HAL open science

Caractérisation et modélisation numérique des transferts gravitaires de la plate-forme au bassin en contexte carbonate

Jean Busson

▶ To cite this version:

Jean Busson. Caractérisation et modélisation numérique des transferts gravitaires de la plate-forme au bassin en contexte carbonate. Interfaces continentales, environnement. Université de Bordeaux, 2018. Français. NNT : 2018BORD0406 . tel-02176229v2

HAL Id: tel-02176229

https://theses.hal.science/tel-02176229v2

Submitted on 10 Jul 2019

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

ECOLE DOCTORALE "SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS" (ED 304)

SEDIMENTOLOGIE MARINE ET PALEOCLIMATS

Par Jean BUSSON

CARACTERISATION ET MODELISATION DES TRANSFERTS GRAVITAIRES DE LA PLATE-FORME AU BASSIN EN CONTEXTE CARBONATE

Sous la direction de : Thierry MULDER
(Co-directeur : Philippe JOSEPH)

Soutenue le 17 décembre 2018

Jury présidé par M. Jean Borgomano, Professeur Université d'Aix Marseille

M. BETZLER Christian, Professseur Universität Hamburg	Rapporteur
M. BORGOMANO Jean, Professeur Université d'Aix Marseille	Rapporteur
M. SULTAN, Nabil, Chercheur IFREMER Brest	Rapporteur
M. MULDER Thierry, Professeur Université de Bordeaux	Examinateur
Mme TELES Vanessa, Ingénieur de recherche IFP	Examinateur
M. JOSEPH Philippe, Professeur IFP School	Examinateur
M. CORNU Tristan, Ingénieur R&D Total Pau	Examinateur
M. LEROY Yves-Marie, Expert géomécanique Total Pau	Examinateur
Mme. POLI Emmanuelle, Chef de projet R&D carbonate Total, Pau	Invitée

Titre : Caractérisation et modélisation numérique des transferts gravitaires de la plate-forme au bassin en contexte carbonate

Résumé : Cette thèse étudie les contrôles des processus gravitaires transférant la production carbonatée des plate-formes vers les bassins. Ces travaux consistent en 1) une synthèse géologique de la sédimentation gravitaire dans les systèmes carbonatés et une typologie des configurations favorables pour le transfert distal de la production grossière 2) une méthodologie de modélisation numérique innovante combinant la modélisation stratigraphique forward et le calcul de la stratigraphie mécanique. Elle évalue les mécanismes d'instabilités au cours de l'évolution d'un système. Ces travaux s'appuient sur deux cas d'analogues Plio-Quaternaire: La pente occidentale sous-le-vent du Great Bahama Bank (GBB) et le système d'Exuma Sound/San Salvador, qui constitue une voie exceptionnelle de transport distal de sables carbonatés vers la plaine abyssale. Une caractérisation commune des processus de transferts gravitaires a été établie pour ces deux zones. Des essais oédomètriques et de cisaillement triaxial ont été conduits pour obtenir les paramètres géomécaniques des sédiments. La méthodologie de modélisation numérique a été appliquée à un transect 2D de la pente occidentale du GBB sur l'intervalle 1,7-0 Ma. Elle précise le mécanisme de progradation de la marge sous-le-vent, liée au développement de prismes marginaux cimentés de bas-niveaux. La modélisation de la stratigraphie mécanique souligne le contrôle des instabilités gravitaires par la géométrie des dépôts et les surpressions de fluides. Celles-ci se développent sous l'effet des charges piézomètriques transitoires dans la plate-forme émergée, favorisant la déstabilisation de la marge de la plate-forme.

Mots clés : Carbonates, Géomécanique, Modélisation forward, Glissements de terrain, Géologie Marine, Stratigraphie

---

Title : Characterization and Numerical Modeling of Sedimentary Transfer Processes from Platform to Basin in Carbonate Contexts

Abstract : This PhD thesis focuses on the controls of the gravitational processes transferring the carbonate production of the platform towards the basins. This work consists in 1) a geological synthesis of the gravity-driven sedimentation in carbonate systems and a typology of favorable configurations for the distal transfer of coarse material 2) an innovative numerical modeling workflow combining the forward stratigraphic modeling and the computation of the mechanical stratigraphy. It estimates the instability mechanisms during the evolution of the system. This work is based on two Plio-Quaternary analog cases: The Great Bahama Bank (GBB) Western leeward slope and the Exuma Sound/San Salvador deep basin and major canyon system, which constitutes an exceptional conduit of distal transport of carbonate sands to the abyssal plain. A common characterization of gravitational transfer processes was established for these two zones. Oedometer and triaxial tests were conducted for the determination of geomechanical parameters of the sediments. The numerical modeling workflow was applied to a 2D transect of the western slope of the GBB over the 1.7-0 Ma interval. It precises the progradation mechanism of the leeward margin related to the development of marginal cemented lowstand wedges. The modeling of the mechanical stratigraphy underlines the control of the gravitational instabilities by the geometry of the platform and fluid overpressures. The latter develop under the effect of transient piezometric head in the emerged platform, promoting the destabilization of the platform margin.

Keywords : Carbonates, Geomechanics, Forward Modeling, Submarine landslides, Marine Geology, Stratigraphy

---

UMR CNRS 5805 EPOC - OASU
Université de Bordeaux
Site de Talence - Bâtiment B18N
Allée Geoffroy Saint-Hilaire
CS 50023
33615 PESSAC CEDEX – France

In memoriam

Pr. Georges Busson, Géologue (5 avril 1929 – 11 août 2018)
Université d'Alger – Museum d'Histoire Naturelle

Le premier pas de la sagesse consiste à admettre, avec bonne humeur,

que nos idées peuvent très bien n'intéresser personne.

Nicolas Gomez Davila

Remerciements

Avant d'achever cette course de 3 ans je veux d'abord dire mes remerciements et ma reconnaissance joyeuse à mes directeurs et encadrants, Thierry Mulder, Philippe Joseph et Vanessa Teles. Conseillers parfois exigeants, toujours avisés et disponibles, vous avez été trois facettes d'une même bonne humeur survivant à mes doutes, mes idées embrouillées mais têtues et même (c'est dire !) la relecture attentive de ma prose. C'est par votre soutien et votre confiance sans faille que ce projet a pu aboutir à quelques résultats scientifiques et être si enrichissant pour moi.

Ces remerciements s'adressent tout autant à Emmanuelle Poli qui m'a dirigé, encouragé et soutenu avec efficacité et amitié à la R&D de Carbonates de Total. Les échanges ouverts et réguliers qu'elle y a rendus possibles ont été irremplaçables pour maintenir la pertinence de ces travaux.
Je veux remercier ici tout particulièrement Jean Borgomano pour sa confiance qui m'a ouvert les portes de ce projet passionnant à Total.

Un très grand merci à mes rapporteurs Christian Betzler, Nabil Sultan et Jean Borgomano, pour l'intérêt qu'ils ont portés à cette thèse et leur présence à Bordeaux au jour de la soutenance. Un grand merci à Yves-Marie Leroy, que j'ai ainsi suivi de la rue Erasme à l'avenue Larribau, pour trouver toujours autant de profits dans ses conseils fins et sympathiques. Merci beaucoup à Tristan Cornu pour sa présence et son attention à ces développements inattendus de l'aventure *Numba*.

Aux soutiens irremplaçables et généreux de ce projet, Nicolas Guy et Antoine Bouziat pour l'usage du magnifique outil A^2 ; à Axelle Baroni, Marc Legentil, Valérie Poitrineau, Elizabeth Bemer, à l'IFPEN et Richard Fabre à Bordeaux pour leur disponibilité et leurs efforts délicats et patients pour les essais géomécaniques; à Mathieu Ducros, Benoit Chauveau, Renaud Traby, Sylvie Wolf et Didier Granjeon pour leur diplomatie subtile entre l'homme et la machine, milles merci et toute ma reconnaissance.

Un grand merci aux géologues rencontrés en salle café, en congrès ou sur le terrain : Aurélien Virgone, Claude Gout et tous les collègues de la R&D Total, Charles Danquigny, Stéphane Jorry, Simon Courgeon et John Counts, Johan Le Goff, John Reijmer, Anthony Tendil, Elda Miramontes, Alexandre Pichat, Julien Michel, pour tous les échanges enrichissants et les coups de mains bien concrets. Un merci tout amical à Cyprien Lanteaume, qui m'a enseigné la stratigraphie des carbonates et la juste place à lui donner. Je voudrais aussi remercier Gregor Eberli, *Promotor Fidei* indispensable et zélé.

Toujours de passage à EPOC à Bordeaux, j'y ai pourtant toujours été reçu comme chez moi : un grand Merci à Emmanuelle Ducassou, Hervé Gillet, Vincent Hanquiez, Thibault Cavailhes, Marie-Claire Perello pour leur accueil et leur assistance. Merci à Salomé, Eléonore, Mélanie, Léa F. pour leur accueil et leur amitié dès le début de cette thèse. Reconnaissance aussi à Elsa, Mélanie et Ludivine qui ont ouvert les premières ce chemin. Un très grand merci à Kelly, pour son assistance pratique et sereine et tant de conversations qui m'ont beaucoup appris. A Léa G., Natacha, et Audrey, qui ont supporté et répondu gentiment à ma curiosité, tous mes remerciements et mes vœux pour la suite.

Merci à tous mes collègues de l'IFPEN qui font le quotidien accueillant et paisible de Tilleuls : Youri, Rémy, Sébastien, Brigitte, Marta, Isabelle, William, Jean-Luc, Julien, Sylvie, Christine, Patrick et Mickaele. A mes camarades thésards, ceux qui m'ont accueilli Virginie, Vincent, Emmanuelle, Camille, Josselin (nous aurions dû parler davantage !), Alexandre et Xavier ; ceux qui m'ont accompagné Pauline, Marianne, Claire, Chris, Hamza, Aurélien, Chakib, Annabelle ; ceux qui tiennent encore les lieux Cédric, Sophie, Imane, Dendan, Martina, Damaris, Nicolas et Adriana: mes félicitations, ma reconnaissance pour tous ces moments partagés et mes encouragements.

Je remercie du fond du cœur mes parents et frères et sœurs, dont le nombre a joyeusement augmenté, pour leur compréhension, leur patience, leurs encouragements et leur aide indispensable, en échange d'une présence trop distante. Enfin à mon épouse Jacinthe je ne peux que dire, faute de pouvoir lui rendre à leur inestimable mesure, mon immense reconnaissance pour sa vaillante affection et son tendre soutien qui ont porté toutes les pages de ce manuscrit.

Table des matières

Remerciements 7

Table des matières 9
Table des illustrations 14

Chapitre 1 : Introduction Générale 29
A. Contexte scientifique 29
B. Problématique et stratégie 30
C. Présentation de la thèse 32

Chapitre 2 : Caractérisation des processus de transfert gravitaire en contexte carbonaté 35
A. Production et accumulation des sédiments carbonatés 35
I. Fabrique à carbonate et édifice carbonaté 35
1. Précipitation de grains de carbonate de calcium 35
2. Définition d'édifices carbonatés et de profil de fabrique 36
3. Eléments d'évolution stratigraphique des édifices carbonatés 39
II. Accumulation du sédiment dans les édifices carbonatés 43
1. En domaine de plate-forme interne 45
2. A la marge de la plate-forme 45
3. Dans la pente 46
B. Transferts gravitaires de sédiments 49
I. Mécanisme d'instabilité 50
1. Les facteurs de pré-conditionnement 54
2. Les facteurs déclenchants 57
II. Processus de transport gravitaire 58
1. Typologie des écoulements gravitaires 58
2. Contrôles des écoulements gravitaires 61
III. Architectures de dépôts gravitaires carbonatés 63
1. Tabliers de pente et de bas de pente 63
2. Systèmes d'export distaux 65
C. Typologie des configurations favorables aux transferts gravitaires de sédiments carbonatés vers le bassin 67
I. Eléments d'identification de systèmes gravitaires carbonatés sableux et distaux 70
1. Profil de fabrique : ouvert/fermé, plan/raide 70
2. Type de matériel 71
3. Profil hérité 72
D. Bilan 75

Chapitre 3 : Système gravitaire carbonaté récent : le cas des Bahamas 79
A. Présentation de la plate-forme du Grand Banc des Bahamas 81
I. Histoire et contexte géodynamique 81
II. Le système carbonaté du GBB au Quaternaire 87

1. Contexte bathymétrique et hydrodynamique 87
2. La production carbonatée sur les plates-formes.....90
3. Dépôts et érosion dans les pentes.....91
B. La pente occidentale du Grand Banc des Bahamas 92
I. Morpho-bathymétrie.....93
II. Données disponibles.....96
1. Données de puits 96
2. Données sismiques 97
III. Histoire sédimentaire et stratigraphique au cours du Plio-Quaternaire. 97
3. Cadre stratigraphique 97
4. Modèle de lithofaciès 100
5. Pliocène : séquences *f* et *e* (5,3 – 2,6 Ma) 102
6. Gélasien : séquence d (2,6-1,7 Ma) 102
7. Quaternaire : sequences c, b et a (1,7-0 Ma).....104
C. La pente d'Exuma Sound et le Canyon de San-Salvador 110
I. La pente d'Exuma Sound 111
1. Morpho-bathymétrie.....111
2. Enregistrement lithologique et stratigraphique.....112
3. Processus sédimentaires quaternaires 117
II. Système de transfert distal : Le canyon et l'éventail distal de San Salvador 120
1. Morpho-bathymétrie.....120
2. Dépôts sédimentaires 122
3. Processus de transferts gravitaires.....125
D. Classification et contrôles des processus de transferts gravitaires 126

Chapitre 4 : Cadre théorique de modélisation des effondrements gravitaires et données expérimentales 133
A. Etude par modélisation numérique des instabilités gravitaires 131
I. Lien stratigraphie – pré-conditionnement – instabilité.....131
II. Méthode de modélisation numérique.....134
III. Cadre mécanique théorique.....137
1. Approche de l'état de contrainte 137
2. Caractérisation de l'état de contrainte à la rupture 138
3. Contrainte et déformation 140
4. Evaluation du pré-conditionnement.....143
B. Caractérisation géomécanique des sédiments des Bahamas.....146
I. Caractérisation du sédiment de la boue de péri-plate-forme 146
1. Présentation des échantillons de laboratoire 146
2. Caractéristiques physiques du sédiment en surface 148
II. Caractérisation hydromécanique 149
1. Essai œdométrique.....149
2. Loi de compaction de la boue de péri-plate-forme.....152
3. Loi de perméabilité de la boue de péri-plate-forme 154
4. Propriétés physiques et élastiques dans les puits ODP 155
III. Caractérisation du comportement à la rupture 156
1. Essais scissométriques 156
C. Bilan.....157

Chapitre 5 Article accepté dans Sedimentary Geology "High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: controls and dynamic of the progradation" 159

1 Introduction 160
1.1 High-resolution stratigraphic study of a progradational margin.....160
1.2 Bahamas case study: State of the art 161
1.2.1 Quaternary evolution of the Western margin.....162
1.2.2 Recent margin evolution and sedimentary processes 162
1.3 Objectives of the paper.....164
2 Data and Methods.....167
2.1 Well Data.....167
2.1.1 Well Chronostratigraphy 167
2.1.2 Core lithofacies analysis 168
2.2 Seismic data.....169
2.2.1 Well tie 170
2.3 Stratigraphic forward modeling 170
2.3.1 Model outlines and strategy.....170
2.4 Simulations parameters.....172
2.4.1 External controls 172
2.4.2 Definition of carbonate producers.....172
2.4.3 Production laws 174
2.4.4 Definition of resulting lithofacies.....174
3 Results 175
3.1 Experiment 1: fine-grained uncemented margin 175
3.2 Experiment 2: Cemented margin 177
3.3 Experiment 3: Cemented margin during highstand only 183
3.4 Platform-to-basin Stratigraphic evolution 183
4 Discussion 186
4.1 Numerical experiments limitations 186
4.2 Mechanisms and controls of the margin progradation 187
4.2.1 Importance of cemented facies at the margin 187
4.2.2 Lithological and stratigraphic characteristics of the prograding margin 187
4.2.3 Extrinsic and intrinsic controls.....188
4.3 Interpretation of the stratigraphic architecture in the seismic.....189
5 Conclusions 190

Chapitre 6: **High-resolution forward numerical modeling of mechanical stratigraphy and precondition for carbonate slope failures** 193
A. Introduction 193
I. Precondition and trigger of slope failure.....193
II. Objective and modeling strategy 195
B. Geological Data 196
I. Western Great Bahama Bank case study.....196
II. The "Western Line" reference section 198
1. Well data 198
III. Stratigraphic and depositional history.....199
1. Stratigraphic framework 199
2. Lithofacies description 200
3. Sequence e and f (5.3 – 2.6 Ma) 200

1. Sequence d (2.6-1.7 Ma) 200
2. Sequence c (1.7-0.37 Ma) 202
3. Sequence b and a (0.37 – 0 Ma) 203
C. Numerical Simulation method 204
I. Forward Stratigraphic Simulation 204
1. Principles 204
2. 2D Model definition and external controls 204
II. Forward mechanical stratigraphy 204
1. Principles 204
2. Precondition indicators 206
3. Fluid and boundary conditions 207
4. Piezometric conditions 207
5. Time and space resolution 207
D. Litho-Mechanical facies definition 208
I. Lithofacies definition and distribution 208
1. Simulated stratigraphic architecture and facies 208
2. Litho-mechanical facies definition 209
II. Hydro-Mechanical parameters 209
1. Compaction laws 210
2. Permeability laws 212
III. Mechanical parameters 215
1. Elastic parameters 215
2. Yield criterions 215
E. Simulation results 216
I. Pore-fluid overpressure development: sea-level and platform piezometry 216
II. Influence of cemented levels on overpressure development 217
III. Identification of preconditioning mechanisms 220
IV. Influence of cemented levels on precondition 222
V. Passive and active stress state development 222
F. Discussion 223
I. Uncertainties on preconditioning mechanisms 223
1. Lower slope precondition 223
2. Margin precondition 223
3. Limitations in mechanical characterisation 223
II. Uncertainties and controls of overpressure 224
1. Piezometric situation during lowstand periods 225
2. Climate during glacial lowstand periods 226
3. Limitations in Hydro-mechanical characterisation 226
III. Relationships with observed slope failures 227
1. Margin failure 227
2. Lower slope failure 228
G. Conclusion 228
H. Annexe A 229
I. Résultats de simulations supplémentaires 230
I. Variation des paramètres 230
1. Paramètres mécaniques 230
2. Lois de perméabilité 233
II. Etude par analyse limite 236

Chapitre 7 : Conclusion.....241
A. Synthèse des instabilités gravitaires quaternaires aux Bahamas 241
I. Bilan de la simulation du transect du GBB occidental 241
II. Comparaison avec la pente d'Exuma et du LBB (Little Bahama Bank) 243
B. L'analogue Bahamien ? Héritages, variations et contrôles 245
C. Questions ouvertes 249
D. Bilan & Perspectives 250

Références Bibliographiques.....253

Annexe I: Illustration par deux systèmes carbonatés gravitaires anciens.....267
I. CSF d'Anotz et Mégabrèches Sud-Pyrénéennes (SPECM) : 267
II. Fosse Vocontienne 270
1. Brèches du Tithono-Berriasien.....271
2. Eventails calciclastiques du Barrémo-Aptien.....275
Annexe 2A : Histoire Géodynamique des Bahamas (Jurassique-Présent).....284
Annexe 2B : Histoire Géodynamique des Bahamas (Plio-Quaternaire) 285
Annexe 3 : Synthèse des interprétations chronostratigraphiques pour le transect « Western Line » 287
Annexe 4 : Carottes sédimentaires du système Exuma /San Salvador 289
Annexe 5 : Méthode d'analyse limite (Optum G2).....295
Annexe 6 : Essais de cisaillement triaxial.....297

Table des illustrations

Figure I. 1 : Schéma illustrant un système sédimentaire carbonaté classique, avec un domaine de plate-forme où le matériel est produit et s'accumule, et une transition rapide vers un bassin en relative pénurie d'apports. L'enjeu de cette thèse est de faire progresser la compréhension et l'identification des systèmes où des transferts gravitaires importants se développent. 29
Figure I. 2 : Schéma présentant les différentes contraintes géologiques des édifices carbonatés et de leurs accumulations sédimentaires (en vert) et le développement des instabilités gravitaires dans ces accumulations, par le jeu combiné des mécanismes de pré-conditionnement qui s'y développent (en bleu) et des facteurs déclenchants qui peuvent les affecter (en rouge). Les instabilités gravitaires et les processus de remobilisation hydrodynamique directe alimentent les transferts gravitaires. Les deux principales tâches de cette thèse : 1. caractérisation des transferts gravitaires et 2. Modélisation numérique sont indiquées en orange et noir. 31

Figure II.1 : Schéma théorique d'une fabrique de carbonates présentant les deux principales classes de géométries existantes (plate-forme ou rampe). Les différents types de faciès lithologiques, cimentés ou non, sont présentés en relation avec leur position dans l'édifice carbonaté, notamment en relation avec le niveau d'énergie hydrodynamique et les processus de re-sédimentation. Figure aussi sur ce schéma l'étendue théorique de la fabrique de carbonate pour un haut-niveau marin relatif (configuration dessinée ici) ou pour un bas niveau marin relatif. Dans cette dernière configuration, les zones peu profondes étant beaucoup plus pentues, en particulier pour la géométrie de plate-forme, la surface de production est beaucoup plus faible. Les trois principaux régimes de diagenèse sont aussi présentés ici : la diagenèse d'enfouissement, associée à la circulation de fluides profonds au sein de la pile sédimentaire, la diagenèse marine, associée aux interactions avec l'eau océanique, et la diagenèse vadose, associée aux faibles profondeurs sédimentaires et à l'interaction avec les eaux de précipitations. C'est l'activité de cette dernière qui entraîne généralement une karstification et une cimentation très rapide de la production carbonatée émergée. 36
Figure II.2 : Variation au cours du temps géologique des producteurs carbonates dominants et des bios-constructions d'après Pomar & Hacq, 2016. (B) LBF Large Benthic Foraminifers et R.A. for Red Algae). 38
Figure II.3 : Le profil sédimentaire d'une fabrique carbonate se met en place en réponse à l'interaction entre un assemblage de producteurs et des contraintes environnementales. Il détermine l'expression stratigraphique de la fabrique dans un environnement donné. D'après Pomar and Hacq (2016). 39
Figure II.4: Definition des zones photiques pour les producteurs carbonates en function de la profondeur, de l'absorption de la lumière et du type de pigment dans les producteurs autotrophes (algues rouges ou vertes). D'après Pomar et Hacq (2016).....40
Figure II.5: Comparaison schématique entre les géométries d'accumulation résultant du phénomène de « Highstand shedding » c'est-à-dire d'un export accru de la production de plate-forme pendant les périodes de haut-niveau marin relatif. a) dans le cas d'un système de type rampe on observe effectivement une accumulation de la production au niveau de la marge, résultant en une progradation du système. b) dans le cas d'un système de plate-forme récifale à marge raide on observe une accumulation dans la pente, au pied de la marge, et donc une géométrie aggradante. D'après Hunt & Tucker (1993). Remarque 1 : cette distinction doit tenir compte du type de matériel exporté par le « Highstand Shedding », selon la Figure II. 6. Ainsi la configuration b) est généralement

associée à l'export de matériel fin. Remarque 2 : ces configurations résultent entièrement du profil de fabrique, qui crée une marge plus ou moins raide. Elles sont indépendantes du profil topographique hérité qui contrôle la géométrie de l'édifice, et pourra ainsi très bien associer le cas a) et une pente héritée en bypass contraint. La géométrie obtenue sera alors similaire au cas b), mais à plus grande échelle et avec des contrôles fondamentalement différents. 42
Figure II. 6: Coupes schématiques de plusieurs édifices carbonatés et des géométries d'accumulation associées. Ces géométries permettent de définir des morphologies plus ou moins raides et ouvertes, en lien avec le type de matériel produit et le régime climato-eustatique dominant.....44
Figure II. 7: Comparaison entre la fabrique sédimentaire et l'angle des accumulations marginales et de pentes correspondantes, d'après Kenter (1990) modifié par Playton et al. (2010). Ce diagramme indique la limite géoméètrique de stabilité pour des accumulations pérennes, en l'absence de pré-conditionnement ou de mécanismes de transport chenalisé gravitaire ou hydrodynamique. 47
Figure II.8: Schémas des différents types de pente en fonction du régime d'accumulation et de transport des sédiments (Schlager et Ginsburg, 1981). Les configurations en bypass ou en accrétion peuvent à la fois correspondre au profil sédimentaire de la fabrique, ou à un profil hérité. La configuration en érosion correspond nécessairement à un profil hérité, toujours en activité. Elle se développe généralement à des échelles spatiales supérieures à celles des systèmes de by pass ou d'accrétion.....48
Figure II. 9: Schéma illustrant les relations entre l'échelle, la période de retour et les facteurs de contrôles d'un mécanisme d'instabilité dans un édifice carbonaté. La notion d'échelle de volume et de fréquence est liée et mesurée par la rapidité de recharge du système en matériel mobilisable. Les facteurs de contrôles d'un effondrement catastrophique correspondent à une libération d'énergie plus ou moins importante, soit sous l'effet d'une perturbation considérable du système, ou de la construction progressive d'un pré-conditionnement de grande ampleur. 51
Figure II. 10: Présentation des principaux mécanismes d'initiation des transferts gravitaires, par des évènements hydrodynamiques ou simplement instabilité mécanique.....53
Figure II. 11: Schéma illustrant les transferts gravitaires associés à différents types de mécanismes d'initiation : mobilisation directe par un évènement hydrodynamiques ou effondrements mécaniques ; ainsi que leur occurrence récurrente ou exceptionnelle.....54
Figure II. 12: Mécanisme conceptuel de génération de surpression de fluide pendant une chute du niveau marin d'après Spence et Tucker (1997). L'aquifère confiné ne se rééquilibre pas verticalement avec la nouvelle cote piézométrique après la baisse du niveau marin, et possède donc une surpression ΔOp. Le scénario de liquéfaction de (c) n'est effectivement possible que pour ΔOp égal à la contrainte verticale effective, ou en cas d'un chargement cyclique supplémentaire. 56
Figure II. 13: Proposition de classification des processus d'écoulement gravitaire, d'après Masson et al. (2006). A droite les flèches indiquent les équivalences proposées pour les termes descriptifs classiquement utilisés pour décrire les dépôts carbonatés gravitaires : Carbonate Mégabreccias, Calcidébrites, Calciturbidites. 58
Figure II. 14 : Classification des différents types d'écoulements gravitaires sous-marin (Mulder et Alexander, 2001).....60
Figure II. 15 : Illustration d'une transformation d'écoulement pour les resédimentations carbonatés du Bassin Sud-Est Provencal au Crétacé Supérieur, d'après Hennuy (2003). L'évolution du glissement en coulée de débris est attestée par des observations de terrain. 61
Figure II. 16 : A) diagramme comparant le Fahrboschung et le volume de glissements sous-marins, compilé par Canals et al. (2004), et références à l'intérieur. Les cercles et les carrés indiquent respectivement des glissements de matériel non-volcanique et volcanique. La loi proposée par Scheidegger et al. (1973) est définie pour les glissements à l'air libre. B) illustration à l'échelle des plusieurs glissements sous-marins étudiés par Canals et al. (2004).....62
Figure II. 17 : Description des principaux types d'architectures de dépôts gravitaires sur des pentes carbonatés en fonction du type de matériel, distinguant à gauche des tabliers continus de pente ou de bas de pente ; et à droite des dépôts ponctuels associés à des évènements distincts, plus ou moins récurrents (Playton et al. (2010)). 64

Figure II. 18 : Schéma d'un éventail calciclastique (CSF) de granulométrie moyenne et de taille moyenne, tel que défini par Payros et Pujalte (2008). Ce système présente une rampe sableuse en amont d'une pente supérieure incisée par des ravines tributaires (1) puis un système dépositionnel de chenal bordé de levées (2) et enfin un système de lobes (3) avec une frange boueuse (4). 65
Figure II. 19 : Présentation du dépôt d'une mégabrèche (*Carbonate Megabreccia*) Eocène dans le bassin de Jaca par Payros et al. (1999). La succession verticale des faciès témoigne d'une transition d'écoulement telle que décrite schématiquement à la Figure II. 15, généralement observé pour les mégabrèches carbonatés. Le dépôt d'un unique évènement présente 80 m de puissance, dont 10 m de turbidites à faciès rudstone/grainstone. De tels dépôts peuvent couvrir une surface de plusieurs centaines de km^2. Voir Annexe I. 66
Figure II. 20 : Présentation de trois critères d'identification des conditions favorables à la mise en place de dépôts gravitaires carbonatés sableux distaux : type de matériel sédimentaire dominant dans le profil de fabrique, profil de fabrique et profil hérité, en fonction de différents mécanismes d'initiation du transfert. Soit par des mécanismes récurrents d'instabilités gravitaires de petite échelle ou de transferts hydrodynamiques, Soit des instabilités gravitaires catastrophiques de grande échelle. 68
Figure II. 21 : Représentation schématique des effondrements gravitaires de grande échelle des plates-formes de la marge du bassin Permien au Léonardien. Au dépôt de l'effondrement proprement dit (mégabrèche) de qualité réservoir variable, s'ajoute les lobes turbiditiques issus des écoulements chenalisés par les réentrants formés par l'effondrement initial. 73
Figure II. 22 : Comparaison schématique entre le profils de bypass de la plate-forme apulienne A) et les profils distally steepened de la plate-forme urgonienne et leurs accumulations gravitaires résultantes.....74
Figure II. 23 : Représentation schématique simplifiée du système de transfert à l'Est du Grand Banc des Bahamas, où la pente en bypass d'Exuma Sound est prolongée par un canyon profond transférant les sédiments sableux vers un éventail abyssal. 75

Figure III 1 : Carte de l'archipel des Bahamas (d'après Tournadour, 2015). Les flèches jaunes indiquent les courants marins superficiels, les vertes les courants profonds. L'encadré en orange désigne la zone explorée par la mission Carambar 1, leg 1, sur la pente occidentale du Grand Banc des Bahamas (B.II). L'encadré en rouge désigne la zone d'Exuma Sound et du Canyon de San Salvador, explorée notamment par les missions BACAR et Carambar 2 (B.III). La ligne pointillée orange marque le tracé de la corrélation de puits sur la Figure III 4. Le tracé blanc Y-Y' indique la position de la coupe de la Figure III 6. Les traits bordeaux, verts et bleu indiquent la position des profils de pente de la Figure III 13. 79
Figure III 2 : Reconstitution paléo-géographique de l'ouverture du Sud de l'Atlantique central à l'Oxfordien (à gauche) et au Berriasien (à droite). En rosé apparaît l'emplacement hypothétique du « Point Chaud des Bahamas » à l'origine des dépôts volcaniques sur le plateau de Demerara au S., et surtout du matériel sous-jacent à la plate-forme développée à partir du Jurassique supérieur aux Bahamas. Figure III tirée de Reuber et al., 2016. 81
Figure III 3 : Coupe schématique de la Floride et du plateau de Blake (à l'Est) tirée de Hine et al. (2003). On peut notamment y observer la très épaisse série Jurassique déposée au-dessus de la croûte continentale étirée du Plateau de Blake, et le développement de la plate-forme du Crétacé Inférieur en dessous de la discordance et du hiatus régional du Crétacé moyen (~90 Ma). Les différents sondages profonds effectués dans les Bahamas semblent indiquer une structure similaire à celle du Plateau de Blake sous le GBB. 82
Figure III 4 : Corrélation de sondages profonds dans la couverture sédimentaire des Bahamas depuis le Jurassique inférieur (Dale, 2013). Voir Figure III 1 pour la position des puits, de l'W (A) vers l'E (A'). 83

Figure III 5 : Reconstitution paléogéographique de la plaque Caraïbe au Crétacé supérieur (en bas) et à l'Eocène (en haut). Le bleu indique l'emplacement de la plate-forme carbonatée s'étendant sur le plateau de Blake, la Floride et les Bahamas, et en orange, à l'Eocène, la suture compressive mise en place au niveau de Cuba. On remarquera que ces reconstitutions suggèrent une légère rotation du bloc des Bahamas dans le sens anti- horaire du fait de la collision. D'après Pindell et Kennan (2009). 84
Figure III 6 Coupe Géologique schématique du GBB d'après Eberli & Ginsburg, 1987. 85
Figure III 7 Evolution de la morphologie de la Plate-forme des Bahamas du Pliocène au Pléistocène, d'après Schlager et Ginsburg (1981). 85
Figure III 8 : Séismicité récente (depuis 1900) d'après le catalogue de l'USGS dans la région des Bahamas, pour une magnitude Mw ≥ 3. L'activité sismique est concentrée sur la frontière Nord de la plaque Caraïbes. On remarque cependant quelques séismes associé à la suture au Nord de Cuba. Les encadrés en rose représentent les zones d'études de la thèse : pente W du GBB, et zone Exuma Sound/San Salvador à l'E. Les lignes de couleur sur cette Figure III indiquent la position schématique des grandes limites géodynamiques de la zone : en bleu clair la limite Continent/Océan à l'E et à l'W du bloc Bahamas/Floride ; en vert la limite en décrochement senestre entre plaque Caraïbes et Amérique ; en rouge la compression active entre le SE de la plate-forme des Bahamas et Hispaniola ; en orange la Suture Eocène de Cuba, avec la position schématique des linéaments de déformation compressive associé dans le bloc Bahamas, jusqu'au N de Cay Sal Bank (failles inverses, plis). SA : Santaren Anticline. SC : Santaren Channel (Canal de Santaren). 86
Figure III 9 : Carte bathymétrique de la plate-forme du GBB, tirée de Harris et al. (2015). 88
Figure III 10 : données de courants de surface et de vent (encadré) moyennées pour l'année 2013 pour le GBB et ses environs, (Harris et al., 2015). 89
Figure III 11 : cartes des faciès sédimentaires de la plate-forme du GBB à l'actuel (Harris et al., 2015). 90
Figure III 12 : Schéma de l'export des sédiments fins de plate-forme dans la pente sous la forme de courants de densité. Wilson et Robert, 1992. 91
Figure III 13 : Profils de pente pour la pente NE du Petit Banc des Bahamas (en vert), la pente occidentale du GBB (en rouge) et la pente orientale du GBB avec le profil complet jusqu'à la plaine abyssale atlantique (en bleu). Ce sont ces deux derniers cas qui sont étudiés dans la suite de cette thèse et qui constituent des exemples typiques de pente en accrétion et en bypass, respectivement. Les barres verticales figurent l'épaisseur des dépôts Quaternaire. En orange les taux de sédimentation entre 1,7 Ma et l'actuel dans les puits ODP, à leur emplacement. En violet les taux de sédimentation entre 2,6 et 1,7 Ma. La position des profils est indiquée en Figure III 1. 92
Figure III 14 Carte bathymétrique de la pente occidentale du GBB (données Carambar 1) à partir de Principaud et al., 2018. Les puits ODP dans la pente ainsi que les deux puits Clino et Unda sur la plate-forme sont figurés. En rouge la ligne sismique de référence utilisées pour la section plate-forme bassin. Les lettres A à D désignent les sections de bathymètrie présentées à droite (extraits de Principaud et al., 2018). Il est important de noter que la bathymétrie hachurée de la partie amont est une approximation qui sous-estime les pentes très raides de l'escarpement marginal (voir Figure III 15). La flèche noire indique l'emplacement du MTC décrit par Principaud et al. (2015) et sa position projetée sur le profil de pente C : on notera la convexité de la pente à ce niveau. Les deux courts profils A1 et A2 indiquent la position des profils sismiques de la Figure III 15. 93
Figure III 15 A1) et A2) Profils sismiques de la marge occidentale du GBB d'après Wilber et al., 1990, montrant le prisme boueux holocène, l'escarpement marginal et les dépôts de sables marginaux. Voir Figure III 14 pour leur position. 95
Figure III 16 : Courbe eustatique pour la période étudiée (Plio-Quaternaire) d'après Miller et al. (2011) avec les principaux marqueurs stratigraphiques utilisés (A à F) et les séquences stratigraphiques correspondantes (a à f). Les 4 colonnes rouges correspondent aux épisodes interglaciaires des MIS 11, 9, 5 et 1 qui constituent les seuls très (!) brèves périodes d'inondation de la plate-forme entière au cours du dernier million d'année. 98

Figure III 17 : section sismique « Western Line » de la plate-forme et de la pente occidentale du GBB (tracé en noir sur la Figure III 14) avec les principaux réflecteurs sismiques utilisés et la description lithologique des puits (voir le Tableau II.1 pour la légende). Les données sismiques proviennent de la publication de la Western Line originale, de sa version retraitée et de la campagne Carambar 1.....100
Figure III 18 : Corrélation stratigraphique entre les puits du transect plate-forme/bassin, avec l'interprétation en lithofaciès sédimentaires, la composition minéralogique, les vitesses des ondes P pour les puits Clino et 1005, et le caractère plus ou moins lithifiés des sédiments issus de la description ODP leg 166.....103
Figure III 19 : Schéma des différentes phases de la diagenèse précoce dissolvant les aiguilles d'aragonite pour former un ciment calcitique microsparitique (Munnecke et al., 1997). 105
Figure III 20 : Intervalle lithifié de bas niveau dans le puits ODP 1003. A droite photo de la carotte, à gauche mesures de vitesse des ondes P dans le puits ODP pour la profondeur correspondante. 106
Figure III 21 : Coupe sismique sur la pente occidentale du GBB, d'après Wunsch et al., 2016, au sud de la zone étudiée. Les surfaces bleues claires correspondent aux intervalles sédimentaires lithifiés de bas-niveau. L'intervalle bleu au dépôt de la débrite issue d'un effondrement en période de bas niveau. Les intervalles rouges correspondent à des prismes boueux de haut-niveau. L'intervalle rose correspond au dernier dépôt boueux holocène.....107
Figure III 22 : Interprétation en stratigraphie séquentielle du profil sismique haute resolution de la Western Line pour la marge de la plate-forme et la pente supérieure A) le jeu de données combinant à droite la ligne originale publiée par Eberli et Ginsburg (1987) et à gauche cette ligne retraitée publiée dans Wunsch et al. (2018). B) interprétation en stratigraphie séquentielle, C) Section interprétée avec les différents membres de séquences D) Interprétation chrono-stratigraphique des corps identifiés, pour l'intervalle 1.7-0 Myr E) courbe eustatique de Miller et al. (2011) pour cette même période, avec les principaux marqueurs stratigraphiques et la succession des épisodes glaciaires et interglaciaires (MIS), d'après Lisiecki et Raymo, 2004. 108
Figure III 23 : Carte bathymétrique de la zone d'étude Exuma Sound/San Salvador (encadré rouge sur la 1), issue de la mission CARAMBAR 2. Le bassin d'Exuma Sound se prolonge vers le SE par le Canyon de San Salvador qui débouche sur la plaine abyssale atlantique au SE de l'île de San Salvador. L'éventail de dépôt de San Salvador est souligné par une limite approximative en pointillé noir. Les points de couleur indiquent la position des trois puits du leg ODP 101 dans la pente d'Exuma Sound et celle des carottes sédimentaires prélevées par les missions BACAR et CARAMBAR 2. Le code couleur indique pour celles-ci la proportion en sable dans la carottes (Net-To-Gross). La miniature en haut à droite montre la carte isopaque de l'éventail de San Salvador tel que décrit par les données sismiques de la campagne BACAR. La miniature en bas à gauche indique, en orange, la position de cette carte, en jaune la position de la Figure III 30.....111
Figure III 24 : A) Bathymétrie détaillée de la zone d'Exuma Sound avec la position des puits du leg ODP 101. 112
Figure III 25 : Interprétation lithologique et stratigraphique des puits du Leg ODP 101 de la zone d'Exuma Sound (positions dans la Figure III 24). La position des marqueurs stratigraphiques souffre d'importantes incertitudes, en particulier pour le sommet du Miocène dans les puits amont 633 et 631 en pointillé. J'ai fait le choix ici de souligner le sommet des calciturbidites dans le puits 633, qui correspondent à un changement important de régime sédimentaire. 113
Figure III 26 :Profil sismique de la ligne HR057 de la mission CARAMBAR 2 (profil vert sur la Figure III 25) passant par les puits ODP. L'interprétation souligne ici le réflecteur de base du Pliocène, bien identifié dans le puits 632. L'interprétation du réflecteur du sommet du Crétacé suit Fabregas et al. (2018). Les lignes bleues et jaunes indiquent respectivement les interprétations de failles normales et cicatrices de glissement, et les surfaces de glissements gravitaires. 114
Figure III 27 : Carte d'interprétation des glissements de terrains sur la pente d'Exuma Sound réalisée par Fabregas et al. (2018). Les géométries plus claires indiquent les dépôts de glissement ou les cicatrices comblées par la sédimentation postérieure. 116

Figure III : 28 Lithologie et stratigraphie du puits ODP 632 (Reijmer et al., 2015b) pour le Quaternaire tardif, indiquant notamment les turbidites en noir et les débrites en bleu alternant avec la sédimentation boueuse de péri-plate-forme en gris.....117
Figure III 29 : Carte des trois dépôts gravitaires identifiés par Crevello et Schlager (1980) dans le bassin d'Exuma Sound. La bathymétrie est indiquée en fathom (=1,83 m). Les dépôts I et II (en blanc) sont d'extension limités et correspondent à des turbidites, le dépôt III (en violet) correspond à une mégaturbidite interprétée comme la conséquence d'un effondrement massif de la pente et de la marge de la plate-forme. 118
Figure III 30 : Schéma des corps sableux holocènes de plate-forme de Joulter Cays sur le GBB. On remarquera l'échelle verticale de 5 m seulement. En bas à droite localisation des coupes sur photo aérienne. Il est difficile d'envisager une mobilisation purement gravitaire de ces corps. D'après Rankey et Reeder, 2012. 119
Figure III 31 : Processus supposés et dépôts carottés sur le transect Exuma Sound/San Salvador par les missions Carambar 2 et BACAR. Les points dans la carte de bathymètrie indiquent le ratio de sables dans les carottes (NTG). On peut remarquer qu'il reste remarquablement élevé sur l'ensemble du transect, mais associé à des épaisseurs et des types de dépôts gravitaires variés. Les processus évoqués sont détaillés dans la partie suivante D. Les bandes de couleur verticales indiquent la correspondance avec les photos de carottes de la Figure III 35. 121
Figure III 32 : Carte de l'éventail distal de San Salvador, d'après Ravenne et al. (1983). Les lignes colorées sont les isopaques (en std) de la séquence quaternaire formant l'éventail. La ligne violette indique le tracé de la ligne sismique 2D de la Figure III 33 . Les points de couleur indiquent la position des carottes sédimentaires de la mission BACAR avec leur pourcentage de sable. 121
Figure III 33 : Coupe sismique de la mission BACAR (Ravenne et al., 1983) dans l'éventail distal de San Salvador.....122
Figure III 34 : Photographies de sections de trois carottes de la vallée d'Exuma indiquant respectivement : CARKS16 un dépôt extrêmement grossier de débris de coraux (grain flow) provenant de la bordure d'une plate-forme. CAR2KS18 une succession de plusieurs turbidites bien triées et granoclassées, mesurant entre 15 et 1 m d'épaisseur (couleur claire) avec des interbancs plus boueux et argileux (sombres). CAR2KS 26 le dépôt basal d'une débrite (*hybrid bed*, Talling, 2013) évoluant de la débrite boueuse à une coulée sableuse mal granoclassée. Pour la localisation voir la Figure III 32.....123
Figure III 35 : Photographies de deux carottes de l'éventail distal de San Salvador indiquant respectivement : - le dépôt sableux le plus distal du chenal actif, présentant une calciturbidite de haute-densité (BACAR 27).....124
Figure III 36 : Classification des principaux types de phénomènes de transferts gravitaires observés sur la pente occidentale du GBB et la zone d'Exuma Sound/San Salvador pour le Plio-Quaternaire principalement. Sont indiqués l'accumulation à l'origine du transfert et les puits ou données de référence. En orange Figure IIInt les processus absents au Quaternaire. 126
Figure III 37 : Représentation schématique des dépôts des transferts gravitaires identifiés dans l'étude des Bahamas, avec la fabrique et les dimensions associées. 128
Figure III 38 : Représentation schématique des processus de transferts gravitaires actifs au Quaternaire sur les pentes A) d'Exuma Sound B) occidentale du GBB.....129

Figure IV 1 : Schéma de la méthodologie de modélisation du déclenchement des instabilités gravitaires suivi dans cette thèse. 134
Figure IV 2 : Schéma du couplage entre les deux codes du simulateur A^2 pour effectuer le calcul couplé du tenseur de contrainte et de l'écoulement des fluides de pore.....135

Figure IV 3 : Schéma du modèle rhéologique utilisé par le simulateur A^2 pour rendre compte à la fois de la consolidation du sédiment et de sa limite de stabilité en cisaillement. 136
Figure IV 4 : Schéma représentant différents état de contraintes dans le plan P'Q, avec le critère de rupture (yield criterion); en noir un trajet de chargement ; en pointillé vert la droite de condition œdométrique pour un matériel donné (K0 constant, évolution linéaire de Q en fonction de P') ; l'effet d'une surpression de fluide de λ^* rapproche l'état de contrainte (cercle rouge) du critère de rupture (cercle noir). Ce dernier possède un coefficient de pression des terres K_0 supérieur à la condition œdométrique pour le même confinement (cercle vert); en bleu un état de contrainte plus isotrope, avec un coefficient de pression des terres K_0 inférieur à la condition œdométrique. DI renvoie à l'indicateur de pré-conditionnement défini à la section 4. 138
Figure IV 5 : Schéma représentant différents états de contrainte pour la même contrainte verticale effective (i.e. la même colonne de sédiments, avec la même pression de pore locale) avec des contraintes horizontales différentes, et la variation correspondante du coefficient de pression des terres $\boldsymbol{K0}$. On retrouve en noir le critère de rupture et en vert la condition œdométrique. Le point bleu correspond à l'état de contrainte isotrope, déjà plus « compressif » que la condition œdométrique. On peut constater que la rupture en condition passive se produit à un niveau de contrainte beaucoup plus élevé que la condition active. 140
Figure IV 6 : Description théorique de la consolidation du sédiment, à gauche selon la formulation du modèle Cam Clay (Schofield et Wroth, 1968) en mesurant la variation de volume v=e+1 (NCL, Normally Consolidated Line, URL Unloading/Reloading Line) ; à droite selon la présentation classique d'un essai de consolidation œdométrique. La pression de pré-consolidation p'_c apparaît à la rupture de pente lors du chargement de l'échantillon. 141
Figure IV 7 : Présentation de la surfaces de rupture dans l'espace tridimensionnel confinement p, cisaillement q et volume v, atteinte lors d'un essai triaxial non-drainé suivant le modèle Cam Clay (d'après Schofield et Wroth, 1968). 142
Figure IV 8 : Présentation des surfaces de rupture pour un essai de compression axial dans le modèle Cam Clay. Ces différentes vignettes montrent le trajet d'un échantillon lors d'un essai triaxial non-drainé (d'après Schofield et Wroth, 1968). Il évolue depuis la position initiale J, légèrement sur-consolidée par rapport à la position I. En c) la courbe rouge souligne la surface d'écrouissage plastique associée à cet état de consolidation initial. Elle est remplacée par d'autres surfaces au cours de la compression. La diminution du confinement au cours de la compression non-drainée est causée par l'augmentation de la pression de fluide. CSL indique la droite d'état critique (Critical State Line). 143
Figure IV 9 : Schéma indiquant le lien entre un critère de rupture frottante et différentes valeurs de cohésion non-drainée résultantes de l'état de confinement initial et du trajet de contrainte suivi. Les solutions présentées ici sont qualitativement similaires aux solutions proposées par le modèle Cam-Clay (Figure IV 5). Dans un système en accrétion comme la pente occidentale du GBB, les sédiments sont généralement normalement consolidés. 144
Figure IV 10 : Log sédimentaire des 5 carottes de la mission Carambar 1.5 utilisées pour une caractérisation de la boue de péri-plate-forme (d'après K. Fauquembergue). Les niveaux en rouge indiquent le prélèvement d'échantillons pour les essais œdométriques. 147
Figure IV 11 : Schéma d'après Tournadour (2015) de la position du puits ODP 630 dans une coupe sismique de la pente NE du Petit Banc des Bahamas. Les étoiles indiquent la position des trois échantillons prélevés sur la carotte du puits pour les essais œdométriques par Lavoie (1988). On peut remarquer que les deux échantillons les plus profonds sont situés dans une masse glissée. 147
Figure IV 12 : Evolution théorique des propriétés physiques de la boue de péri-plate-forme en fonction de la porosité. 148
Figure IV 13 : Courbe théorique d'essai œdométrique avec un palier intermédiaire de déchargement (D à F). La pression critique est indiquée en abscisse par $\boldsymbol{\sigma c'}$ ou P_c. http://tice.inpl-nancy.fr/modules/sciences_techniques/Proprietes-Meca-Sols/chap8/courbes-oedometrique.html 149

Figure IV 14 : Courbes d'essais œdométriques réalisées sur des échantillons de Carambar 1.5 (CARGC 12, 15 et 16) et par Lavoie (1988) sur la carotte ODP 630. 150
Figure IV 15 : Relation entre indice de consolidation (OCR) et porosité initiale pour les échantillons de boue de péri-plate-forme.....151
Figure IV 16 : Lois de compactions $\boldsymbol{\varphi}(\boldsymbol{\sigma 1}')$ empiriques proposées à partir des résultats d'essais œdométriques. En bleu la loi pour la boue aragonitique de haut niveau marin, calée sur les mesures de CARGC 12 et du puits 630. Les mesures obtenues dans les essais œdométriques sont replacées sur cette Figure à l'abscisse correspondant à leur profondeur en faisant l'hypothèse d'un gradient hydrostatique. 152
Figure IV 17 : Evolution de la porosité avec la profondeur dans les puits ODP, à gauche dans la pente occidentale du GBB, à droite dans la pente orientale (Exuma Sound). Voir B.II. et B.III. Les points colorés correspondent aux mesures sur carottes (Eberli et al., 1997) et à gauche Figurent également les points obtenus par les essais œdométriques, la courbe bleu correspond à la loi de compaction. Elle est intégrée dans ces Figure IVs en fonction de la profondeur en faisant l'hypothèse d'une consolidation normale et d'un gradient de pression hydrostatique. 153
Figure IV 18 : Lois empiriques de perméabilité en fonction de la porosité à partir des essais œdométriques sur des échantillons de Carambar 1.5 (carrés) et du puits ODP 630 (cercle) (Lavoie et al., 1988). Les cercles pleins bleus correspondent à des mesures sur la boue de péri-plate-forme Quaternaire du puit ODP 817, sur la marge du Queensland. En bleu la loi empirique proposée pour la boue de péri-plate-forme.....154
Figure IV 19 : A gauche : vitesse des ondes de cisaillement $\boldsymbol{Vs}$ sur la carotte du puits OPD 630 de la pente NE du Petit Banc des Bahamas. A droite mesures de la cohésion non drainée Su sur cette même carotte. On remarque les valeurs très faibles et très constantes (d'après Lavoie (1988)). 155
Figure IV 20 : Mesures de cohésion non-drainée sur les carottes sédimentaires de la mission Carambar 1.5. Le code CARGC02_res (losanges oranges) indique des mesures de cohésion résiduelle, qui montrent une sensibilité importante du matériel. 157

Figure V 1. A: General location of the Great Bahama Bank (GBB) and the leeward western slope. In orange, the area surveyed by the Carambar Leg 1 mission (Mulder et al., 2012), with, in red, the interpreted transect. B: Multibeam bathymetry of the western GBB slope (Principaud et al., 2016) with the position of the "Western line" Seismic transect (Eberli and Ginsburg, 1987), the ODP 166 Wells (Eberli et al., 1997a) and the BDP Platform wells (Ginsburg et al., 2001). 160
Figure V 2 : « Western Line » platform to basin seismic transect and the six reference wells. A: Original seismic data. B: Sedimentary sequences interpreted on the Western line, following Eberli et al., 1997a nomenclature. The six post-Miocene seismic sequences interpreted by Eberli et al., 1997b are displayed. The "Quaternary" (1.7 – 0 Myr) refers here to the specific interval studied here. The seismic data come, from left to right, from the Carambar 1 HR data published in Principaud et al., 2016; in the box, the reprocessing of the "Western line" original acquisition published by Wunsch et al., 2018, superimposed on the original " Western Line " data as published by Eberli and Ginsburg, 1987. 161
Figure V 3 :. Present-day geometry of the leeward GBB margin, after Wilber et al. (1990), and geometrical implications for the stacking pattern. A: Observed Schematic section of the depositional geometry for the Holocene and the previous interglacial stage, after the drawing of Eberli et al. (2004; Figure V 17 C) and the section of Wilber et al. (1990; Fig V. 3). B: Conceptual scheme of the aggrading stacking pattern resulting from the accumulation of the Holocene deposits of A) minimizing the supplementary material needed. C: Conceptual prograding stacking pattern resulting from the accumulation of the Holocene deposits of A) plus supplementary material in the marginal zone.....163

Figure V 4. Well correlation for the ODP wells 1003 to 1005 and the two BDP wells Clino and Unda showing the lithofacies interpretation corresponding to table see Table 2) and the identified stratigraphic markers (described in section 2.1). Left-top corner: Wells positions in the "Western Line" (see Fig V. 1B and Fig V. 2).....166
Figure V 5 : Schematic of the three experimental designs for the DionisosFlows simulations after 0.8 Myr. Befor this date they are all similar to Experiment 2. 171
Figure V 6: DionisosFlow production laws. Left: the normalized production profiles for the three producers. Right: time evolution of the maximum production value for the three producers, with the difference between Exp.2 and Exp 1&3 for the aragonite ooze production. The production of the CCPE facies (in Exp. 3) is discontinuous with time.....174
Figure V 7 : Simulated sections at 0 Myr. A: Age results for the three experiments, following the color chart presented in D). B: Lithofacies results for the three experiments, according to Table V 3.The black line indicates the observed present-day profile. C: Detail view of the age results of the experiments for the margin and slope. D: Eustatic Sea-level variations for the simulated interval, after Miller et al. (2011) in black line, and selected data points for the DionisosFlow simulation (in red). The color indicates different time periods, corresponding after 0.8 Myr to MIS 19 to 1. 176
Figure V 8 : Wheeler diagram for the three experiments results, expressing the sedimentation rate. The position of the wells is indicated. On the right the eustatic sea-level variations for the simulated interval, after Miller et al. (2011) in black line, and selected data points for the DionisosFlow simulation (in red). The color indicates different time periods, corresponding after 0.8 Myr to MIS 19 to 1. 178
Figure V 9. Basin to platform well correlation showing side by side the interpreted well and modelled deposits at the well location (right and left, respectively). The interpreted lithofacies log is represented on the right. On the left the simulated lithofacies column is shown, with the « aragonite ooze » facies composition log (solid line) in opposition to the sedimentation rate log (in dashed black line). 182
Figure V 10 : Conceptual model of margin and slope architecture for the GBB leeward slope during the 100-kyr large sea-level oscillation period (0.45 - 0 Myr) 183
Figure V 11 : High-resolution seismic interpretation for the GBB leeward margin on the data from Wunsch et al. (2018) and Eberli and Ginsburg (1987). From top to bottom: A) original seismic data, B) High-resolution interpretation, with the downlap (red), toplap (blue), marine onlap (light blue) and coastal onlap (light green). The colored line corresponds to the seismic surfaces identified by Eberli et al. (1997a), the black line to the additional time-line reflectors identified in this study. C) The interpreted margin section, with the stratigraphic stages colored as in Fig V.7. D) Simulated margin section from Experiment 2, with the same time-color code from Fig V. 7. This section is a projection of the seismic line orthogonal to the slope, therefor the bathymetric profile is steeper and the horizontal scales are not matched.....184

Figure VI. 1: Numerical modeling workflow used in this study, with the three successive steps of forward stratigraphic modeling, mechanical stratigraphy calculations and pre-conditioning evaluation. The inputs needed are on the one hand geological conceptual inputs, and on the other hand a geomechanical characterization of the sedimentary materials.....194
Figure VI. 2: A) General map of the GBB area and locations of the large-scale submarine slope failures referred to in this study. The black line refers to the reference « Western Line » section. The red star points to the location of the lower slope failure illustrated in C). The orange and yellow stars to the locations of the marginal failures described by Jo et al., (2015), and illustrated in D) for the orange one. B) Detailed bathymetry of the « Western Line » area after Principaud et al. (2016a) with the location of the reference wells. In red the simulated section of the « Western Line ». C). Bathymetry

3D view of the lower slope landslide described in Principaud et al. (2015). D). Bathymetry and steepness 3D view of the margin failure described by Jo et al. (2015). 196
Figure VI. 3: Schematic section of the Western Line transect, with the major stratigraphic markers A to F between 5.3 Ma and the present. In grey and white the two divisions of the forward stratigraphic model, below and above 1.7 Ma (SSB C). Projected on this section, the interpreted failure mechanisms for the lower slope failures in red (Principaud et al., 2015 ; Schnyder et al., 2016) and margin failure in orange (Jo et al., 2015). 197
Figure VI. 4: Interpretation of the seismic section composed of the several published datasets on the Western line, with the sedimentary facies interpreted in the wells (see Table VI 1).....198
Figure VI. 5: Stratigraphic correlation between wells 1005 and Clino, combining the results from the forward stratigraphic modeling and the core description. The Model results are presented with the simulated lithofacies and the simulated sedimentation rates and proportion of « Aragonite ooze » source material. The core description is presented with the interpreted well lithofacies WF column (see Table 1), the core description for well 1005, the Vp log and core plug measurements (dots) and the DRX mineral analysis.....201
Figure VI. 6: Representation in the (P',Q) plane of the possible stress state of a cell in the system, and the Drucker-Prager Yield criterion separating the stable domain (in green) from the failure domain (in red). The black line indicates a possible loading path for a cell, and the purple arrow the results of an overpressure build-up of λ*. The possible intervals of deviatoric indicator (DI) values for a cell at an effective confining stress of P' are indicated by the colored circles. The reference oedometric condition is indicated by the green dotted line for different values of effective confining stress. 206
Figure VI. 7: Results of the forward stratigraphic simulations: Left the composition in « aragonite ooze » sedimentary material, right the sedimentation rate for the locations of lower slope well 1003 (in blue), upper slope well 1005 (in red) and in the margin (point III on Figure VI. 12) (in green). On the right the accommodation curve, computed with the eustatic curve of Miller et al. (2011) combined with the subsidence rate of 34.1 m/Ma of the simulation. The blue points indicate the mechanical stratigraphy simulation steps.....208
Figure VI. 8: Compaction model for the slope litho-mechanical facies and porosity values measured on the core of the slope wells. The dark blue line, on the left, is the « Cemented ooze » compaction model, the light blue line on the right represents the « ooze » compaction mode and the red dashed line represents the « platform » compaction model from Caspard et al. (2004). Color-filled dots are porosity values from core plugs (from Eberli et al., 1997a); open squares are oedometer data from our experiments; open circle are oedometer data from ODP 630 samples published by Lavoie (1988). 210
Figure VI. 9: Permeability models for the slope litho-mechanical facies after 1.7 Ma with the calibration data from this study, Lavoie (1988) and Chen et al (1993).....212
Figure VI. 10: Permeability models for the platform and early slope lithofacies, with the calibration data from Chen et al. (1993), Melim et al. (2001) and Dugan et al. (2004). 213
Figure VI. 11: Porosity and permeability profiles for the cores of Clino and Unda, and the simulated values in the model. Black diamonds are core plug values (Melim et al., 2001), black line are continuous measurements on the core (Melim et al., 2001). In purple the simulated porosity values, and in red and blue the simulated vertical and horizontal permeability values respectively. 213
Figure VI. 12: Definition of the simulated section for mechanical stratigraphy modeling at present day configuration; A) litho-mechanical facies B) Porosity values C) Vertical permeability values. In A) the colored dots I-IV indicate reference cells for pre-conditioning evaluation in Figure VI. 15. 214
Figure VI. 13: Results of the overpressure simulation with the TemisFlow software, above with the saturated platform, below with the unsaturated platform, for the Last Glacial Maximum (MIS 2) and the present day. Only the cells of interest above 5.3 Ma are shown. 216
Figure VI. 14 Overpressure estimation with the A2 software for the standard « saturated » scenario (A) and the modified scenario without cemented levels (B). Top corresponds to the Holocene highstand configuration, bottom to the lowstand of the Last Glacial Maximum (MIS 2). Dots referenced I to IV refer to cells for pre-conditioning evaluation in Figure VI. 15. 218

Figure VI. 15 Time evolution of pre-conditioning indicators for the standard (full line) and modified (dotted lines) scenarios, referring to the four references points of Figure VI. 12, 14 and 16. 218
Figure VI. 16 Results of Deviatoric Indicator calculations for the Standard (A) and the modified scenario without cemented layers (B). The colored dots referenced I to IV refer to the points of Figure VI. 15.....221
Figure VI. 17: Evaluation de la surpression pour le scénario standard (A, à gauche) et le scénario homogène (B, à droite), pour le MIS 2 (en haut) et le Calabrien en bas (1,375 Ma).....231
Figure VI. 18: Evaluation du pré-conditionnement pour le scénario standard (en haut A1 et A2), le scénario homogène avec les paramètres standards de résistance (au milieu B1 et B2) et le scénario homogène avec les paramètres modifiés de résistance (en bas C1 et C2). La colonne de gauche considère la situation au MIS2, la colonne de droite au Calabrien (1,375 Ma). 232
Figure VI. 19 : Lois de perméabilité utilisées pour les faciès de pente dans le scénario standard (trait plein) avec leurs données de calage et le scénario modifié (traits pointillés). 234
Figure VI. 20 : Evaluation de la surpression (en haut) et du pré-conditionnement (en bas) pour le scénario standard (A, à gauche) et le scénario avec les perméabilités augmentées (B, à droite). On compare les résultats obtenus pour le MIS 1, en période d'inondation de la plate-forme, et le MIS 2 en période d'émersion.....234
Figure VI. 21 : Présentation du calcul d'analyse limite à l'aide du logiciel Optum G2. A) géométrie du modèle pour la configuration MIS 1. B) Table VI VIau des paramètres mécaniques pour les différents matériaux utilisés.....237
Figure VI. 22 : Résultats des calculs d'analyse limite (borne supérieure, chargement gravitaire en conditions non-drainées) pour les configurations MIS 1 (déformation cisaillante A, fonction de rupture B), et pour le MIS 2 en C (déformation cisaillante). En A et C les couleurs chaudes représentent une intensité importante de cisaillement, donc les couleurs non bleue foncées dessinent en pratique la surface de rupture. En B la fonction de rupture indique la distance à l'état de contrainte à la rupture, avec une valeur nulle pour le rouge : Il s'agit d'un résultat qui peut-être qualitativement comparé aux simulations de DI dans notre méthodologie, sans coublier que le résultat obtenu ici correspond à une gravité augmentée de 2,8 environ……238

Figure VII 1: Lignes sismiques de la mission Carambar 1, sur la pente nord du Little Bahama Bank (LBB), d'après la thèse d'E. Tournadour (2015), pour des profondeurs entre 600 et 1000 m environ. Les pentes les plus fortes ne dépassent pas 3°. A) section passant par le puits ODP 630, avec la position des échantillons œdométriques analysés par Lavoie (1988). B) section sismique passant par un effondrement gravitaire à la rupture de pente. On remarquera sur ces deux sections sismiques les marques d'instabilités gravitaires répétées dans les dépôts du drift.....244
Figure VII 2: Section schématique du Grand Banc des Bahamas, associant la pente occidentale sous le vent et la pente orientale donnant sur Exuma Sound. La plate-forme du GBB est donc considérablement « raccourcie » : Il manque notamment la fosse de Tongue of the Ocean et le paléo-détroit d'Andros (Eberli & Ginsburg, 1988). Cependant ces deux dépressions peuvent être considérés comme similaires dans leur structure à la fosse d'Exuma (Schlager & Ginsburg, 1981). Le GBB présente alors la même structure centrée autour de horsts Crétacés (Eberli & Ginsburg, 1988) de manière répétitive, ici simplifié. La transition entre la détroit de Floride et la fosse d'Exuma se fait ainsi en réalité de manière plus graduelle, avec la succession d'au minimum trois horsts. Les relations structurales entre les différents blocs Crétacés restent hypothétiques, comme les mécanismes de failles normales dessinés ici. 247

Figure A. 1 : Carte paléogéographique du domaine pyrénéen vers l'Eocène moyen. Les principaux dépocentres et les environnements sédimentaires sont indiqués. En noir l'encadré indique la zone représentée sur la Figure A. 25. D'après Payros et al. (1999) et références à l'intérieur. 267
Figure A. 2 : Bloc-diagramme représentant les systèmes combinés Eocènes de l'éventail calciclastique de la formation d'Anotz et des mégabrèches Sud-Pyrénéennes au sein du bassin d'avant-pays Sud Pyrénéen. La même plate-forme est à l'origine de ces deux mécanismes de transfert, associés chacun à un contexte tectonique différent. 269
Figure A. 3 : Paléogéographie de la Fosse Vocontienne au Tithonien (Ferry et Grosheny, 2013). La zone de sédimentation hémipélagiquue Figure A. en bleu clair, avec les triangles indiquant la zone plus profonde de dépôt des brèches. Les flèches noires indiquent les principaux axes de dépressions sous-marines organisant leur mise en place. La coupe de la Figure A. 31 est indiquée par le trait rouge. Le cercle rouge plein renvoie à la position de la Figure A. 28, et le cercle vide à celle du lobe de Ceüse (Figure A. 29). 270
Figure A. 4 : Principaux faciès des brèches Tithoniennes observées dans le système de Ceüse (Ferry et al., 2015). A) Faciès noduleux autochtone B) brèche boueuse C) brèche granulaire D) galet de microbrèche indiquant plusieurs remobilisations successives E) Séquence granoclassée avec en F) le détail de la calcarénite laminée de la partie supérieure. 271
Figure A. 5 : Panorama de la montagne de Tarsimoure montrant la superposition d'unités continues des brèches tithoniennes dans le système de la Vallée de la Drôme (Courjault, 2011). 272
Figure A. 6 : Panorama de la falaise de Ceüse couronnée par un lobe de brèche tithonienne formant la falaise bien visible (Ferry & Grosheny, 2013). 272
Figure 7: Dépôts de calcidébrites observées sur l'affleurement de Marignac. A) Coulée bréchique du Tithonien supérieur surmontée par une turbidite potentiellement associée. B) Débrite sableuse (« coulée à phacoïdes ») Berriasienne avec la turbidite terminale associée (photo C)). 273
Figure A. 8 : Affleurement de Marignac en Diois. A) coupe régionale de la vallée sous-marine de Die, d'après Joseph et al. (1988). B) Schéma de l'affleurement avec le position des section C) et D). E) photographie partielle de l'affleurement F) et G) base érosive de l'unité calcarénitique Z_2 sur les unités Z_1 et Y. 274
Figure 9 : Séquence Calcarénitique Z_2 de l'affleurement de Marignac. A) Empilement de turbidites granoclassées, visible en détail en C). B) Log schématique des dépôts inférieurs métriques à coarse tail grading, et des bancs décimétriques granoclassés, parfois en granoclassements inverses (légende sur la Figure 30) 275
Figure A. 10 : Bancs calcarénitiques de la séquence Z_2, présentant des formes de mégarides 3D. 275
Figure A. 11 : Paléogéographie de la Fosse Vocontienne au Barrémien (Ferry et Grosheny, 2013). La zone de sédimentation hémipélagique Figure A. en bleu clair, les plates-formes carbonatées en orange clair, le talus sous-marin en vert, et les systèmes de dépôts calciclastiques en orange foncé. La coupe de la Figure A. 14 est indiquée par le trait violet. Le cercle violet indique à la position du système des Aures-Pas de la Cluse illustré à la Figure A. 20. 275
Figure A. 12 : Bloc diagramme schématique indiquant les principaux éléments des rampes de la plate-forme urgonienne (Lantaume et al., 2016). 276
Figure A. 13 : Panorama du Rocher de Combau, présentant le prisme bioclastique progradant de bas-niveau de la séquence B3 (rose) et les dépôts transgressifs de cette même séquence (vert). Schéma d'après Godet et al., 2016 277
Figure A. 14 : Coupe structurale de la plate-forme du Vercors et du Nord de la Fosse Vocontienne suivant la paléogéographie aptienne. Les principales séquences et leurs limites sont indiquées, ainsi que les faciès majeurs de dépôt. En rouge sont encadrés la position des localités étudiées lors du terrain. L'étoile rose indique la position de l'affleurement du rocher de Combau. 277
Figure A. 15 : Corrélation des principaux lobes bioclastiques du barrémo-Aptien dans la zone Vercors Devoluy, du proximal (NW) vers le distal (SE) avec les principales séquences (d'après Arnaud & Arnaud-Vanneau, 2002 et Arnaud et al. (1979). Les coupes du Col de Menée et de La Révolte sont situées sur le domaine de talus, proximal et distal respectivement. Les autres coupes sont localisées

dans le bassin. En gras sont indiquées les coupes étudiées lors de la mission de terrain, et en rouge les intervalles décrits dans les Figure A.s 16, 17 et 18. 278
Figure 16 : Coupe de la Révolte. A) vue de la rive opposée, les dépôts calciclastiques de la séquence B1. B) Détail sur les lithoclastes de sédiment de pente abondant dans certains plans des coulées sableuses C). Détail du membre médian des dépôts bioclastiques de B1. D) Représentation schématique des turbidites (en haut) et coulées sableuses (en bas) observées à l'affleurement. E) idem, coulées sableuses. (Légende sur la Figure 7). 279
Figure A. 17 : Gorge des Amayères. Dépôts calciclastiques de la partie supérieure de la séquence B1, présentant différentes organisations. A) Large coulée sableuse organisée en mégarides 3D (rouge, migration vers le S-SW). B) Dépôts strato-décroissants de calciturbidites à base érosives et contacts en onlap (bleu).....280
Figure 18 : Gorge de Toussières, bancs inférieurs de la séquence A1. A) Coulée sableuse (soulignée en jaune). B) Log de deux coulées sableuses superposées (même banc indiqué en jaune) présentant un certain degré de granoclassement (turbidites de haute densité). (Légende sur la Figure 7). 280
Figure A. 19 : Cartes paléogéographique des systèmes gravitaires étudiés, pour la séquence B1 et ses différents membres (A)), et pour la séquence B3 (B)). Les sections de la Figure A. 14 sont indiquées par des cercles, vides pour les trois sections étudiées lors du terrain, et pleins pour les autres sections. La position du rocher de Combau est indiquée par l'étoile rose en B). Cartes tirées d'Arnaud (1981). 281
Figure A. 20 : Système chenal-lobe calciclastique des Aures–Pas de la Cluse (d'après Ferry & Grosheny, 2013). A) Affleurement des Aures montrant un coupe du chenal d'approvisionnement. B) Coupe schématique du lobe associé du Pas de la Cluse, avec trois divisions génétiques, de bas en haut : (1) système en drapage, (2) système chenalisé avec levée de débordement et (3) système grossier en accrétion latérale. 282
Figure A. 21 : Fonctionnement des systèmes gravitaires de la plate-forme barrémo-aptienne, d'après Ferry & Grosheny (2013). A) coupe schématique des séquences progradantes de plate-forme, avec la mise en place de système gravitaires bioclastiques lors de la régression forcée de la marge de plate-forme en période de bas-niveau marin relatif, et des effondrements gravitaires de grande taille lors de l'aggradation de la plate-forme en période de transgression/haut-niveau marin relatif. B) Représentation associée en section. C) Coulée boueuse n°3 du Col de la Chaudière.....283
Figure A. 22 : Schéma du montage expérimental d'un essai triaxial. http://tice.inpl-nancy.fr/modules/sciences_techniques/Proprietes-Meca-Sols/chap9/appareil-triaxial.html.....297
Figure A. 23 : Résultats des essais de cisaillement triaxial drainés et non drainés réalisés sur les échantillons de boue de péri-plate-forme (lignes pleines). Les lignes pointillées courbes indiquent les chemins de chargement non-drainés théoriques d'après Schofield et Wroth (1968), la ligne pointillée noire la droite d'état critique interprétée……299

Tableau II 1 : Liste regroupant des systèmes de transferts gravitaires de sédiments carbonatés, soit de type « effondrement à grande échelle », soit de type « export récurrent » (les lettres G ou H indiquant respectivement remobilisation hydrodynamique ou gravitaire). avec les fabriques dominantes des dépôts et les dimensions du système. En gras les systèmes plio-Quaternaire du Grand Banc des Bahamas, en italique ceux étudiés dans la partie C.II. Références 1) Cooper, 1989 2) Brookfield et al., 2006 3) Trofimovs et al., 2010 4) Hennuy, 2003 5) Counts et al., 2018 6) Crevello & Schlager, 1980 7) Jo et al., 2015 8) Principaud et al., 2015.....77

Tableau III.1 Description des 10 lithofaciès identifiés pour les dépôts Plio-Quaternaire sur les puits du transect Plate-forme/Bassin.....101

Table V 1: Age, Depth and time position of this study stratigraphic markers in the six wells, compared with the previous publications on this transect. Cf annexe III……..165
Table V 2: The five lithofacies identified in the six wells of the study, with their lithology, depositional environment and, mineralogic and diagenetic fabric…….169
Table V 3: Values of transport coefficients for the DionisosFlow simulation……..173
Table V 4: Definition of the simulated lithofacies from the DionisosFlow simulations……175

Table VI 1: Correspondance table between the sedimentary well facies with their characteristics, the simulated sedimentary facies and the litho-mechanical facies used in the forward mechanical stratigraphy modeling. 203
Table VI 2: Hydro-mechanical (compaction and permeability model) and Mechanical (elastic parameters and yield criterion) characterisation of the litho-mechanical facies of the simulation. ..211

Tableau A. 1 : Liste des essais de cisaillement triaxial réalisés pour la boue de péri-plate-forme. 298

Chapitre 1 : Introduction Générale

A. Contexte scientifique

La compréhension du remplissage des bassins par les apports ou la production sédimentaires est une des clés de l'exploration des géo-ressources, et en particulier l'exploration pétrolière et gazière. L'intérêt est également important pour des besoins sociétaux comme l'exploitation d'aquifères ou le stockage de CO_2. Dans les systèmes sédimentaires carbonatés, ce remplissage résulte d'une production de matériel sédimentaire sur place, par des phénomènes biologiques et chimiques. Ce phénomène d'approvisionnement est localisé sur des zones topographiquement hautes par rapport au reste du bassin. Ces zones en position haute, proximale s'opposent à des zones en pénurie, en dépression topographique, distales (Figure I. 1).

Les transferts gravitaires de sédiments permettent le déplacement du matériel sédimentaire des premières vers les secondes. Ils peuvent mobiliser des volumes extrêmement importants sur un temps très courts, et leur dépôt constitue parfois une part très importante des accumulations sédimentaires dans la zone distale et profonde.

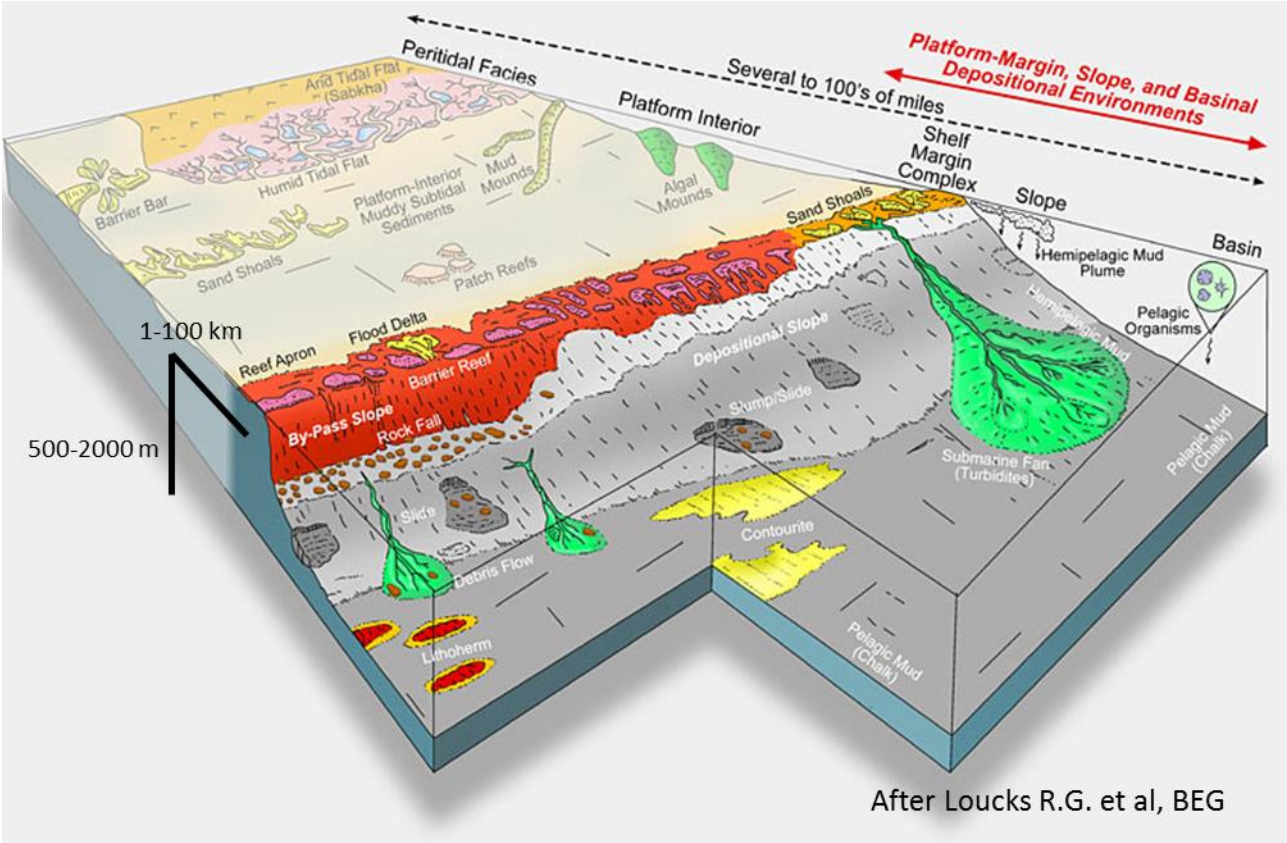


Figure I. 1 : Schéma illustrant un système sédimentaire carbonaté classique, avec un domaine de plate-forme où le matériel est produit et s'accumule, et une transition rapide vers un bassin en

relative pénurie d'apports. L'enjeu de cette thèse est de faire progresser la compréhension et l'identification des systèmes où des transferts gravitaires importants se développent.

L'étude de ces phénomènes de transfert gravitaire est très avancée pour les systèmes sédimentaires clastiques. La zone de production sédimentaire (continent) est généralement déconnectée de la zone de dépôt final (océan). Le transport se fait par l'intermédiaire de systèmes chenalisés très longs, sur le continent (fleuve) ou sous-marin (canyon puis complexe chenal-levée). Mais les systèmes carbonatés sont davantage décrits comme des systèmes dans lesquels la production et la construction d'architecture s'effectuent au même endroit, sur la plate-forme (Figure I.1). Les processus de transfert gravitaire de sédiments sont alors à la fois exceptionnels et périphériques comparés au fonctionnement de la « fabrique à carbonate » et en même temps essentiels pour amener la dispersion de la production carbonatée dans l'ensemble du bassin.

Ainsi pour comprendre le remplissage des bassins carbonatés il est nécessaire d'étudier la mise en place de ces transferts. Leur caractère exceptionnel pose la double question de leur occurrence : l'occurrence temporelle et spatiale « Où et Quand ? » ; et les causes de cette occurrence « Pourquoi ici et maintenant ? ». Les réponses intéressent l'ingénieur d'exploration, qui cherche à prédire la distribution latérale et verticale des différents faciès dans le bassin. S'il recherche des formations réservoirs, la compréhension de la mise en place gravitaire des sables carbonatés en position distale l'intéresse particulièrement. D'un point de vue plus global, la connaissance des flux sédimentaires sous l'effet des processus gravitaires va permettre de comprendre les équilibres et les bilans de matière, entre la production accumulée en position proximale, et les volumes déposés dans le bassin. Ce sont aussi les transferts gravitaires qui les déterminent.

B. Problématique et stratégie

La problématique générale dans laquelle s'inscrivent ces travaux de thèses est la suivante : quels sont les configurations favorables pour le développement des transferts gravitaires et quels sont les processus physiques à l'origine des évènements de transfert gravitaire ? Ces processus de transfert de volumes de sédiments sous l'effet des forces gravitationnelles supposent d'abord une remobilisation du matériel sédimentaire carbonaté. Comme on le verra celle-ci peut aussi bien résulter de phénomènes hydrodynamiques que d'une instabilité mécanique des sédiments sous leur propre poids (Figure I. 2). C'est ce dernier cas d'instabilité gravitaire qui fait l'objet de cette thèse. L'évènement de transfert gravitaire se confond alors dans ses causes et son occurrence avec l'évènement de déstabilisation d'une accumulation de sédiments carbonatés.
Cet évènement dépend de la relation complexe entre les caractéristiques et les paramètres qui décrivent un système d'accumulation sédimentaire stable, et la perturbation de ce système qui déclenche l'instabilité catastrophique (Figure I.2).
Les accumulations sédimentaires carbonatées sont issues de l'interaction entre un environnement de **contraintes géologiques externes**, liées notamment au Climat et à la Tectonique, et un système biologique producteur qui se développe dans cet environnement. Il adopte un profil de fonctionnement adaptatif qui régit la production et l'accumulation des sédiments dans l'espace d'accommodation.
Ces accumulations sédimentaires sont des objets mécaniques évolutifs dont l'état de contrainte (*stratigraphie mécanique*) évolue au cours du temps. On parle de **pré-conditionnement de l'accumulation** lorsque son état de contrainte se rapproche de la condition d'instabilité. Il se met en place suite à une augmentation de la pente des dépôts, à la formation d'une couche moins résistante, ou au développement de surpressions de fluides de pores. Ce pré-conditionnement est déterminé par l'évolution interne de l'accumulation, à une échelle de temps plus courte qui n'implique généralement pas les contraintes géologiques externes.

L'évènement de déstabilisation de l'accumulation va arriver sous l'effet d'une perturbation généralement externe, **le facteur déclenchant**. Il peut s'agir par exemple d'un chargement cyclique, sismique ou hydrodynamique, ou d'une libération soudaine de gaz dissous. Ce facteur agit à une échelle temporelle très rapide sur l'accumulation, qui possède un certain état de pré-conditionnement. Si ce dernier est assez avancé, et que la perturbation est assez importante, l'effondrement gravitaire a lieu.

Ces trois groupes de facteurs agissent à des échelles de temps différentes, souvent indiscernables dans les enregistrements sédimentaires (Figure I.2). Les contraintes géologiques externes peuvent souvent y être identifiées. Mais elles ne peuvent être confondues avec des facteurs de déclenchement, puisqu'elles ont conduit à la mise en place d'une accumulation sédimentaire stable. Et elles ne représentent qu'un cadre externe dans lequel l'accumulation stable peut connaître un pré-conditionnement plus ou moins important.

A l'inverse le lien causal entre facteurs déclenchants et évènement d'instabilité gravitaire est infirme sans évaluation du pré-conditionnement du système à l'instant de la perturbation. La connaissance de l'état mécanique de l'accumulation créée par des contraintes géologiques est nécessaire pour évaluer le déclenchement et le mécanisme de rupture possible en réponse à une perturbation.

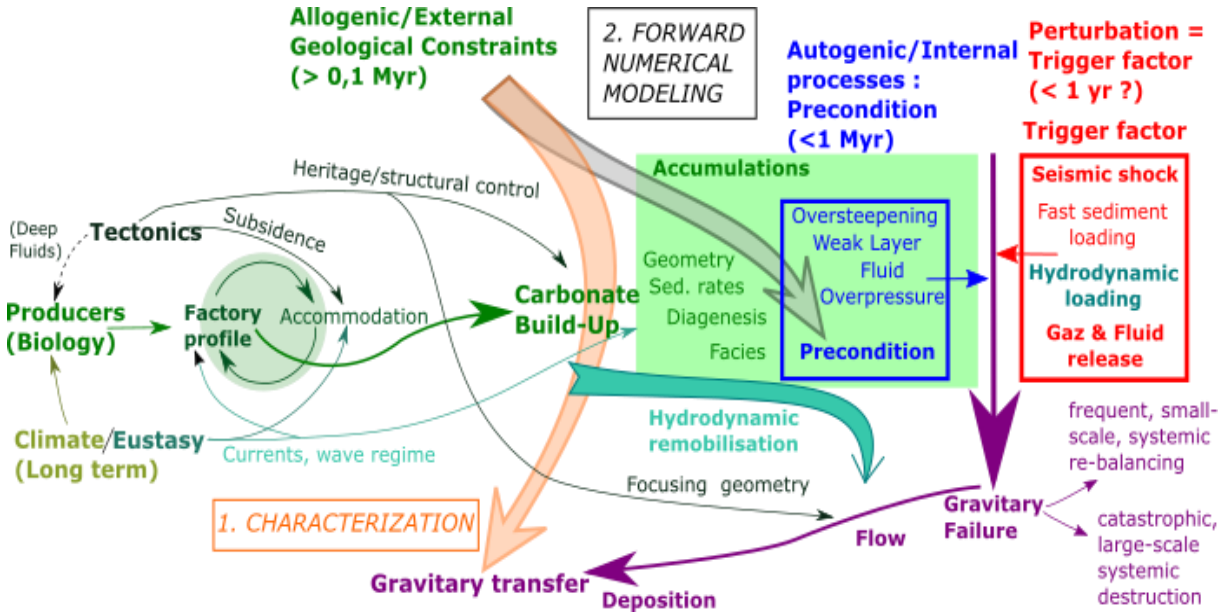


Figure I. 2 : Schéma présentant les différentes contraintes géologiques des édifices carbonatés et de leurs accumulations sédimentaires (en vert) et le développement des instabilités gravitaires dans ces accumulations, par le jeu combiné des mécanismes de pré-conditionnement qui s'y développent (en bleu) et des facteurs déclenchants qui peuvent les affecter (en rouge). Les instabilités gravitaires et les processus de remobilisation hydrodynamique directe alimentent les transferts gravitaires. Les deux principales tâches de cette thèse : 1. caractérisation des transferts gravitaires et 2. Modélisation numérique sont indiquées en orange et noir.

Considérons ainsi à titre d'exemple les instabilités gravitaires que sont les avalanches de neige : à l'échelle d'une vie humaine on pourra dire avec justesse que les avalanches dans les Pyrénées sont déterminées par les précipitations neigeuses saisonnières dans des zones déclives. Les processus physiques déterminant d'une part la formation des accumulations instables et d'autre part leur rupture sont pourtant bien différents de ceux contrôlant le climat saisonnier et la géomorphologie de la chaîne pyrénéenne.

De la même manière, si on considère une phase tectonique ou climatique modifiant la configuration d'une marge, cette phase peut apparaître au géologue d'exploration comme à l'origine d'une transformation de la plate-forme carbonatée, et en même temps d'un développement des transferts gravitaires à partir de cette plate-forme. Pourtant les facteurs déclenchants des instabilités

gravitaires doivent être recherchés dans le fonctionnement du nouveau système topographique et sédimentaire.
Les travaux de cette thèse s'insèrent à deux niveaux dans le réseau de facteurs de contrôle décrit dans la Figure I.2.
Effectués avec un point de vue d'ensemble sur le système géologique, les travaux de caractérisation visent à établir des liens entre les traits géologiques des systèmes carbonatés et leur association avec des évènements de transfert gravitaire, en particulier de transferts grossiers distaux. Cette caractérisation permet d'identifier à partir de trois clés descriptives les configurations favorables à la remobilisation de la production dans des transferts gravitaires, et en particulier d'une remobilisation importante de sables vers le bassin distal.
Dans le détail, l'influence des contraintes géologiques externes sur les transferts gravitaires s'exerce par l'intermédiaire des caractéristiques internes de l'accumulation. La modélisation numérique permet de reconstituer la formation d'une accumulation sous ses contraintes géologiques et d'en reconstituer ensuite l'état de contrainte interne et le pré-conditionnement au cours du temps. Dans cette thèse elle est mise en œuvre avec une méthodologie innovante combinant un modèle stratigraphique forward, qui traite la réponse stratigraphique de l'édifice aux facteurs géologiques, et un modèle de calcul hydro-mécanique, qui décrit l'état mécanique de cet édifice en évolution. Il est en effet capital de lever les incertitudes sur la mise en place stratigraphique de l'édifice, avant d'en restituer l'évolution de l'état mécanique. Ce modèle permet de décrire explicitement la mise en place du pré-conditionnement dans un édifice carbonaté en construction en réponse à des forçages géologiques et environnementaux. Ce pré-conditionnement est déterminant dans le contrôle spatio-temporel des instabilités gravitaires.
Les autres composantes du transfert gravitaire que sont le transport et le dépôt des sédiments ne sont pas abordées dans la modélisation.

C. Présentation de la thèse

Cette thèse est nourrie par l'étude de l'analogue moderne des Bahamas, au travers de deux zones privilégiées à l'Ouest et à l'Est du Grand Banc des Bahamas (GBB).
Cet analogue s'intègre à la caractérisation des liens entre systèmes carbonatés et transferts gravitaires avec l'étude détaillée de deux systèmes contrastés, et offre un cas pratique d'application de la méthodologie numérique.
Les étapes de la démarche scientifique mise en œuvre sont présentées dans les chapitres successifs de ce manuscrit.

Le chapitre 2 intitulé *«* **Caractérisation des processus de transfert gravitaire en contexte carbonaté »** décrit les principaux phénomènes impliqués dans les transferts gravitaires carbonatés. Il s'attache notamment aux paramètres de production et d'accumulation de sédiments carbonatés qui contrôlent la mise en place des sources des transferts. Les processus gravitaires proprement dits sont ensuite étudié, de l'instabilité jusqu'au dépôt.
Ce chapitre présente ensuite une caractérisation des typologies favorables au transfert gravitaire distal de sédiments carbonatés grossiers. Celle-ci est basée sur l'étude bibliographique de cas anciens et actuels, et utilise trois clés de classification des systèmes carbonatés : le profil de fabrique, le type de matériel accumulé et le profil hérité. L'annexe I est associé à ce chapitre : elle livre une description détaillée des systèmes gravitaires carbonatés du Bassin Sud-Pyrénéen et de la Fosse Vocontienne.

Le chapitre 3 s'intéresse au **système gravitaire carbonaté récent** représenté par le **cas de l'archipel des Bahamas**. Il en résume l'histoire géologique et les régimes hydrodynamiques et sédimentaires actuels, en vue de comprendre les contrôles géologiques actifs à grande échelle. Il s'attache ensuite à la description de l'enregistrement stratigraphique et des processus sédimentaires des deux zones

d'études très différentes : la pente boueuse en accrétion sous-le-vent à l'Ouest du Grand Banc des Bahamas (GBB) et le système d'Exuma Sound/San Salvador à l'Est du GBB, qui combine une pente en bypass et un canyon profond chenalisant les écoulements gravitaires sableux jusqu'à un éventail distal sur la plaine océanique.
Ce chapitre s'achève sur une typologie synthétique des processus de transfert gravitaires actifs dans les systèmes étudiés.
L'annexe II présente une synthèse de l'évolution géologique des Bahamas. L'annexe III détaille la synthèse des interprétations chronostratigraphiques réalisée pour le transect de la pente occidentale du GBB. L'annexe IV présente l'ensemble des descriptions de carottes sédimentaires réalisées sur le système Exuma/San Salvador.

Le chapitre 4 présente le **cadre théorique et expérimental de modélisation des effondrements gravitaires**. Dans une première partie il présente la stratégie de modélisation élaborée pour la modélisation forward de la stratigraphie mécanique et du pré-conditionnement des accumulations, combinant le logiciel DionisosFlow™ (Beicip-Franlab) et le prototype de simulateur de bassin A^2 (développement Total-IFPEN). Le cadre théorique mécanique et les outils de modélisation utilisés sont également décrits. La deuxième partie, qui traite de la caractérisation géomécanique du sédiment nécessaire pour la simulation numérique. Elle présente notamment la caractérisation hydro-mécanique des sédiments réalisées à partir des essais oedomètriques. L'annexe V présente la méthode d'analyse limite utilisée de façon marginale au cours de la thèse. L'annexe VI présente la méthode et les résultats des essais de compression triaxiale.

Le chapitre 5 correspond à l'article accepté à *Sedimentary Geology* : ***High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: controls and dynamic of the progradation*.** Cet article décrit en détail la modélisation stratigraphique forward de la marge occidentale du GBB pendant le Quaternaire (1,7 – 0 Ma). Il propose ainsi une modèle à haute-résolution de l'évolution des faciès et de la géométrie du transect en réponse aux changements environnementaux au cours de cette période. C'est cette architecture stratigraphique qui sera utilisée pour la simulation de la stratigraphie mécanique. Cet article revisite également le modèle de progradation de la marge sous-le-vent en soulignant l'importance de la production marginale pendant les périodes d'émersion de la plate-forme.

Le chapitre 6 présente les résultats de la méthodologie de simulation numérique dans le texte du projet d'article ***« High-resolution forward numerical modeling of mechanical stratigraphy and precondition for slope failures on a carbonate slope »*** en vue d'une soumission prochaine, auquel s'ajoute des résultats additionnels. Il présente la mise en œuvre de la méthodologie de modélisation forward de la stratigraphie mécanique sur la marge occidentale du GBB. Cet article intègre l'analyse et la modélisation stratigraphique d'un transect plate-forme/bassin avec la caractérisation hydro-mécanique des sédiments et la modélisation mécanique forward. Les résultats présentés valident la mise en œuvre de cette méthodologie de simulations numériques. Ils permettent à la fois d'identifier un mécanisme de pré-conditionnement de la marge de la plate-forme par le développement de surpressions de fluide en période d'émersion, et d'évaluer les hypothèses de pré-conditionnement proposés dans la littérature pour les instabilités gravitaires dans la pente.
Ce texte est complété par des résultats additionnels de simulation qui permettent de discuter la sensibilité aux paramètres hydro-mécaniques et mécaniques de la méthodologie numérique. Les résultats des études d'analyse limite effectuées sont également présentés.

Le chapitre 7 rassemble les c**onclusions** de ces travaux de thèse. Il dresse un bilan des enseignements tirés de l'étude du cas des Bahamas. Les points de contrôle des transferts gravitaires ainsi que les sujets demandant une poursuite de la recherche sont aussi évoqués. En conclusion, on pose la question de la mise en œuvre opérationnelle de la méthodologie numérique élaborée dans cette thèse.

Chapitre 2 : Caractérisation des processus de transfert gravitaire en contexte carbonaté

A. Production et accumulation des sédiments carbonatés

I. Fabrique à carbonate et édifice carbonaté

1. Précipitation de grains de carbonate de calcium

Les roches carbonatées représentent une part importante de l'enregistrement sédimentaire à la surface de la Terre. Elles sont issues de la précipitation du carbonate de calcium $CaCo_3$ en solution saturée dans l'eau, dans la quasi-totalité des cas associés à l'activité d'être vivants qui déplace l'équilibre chimique vers la précipitation (Schlager, 2005). Le carbonate de calcium peut précipiter en formant deux polymorphes cristallins, l'aragonite (orthorhombique) et la calcite (rhomboédrique). Deux types de calcite sont généralement distingués en fonction du degré de substitution du calcium par le magnésium : la LMC (*Low Magnesium Calcite*) et la HMC (*High Magnesium Calcite*), généralement définie par une teneur de plus de 4% de Mg^{2+} en cations. L'aragonite est essentiellement formée sur la plate-forme, la calcite faiblement magnésienne dans la colonne d'eau et la calcite fortement magnésienne sur la pente.

La calcite magnésienne et l'aragonite sont métastables dans la plupart des environnements marins actuels, et sont donc progressivement remplacés par la diagenèse en calcite ou en dolomie CaMg(CO3)2. Les sédiments et les roches carbonatées sont ainsi susceptibles d'une activité diagénétique intense, pouvant être très précoce et très marquée. Ces transformations se déroulent majoritairement sous forme de processus de dissolution et de re-précipitation qui peuvent considérablement modifier la composition minéralogie des dépôts. Cette diagenèse est le principal acteur du passage d'un sédiment, accumulation non-cohésive de grains fraîchement produits, à une roche où ces grains plus ou moins altérés vont être cimentés entre eux. C'est ce qu'on appelle la compaction chimique, qui s'oppose à la compaction mécanique par rapprochement ou destruction des grains.
En fonction des conditions environnementales, cette transformation va pouvoir être très rapide ou lente à l'échelle des temps géologiques (Schlager, 2005).

On peut parler de production carbonatée pour désigner la précipitation sous forme de grains. La géométrie et la composition sont déterminées par l'organisme producteur, celui qui va provoquer voire même diriger la précipitation sous forme de calcite ou d'aragonite. On distingue souvent les

grains squelettiques et non-squelettiques, les premiers correspondant généralement à des constructions biologiques de différentes tailles comme des massifs coralliens, des coquilles de bivalves, des tests de foraminifères ou de phytoplancton, les seconds à des grains abiotiques mais régis par des organismes vivants, comme les oolites ou les pellets.

Divers processus physiques de remaniement et de destruction de ces grains dans la zone de production peuvent amener à la réduction de la production carbonatée en grains très fins, dont l'origine devient difficilement discernable et qui vont constituer une micrite, ou boue carbonatée calcitique (Schlager et al., 2005).

2. Définition d'édifices carbonatés et de profil de fabrique

La production carbonatée est ainsi contrôlée par l'interaction entre les conditions physico-chimiques du milieu et le développement de l'organisme producteur dans ces mêmes conditions. Cette interaction va donc définir un ou plusieurs domaines de l'espace-temps où se concentre la production carbonatée (Figure II.1).

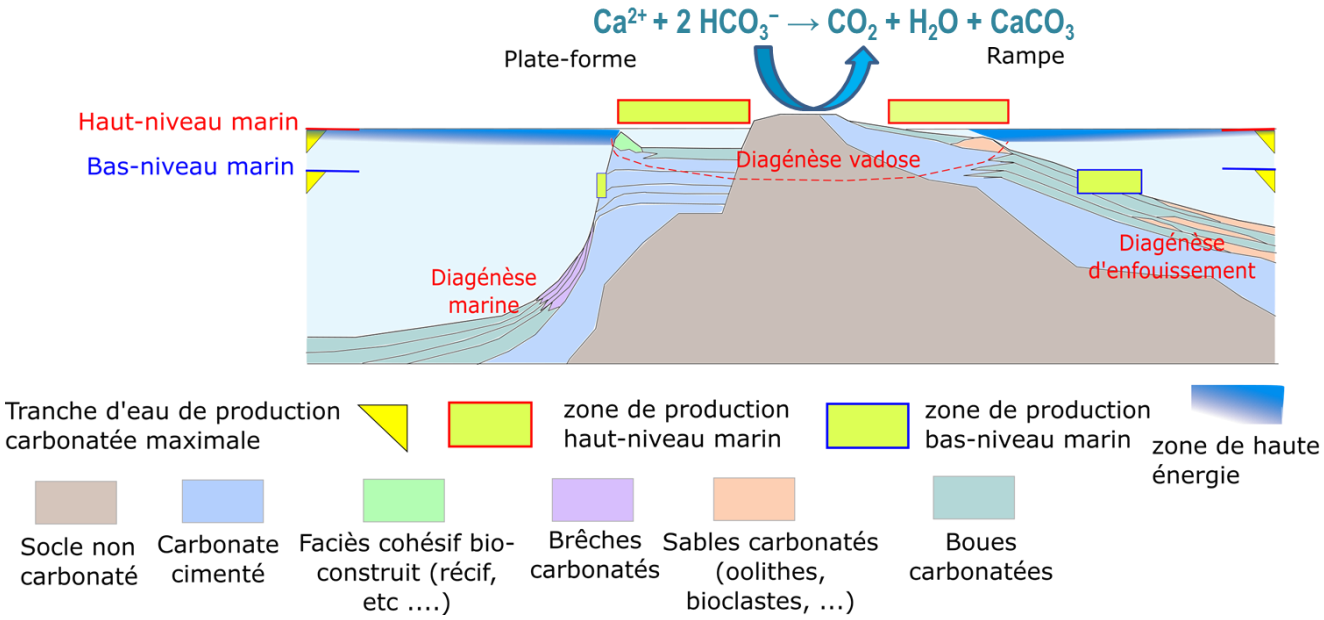


Figure II.1 : Schéma théorique d'une fabrique de carbonates présentant les deux principales classes de géométries existantes (plate-forme ou rampe). Les différents types de faciès lithologiques, cimentés ou non, sont présentés en relation avec leur position dans l'édifice carbonaté, notamment en relation avec le niveau d'énergie hydrodynamique et les processus de re-sédimentation. Figure aussi sur ce schéma l'étendue théorique de la fabrique de carbonate pour un haut-niveau marin relatif (configuration dessinée ici) ou pour un bas niveau marin relatif. Dans cette dernière configuration, les zones peu profondes étant beaucoup plus pentues, en particulier pour la géométrie de plate-forme, la surface de production est beaucoup plus faible. Les trois principaux régimes de diagenèse sont aussi présentés ici : la diagenèse d'enfouissement, associée à la circulation de fluides profonds au sein de la pile sédimentaire, la diagenèse marine, associée aux interactions avec l'eau océanique, et la diagenèse vadose, associée aux faibles profondeurs sédimentaires et à l'interaction avec les eaux de précipitations. C'est l'activité de cette dernière qui entraîne généralement une karstification et une cimentation très rapide de la production carbonatée émergée.

On désigne couramment sous le terme de ***carbonate factory***, ou fabrique de carbonate (Schlager, 2005) un ensemble de producteurs actifs dans un environnement particulier : elle désigne à la fois l'association de producteur en question et le contexte environnemental associé.

Elle se définit d'abord par un environnement inondé, marin ou lacustre, et varie en fonction notamment de la zone climatique, de la température de l'eau et de sa salinité, de la turbidité de l'eau et des apports en nutriments. Suivant Schlager (2005), on peut en distinguer trois familles principales:

- les fabriques à carbonates de type M, ou « monts carbonatés » (*carbonate Mounds*) où une activité biologique principalement microbienne induit une production carbonatée en grains fins ;

- les fabriques à carbonates de type T, ou « carbonates tropicaux » (*Tropical carbonates*), où des organismes autotrophes induisent et contrôlent la précipitation de carbonates dans les environnements aux eaux claires, peu profondes donc éclairées par le soleil et chaudes, associées aux basses latitudes;

- les fabriques à carbonates de type C, ou carbonates d'eau froide (*Cool-water carbonates*), où des organismes hétérotrophes contrôlent la précipitation de carbonates, généralement par cristallisation de leur squelette interne ou externe, dans des eaux plus froides, plus riches en nutriments qui peuvent être plus profondes ou plus turbides, les organismes producteurs n'étant que partiellement, voire même plus du tout dépendants de la lumière (Schlager, 2005).

Il faut mentionner ici également la production carbonatée dans les bassins profonds, dues aux organismes planctoniques, notamment foraminifères et phytoplancton. Cette sédimentation pélagique carbonatée représente un volume très important, mais est d'abord contrôlée par des processus de décantation individuelle des grains et échappe en tant que tel à la problématique de transfert de cette thèse. Il faut plutôt la considérer comme le bruit de fond sédimentaire dans les pentes environnant les édifices carbonatés (Schlager, 2005).

Dans la suite de ce projet, la démarche, le raisonnement et les exemples étudiés renverront principalement aux systèmes de carbonates tropicaux. Plusieurs raisons peuvent expliquer cet état de fait :

- la meilleure description des systèmes carbonatés tropicaux, qui semblent dominants en matière de production à l'Actuel.

- les très faibles profondeurs de productivité pour ces systèmes entraînent leur localisation en position topographiquement haute par rapport au reste du bassin sédimentaire, ce qui augmente la possibilité et l'intérêt de mécanismes de transfert gravitaire.

Cette première classification, très générale, ne rend que très grossièrement compte de la grande diversité des environnements de production des grains carbonatés, et donc des faciès rocheux déposés.

Les dépôts carbonatés dans l'enregistrement sédimentaire sont donc organisés autour des fabriques à carbonates, suivant des architectures de forme et de taille très variables, allant du récif corallien isolé de quelques centaines de mètres de diamètre à la plate-forme continentale, de plus de 1000 km d'étendue (plate-forme arabique au Mésozoïque). Les possibilités de diagenèse et de cimentation précoces des dépôts carbonatés peuvent amener à parler d'**édifices carbonatés**, avec l'accumulation et la préservation de sédiments carbonatés. Dans le cas d'une relation favorable entre la production carbonatée au cours du temps et la variation de l'accommodation, des édifices très importants peuvent se former et se maintenir dans des zones de hauts-fonds.

Au cours de l'histoire des temps géologiques on observe d'importantes variations de l'abondance relative des différents producteurs carbonatés en lien avec leur histoire évolutive (Pomar & Hacq, 2016). Les variations de la température et de la chimie des océans, en lien avec l'histoire climatique et tectonique de la Terre, ont une forte influence sur le développement des organismes producteurs (Figure II.2). Elles conduisent notamment à l'alternance de périodes où la précipitation de la calcite ou de l'aragonite sont favorisées (Schlager, 2005). En conséquence la répartition de différents types de fabriques et d'édifices carbonatés dans l'enregistrement sédimentaire est fortement contrôlée par le type d'organismes dominants à l'époque considérée.

En effet un point majeur de l'étude des systèmes carbonatés est le lien complexe mais étroit entre une fabrique carbonatée, le profil de faciès et la morphostructure sédimentaire correspondante (Pomar & Hacq, 2016). L'interaction entre producteurs et conditions physiques et environnementales

qui définit la fabrique à carbonate va largement contrôler le profil de dépôts sédimentaires (Figure II. 3). Les grains carbonatés sont produits avec des propriétés granulométriques, chimiques, hydrodynamiques spécifiques selon le producteur. Ils sont soumis au transport et aux transformations chimiques correspondant au profil d'énergie et de conditions physico-chimiques de la fabrique. Celui développe ainsi des géomètries d'accumulation et de lithification spécifiques.

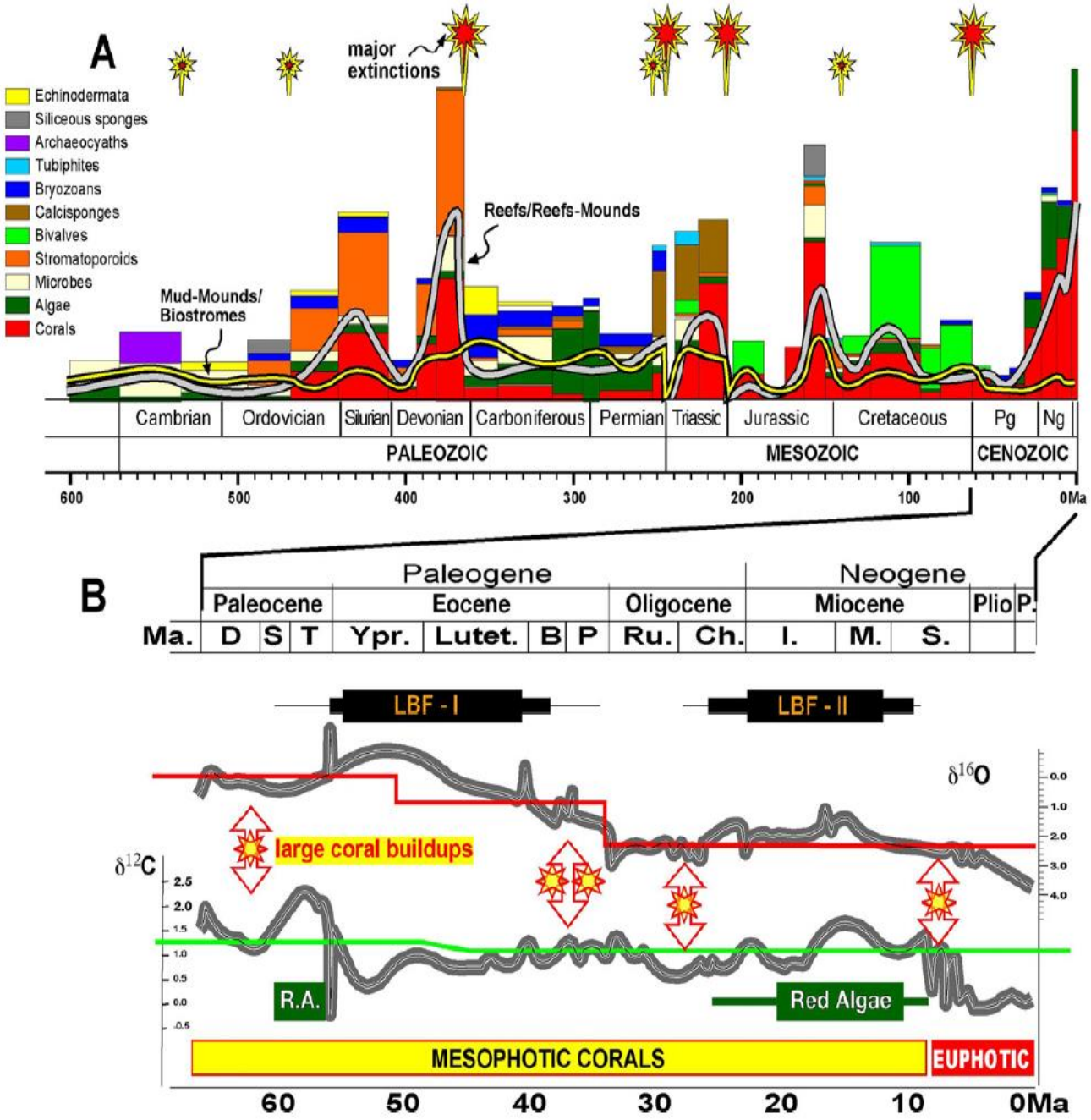


Figure II.2 : Variation au cours du temps géologique des producteurs carbonates dominants et des bios-constructions d'après Pomar & Hacq, 2016. (B) LBF Large Benthic Foraminifers et R.A. for Red Algae).

Ces interactions entre producteur et milieu de production peuvent être profondément non-linéaires, mais elles déterminent néanmoins étroitement le système sédimentaire résultant dans l'espace-temps (Figure II. 3). En ce sens une fabrique à carbonate peut-être caractérisée par un profil sédimentaire observé, modulé par les héritages topographiques et l'état des variables

environnementales (Pomar & Hacq, 2016). On utilisera ici le terme de **profil de fabrique** (*factory profil*).

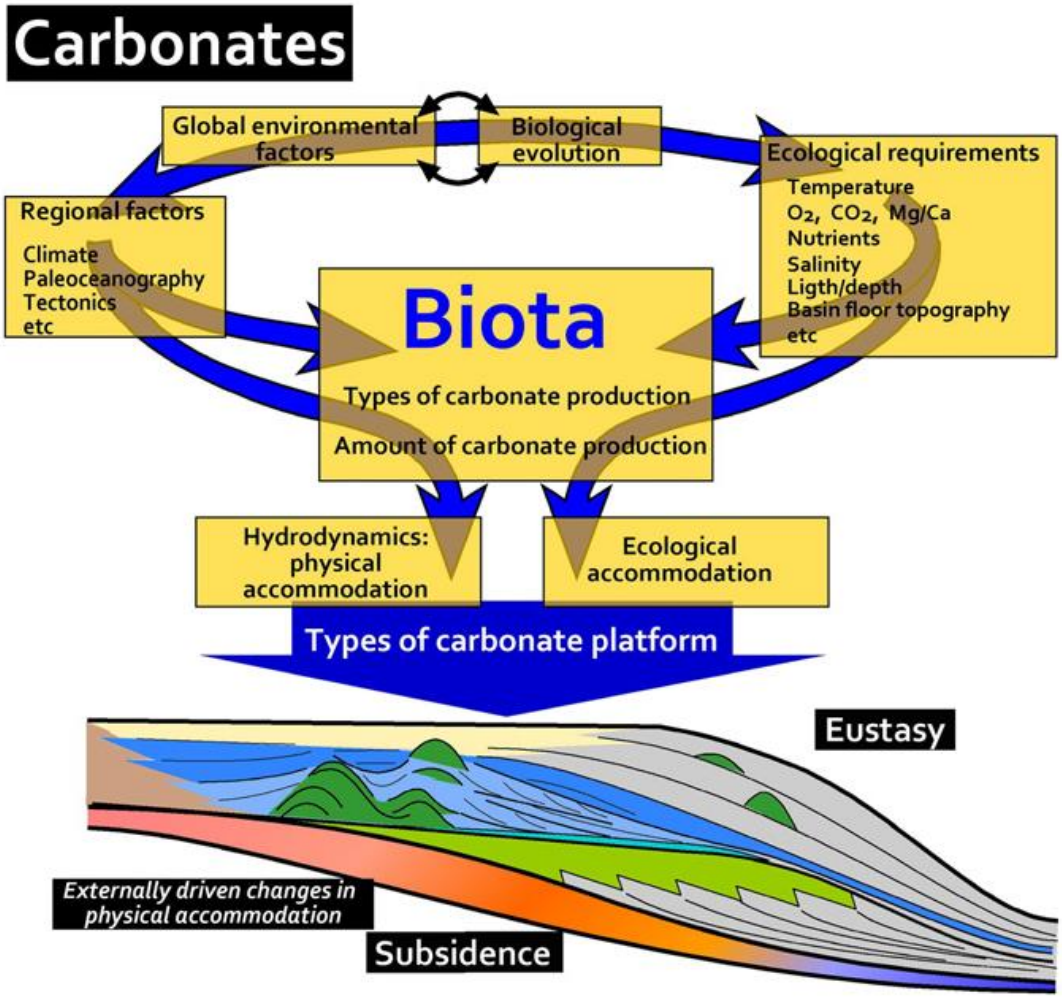


Figure II. 3 : Le profil sédimentaire d'une fabrique carbonate se met en place en réponse à l'interaction entre un assemblage de producteurs et des contraintes environnementales. Il détermine l'expression stratigraphique de la fabrique dans un environnement donné. D'après Pomar and Hacq (2016).

3. Eléments d'évolution stratigraphique des édifices carbonatés

Les schémas classiques de la stratigraphie séquentielle (Vail et Mitchum, 1977 ; Catuneanu et al, 2002 ; Catuneanu et al., 2009) s'appliquent aux systèmes carbonatés, même si leur réponse aux variations d'accomodation s'écarte de celle des systèmes clastiques en plusieurs points. Les dépôts sédimentaires peuvent être ainsi divisés par des surfaces stratigraphiques d'érosion et d'inondation exprimant une variation du niveau marin à l'échelle régionale (Catuneanu et al., 2011). Les définitions d'une séquence stratigraphique ainsi que des principaux cortèges de dépôts tels qu'exposées dans Catuneanu (2002) sont valables pour les systèmes carbonatés.

Il faut ici développer quelques points généraux de l'application de la stratigraphie séquentielle aux systèmes carbonatés (Hunt et Tucker, 1993 ; Schlager, 2005 ; Catuneanu et al., 2011).

En effet la réponse de la fabrique de carbonates aux variations régionales du niveau marin est beaucoup plus complexe que dans les systèmes silico-clastiques (Pomar & Hacq, 2016). Catuneanu et al. (2011) et Pomar & Hacq (2016) soulignent l'importance de la compréhension du profil de dépôt en lien avec la fabrique étudiée pour adapter les concepts de la stratigraphie séquentielle à l'étude du système.

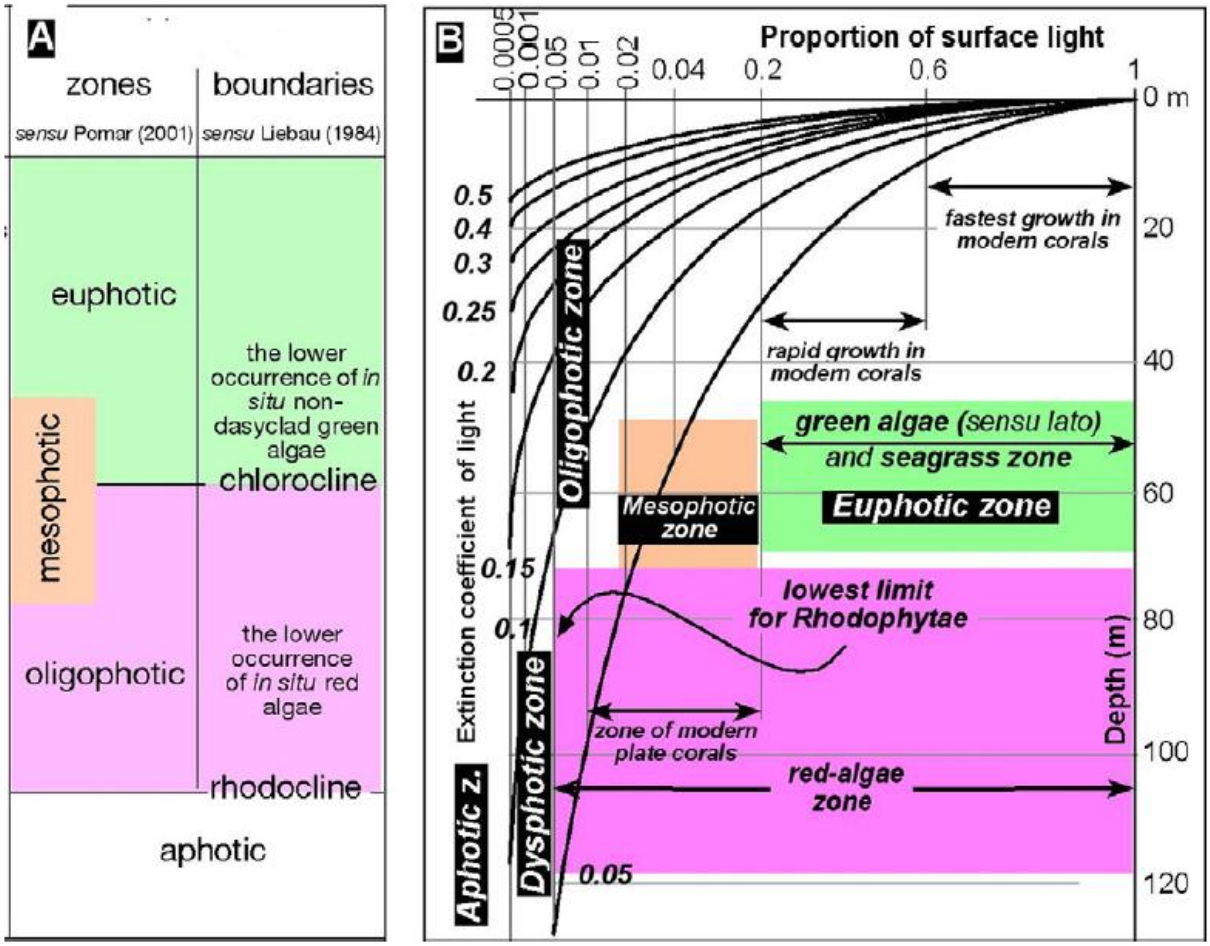


Figure II. 4 : Definition des zones photiques pour les producteurs carbonates en function de la profondeur, de l'absorption de la lumière et du type de pigment dans les producteurs autotrophes (algues rouges ou vertes). D'après Pomar et Hacq (2016).

Les sédiments silico-clastiques sont transportés à longue distance jusqu'au lieu de dépôt alors que le matériel carbonaté présent dans un édifice a été produit in-situ par la fabrique associée. L'évolution stratigraphique du système est toujours la conséquence du bilan entre la variation de l'espace d'accommodation et le taux d'apport de sédiments. En effet les principaux organismes de production carbonatée, en particulier dans les fabriques de type T, sont dépendants des bonnes conditions de luminosité pour assurer leur développement. La production carbonatée décroît donc avec la profondeur. Elle se concentre surtout dans la zone dite « euphotique » à moins de 10-20 m de profondeur d'eau (selon les conditions locale de turbidité) (Figure II. 4). Certains producteurs, en particulier les algues rouges ou certains organismes encroûtant microbiens, peuvent cependant assurer une production carbonatée à plus grande profondeur, dans des zones dépassant 50 ou 100 m de profondeur. Contrairement aux systèmes silicoclastiques l'apport de sédiment dans le système est donc quantitativement contrôlé par l'interaction entre la topographie de l'édifice carbonaté et les variations eustatiques. De ce fait une augmentation de l'espace d'accomodation peut déterminer une augmentation du volume total de la zone de production photique, et donc de la production totale.

L'accumulation des sédiments en réponse à la création d'espace d'accommodation n'est possible que si la géométrie du profil de dépôt, les conditions énergétiques et les caractéristiques des grains carbonatés y sont favorables. Les phénomènes de transport sont alors extrêmement importants dans la répartition du sédiment sur un profil de fabrique.

Les conditions hydrauliques peuvent d'ailleurs varier sous l'effet de facteurs allogènes, avec de fortes conséquences sur l'évolution de l'édifice carbonaté. La polarité d'une marge carbonatée, *au vent* ou *sous le vent* c'est-à-dire exposée ou non direction principale de houle, va nettement contrôler le profil d'accumulation des sédiments (Schlager & Ginsburg, 1981 ; Schlager, 2005). Le développement de courants de contour autour des édifices carbonatés (Betzler et al., 1999 ; Betzler et al., 2016 ; Wunsch et al., 2016) voire de courants sur la plate-forme entraîne des modification considérables de la géométrie des édifices en contrôlant l'accumulation de la production carbonatée (Betzler et al., 2014 : Lüdmann et al., 2018).

Les facteurs allogènes comme les évolutions eustatiques, climatiques ou tectoniques n'affectent pas uniquement l'évolution de l'accommodation ou de l'énergie de transport du système, mais aussi la production carbonaté en modifiant l'environnement de la fabrique de carbonate. La sensibilité de la fabrique de carbonate aux conditions chimiques et écologiques (température, restriction, turbidité) va faire rentrer dans le signal stratigraphique l'évolution de la paléogéographie régionale ou des courants océaniques profonds (Catuneanu et al., 2011 ; Pomar & Hacq, 2016).

Réciproquement l'évolution autocyclique de la fabrique de carbonate peut amener l'enregistrement de signaux stratigraphiques similaires à ceux développés sous l'influence de facteurs purement allogènes. La répartition de la production dans l'édifice carbonaté est ainsi sujette à des mécanismes de rétroactions non linéaires. En effet l'accumulation dans la zone de production peu profonde devrait entraîner une modification de sa bathymétrie, et donc une variation locale de l'espace d'accommodation et de l'énergie hydraulique disponible. Le développement de la production entraîne d'une part une modification de la géométrie du système, de l'énergie et de la chimie de la zone de production, mais d'autre part elle s'accompagne d'un transport de ces grains. L'interaction de ces deux composantes tend à aboutir à l'équilibre dynamique que constitue un profil de fabrique. Les caractéristiques du matériel carbonaté produit, en particulier la granulométrie (Kenter, 1990), la flottabilité des grains (Pomar & Hacq, 2016), et le degré de lithification ou d'encroutement précoce (Kenter, 1990 ; Berra et al., 2011), contrôle leur capacité de transport et le domaine de pente et d'énergie où le matériel se dépose.

On peut voir dans le raidissement et l'évolution d'un profil de rampe vers un profil de plate-forme barrée l'effet d'une telle boucle de rétroaction (Schlager, 2005 ; Playton et al., 2010). A partir de la création d'un gradient de pente minimale à la marge de la plate-forme ne peut s'y accumuler qu'une production de particules très grossières ou lithifiées. Elle contribue à entretenir un relief marqué, et donc des conditions d'énergie hydraulique élevée, qui favorisent la production, entretenant ainsi l'aggradation de la barrière lithifiée.

L'évolution non-linéaire de la production et des mécanismes de transport avec la position de la ligne de rivage entraîne des variations très brutales des taux de sédimentation dans les systèmes carbonatés. Ce phénomène sera particulièrement bien illustré dans le chapitre 5 sur le Grand Banc des Bahamas : une hausse minime du niveau marin peut entrainer l'inondation d'un très large domaine de plate-forme et une hausse spectaculaire de la production ainsi qu'un changement de l'assemblage de grains produits.

L'évolution stratigraphique des édifices carbonatés peut néanmoins être décrite en distinguant deux pôles de configurations idéales. Le premier correspond à une plate-forme de type rampe présentant une pente relativement constante faible à modérée, le second correspond à une plate-forme avec une rupture de pente nette entre le domaine peut profond sub-horizontal et le domaine de pente profond (Figure II. 5). L'évolution de la surface de production avec l'eustatisme, progressive dans le

premier cas et brutale dans le second, ainsi que la migration latérale du système, aisée ou difficile, entraîne des configurations très différentes.

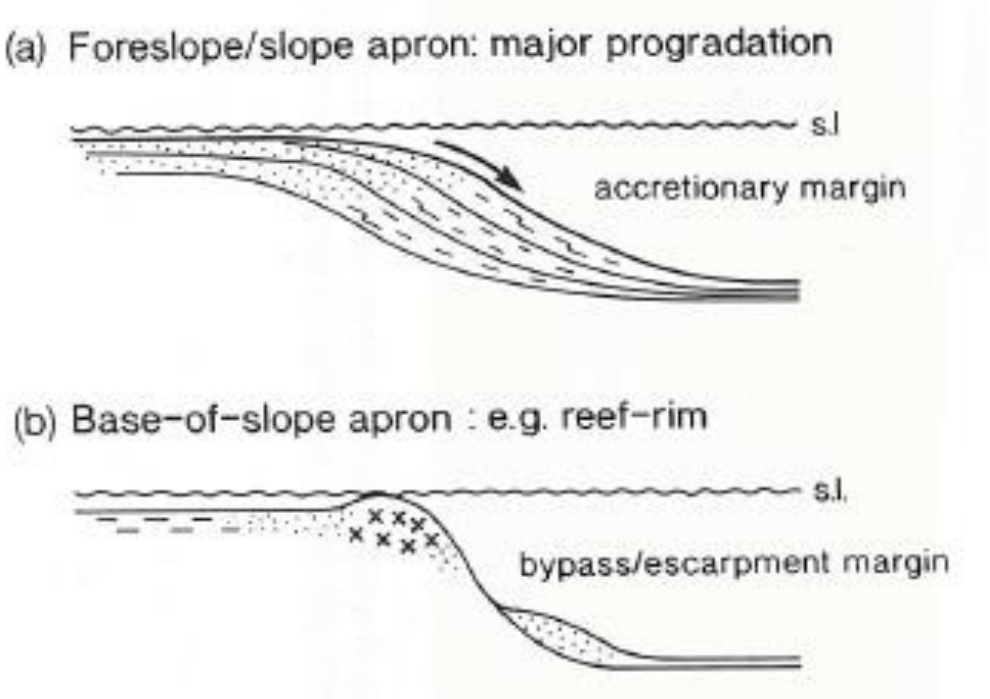


Figure II. 5 Comparaison schématique entre les géométries d'accumulation résultant du phénomène de « Highstand shedding » c'est-à-dire d'un export accru de la production de plate-forme pendant les périodes de haut-niveau marin relatif. a) dans le cas d'un système de type rampe on observe effectivement une accumulation de la production au niveau de la marge, résultant en une progradation du système. b) dans le cas d'un système de plate-forme récifale à marge raide on observe une accumulation dans la pente, au pied de la marge, et donc une géométrie aggradante. D'après Hunt & Tucker (1993). Remarque 1 : cette distinction doit tenir compte du type de matériel exporté par le « Highstand Shedding », selon la Figure II. 6. Ainsi la configuration b) est généralement associée à l'export de matériel fin. Remarque 2 : ces configurations résultent entièrement du profil de fabrique, qui crée une marge plus ou moins raide. Elles sont indépendantes du profil topographique hérité qui contrôle la géométrie de l'édifice, et pourra ainsi très bien associer le cas a) et une pente héritée en bypass contraint. La géométrie obtenue sera alors similaire au cas b), mais à plus grande échelle et avec des contrôles fondamentalement différents.

Pendant la phase de transgression (correspondant au dépôt du Transgressive system tract, TST) l'édifice peut accumuler une grande quantité de matériel si le taux de production est suffisamment élevé pour compenser l'augmentation de l'accommodation et maintenir une profondeur optimale, donc faible. A l'inverse si le taux de production est trop faible, la profondeur de la tranche d'eau devient trop élevée, le système est noyé (*drowned*) et la production est stoppée. On enregistre alors une surface lacunaire marquée par un hardground marin (Schlager et al., 2005). Hunt & Tucker (1993) décrivent deux configurations pour l'évolution de l'édifice carbonaté pendant la transgression : le système peut simplement réagir par une rétrogradation des dépôts, avec des géométries similaires à celle des systèmes silicoclastiques. Pour des systèmes plus productifs, et /ou également plus lithifiés, une aggradation du système pourra être observée, voir même une aggradation-progradation.

Pendant la phase de haut niveau marin relatif maximum (correspondant au dépôt du Highstand System Tract, HST), la production est généralement optimale sur la plate-forme, mais au vu du faible espace d'accommodation disponible, elle est en grande partie exportée vers le bassin. C'est le phénomène de ***Highstand Shedding*** (Schlager et al., 1994), qui est marqué par le dépôt de carbonates sur la pente et dans le bassin plus développés que pour les périodes de bas niveau marin relatif. Les propriétés de transport de la production carbonaté et le profil de l'édifice carbonaté vont

néanmoins entraîner des géométries de dépôts très différentes pour la même situation de *Highstand Shedding*. Ainsi dans le cas d'une plate-forme à production fine on observera des dépôts importants dans le bassin sans progradation de la plate-forme (Schlager et al., 1994). A l'inverse pour un profil de rampe sableuse le même phénomène aboutira généralement une progradation/aggradation du système (Hunt & Tucker, 1993).

En période de bas niveau marin relatif, la fabrique de carbonates est émergée. Sous l'effet des eaux météoritiques peu saturées en carbonates les dépôts subissent des phénomènes de dissolution karstique, qui s'accompagnent aussi d'une cimentation très rapide des dépôts préservés. La plate-forme est donc marquée par une surface de karstification et /ou de pédogénèse, alors que le domaine de pente présente une lacune sédimentaire. Dans les systèmes de rampe, la faible pente peut autoriser un déplacement de la fabrique de carbonates vers le bassin en phase de régression, formant ainsi un prisme marginal de bas niveau (Jacquin et al., 1991 ; Hunt & Tucker, 1993). Des phénomènes d'érosion de la plate-forme émergée sont possibles, mais il s'agit généralement d'effondrements gravitaires aboutissant au dépôt de mégabrèches ou de talus de débris, avec des volumes et des distances à la plate-forme assez variables (Hunt & Tucker, 1993 ; Spence & Tucker, 1997). On peut ainsi identifier des dépôts de lowstand allochtones ou autochtones par redistribution gravitaire ou migration de la fabrique de carbonate. La topographie et les propriétés des grains de carbonates produits pendant le contrôlent la possibilité de développement d'un cortège de lowstand autochtone (Betzler et al., 2016 ; Busson et al., 2018).

Il est utile également de considérer que les périodes de type climatique Greenhouse, marqués par des oscillations faibles du niveau marin conduisent à des géométries distinctes des périodes de types Icehouse, marquées par des oscillations de grande amplitude (Hunt & Tucker, 1993 ; Schlager et al., 2005). Dans le premier cas un amortissement important d'oscillations du niveau marin sera permis sur des systèmes de rampes, par migration latérale de la fabrique de carbonate. Dans le second cas les configurations de plate-forme correspondent à une réponse amplifiée du système aux oscillations de niveau marin, entre des périodes d'émersion ou d'inondation complète sans transition ou déplacement latéral.

II. Accumulation du sédiment dans les édifices carbonatés

Le système carbonaté est constitué d'un ensemble accumulations de sédiments, correspondant à des éléments architecturaux constitué d'un ou plusieurs faciès. Le matériel sédimentaire peut y être conservé sous forme granulaire non consolidé, ou présenter un certain degré de cimentation et de lithification.

Les accumulations non-cohésives sont limitées dans l'espace et dans le temps, puisqu'elles correspondent à des accumulations préservées de la diagenèse précoce des carbonates (Figure II.). De telles accumulations ne peuvent être préservées qu'un sein de la même période d'inondation pour le domaine de plate-forme ou de rampe supérieure. Elles vont en effet être très rapidement cimentées dès que le système aura été émergé (Schlager, 2005 ; Rankey et Reeder, 2012). Il faut donc envisager un environnement qui permet simultanément ou sur un temps très court, l'accumulation et la déstabilisation de ces sédiments. La structure non cohésive peut par contre être plus importante dans les domaines de pentes plus externes et plus profonds. Des phénomènes de diagenèse et de cimentation précoce existent dans l'eau de mer mais limités à certaines conditions particulières (Schlager, 2005).

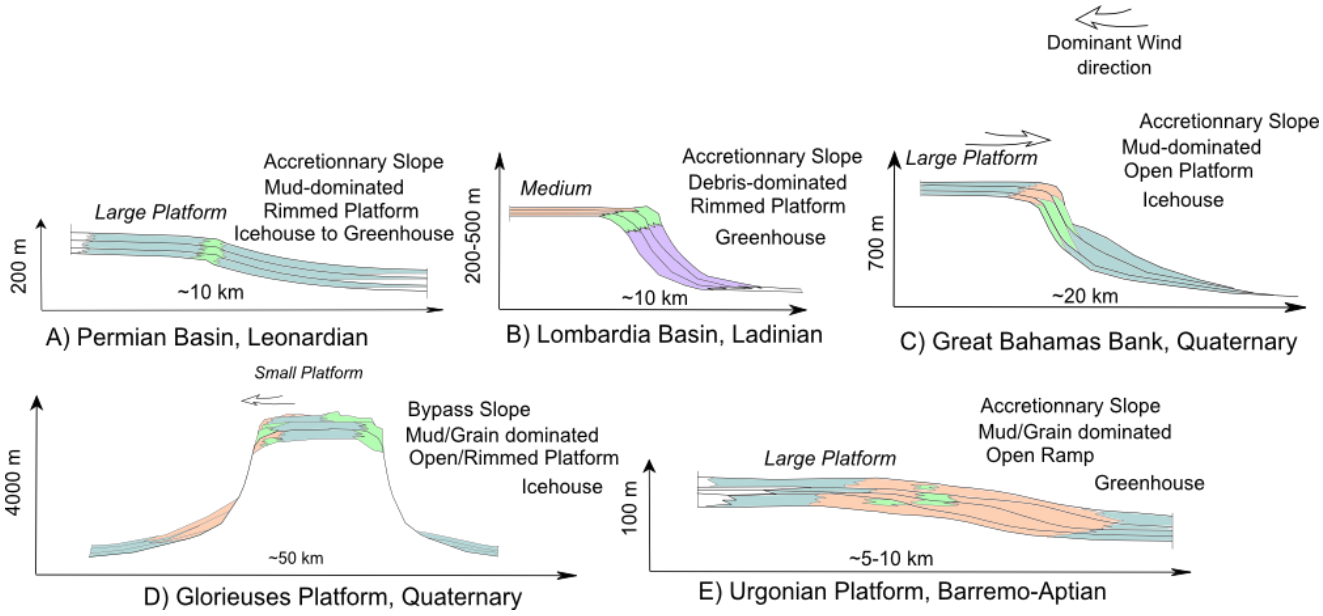


Figure II. 6 : Coupes schématiques de plusieurs édifices carbonatés et des géométries d'accumulation associées. Ces géométries permettent de définir des morphologies plus ou moins raides et ouvertes, en lien avec le type de matériel produit et le régime climato-eustatique dominant.

Il est particulièrement commode, comme on le verra, de décrire ces accumulations non-cohésives en termes de catégories de granulométrie dominante. Playton et al. (2010) réalisent une distinction entre trois catégories principales de matériels : boues carbonatés, sables (*grains*), et débris ou brèches. Ces trois catégories correspondent à des géométries d'accumulation et des comportements mécaniques souvent bien distincts. Pour autant ils peuvent parfois dériver d'une même production à l'origine. Ainsi sur les plate-formes à rudistes du Crétacé, où sur la plate-forme moderne des Bahamas, la bioclastique peut être accumulés et conservés sous des forces sableuses grossières (rudstone) ou bien fragmentée et bio-érodée en micrite ou pellets (Borgomano, 2000 ; Richet, 2011; Harris et al., 2015) (Figure II. 6 C & E).

Par contre la localisation du sédiment sableux ou fins est contrôlée par la configuration topographique et l'énergie hydraulique du système. Le sédiment boueux est confiné aux zones internes de la rampe ou de la plate-forme, tandis que les accumulations grossières se retrouvent en bordure externe de rampe ou dans les marges de plate-forme à haute énergie.

Non seulement la granulométrie des sédiments non cohésifs contrôle l'énergie nécessaire à leur remobilisation et transport, mais elle contrôle également leur géométrie d'accumulation, comme décrit par Kenter (1990) qui associe une croissance des pentes d'équilibre des accumulations avec une croissance de la granulométrie du sédiments, ou de son degré de lithification (Figure II. 7).

Le matériel sédimentaire cimenté, possède une cohésion importante. C'est le cas par exemple des faciès bio-construits de barrière coralliennes, ou associés à des encroûtements bactériens à des profondeurs plus importantes (Playton et al., 2010).

Ce sera aussi le cas, de manière plus générale, pour tous les dépôts de la plate-forme émergée. De telles accumulations cohésives vont limiter l'occurrence d'un mécanisme d'instabilité gravitaire et contraindre les possibilités de transport en masse. Les dépôts issus d'une telle source seront toujours constitués de brèches au sens large obtenues par fragmentation de la masse lithifiée (Playton et al., 2010). Les pentes de la plate-forme ladinienne (Esino Fm., bassin de Lombardie) sont ainsi constituées de brèches grossières issues du démantèlement des récifs coralliens et dômes microbiens présents à la marge de la plate-forme (Berra et al., 2011) (Figure II. 6 B).

Il est ensuite possible de discuter la position du matériel dans le système carbonaté dans une logique distinguant des dépôts internes, des dépôts marginaux et des dépôts de pente.

1. En domaine de plate-forme interne

Une accumulation en position interne est située dans une zone relativement peu profonde et au moins aussi plane que le reste du système, voire davantage. Elle est également souvent protégée de l'énergie de la houle (Figure II. 1) et donc le matériel sédimentaire accumulé est généralement relativement fin. En fait la présence dans l'édifice d'accumulations boueuses va généralement de pair avec l'existence d'une large plate-forme ou rampe interne protégée. On remarquera que pour un même système cette condition est davantage satisfaite en période de haut-niveau marin et d'inondation qu'en période de bas niveau, par exemple sur le système de rampes urgoniennes du Barrémien, ou des Bahamas au Quaternaire (Richet, 2011 ; Busson et al., 2018) (Figure II. 6 C & E).

Le matériel est également souvent rapidement lithifiés en profondeur suite à des émersions fréquentes (Schlager, 2005 ; Harris et al., 2015).

L'énergie hydraulique présente sur la plate-forme peut entraîner la remobilisation des accumulations préalablement formées. La production fine est ainsi facilement remobilisée par des courants vers la pente ou le bassin profond, comme on peut l'observer par exemple aux Bahamas (Figure II. 6 C).

La taille de la zone interne protégée est un facteur très important : elle contrôle positivement la surface de production et d'accumulation du sédiment fin. Elle joue aussi un rôle pour les accumulations de matériel sableux : l'existence d'une large plate-forme interne peut constituer un piège pour la production sableuse issue de la rampe externe ou de l'érosion d'une barrière récifale dans la zone de haute énergie. Dans le cas d'un système de plus petite largeur ce matériel sableux est plus facilement accumulé à la marge ou redistribué dans la pente (Playton et al., 2010). Ainsi sur l'édifice des Glorieuses les sables oolithiques et bioclastiques sont accumulés sous forme de dunes hydrauliques. La petite taille du système conduit à l'export régulier des sables et leur accumulation distale dans un système calciturbiditique de pied de pente (Counts et al., 2018).

2. A la marge de la plate-forme

L'augmentation de l'énergie hydraulique associée à la diminution de la bathymétrie va privilégier l'accumulation de matériel grossier, typiquement sableux, ou lithifié/bio-construits. Elle a généralement lieu sous forme de corps sédimentaires contrôlés par le régime hydrodynamique, par exemple des dunes tidales.

Il peut n'y avoir aucune accumulation de matériel non lithifié et développement d'une barrière récifale comme dans de nombreux systèmes quaternaires. On peut d'ailleurs distinguer sur ces systèmes la marge au-vent de la marge sous-le-vent (Figure II. 6 D). La première est caractérisée par une plus grande énergie, et donc plus favorable à la mise en place d'une barrière récifale. La seconde voit plutôt une accumulation des sables produits sur la plate-forme et dans l'arrière récif.

Une autre fabrique de carbonate particulière produisant un matériel plus grossier peut se développer en zone marginale de haute énergie. Ainsi les clinoformes bioclastiques dans les rampes crétacées externes riche en foraminifères et algues vertes (Gari et al., 2008 ; Richet et al., 2011 ; Harris et al., 2015).

La marge de la plate-forme peut être localisée à plus grande profondeur, sous la profondeur d'action des vagues de beau-temps. Les systèmes de *deep boundstone factory*, tels que décrits par Playton et al., 2010, et observés également dans le Trias du massif des Dolomites, présentent ainsi un rupture de pente profonde associée à un escarpement lithifié (Figure II. 6 B).

Contrairement à la plate-forme interne la marge est une zone très favorable à l'implication dans un mécanisme d'instabilité. En effet elle est située à proximité de la limite entre la fabrique de carbonate et le reste du bassin. Il s'agit donc d'une zone favorable au transfert de matériel produit dans la fabrique de carbonate vers les domaines environnants et généralement proche d'une rupture de pente. En réponse à un changement d'activité de la plate-forme, il peut facilement s'y former une

accumulation dans une position proche de l'instabilité mécanique du fait du changement de topographie.

Les accumulations lithifiées cohésives vont tendre à renforcer la rupture de pente marquant la marge, pouvant aboutir à la formation de véritables escarpements marginaux, eux même susceptibles d'un fonctionnement en érosion (Grammer et Ginsburg, 1992 ; Playton et al., 2010 ; Rankey et Doolittle, 2012; Mulder et al., 2017).

3. Dans la pente

Le domaine de pente n'est pas toujours bien distinct topographiquement, surtout dans les systèmes de rampe. Il se distingue néanmoins généralement par sa profondeur plus importante, qui y inhibe la production *in-situ* de carbonates et s'accompagne d'une diminution de l'énergie hydraulique disponible. Le passage de la marge à la pente est donc généralement autant un changement de facies sédimentaire de haute à basse énergie qu'un changement topographique (Schlager, 2005). Situé en dehors de la fabrique de carbonates, le domaine de pente ne peut recevoir de sédiments carbonatés que suite à un premier transfert depuis la zone de production ou d'une autre accumulation (Reijmer et al., 2015). Les accumulations de sédiment dans cette zone déclive vont être naturellement plus sensibles à des mécanismes de déstabilisation gravitaire. La zone de pente est donc la zone source la plus naturelle pour les transferts gravitaire, mais il est important de considérer que dans la plupart des cas il s'agit d'une zone relais, où les sédiments ont déjà été apportés depuis la zone de production (Playton et al., 2010).

Il est courant de décrire les pentes des édifices carbonatés suivant trois classes de régime sédimentaire : (1) en accrétion, (2) en érosion ou (3) en bypass (Macllreath and James 1978, Schlager et Ginsburg, 1981 ; Reijmer et al., 2015) (Figure II. 8).

Si des sédiments s'y accumulent effectivement, on peut parler d'une **pente en accrétion**. Une pente en accrétion est une accumulation mécaniquement stable. Elle est généralement non cohésive vue la diagénèse limitée dans le domaine marin. La valeur de son inclinaison peut être mise en relation avec l'angle limite de stabilité du matériel sédimentaire dominant (Kenter, 1990 ; Schlager 2005) (Figure II. 7). Un mécanisme d'instabilité sera possible seulement suite à une modification exceptionnelle des conditions mécaniques de la pente, par augmentation des forces motrices ou diminution des forces résistantes. Le matériel accumulé pourra alors être remobilisé en masse dans un glissement et/ou un écoulement inertiel. Suite à cet évènement exceptionnel, la pente en accrétion pourra cependant recommencer à accumuler des sédiments jusqu'à retrouver sa forme limite de stabilité. Elle pourra ensuite continuer à croître jusqu'au prochain épisode de déstabilisation (Spence et Tucker, 1997). S'il s'agit donc de domaines stables, ils peuvent néanmoins constituer une source très important de matériel, puisqu'il y est ré-accumulé en continu au travers de cette succession de « purges ».

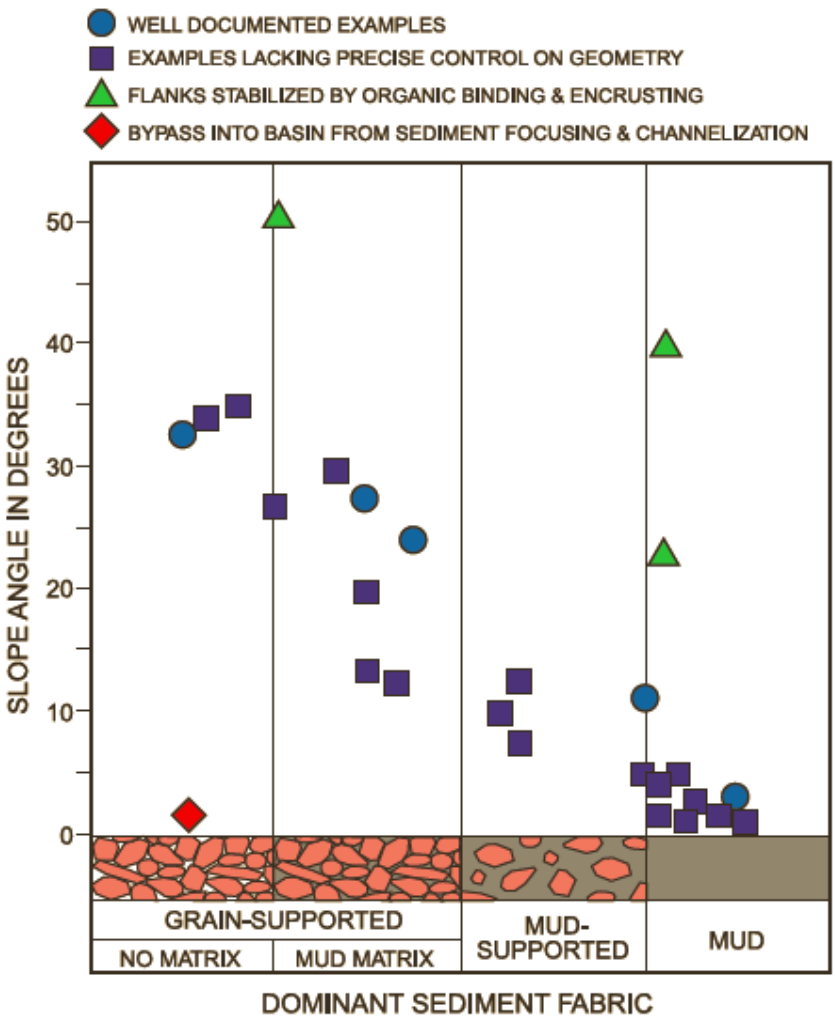


Figure II. 7 : Comparaison entre la fabrique sédimentaire et l'angle des accumulations marginales et de pentes correspondantes, d'après Kenter (1990) modifié par Playton et al. (2010). Ce diagramme indique la limite géoméètrique de stabilité pour des accumulations pérennes, en l'absence de pré-conditionnement ou de mécanismes de transport chenalisé gravitaire ou hydrodynamique.

Une production très importante sur la plate-forme est nécessaire pour réaliser une accumulation de pente en accrétion. Et en cas d'aggradation de la plate-forme, le maintien d'une pente en accrétion à pente constante demande un volume de plus en plus importante de matériel produit et exporté (Playton et al., 2010). Ainsi, les pentes en accrétion s'observent surtout sur des systèmes en progradation, comme la plate-forme ladinienne des Dolomites, ou la plate-forme à Rudiste du Vercors (Figure II. 6 B & E). Dans la plupart des cas une évolution progressive d'un système en accrétion à un système en bypass semble se produire spontanément au cours de la croissance de l'édifice (Schlager and Ginsburg, 1981 ; Playton et al., 2010).

La notion de pente limite de stabilité a été reliée par Kenter (1990) à la granulométrie et au caractère lithifié des dépôts de pente. Plus la granulométrie des grains diminuent, et plus le contenu en boue augmente, plus la pente d'accrétion, c'est-à-dire la pente limite de stabilité diminue (Figure II. 7). Pour des brèches grossières ou des sables la pente se situe entre 35 et 20°, elle décroît ensuite avec la teneur en boue, jusqu'à passer à des valeurs inférieures à 5° pour des pentes boueuses. Ces dernières valeurs sont inférieures aux angles de friction critique en conditions drainées de ces matériaux (Lavoie et al., 1988) car ces pentes sont dominées par des phénomènes de glissements gravitaires en conditions non-drainées (Kenter, 1990 ; Tournadour et al., 2015 ; Principaud et al., 2017). Des valeurs de pentes très élevées sont également observées pour des pentes où le matériel carbonatés est précocement lithifié, qu'il s'agisse de brèches grossières ou de boue (Kenter, 1990 ; Schlager & Ginsburg, 1981).

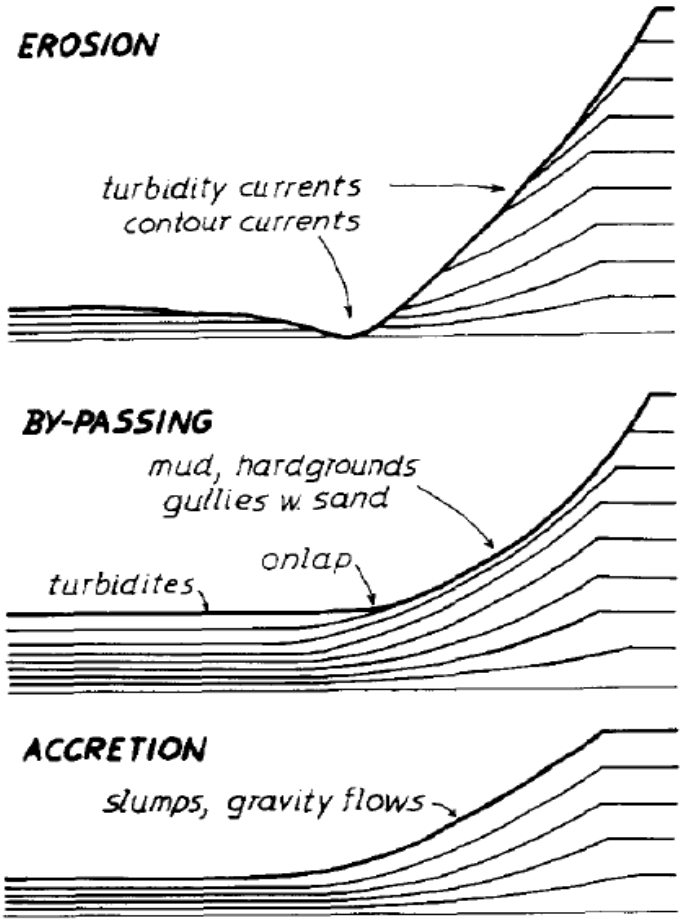


Figure II.8 : Schémas des différents types de pente en fonction du régime d'accumulation et de transport des sédiments (Schlager et Ginsburg, 1981). Les configurations en bypass ou en accrétion peuvent à la fois correspondre au profil sédimentaire de la fabrique, ou à un profil hérité. La configuration en érosion correspond nécessairement à un profil hérité, toujours en activité. Elle se développe généralement à des échelles spatiales supérieures à celles des systèmes de by pass ou d'accrétion.

Une pente en accrétion ou en bypass est nécessairement en correspondances avec les limites définies dans la Figure II. 7, selon le type de production.

Si les sédiments transitent dans la pente sans dépôt, il s'agit d'une **zone de bypass** (Figure II. 8). La pente ne connaît pas d'accumulation ou de perte nette de sédiment. Il s'agit de domaines mécaniquement très stables, généralement au moins partiellement lithifiés, ce qui est favorisé par les taux de sédimentation faibles. Tout évènement de déstabilisation gravitaire s'y produisant conduirait à les classer comme des pentes en érosion, en l'absence d'apports sédimentaires permettant de retrouver le profil initial (Schlager, 2005 ; Playton et al., 2010).

Une **pente ou une marge en érosion** ne connaît pas d'apport sédimentaire mais une perte nette de matériel. Ce régime est associé à une évolution rétrogradante ou aggradante de l'édifice carbonaté. Dans un tel régime, la pente est évidemment une zone source pour les transferts gravitaires de matériel, mais fonctionne également en bypass pour les transferts issus de la plate-forme. La remobilisation d'une plate-forme carbonatée ancienne et inactive, par exemple suite à son émersion rentre dans cette configuration (Hairabian et al., 2015).

Cette description en trois catégories ne doit pas faire oublier le contrôle important exercée sur les accumulations par la topographie préexistante à la croissance de l'édifice carbonaté et l'activité tectonique éventuelle accompagnant sa croissance. L'existence d'une topographie héritée importante, ou son maintien par activité tectonique va forcer la mise en place d'une géométrie de bypass si la production et l'export ne sont pas assez importants pour bâtir une accumulation de pente en accrétion sur le grand volume à combler (Playton et al., 2010). La tectonique de marge passive va ainsi limiter la géométrie des pentes des plates-formes telles celle à Rudiste du Gargano (Hairabian et al., 2015). De même le relief volcanique préexistant à l'édifice carbonaté de l'Ile Glorieuse rend impossible toute accumulation en accrétion (Prat et al., 2016).

Par ailleurs des considérations d'échelle et de géométrie interne de la pente sont importantes pour clarifier cette discussion. Par exemple pour la pente sous le vent du Grand Banc des Bahamas, qui présente à grande échelle une accumulation en accrétion progradante, on observe une zone de bypass en périodes d'inondation au niveau de l'escarpement marginal (Wilber et al., 1990) (Figure II. 6 C). Cet escarpement fait cependant partie du profil sédimentaire de fabrique associé au fonctionnement de la plate-forme en réponse aux oscillations eustatiques.

Les édifices carbonatés en eux-même tendent à générer ou accentuer des courants océaniques de contour qui peuvent considérablement impacter la géométrie et le contenu des accumulations de pente (Betzler, 2014). Des géométries en accumulation de type *Plastered Drift* ou *Mounded Drift* ou bien des zones en érosion peuvent ainsi être mise en place (Betzler et al., 1999 ; Tournadour et al., 2015 ; Wunsch et al., 2016 ; Principaud et al., 2017). De manière générale, l'action du courant de contour va vanner le matériel boueux, créant ainsi des accumulations sableuses en position profonde et distale (Betzler et al., 2014 ; Principaud et al., 2017). Pomar et Hacq (2016) insistent également sur le contrôle par les phénomènes d'ondes internes sur les apports de nutriments et l'agitation sur la pente ou la rampe en profondeur > 50 m. Ils peuvent déterminer l'accumulation de matériel grossier ou même le développement de fabrique oligophotique comme les barrières lithifiées microbiennes (*deep boundstone factory* de Playton et al., 2010).

B. Transferts gravitaires de sédiments

Si une part importante de la production carbonatée peut être conservée sur les lieux de la fabrique de carbonates, le sédiment carbonaté peut aussi être transporté à des distances plus ou moins importantes (Colacicchi et Baldanza, 1986 ; Spence et Tucker, 1997 ; Payros et Pujalte, 2008). Ces mécanismes de transport vont varier en fonction des propriétés physiques des grains carbonatés, qui vont requérir une plus ou moins grande quantité d'énergie pour être mis en mouvement (Pomar & Hacq, 2016). Deux grandes classes de mécanismes de transport peuvent être identifiées : le transport lié à l'hydrodynamisme et le transport gravitaire (Warrlich et al., 2002 ; Talling, 2014 ; Pomar et Hacq, 2016).

Pour les **transports liés à l'hydrodynamisme**, c'est l'énergie de la masse d'eau en mouvement, soit oscillatoire soit unidirectionnelle, qui permet la remobilisation des grains précédemment déposés. Ces mécanismes hydrodynamiques fonctionnent suivant une logique de seuil : pour chaque type de grains, selon sa forme et sa masse, un certain niveau d'énergie est nécessaire pour sa mise en mouvement (Pomar & Hacq, 2016). Ainsi ne se déposent définitivement dans un environnement donné que les grains dont le seuil énergétique de mobilisation est supérieur au niveau d'énergie maximal atteint par la masse d'eau. Les autres grains sont transportés et redéposés suivant des géométries contrôlées par l'évolution spatiale de l'hydrodynamisme de la masse d'eau (dans un cadre temporel donné) en interaction avec la topographie. Ainsi le transport hydrodynamique est un acteur très important de contrôle du profil de fabrique et de la géométrie des accumulations. Il est par contre un acteur mineur des transferts de matériel de la plate-forme vers le bassin distal, puisqu' à l'augmentation générale de la profondeur en s'éloignant de la fabrique de carbonate correspond une diminution très importante de l'énergie disponible pour un transport hydrodynamique (Schlager, 2004) (Figure II. 1). Ainsi le transport hydrodynamique ne peut pas conduire seul à un export important de la production carbonatée vers les domaines profonds du bassin sédimentaire. Des phénomènes de courant de marée ou de densité peuvent bien entraîner un transport vers l'extérieur de la plate-forme (Schlager, 2005 ; Pomar & Hacq, 2016 ; Wilson et Roberts, 1992) mais si ce transfert se poursuit, c'est généralement sous la forme d'un écoulement gravitaire.

Les **transports gravitaires** sont bien différents et permettent au contraire un transport important de la production carbonatée vers d'autres parties du bassin. Ils concernent surtout un volume fini de grains, transporté en masse, contrairement au transport hydrodynamique qui s'applique aux grains individuellement.

Ils correspondent à la transformation de l'énergie potentielle de gravité d'un volume donné de sédiment en état de déséquilibre mécanique en énergie cinétique (Talling, 2014 ; Hunt et Tucker, 1997). Il s'agit donc de mécanisme de transport inertiel, où l'énergie du mouvement est proportionelle à la masse et au carré de la vitesse des sédiments transportés. La position topographiquement haute de la plupart des édifices carbonatés, en particulier les fabriques à carbonates de type T, va favoriser la mise en œuvre de ces mécanismes. Supposons une masse de sédiment accumulée avec une certaine énergie potentielle de gravité, c'est- à-dire dans une zone d'altitude relativement élevée, et avec une pente localement non nulle. Cette masse est dans une situation d'équilibre si les forces résistantes qui s'y appliquent sont supérieures aux forces gravitationnelles motrices (Locat & Lee, 2002). Si cette masse perd sa stabilité suite à une perturbation de son équilibre mécanique alors son inertie va tendre à la mettre en mouvement vers le bas suivant la ligne de plus grande accélération (Masson et al., 2006). Le mouvement de cette masse va être contraint par la dissipation progressive de son énergie cinétique, suivant les différentes modalités de l'écoulement et les contraintes extérieurs qu'il rencontre. A cette dissipation progressive de l'énergie va correspondre un dépôt progressif des sédiments mobilisés, cette fois en fonction de leur seuil énergétique de mise en mouvement (Shanmugam, 2000 ; Mulder et Alexander, 2001a ; Talling et al., 2012). Ce seuil énergétique correspond à l'équilibre entre les forces motrices et les forces résistantes

Il aura alors été possible de transférer une part du sédiment produit dans la fabrique de carbonate vers un domaine plus profond et lointain du bassin.

Pour déterminer les éléments de contrôle du transport gravitaire il faut en étudier plus en détails les processus.

Le transfert gravitaire peut être subdivisé en trois processus successifs,

- Tout d'abord le **mécanisme d'instabilité ou de rupture**, c'est-à-dire l'évènement de mise en déséquilibre catastrophique. Il se caractérise par une géométrie particulière délimitant le volume déséquilibré et par la perturbation externe ou le changement interne du système qui a permis de passer d'un état de stabilité mécanique à un état d'instabilité.

Il faut bien noter qu'il peut être la conséquence de processus de transport ou de remobilisation du sédiment par des facteurs hydrodynamiques comme détaillés ci-dessous (Piper & Normark, 2009 ; Talling, 2014) (Figure II. 10). Dans ce cas le point important est celui de la création d'une condition d'excès d'énergie potentielle pour le volume concerné résultant en une mise en mouvement.

- Puis le **processus de transport** et

- enfin le **dépôt associé** à cette instabilité.

I. Mécanisme d'instabilité

Dans une description phénoménologique de l'évènement d'instabilité gravitaire, on peut s'attacher à identifier dans la zone source le volume de matériel déstabilisé et les contraintes physiques qui ont déterminées la ruine de ce volume à un temps donné, déterminant ainsi un mécanisme d'instabilité.

Le mécanisme d'instabilité est fortement contrôlé d'une part par le fonctionnement de la fabrique à carbonates et d'autre part par la géométrie de l'édifice carbonaté.

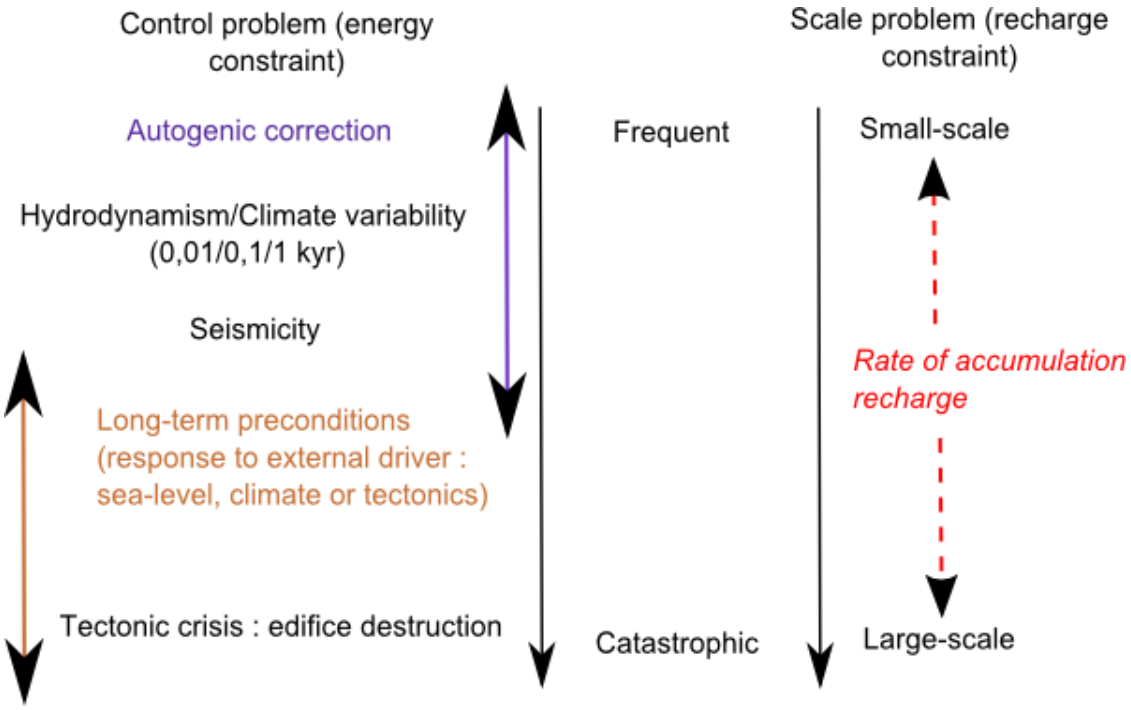


Figure II.9 : Schéma illustrant les relations entre l'échelle, la période de retour et les facteurs de contrôles d'un mécanisme d'instabilité dans un édifice carbonaté. La notion d'échelle de volume et de fréquence est liée et mesurée par la rapidité de recharge du système en matériel mobilisable. Les facteurs de contrôles d'un effondrement catastrophique correspondent à une libération d'énergie plus ou moins importante, soit sous l'effet d'une perturbation considérable du système, ou de la construction progressive d'un pré-conditionnement de grande ampleur.

La nécessité d'une accumulation de sédiment disponible entraîne une contrainte de type loi d'échelle bien marquée pour les transferts gravitaires (Masson et al., 2006 ; Piper & Normark, 2009) : plus le volume de sédiment déstabilisé est grand, plus la période de retour d'un tel évènement est élevée (Figure II. 9). Elle correspond en effet fondamentalement à la recharge du système en sédiment, par rapport à un mécanisme d'instabilité d'échelle donnée. Le rythme de recharge du système en sédiment contrôle donc le volume et la récurrence des transferts de sédiment.

Le même édifice peut-être affecté par plusieurs types d'instabilité, avec des fréquences et des volumes différents qui vont d'instabilité fréquente mais de petite ampleur à des instabilités rares mais d'ampleur catastrophique. Ainsi un système en accrétion connaît une instabilité très haute fréquence des grains individuels de sédiments, qui permet le maintien de la pente d'équilibre. Ce type de correction autocyclique va généralement se manifester par des fréquentes instabilités de petites ampleurs, qui ne bouleversent pas l'organisation de l'édifice et des accumulations (Playton et al., 2010).

Celles-ci peuvent connaître par contre une remobilisation périodique, suite à des évènements hydrodynamiques ou sismiques récurrents. Les accumulations sont alors remobilisées partiellement ou entièrement, nécessitant une phase de recharge du système.

Le système lui-même peut faire l'objet d'un pré-conditionnement de long terme, sous l'effet de la mise en place d'une géométrie ou de conditions mécaniques défavorables sous l'effet à plus long terme de facteurs externes. Un volume important du système est alors amené dans une condition d'instabilité et détruit, nécessitant une phase longue de recharge sédimentaire, qui ne peut ne pas pouvoir être réalisée. Le terme extrême en est un effondrement catastrophique, généralement sous

l'effet de bouleversements tectoniques, qui aboutit à la destruction complète de l'édifice et à l'arrêt de la production carbonatée.

La géométrie de l'édifice et en particulier celle de sa pente contrôle d'une part directement l'état de l'équilibre entre force gravitationnelle résistante et motrice qui s'exerce sur un volume de sédiment. D'autre part c'est aussi un contrôle majeur de la transformation de l'énergie potentielle de la masse déstabilisée en énergie cinétique.

Deux séries de facteurs doivent être considérés dans l'analyse du **mécanisme d'instabilité gravitaire** : **les facteurs de pré-conditionnement et les facteurs déclenchants**. Le même phénomène géologique peut parfois jouer les deux rôles en fonction de la situation ou du temps (Locat et Lee, 2002 ; Canals et al., 2004 ; Sultan et al., 2004 ; Leynaud et al., 2009 ; Vanneste et al., 2014; Leynaud et al., 2016). Cette distinction est fondamentale pour analyser la mise en place des transferts gravitaires dans l'espace et dans le temps, qui ne peuvent se comprendre qu'en considérant le jeu combiné de ces deux facteurs indépendants.

Les **facteurs de pré-conditionnement** sont les phénomènes physiques dans l'état stable du système qui vont permettre qu'un volume au sein d'un ensemble mécaniquement stable puisse être déstabilisé, sans pour autant suffire à déclencher l'instabilité. Le processus de pré-conditionnement peut donc être actif dès l'accumulation de sédiments, puisqu'il ne rend pas l'ensemble directement instable (Sultan et al., 2004 ; Leynaud et al., 2009). Il dépend fondamentalement des caractéristiques géotechniques du matériel sédimentaires et de l'état géomécanique de l'accumulation (Sultan et al., 2004). Il tend à être déterminant dans l'analyse de la déstabilisation de matériaux consolidés, alors que des matériaux non-consolidés peuvent être plus facilement mobilisés directement par un phénomène externe, en particulier hydrodynamique. La notion de pré-conditionnement n'a vraiment de sens que pour une déstabilisation par effondrement gravitaire.

	Gravity initiation event		Hydrodynamic initiation event		
Event	Small-scale failure	Large-scale failure	Liquefaction	Storm resuspension	Hyperpycnal off-bank flow
Pre-conditionning	Oversteepening (depositional)	Weak Layer Overpressure (sea-level, undercompaction, seepage & ateral low) Oversteepening (depositional or tectonic)	(Bathymetry/ topography/ orientation)	(Bathymetry/ topography/ orientation)	(Bathymetry/ topography/ orientation)
Main Trigger	Earthquake Rapid deposition Low tide Wave loading	Earthquake Extreme Climatic event Gas liberation	Earthquake Wave loading	Wave loading	Tidal current Climatic event
Return period/ scale	0,0001 kyr - 1 kyr < 0,01 km3	0,01 kyr - 100 kyr 0,1 - 1000 km3	0,0001 kyr - ? <0,01 km3	0,0001 kyr - ? < 1 km3	0,0001 kyr - ? ?
Main Resulting flow	Gravity Flow or small mass slide	Slide to Turbidites	Turbidites	Turbidites	Grain Flow (?) or Turbidite (Deposition oversteepening)

Figure II. 10 : Présentation des principaux mécanismes d'initiation des transferts gravitaires, par des évènements hydrodynamiques ou simplement instabilité mécanique.

Pour une déstabilisation par des phénomènes hydrodynamiques le seul paramètre initial qui puisse compter est la profondeur d'eau de l'accumulation, qui contrôle généralement l'impact de la perturbation hydrodynamique (Talling, 2014).

Les **facteurs déclenchants** sont les phénomènes qui vont apporter une perturbation mécanique au système (augmentation des forces motrices ou diminution de la contrainte effective) suffisante pour déstabiliser la masse pré-conditionnée à l'instabilité. Le facteur déclenchant doit être analysée en considérant la réponse du sédiment à la perturbation externe, et de son état de pré-conditionnement (Vanneste et al., 2014).

La géométrie de la rupture est donc en grande partie contrôlée par les mécanismes de pré-conditionnement, et son occurrence temporelle par les facteurs déclenchants (Leynaud et al., 2009 ; Sultan et al., 2004 ; Vanneste et al., 2014).

Les facteurs de pré-conditionnement et les facteurs déclenchants peuvent être extrêmement nombreux et variés. La littérature en a proposé une grande diversité, souvent davantage à titre d'hypothèses géologiques qu'à la suite d'un calcul physique (Urlaub et al. , 2013 ; Vanneste et al., 2014) (Figure II. 10). Un objectif majeur de cette thèse est de pouvoir approcher physiquement et quantifier par la simulation numérique la mise en place du pré-conditionnement.

Les mécanismes d'instabilité gravitaires et hydrodynamiques ont fait l'objet de nombreuses études, visant souvent à établir un lien entre le type d'écoulement et le volume déstabilisé (Locat & Lee, 2002 ; Sultan et al., 2004 ; Masson et al., 2006 ; Leynaud et al., 2009 ; Piper & Normark, 2009 ; Urlaub et al., 2013; Talling, 2014 ; Vanneste et al., 2024 ; Urlaub et al., 2015). Dans le cas des systèmes clastiques, relativement uniformes, cette approche peut amener à rapprocher directement un type d'écoulement et de dépôt d'un facteur externe donné (Piper & Normark, 2009 ; Talling, 2014).

Cette discussion est cependant plus difficile à réaliser pour les systèmes carbonatés où la nature du matériel et la géométrie de l'accumulation déstabilisée ainsi que la topographie du bassin sont différentes et plus variées que dans les systèmes clastiques (Pomar & Hacq, 2016).

On ne peut donc obtenir des relations précises que par l'analyse d'un système gravitaire carbonaté donné où les caractéristiques de l'accumulation et la morphologie héritée sont décrites (voir Partie C).

Les phénomènes d'effondrements gravitaires sont un mécanisme d'instabilité favorable pour les systèmes carbonatés, à grande ou petite échelle, vu l'absence de remobilisation du matériel par un système fluviatile. Ces effondrements gravitaires correspondent à des mécanismes de pré-conditionnement souvent différents selon leur échelle (Figure II. 10).

Les écoulements issus d'un effondrement à grande échelle peuvent être indépendants de l'existence d'une morphologie chenalisante, et évoluent et se déposent suivant leur évolution physique interne (Payros & Pujalte, 1999 ; Talling, 2014). Ceux issus d'un effondrement à petite échelle ont un développement beaucoup plus limité et interagissent souvent avec la topographie existante. S'il existe une gouttière chenalisante ou un canyon, ils peuvent avoir un rôle important dans son remplissage ou sa vidange occasionnelle (Piper & Normark, 2009 ; Talling, 2014) (Figure II. 11).

Les accumulations non-cohésives de sédiment peuvent également être remobilisées sous l'influence de processus hydrodynamiques (Figure II. 10). Ainsi la liquéfaction des accumulations sableuses ou grossières sous l'effet de chargements cycliques par des séismes ou des houles de forte amplitude peut-être un mécanisme très pertinent pour certains accumulations marginales. Pour les systèmes clastiques, elle est associée à la mise en place d'écoulements gravitaires hyperconcentrés sableux (Piper & Normark, 2009).

Les sédiments de la plate-forme ou de la rampe, fins ou même sableux, peuvent également être remis en suspension sous l'effet de l'agitation des vagues lors de tempêtes (Payros et al., 2007 ; Piper & Normark, 2009 ; Talling, 2014). Une grande variété d'écoulement peut en résulter, dépendant

notamment de la liaison avec un conduit chenalisant ou un canyon pouvant concentrer et canaliser les sédiments (Figure II. 11).

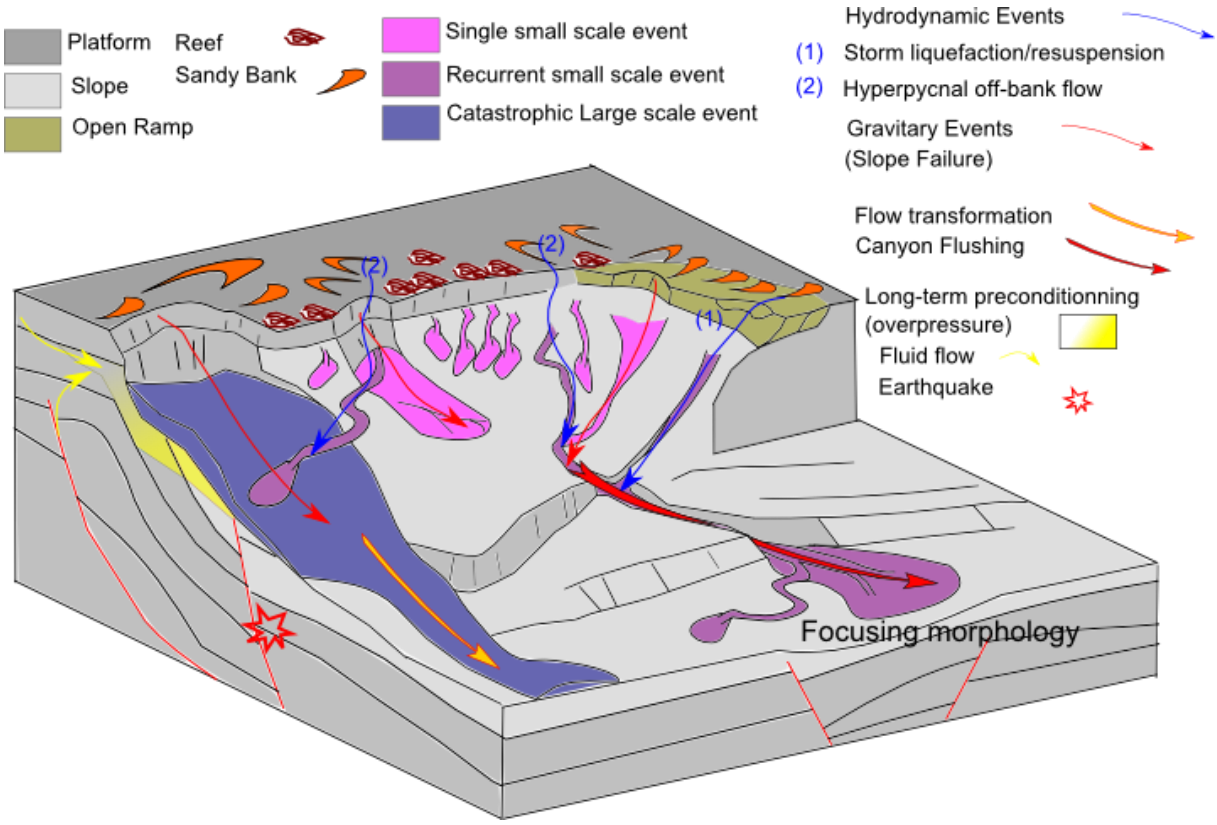


Figure II.11 : Schéma illustrant les transferts gravitaires associés à différents types de mécanismes d'initiation : mobilisation directe par un évènement hydrodynamiques ou effondrements mécaniques ; ainsi que leur occurrence récurrente ou exceptionnelle.

Les phénomènes d'écoulement hyperpycnaux, généralement au débouché d'un fleuve, sont des mécanismes d'initiation d'écoulements gravitaires majeurs dans les systèmes clastiques (voir discussion dans Talling, 2014). L'existence de courants hyperpycnaux d'export dans les systèmes carbonatés est bien attestée, et constitue un des mécanismes majeurs du phénomène de « Highstand shedding » (Wilson & Roberts, 1992; Schlager et al., 1994; Mulder et al., 2017 ; Tournadour et al., 2017; Fauquembergue et al., 2018). Ils sont généralement associés à la focalisation de courant tidaux ou de densité par des morphologies de passes tidales entre des bancs et des récifs sur la plate-forme, et concernent généralement des sédiments fins en suspension évoluant en turbidites de basse densité (Figure II. 11). L'existence d'export direct de sédiments sableux et grossiers en charge de fond par de tels courants est discutée dans les systèmes clastiques (Piper & Normark, 2009 ; Talling et al., 2014). La question de phénomènes similaires dans des systèmes carbonatés se pose, mais de tels phénomènes n'ont jamais été caractérisés (Borgomano, 2000 ; Hairabian et al., 2015 ; Counts et al., 2018 ; Lüdmann et al., 2018 ; Mulder et al., accepté).

1. Les facteurs de pré-conditionnement

a) Niveau de décollement (weak layer)

Le facteur de pré-conditionnement correspond le plus souvent à la mise en place d'une zone de faiblesse mécanique. Celle-ci peut correspondre au dépôt d'une couche de sédiment avec une résistance mécanique moindre que les sédiments environnants (Vanneste et al., 2014), en raison d'une variation granulométrique spatiale ou verticale. Par exemple les niveaux d'argiles contouritiques déposées sur la marge norvégienne pendant les périodes interglaciaires au

Quaternaire, constituent probablement la surface de décollement des grands glissements de cette marge (e.g., *Storegga Slide*) du fait de leur faible résistance au cisaillement (Leynaud et al., 2009). Une zone de faiblesse mécanique peut aussi être acquise par une transformation de propriétés mécaniques du faciès suite à une diagenèse différentielle, à l'existence de fractures préexistantes ou d'une surpression de fluide (Spence et Tucker, 1997; Locat et Lee, 2002 ; Resor et Flodin, 2010). Ainsi récemment Urlaub et al. (2018) ont proposé qu'une couche pluri-métrique de boue à diatomée a constitué une surface de rupture du fait de sa grande compressibilité.

Cette notion de couche de rupture est en continuité avec la notion classique de décollement telle qu'utilisée dans l'étude de la déformation tectonique. Les modèles mécaniques associés, peuvent être appliqués aux instabilités de pente (Mourgues et al., 2013). Cependant pour de nombreuses instabilités gravitaires, aucune couche de rupture définie en tant que telle n'a pu être identifiée. Par ailleurs les surfaces de rupture et de glissement, souvent bien identifiables, en particulier dans les systèmes carbonatés (Principaud et al., 2015 ; Tournadour et al., 2015), peuvent aussi correspondre à une surface résistante marquant simplement la base de la pile stratifiée instable.

b) Surpression de fluide de pore

Les surpressions de fluides ont été identifiés comme extrêmement important pour la stabilité des milieux poreux saturés non cohésifs que sont les accumulations sédimentaires (Canals et al., 2004 ; Sultan et al., 2004 ; Leynaud et al., 2009 ; Lafuerza et al., 2012). Elle correspond à la présence dans les pores d'une valeur de pression supérieure à celle correspondant au gradient hydrostatique. Elle entraîne une réduction du confinement effectif du sédiment et donc un affaiblissement de sa résistance au cisaillement (voir Chapitre 4).

Ce phénomène est particulièrement important pour la mise en place d'instabilités gravitaires sur une très faible pente, ce qui est le cas d'un grand nombre de glissements sous-marins (Urlaub et al., 2015). L'évaluation de la pression de fluide dans le sédiment est donc cruciale pour en estimer la stabilité (Sultan et al., 2004). Elle ne peut être réellement quantifiée que par une mesure in-situ rarement disponible ce qui constitue généralement une source d'incertitude majeure dans l'étude des glissements (Vanneste et al., 2014).

De nombreux phénomènes ont été invoqués dans la littérature pour expliquer un excès de pression de l'eau contenue dans les pores , comme par exemple la présence d'une barrière de perméabilité entravant l'écoulement, le dépôt rapide des sédiments par rapport à la capacité du système à équilibrer ces pressions additionnelles, l'existence de mouvements verticaux de fluides ou de processus hydrothermaux, les variations de charge d'eau dans les massifs au cours du temps (Spence & Tucker, 1997 ; Lafuerza et al., 2009; Long et al., 2011; Flemings et al., 2012; Urlaub et al., 2015). La surpression peut être permanente si elle est liée à un processus de longue durée (e.g. un flux latéral ou dû à une différence de compaction entre différents faciès). Elle peut être aussi un simple déséquilibre transitoire répondant à une perturbation (dépôt rapide d'une masse de sédiment, variation de niveau marin). Le cas le plus commun de surpression de longue durée est souvent dû à la sous-compaction du sédiment en raison du déséquilibre entre le taux de sédimentation élevé et la faible perméabilité du sédiment, qui ne permet pas de réaliser l'équilibrage des pressions (Sultan et al., 2004).

Dans le cas d'un système à faible taux de sédimentation, la compressibilité des sédiments peut jouer un rôle crucial en contrôlant la libération d'une quantité importante de fluide de manière retardée, entraînant une augmentation de pression en profondeur (Urlaub et al., 2015 ; Urlaub et al., 2018). Ce point est potentiellement très important pour les sédiments carbonatés, particulièrement susceptibles d'une cimentation précoce (Schlager et al., 2005) et également souvent composés de tests bioclastiques au comportement non-linéaire en compaction (Lavoie et al., 1988 ; Urlaub et al., 2015). Il sera particulièrement discuté dans le cadre de la caractérisation des sédiments des Bahamas (chapitre 4 et 7). Le taux de sédimentation, la perméabilité et la compressibilité des sédiments sous-

jacents sont ainsi les paramètres critiques pour phénomène de surpression (Spence & Tucker, 1997 ; Sultan et al., 2004 ; Urlaub et al., 2015)

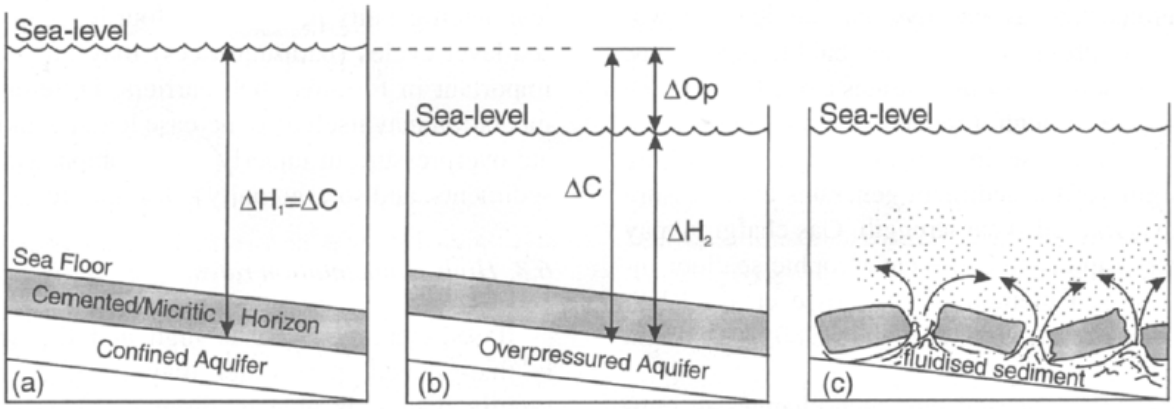


Figure II.12 : Mécanisme conceptuel de génération de surpression de fluide pendant une chute du niveau marin d'après Spence et Tucker (1997). L'aquifère confiné ne se rééquilibre pas verticalement avec la nouvelle cote piézométrique après la baisse du niveau marin, et possède donc une surpression ΔOp. Le scénario de liquéfaction de (c) n'est effectivement possible que pour ΔOp égal à la contrainte verticale effective, ou en cas d'un chargement cyclique supplémentaire.

La surpression de fluide peut aussi être établie dans l'accumulation par circulation latérale de fluide en surpression ou en charge dans un aquifère connecté (Flemings et al., 2012 ; Urlaub et al., 2015).

Un lien a été classiquement proposé entre surpression de fluide et variations du niveau marin, qui apparaît alors comme un contrôle majeur des instabilités gravitaires (Spence and Tucker, 1997). Lors d'une baisse du niveau marin le gradient hydrostatique dans les sédiments est accru au moins temporairement avec la baisse de la surface libre. Mais si la perméabilité de la pile de sédiment est réduite, ce déplacement peut s'effectuer avec un délai, voire le sédiment peut même conserver en totalité ou en partie les valeurs de pression de fluide antérieures à la baisse du niveau marin (Schlager, 2005 ; Spence & Tucker, 1997) et se retrouver alors en surpression (Figure II. 12).

Ce raisonnement ne peut pas être utilisé comme une règle générale sans analyse quantitative au cas par cas ou mesures *in situ* (Vanneste et al., 2014 ; Urlaub et al., 2015). Dans les systèmes clastiques les périodes de bas-niveau marin sont souvent accompagnées de forts taux de sédimentation, ce qui favorise la génération de supression, au moins autant que la modification du gradient hydrostatique. Ce phénomène d'apports sédimentaires élevés en bas niveau est beaucoup moins évident pour les systèmes carbonatés. Les relations proposées entre périodes de bas-niveau et instabilités gravitaires dans les systèmes carbonatés (Spence & Tucker, 1997) sont donc 1) d'une part statistiquement discutables (Urlaub et al., 2013) 2) dues probablement à des mécanismes plus complexes et équivoques, qu'une génération systématique de surpression par modification du gradient hydrostatique ou due à un apport important de sédiments (Leynaud et al., 2009). La suite de cette thèse présente les résultats d'une étude quantitative d'un tel cas.

c) Echelles temporelles de pré-conditionnement

La notion de pré-conditionnement ne prend son sens que par rapport à une échelle de temps associée. La surpression de fluide est un facteur de pré-conditionnement quand elle est maintenue assez longtemps par rapport à l'échelle temporelle d'évolution du système (Rusciadelli et al., 2003 ; Leynaud et al., 2009 ; Vanneste et al., 2014). Lorsque la surpression est transitoire elle peut être un facteur de déclenchement, généralement cyclique (houle ou séisme) ou associé à un chargement brutal du système (Sultan et al., 2004). Cette discussion vaut également pour les cas de libération de gaz, soit par exsolution de gaz dissous dans le fluide de pore sous l'effet d'un chargement cyclique (Sultan et al., 2004 ; Lafuerza et al., 2012), ou par dissociation d'hydrates de gaz (Leynaud et al., 2009), ou simplement chargement par piégage. Tous ces phénomènes entraînent l'établissement

d'une surpression de fluide dans les pores, de manière progressive et semi-permanente, ou brutale et transitoire selon l'évènement en question.

On peut distinguer une forme de pré-conditionnement à long terme d'une à court terme. Cette distinction rejoint en partie la réflexion en termes d'échelle de volume et de fréquence applicable aux instabilités gravitaires.

Ainsi comme évoqué dans le cas de la surpression de fluide, la surpression peut se mettre en place suite à un changement rapide allogène au système (apport sédimentaire importante, chute du niveau marin) et favoriser une instabilité (Spence and Tucker, 1997). On parlera alors depré-conditionnement à court terme. Les effondrements de fronts de delta sous-marins déposés en progradation rapide suite à des crues fluviales importantes, et qui présentent ainsi des valeurs de gradient supérieures au seuil critique, sont des exemples de pré-conditionnement à court terme par excès de pente (Piper and Normark, 2009 ; Talling, 2014). De telles accumulations sont très sensibles à des chargements cycliques ou des marées basses, et donc ne sont pas conservées à long terme (Piper and Normark, 2009 ; Talling, 2014).

Plusieurs phénomènes peuvent conduire à pré-conditionnement à long terme. par exemple, mise en place d'une couche mécaniquement faible peut pré-conditionner la pile sédimentaire pendant des millions d'années (Urlaub et al., 2018). Un pic d'apport sédimentaire peut aussi entraîner la mise en place très progressive de surpressions de fluides profonds qui conditionneront une instabilité avec un retard de l'ordre de 1 à 10 kyr (Urlaub et al., 2013).

L'augmentation de la pente topographique des dépôts ne peut pas vraiment être un facteur déclenchant, puisqu'il est impossible d'accumuler des sédiments dans une position effectivement instable au moment de leur dépôt. Il s'agit par contre d'un facteur de pré-conditionnement qui peut diminuer la stabilité de l'ensemble par excès de pente (*oversteepening*) (Sultan et al., 2004 ; Leynaud et al., 2009 ; Piper and Normark, 2009 ; Talling, 2014). L'augmentation de la pente de l'accumulation associée à une évolution tectonique ou stratigraphique particulière (progradation forcée ou drift contouritique (Miramontes et al., 2018) ou à la croissance d'un édifice volcanique est un mécanisme majeur de mise en place d'instabilités gravitaires (Masson et al., 2006).

2. Les facteurs déclenchants

Le facteur déclenchant détermine à un moment donné la ruine de la structure à laquelle il s'applique (Figure II. 10). Il peut s'agir d'un chargement mécanique qui fait sortir des limites de sa zone de stabilité mécanique un volume, dont tout ou partie a déjà été rapproché de l'instabilité sous l'effet des facteurs de pré-conditionnement (Spence et Tucker, 1997; Sultan et al., 2004; Leynaud et al., 2009; Lafuerza et al., 2012).

Les principaux phénomènes agissant comme facteurs déclenchants externes sont les séismes (et éventuels tsunamis associés) et les vagues de tempête. Le chargement mécanique apporté par une masse sédimentaire peut également constituer un facteur interne de déclenchement.

L'accélération dynamique associée au passage des ondes sismiques peut suffire à amener l'accumulation dans le domaine d'instabilité. Les chargements cycliques dus à un séisme ou une houle importante peuvent aussi faire monter la pression de pore et affaiblir la cohésion et la résistance du dépôt. Parfois il est possible d'atteindre la liquéfaction quand la pression de fluide est égale à la contrainte verticale effective (Sultan et al., 2004; Piper & Normark, 2009). De manière générale, tous les mécanismes de génération transitoire de pression de fluide (chargement sédimentaire, variation du niveau marin, dégazage) peuvent constituer eux aussi des mécanismes déclenchants s'ils arrivent à atteindre un certain seuil (Sultan et al., 2004 ; Lafuerza et al., 2012).

Les courants de contours ont été également décrits comme des facteurs déclenchants (Leynaud et al., 2016 ; Wunsch et al., 2018) par érosion de la base d'une accumulation (nécessairement suite à un changement du régime de courant, sinon cette accumulation n'existerait pas en premier lieu).

Néanmoins, comme pour tous les facteurs évoqués dans ce chapitre, et leur présence ne signifie pas qu'ils aient nécessairement joué un rôle effectif.

Des transferts gravitaires sont donc déclenchés dans des édifices dont les caractéristiques intrinsèques du profil de fabrique (type de grains, topographie, diagenèse, taux de production) et extrinsèques, liées à leur environnement (variations eustatiques, activité tectonique et sismique) permettent la mise en place de facteurs de pré-conditionnement et l'action ponctuelle de facteurs de déclenchement sur les accumulations sédimentaires disponibles (Crevello et Schlager, 1980 ; Spence et Tucker, 1997; Drzewiecki, et Simó, 2002 ; Brookfield et al., 2006 ; Hairabian et al., 2015).

II. Processus de transport gravitaire

La déstabilisation d'une accumulation de sédiment évolue en écoulement gravitaire qui va transporter et finalement déposer le matériel en pied de pente ou dans un bassin. Les modalités de transformation du volume déstabilisé en un écoulement donné font appel à des processus très complexes et encore aujourd'hui mal compris (Masson et al., 2006).

La nature et les modalités des écoulements résultants sont extrêmement variés, dépendant de nombreux paramètres, plusieurs auteurs (Shanmugam, 2000 ; Mulder et Alexander, 2001a ; Masson et al., 2006 ; Talling et al., 2012) ont proposés des classifications selon différents paramètres.

1. Typologie des écoulements gravitaires

Une première distinction repose sur la nature cohésive ou non du matériel transporté (Masson et al., 2006 ; Mulder et Alexander, 2001a) (Figure II. 13 & Figure II. 14). On distingue d'un côté les phénomènes de **glissements en masse**, où la structure originelle de l'accumulation déstabilisée est au moins partiellement conservée, et les **écoulements gravitaires** où la masse déstabilisée est totalement déformée, fragmentée et mélangée et tend vers un comportement fluide. Dans le premier cas, on peut distinguer notamment les *slumps* qui déforment partiellement la structure du sédiment cohésif et meuble ; les glissements (*slides*) de blocs non déformés, plutôt cohésifs et cassants, translationnels ou rotationnels et les avalanches de débris fragmentés mais parfaitement cohésifs. Ce dernier cas d'avalanche de débris est particulièrement pertinent pour décrire les écoulements gravitaires de matériel bien consolidés sur des pentes raides, notamment dans le cas des édifices volcaniques ou des édifices carbonatés cimentés (Masson et al., 2006).

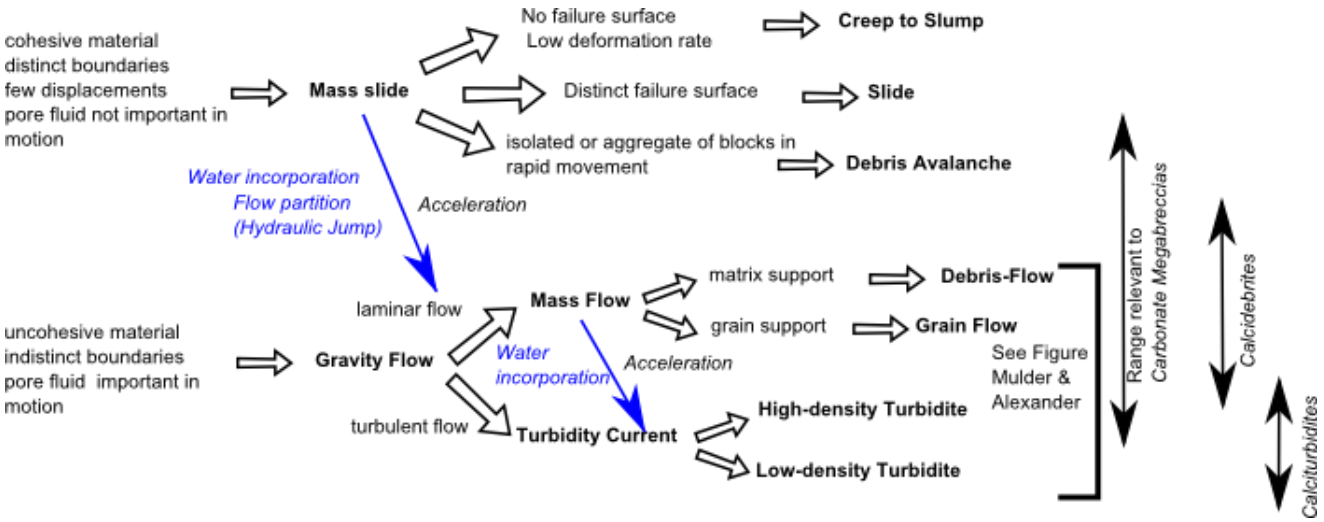


Figure II.13 : Proposition de classification des processus d'écoulement gravitaire, d'après Masson et al. (2006). A droite les flèches indiquent les équivalences proposées pour les termes descriptifs classiquement utilisés pour décrire les dépôts carbonatés gravitaires : Carbonate Mégabreccias, Calcidébrites, Calciturbidites.

Dans le second cas, les caractéristiques de l'écoulement, laminaire ou turbulent peuvent permettre de distinguer les coulées de débris (*debris-flows*) à comportement laminaire cohésif voire visco-plastique, qui vont déposer des faciès de débrites boueuses ; les écoulements laminaires hyperconcentrés ou concentrés, supportés par la pression dispersive des grains, qui vont déposer des faciès de débrites *grain-supported* ou de sables massifs; les écoulements turbulents de haute et basse densité où les grains sont entraînés par la composante verticale de la vitesse et qui conduisent à des dépôts montrant à la fois des mécanismes de transport tractifs et suspensifs, c'est-à-dire des turbidites au sens strict (Bouma, 1964 ; Middleton and Hampton, 1973 ; Shanmugam, 2000 ; Mulder et Alexander, 2001a ; Talling et al., 2012). On notera que la définition du terme de turbidite de haute densité, qui correspond à une grande partie des dépôts d'écoulements gravitaires carbonatés fait l'objet de débats qui dépassent le cadre de cette thèse (Shanmugam, 2000 ; Mulder & Alexander, 2001 ; Talling et al., 2012). Les termes vagues mais utiles de calciturbidities et calcidébrites utilisés dans la suite de ce travail sont présentés en relation avec les notions précédentes dans la Figure II. 13.

Ces classifications et descriptions ont été réalisées dans le cadre de systèmes clastiques, mais sont tout à fait applicables aux sédiments carbonatés. Il faut cependant considérer que les propriétés des grains carbonatés sont très hétérogènes en terme de densité, de flottabilité et de coefficient de trainée, et peuvent ainsi former des faciès et géométries de dépôt très différents de ceux obtenus avec des grains clastiques pour le même écoulement (Alexander and Hodson, 2010 ; Pomar & Hacq, 2016 ; de Kruijf, 2018). Notamment l'interprétation des grano-classements est nettement plus délicate dans les systèmes carbonatés (Payros et al., 2007 ; Alexander and Hodson, 2010).

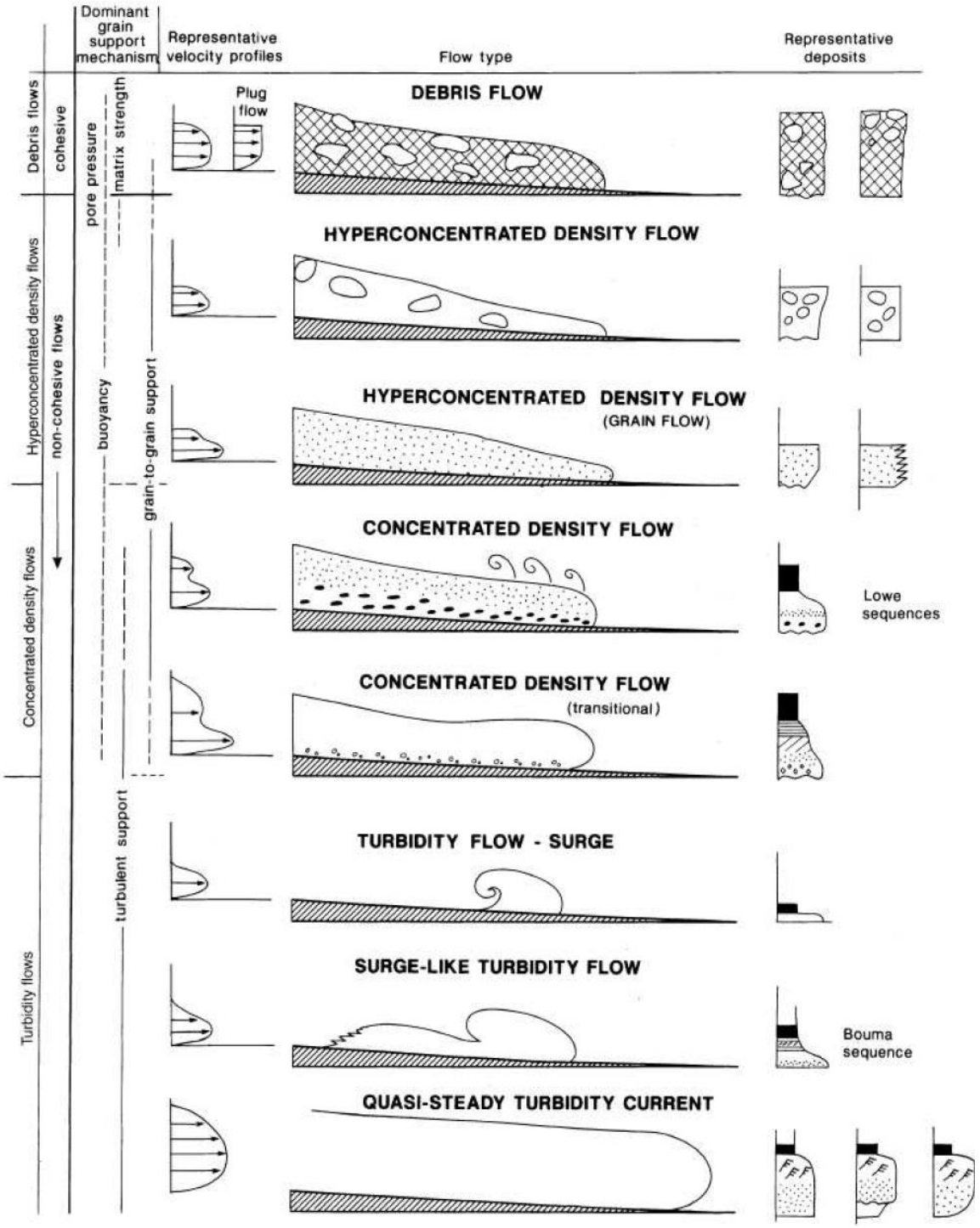


Figure II.14 : Classification des différents types d'écoulements gravitaires sous-marin (Mulder et Alexander, 2001).

Le type de processus de transport et de dépôts dépend donc bien sûr de la nature de l'accumulation source, notamment par le type de grains produits et accumulés, la cohésion plus ou moins importante liée à sa diagenèse et la granulométrie associée à sa position et au régime sédimentaire associé (Crevello et Schlager, 1980 ; Spence et Tucker, 1997; Drzewiecki et Simó, 2002 ; Hairabian et al., 2015).

2. Contrôles des écoulements gravitaires

Le processus d'écoulement exprime aussi l'énergie cinétique de l'écoulement, issue de la conversion de l'énergie potentielle du volume initial de sédiment, et ses modalités de dissipation. L'énergie d'un écoulement donné est proportionnelle à la masse de sédiment entraînée et au carré de sa vitesse.

La pente parcourue par l'écoulement contrôle également le régime qu'il suit. C'est un facteur de contrôle important pour la capacité de l'écoulement à déplacer la fraction grossière du sédiment, ou à éroder le sédiment sur son passage (Piper & Normark, 2009). Cette pente est liée à la fois à la morphologie du système carbonaté lui-même et aux héritages structurels régionaux (Piper & Normark, 2009). Les changements de pente lors de l'écoulement sont ainsi un contrôle important de l'évolution du régime hydrodynamique et du dépôt de sédiment (Mulder et Alexander, 2001b ; Talling et al., 2012 ; Piper & Normark, 2009).

Le frottement de l'écoulement avec d'une part le substrat à la base et d'autre part avec l'eau du bassin sur les bords et au sommet sont critiques dans l'évolution de l'écoulement et la dissipation de son énergie (Mulder et Alexander, 2001a ; Talling et al., 2012). La friction avec le substrat dépend fortement des propriétés du matériel composant le fond marin et du type d'écoulement. Elle peut être fortement diminuée en cas d'*hydroplanning* où l'écoulement se fait sur une fine lame d'eau basale au-dessus du fond solide assurant un frottement réduit (Talling, 2014).

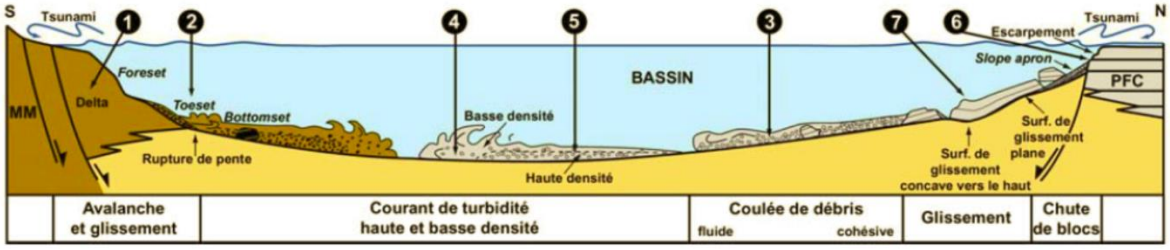


Figure II. 15 : Illustration d'une transformation d'écoulement pour les resédimentations carbonatés du Bassin Sud-Est Provencal au Crétacé Supérieur, d'après Hennuy (2003). L'évolution du glissement en coulée de débris est attestée par des observations de terrain.

Suite à ces interactions, l'écoulement connaît une évolution au cours de son parcours, avec *in fine* la dispersion progressive de son énergie et le dépôt de sédiments (Figure II. 15). Pour le même évènement sédimentaire, les processus de transport identifiables dans les dépôts vont donc potentiellement varier longitudinalement de la source vers le bassin (Crevello et Schlager, 1980 ; Shanmugam, 1999 ; Talling et al., 2012). Ainsi, certaines turbidites résultent de la transformation d'un glissement gravitaire initial, par bréchification dynamique, intégration de matériel érodé ou liquéfaction du volume initial (Masson et al., 2006 ; Piper & Normark, 2009 ; Talling, 2014) (Figure II. 13). Toutes les turbidites ne dérivent cependant pas d'un effondrement gravitaire initial, et tous les glissements gravitaires n'évoluent pas nécessairement en écoulement turbiditiques.

Un autre phénomène important de transformation des écoulements gravitaires se situe aux transitions de régime hydrodynamique (e.g. *hydraulic jump*) liées aux changements de pente et qui peuvent transformer un écoulement laminaire en masse en un écoulement turbulent de plus ou moins haute densité (Mulder et Alexander, 2001b ; Talling et al., 2012) (Figure II. 13).

Un élément tout à fait remarquable est la très grande distance (> 100 km) parcourue par les écoulements gravitaires de grande ampleur (Canals et al., 2004 ; Masson et al., 2006) (Figure II. 16). Le rapport entre le dénivelé de l'écoulement et la longueur parcourue (appelé Fahrboschung ; Heim (1932)), censé harmoniser ces effets volumétriques, varie entre l'unité et le dixième pour des glissements de petite ampleur, mais atteint le centième ou le millième pour des glissements de grande ampleur (Figure II. 16). Cette observation est particulièrement importante dans une perspective d'exploration à grand échelle des dépôts gravitaires carbonatés, car les distances d'écoulement tendent à augmenter significativement dans le cas d'évènements extrêmes. On peut

ainsi observer des dépôts de brèches extrêmement grossières à des distances très importantes (Crevello et Schlager, 1980 ; Labaume et al., 1987; Surlyk et Ineson, 1992 ; Payros et al., 1999 ; Ineson et Surlyk, 2000; Locat et Lee, 2002). L'énergie initiale extrêmement importante de tels glissements tend probablement à favoriser la mise en place de mécanismes de réduction de la friction et d'incorporation progressive de matériel (Locat & Lee, 2002 ; Masson et al., 2006).

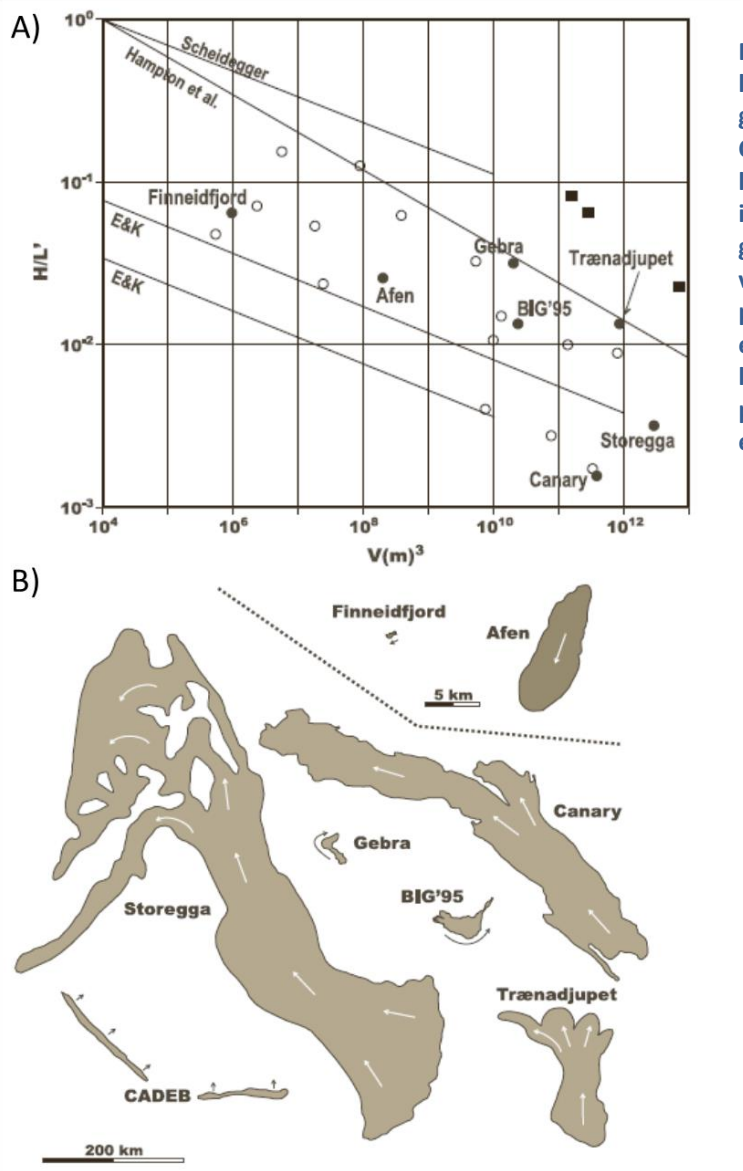


Figure II.16 : A) diagramme comparant le Fahrboschung et le volume de glissements sous-marins, compilé par Canals et al. (2004), et références à l'intérieur. Les cercles et les carrés indiquent respectivement des glissements de matériel non-volcanique et volcanique. La loi proposée par Scheidegger et al. (1973) est définie pour les glissements à l'air libre. B) illustration à l'échelle des plusieurs glissements sous-marins étudiés par Canals et al. (2004).

Cette observation s'applique au cas des **mégabrèches carbonatées**, qui correspondent à une déstabilisation d'un large volume de l'édifice carbonaté, impliquent des éléments lithifiés et non lithifiés, et débouchent sur un dépôt très étendu. On peut aussi utiliser le terme de *Mass Transport Deposits* (MTDs) pour caractériser ces formations (Crevello et Schlager, 1980; Labaume et al., 1987; Spence, 1996 ; Spence et Tucker, 1997; Payros & Pujalte, 1999 ; Hennuy, 2003 ; Trofimovs et al., 2014). Leur dépôt présente une différenciation marquée de faciès, qui évoluent, du bas vers le haut et du proximal vers le distal, depuis des blocs cohésifs glissés à des brèches de moins en moins grossières pour s'achever par des dépôts de turbidites (Figure II. 19). Cet empilement témoigne d'importantes transformations de l'écoulement au cours de son trajet (Figure II. 15).

La présence dans la morphologie du système d'un canyon ou d'une gouttière structurale de focalisation des écoulements est également un facteur majeur de contrôle. Ces structures permettent à la fois la focalisation des écoulements, préservant ou augmentant leur énergie cinétique en rassemblant différents sources de matériaux mobilisés en amont. On peut ainsi remarquer que certains canyons océaniques dans les systèmes clastiques sont alimentés par des phénomènes de resuspension des sédiments du plateau peu-profond, qui sont ensuite concentrés dans le canyon (Piper & Normark, 2009 ; Talling, 2014). Un tel mécanisme de focalisation est envisageable suivant des modalités différentes dans les systèmes carbonatés. Dans les systèmes carbonatés, la connexion entre des systèmes d'exports ponctuels de type passes tidales et des canyons plus profonds permet aussi une focalisation et une conservation de l'énergie de l'écoulement gravitaire (Playton et al., 2010 ; Tournadour et al., 2017). Cette connexion permet aussi une accumulation temporaire et de volume réduit de sédiments dans le canyon, ou du moins à y déposer leur charge grossière et sableuse. Cette accumulation temporaire dans le lit du canyon est remobilisée et transportée à distance dans le bassin lors d'épisodes plus espacés de vidange *(canyon flushing*) (tous les 100 – 1000 ans environ pour des systèmes clastiques) (Figure II. 11). Ces épisodes de vidange sont provoqués par des écoulements plus volumineux, plus énergétiques et plus rares, issus par exemple d'effondrements gravitaires en amont ou aux flancs des canyons. Ce mécanisme est probablement très important dans la mise en place de lobes sableux distaux aux débouchés des canyons dans les systèmes clastiques (Piper & Normark, 2009 ; Talling, 2014). Il semble pertinent de transposer cette approche aux systèmes carbonatés distaux chenalisés, tels que celui décrit en partie 3 pour les Bahamas.

III. Architectures de dépôts gravitaires carbonatés

A partir de l'observation d'analogues anciens et modernes, différentes classifications ont été proposées pour décrire les systèmes de pentes carbonatées (Mcllreath et James, 1978 ; Payros et Pujalte, 2008 ; Hairabian et al., 2015 ; Counts et al., 2018). On peut y distinguer des éléments architecturaux selon leurs sources ou des dépôts de transferts gravitaires, ainsi que des contraintes morphologiques qui orientent et contrôlent les mécanismes de transfert. Cette discussion rejoint celle de la section A.II à la différence qu'il s'agit ici des accumulations post-transfert gravitaires. La distinction est cependant rarement établie entre les accumulations de pente au *sens général* et les dépôts issus de transferts gravitaires spécifiques. Cette distinction est d'ailleurs compliquée par le rôle parfois dominant de la production exportée de la plate-forme par des transferts gravitaires par rapport à la production in-situ ou l'accumulation liée à un transfert strictement hydrodynamique des grains. Le cas des boues de péri-plate-forme associée à un export hyperpycnal en courant dilué de la production de plate-forme se situe clairement à l'interface des transports hydrodynamiques, contrôlant le dépôt de « bruit de fond » sur la pente, et le transport gravitaire occasionnel et inertiel (Mullins & Cook, 1986 ; Wilson & Roberts, 1992 ; Tournadour et al., 2017).

1. Tabliers de pente et de bas de pente

De manière générale, l'alimentation en ligne de la sédimentation dans la pente entraîne une structure quasi-cylindrique pouvant être décrite par une section 2D de la marge au bassin, à la différence des systèmes de pente silico-clastiques généralement organisés autour d'un point source à l'embouchure d'un système fluvial. La première description systématique d'une plate-forme carbonatée de Mcllreath et James (1978) se focalise sur le fonctionnement en *bypass* ou en dépôt de la marge, associé à des morphologies d'escarpements ou de rampe. Elle distingue aussi la nature des sédiments cohésive et lithifiée de la « marge récifale » ou bien granulaire de la marge ouverte, « non récifale ». Les architectures de dépôts décrites sont dans tous les cas des tabliers de débris, indiquant une faible distance de transport par des mécanismes peu efficaces, hormis dans certains cas

particuliers où des éventails sous-marins associés à des systèmes de chenaux ou de canyons sont décrits.

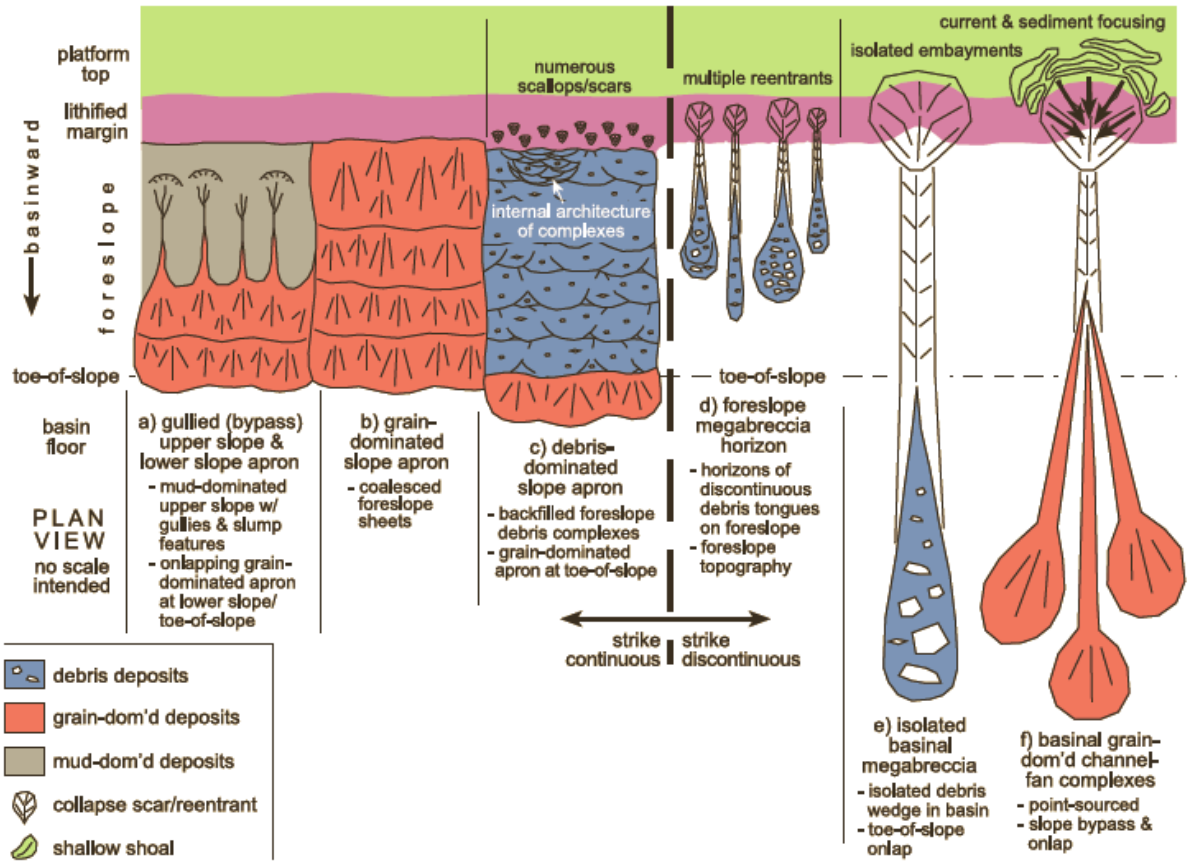


Figure II.17 : Description des principaux types d'architectures de dépôts gravitaires sur des pentes carbonatés en fonction du type de matériel, distinguant à gauche des tabliers continus de pente ou de bas de pente ; et à droite des dépôts ponctuels associés à des évènements distincts, plus ou moins récurrents (Playton et al. (2010)).

La caractérisation de Mullins et Cook (1986) ne rompt pas avec cette logique, mais distingue nettement entre deux configurations, une de **tablier de pente**, où les sédiments s'accumulent sur une pente d'angle faible (< 4°) et l'autre de **tablier de bas de pente**, où la pente fonctionne en *bypass* dans sa zone supérieure, avec des angles plus élevés (entre 4° et 15°). Dans les deux cas, le tablier est composé de faciès gravitaires évoluant du bassin vers la marge, des turbidites fines vers des turbidites plus grossières puis vers des débrites et des brèches. La pente supérieure en *bypass* dans le modèle de tablier de pied de pente est marquée par des processus de *slumps*, et une incision par des canyons ou des ravines chenalisant les écoulements (Playton et al., 2010).

Au fur et à mesure, ces modèles assez conceptuels ont pu être confrontés à une très large diversité d'architectures de dépôts au pied des systèmes carbonatés (Ferry, 1979; Joseph et al., 1988 ; Cooper, 1989 ; Borgomano, 2000 ; Savary et Ferry, 2004 ; Brookfield et al., 2006 ; Playton et al., 2010; Courjault et al., 2011 ; Hairabian et al., 2015 ; Tournadour et al., 2017 ; Mulder et al., 2018 ; Counts et al., 2018). Ils sont donc à relativiser, à tel point que des études récentes ont largement remis en question le modèle de Mullins et Cook (1986) sur la zone où il a été défini, en intégrant notamment l'évolution temporelle du système carbonaté (Mulder et al., 2012 ; Hanquiez et al., 2014 ; Le Goff et al., 2015 ; Tournadour et al., 2017).

On mentionnera ici la classification plus récente de Playton et al. (2010) pour les pentes des systèmes de plate-forme, qui distingue à la fois le rôle du matériel sédimentaire dominant, soit **boueux**, soit **granulaire** (principalement sableux, correspondant à une production non lithifiée), soit de type

débris (bréchique, issus de la fragmentation d'une production lithifiée) et le caractère continu ou discontinu des dépôts gravitaires dans la pente (Figure II. 17). Les systèmes d'exports gravitaires focalisés, donc discontinus sur la pente dans la direction de son azimut, sont en effet cruciaux dans le transfert gravitaire inertiel des sédiments carbonatés, comme détaillé ci-dessus. Playton et al. (2010) mettent en avant le rôle majeur des réentrants géomètriques dans la plate-forme pour la mise en place de tels systèmes. Ces réentrants permettent une focalisation de l'export de la production de plate-forme et créent éventuellement des brèches dans la barrière de plate-forme. Ils peuvent correspondre à des morphologies héritées, et être contrôlés par l'activité tectonique récente, ou correspondre à d'anciennes cicatrices d'effondrements gravitaires à grande échelle.

2. Systèmes d'export distaux

L'étude de systèmes de transferts gravitaires focalisés dans les carbonates est bien illustrée par la revue de Payros et Pujalte (2009) définissant les d'éventails carbonatés sous-marins ou CSF (***Calciclastic Submarine Fans***) montrent des architectures de canyons et de chenaux de pente aboutissant à des éventails distaux de matériel carbonaté en nappe ou en lobe (Figure II.).

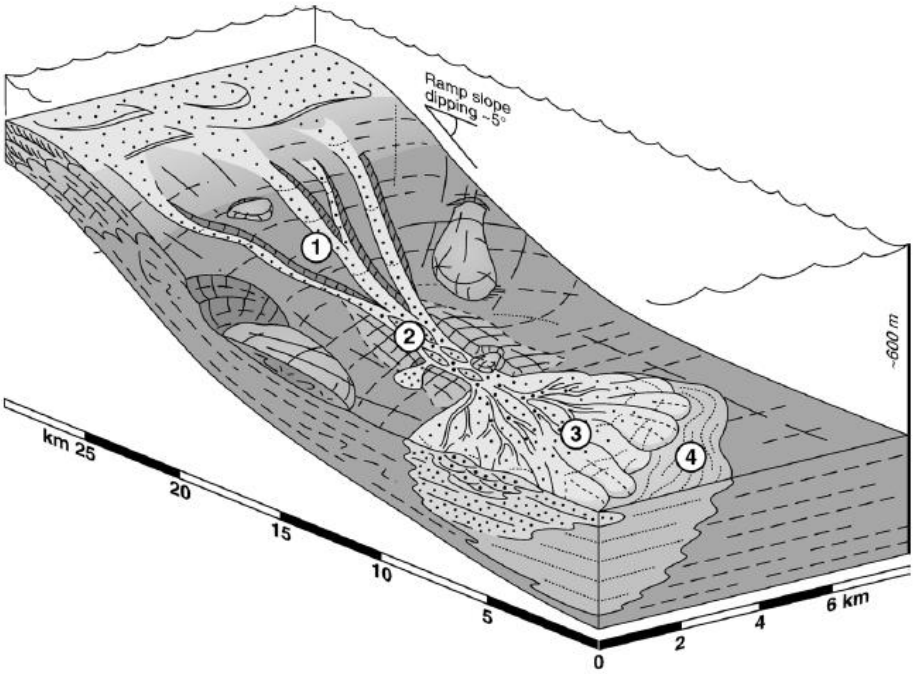


Figure II. 18 : Schéma d'un éventail calciclastique (CSF) de granulométrie moyenne et de taille moyenne, tel que défini par Payros et Pujalte (2008). Ce système présente une rampe sableuse en amont d'une pente supérieure incisée par des ravines tributaires (1) puis un système dépositionnel de chenal bordé de levées (2) et enfin un système de lobes (3) avec une frange boueuse (4).

Trois classes de CSF sont décrites en fonction d'une granulométrie dominante grossière, moyenne ou fine (Payros et Pujalte, 2008). Ces systèmes remarquables témoignent d'une capacité de transfert distal des sédiments par des systèmes gravitaires. Ils sont ainsi systématiquement associés à une forme de chenalisation de l'écoulement dans la partie proximale de la pente qui permet le déplacement de l'écoulement à longue distance. Cette focalisation peut se faire dans la dépression créée par un effondrement massif de la pente, ou bien dans une topographie héritée ou contrôlée par une activité tectonique synchrone.

De tels systèmes de dépôts sont particulièrement intéressants pour l'exploration pétrolière et gazière : ils montrent en effet la possibilité de réaliser par des transferts gravitaires, des accumulations calcarénitiques dans le bassin avec des caractéristiques réservoirs très favorables (à condition d'être ensuite préservées lors la diagenèse) (Janson et al 2012 ; Winefield et al., 2011). La

situation distale de ces dépôts particuliers peut alors en faire des pièges à composante stratigraphique, sans connexion avec les dépôts de plate-forme.

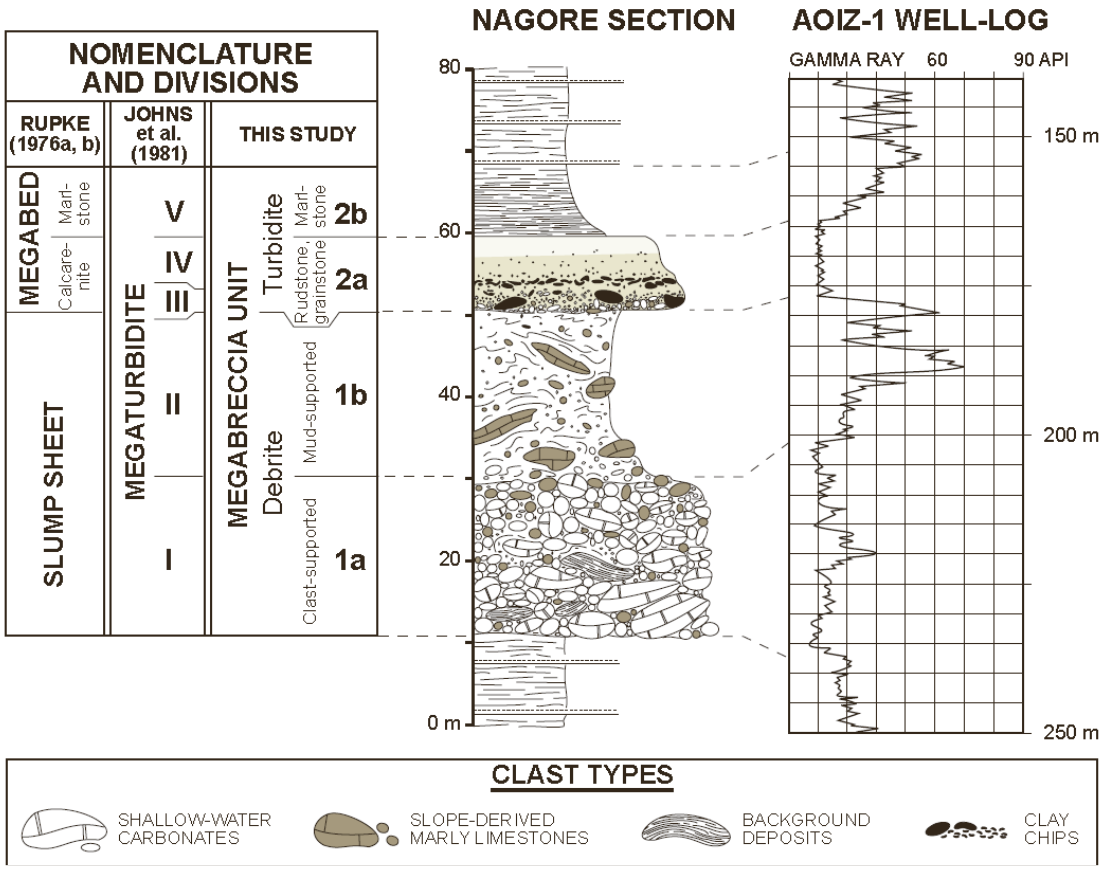


Figure II. 19 : Présentation du dépôt d'une mégabrèche (*Carbonate Megabreccia*) Eocène dans le bassin de Jaca par Payros et al. (1999). La succession verticale des faciès témoigne d'une transition d'écoulement telle que décrite schématiquement à la Figure II. 15, généralement observé pour les mégabrèches carbonatés. Le dépôt d'un unique évènement présente 80 m de puissance, dont 10 m de turbidites à faciès rudstone/grainstone. De tels dépôts peuvent couvrir une surface de plusieurs centaines de km^2. Voir Annexe I.

Ainsi on peut distinguer trois grandes catégories d'architectures de dépôts gravitaires carbonatés : des systèmes de tablier continu (de pente ou de pied de pente), des systèmes discontinus de chenaux et d'éventails (CSF) et enfin des systèmes de dépôts d'effondrement gravitaires catastrophiques.

Les deux derniers systèmes sont particulièrement intéressants dans la mesure où ils correspondent de manière plus nette à des transferts gravitaires, et dans la déconnexion morphologique qui peut être réalisée avec les dépôts de la plate-forme.

Leur comparaison répond tout à fait aux considérations d'échelle exposées dans la section B.I. Ainsi les systèmes linéaires de type CSF sont associés à des évènements d'export récurrents et de petite taille, avec des vidanges occasionnelles, tandis que les systèmes de type mégabrèches sont associés à des évènements catastrophiques. Les deux types sont susceptibles de dépôts à grande distance dans le bassin (Labaume et al., 1987 ; Payros et al., 1999 ; Locat et Lee, 2002 ; Playton et al., 2010 ; Trofimovs et al., 2014). Les dépôts de mégabrèches sont très variables : dans leur plein développement ils présentent une différenciation marquée des faciès, qui évolue, du bas vers le haut et du proximal vers le distal depuis des blocs cohésifs glissés à des brèches de moins en moins grossières pour s'achever par des dépôts turbiditiques (Figure II. 15) (Hennuy, 2003 ; Payros et al.,

1999). Dans les zones distales il est possible de trouver un unique banc turbiditique, plus ou moins développé (mégaturbidite) (Crevello et Schlager, 1980 ; Trofimovs et al., 2014).

C. Typologie des configurations favorables aux transferts gravitaires de sédiments carbonatés vers le bassin

Les dépôts gravitaires carbonatés présentent un intérêt pour l'exploration pétrolière dans la mesure où ils peuvent constituer une formation réservoir organisée en pièges structuraux ou stratigraphiques. Cela requiert le maintien d'une porosité connectée importante dans la formation sédimentaire. Les multiples possibilités de diagénèse précoce ou tardive au cours de l'histoire de l'enfouissement compliquent considérablement le lien entre fabrique de dépôt et fabrique effective du réservoir correspondant. Il apparaît cependant que des dépôts gravitaires grossiers (de granulométrie sableuse ou supérieure) constituent fréquemment des formations réservoirs de bonne qualité, dans la mesure où une porosité primaire ou secondaire est conservée, de la même manière que pour les dépôts de rampe ou de plate-forme (Janson et al., 2012). A l'inverse, les dépôts de boue carbonatée ne possèdent généralement pas de bonnes caractéristiques réservoir. Les dépôts très grossiers de types brèches ont un caractère ambivalent : des brèches à matrice boueuse ne développent généralement pas de bonnes caractéristiques réservoir. Cependant des accumulations granulaires ou formées à la suite de la diagénèse présentent également de très bonnes propriétés réservoir (Pireno et al., 2009 ; Caldarelli and Robinson, 2013).

La recherche d'accumulations économiquement intéressantes requiert l'identification de pièges de volume important, ce qui implique plusieurs contraintes géométriques. La première est celle d'une épaisseur totale importante donc soit un système de transfert récurrent efficace et durable, soit un évènement de transfert catastrophique et massif. La seconde est bien sûr, dans la mesure du possible, celle d'un développement latéral important de l'accumulation gravitaire.

Une troisième contrainte, également majeure dans une perspective d'exploration, est le caractère distal de l'accumulation, déconnecté de la fabrique à carbonate et de l'édifice carbonaté en lui-même. Cette condition transforme l'accumulation gravitaire en *play* pétrolier d'eau profonde indépendant, constituant un objectif d'exploration à part entière. A l'inverse une accumulation gravitaire directement au flanc de la plate-forme carbonaté est d'une part une extension naturelle de l'exploration de celle-ci, et non un nouvel objectif, et d'autre part est très susceptible d'être connectée aux faciès poreux de la plate-forme, ce qui réduit fortement les possibilités de piégeage d'hydrocarbure dans les dépôts gravitaires.

L'objectif de cette section est d'identifier des liens entre, d'une part, les caractéristiques majeures de l'édifice carbonaté discutée dans la partie I, et d'autre part, les différents types d'évènements de transfert gravitaire discuté dans la partie II, pour réaliser des accumulations gravitaires, grossières et distales.

Cette typologie est focalisée sur l'étude des transects plate-forme/bassin des systèmes carbonatés de type T (carbonates tropicaux) (Figure II. 20). Elle sera illustrée par les exemples de profil de plate-forme proposés à la Figure II. 6 :A) la plate-forme du Léonardien dans le Bassin Permien des USA) ; B) les plates-formes ladiniennes du bassin de Lombardie C) la plate-forme moderne du Grand Banc des Bahamas (pente sous le vent) D) la plate-forme moderne des îles Glorieuses E) la rampe urgonienne du Barrémo-Aptien (S.E. France)

Cette typologie ne prétend pas être exhaustive, et laisse une latitude importante pour la définition des conditions favorables aux transferts gravitaires sableux distaux. Elle vise surtout à identifier des éléments de contrôle cruciaux et à souligner les relations de dépendance ou d'indépendance entre certains paramètres.

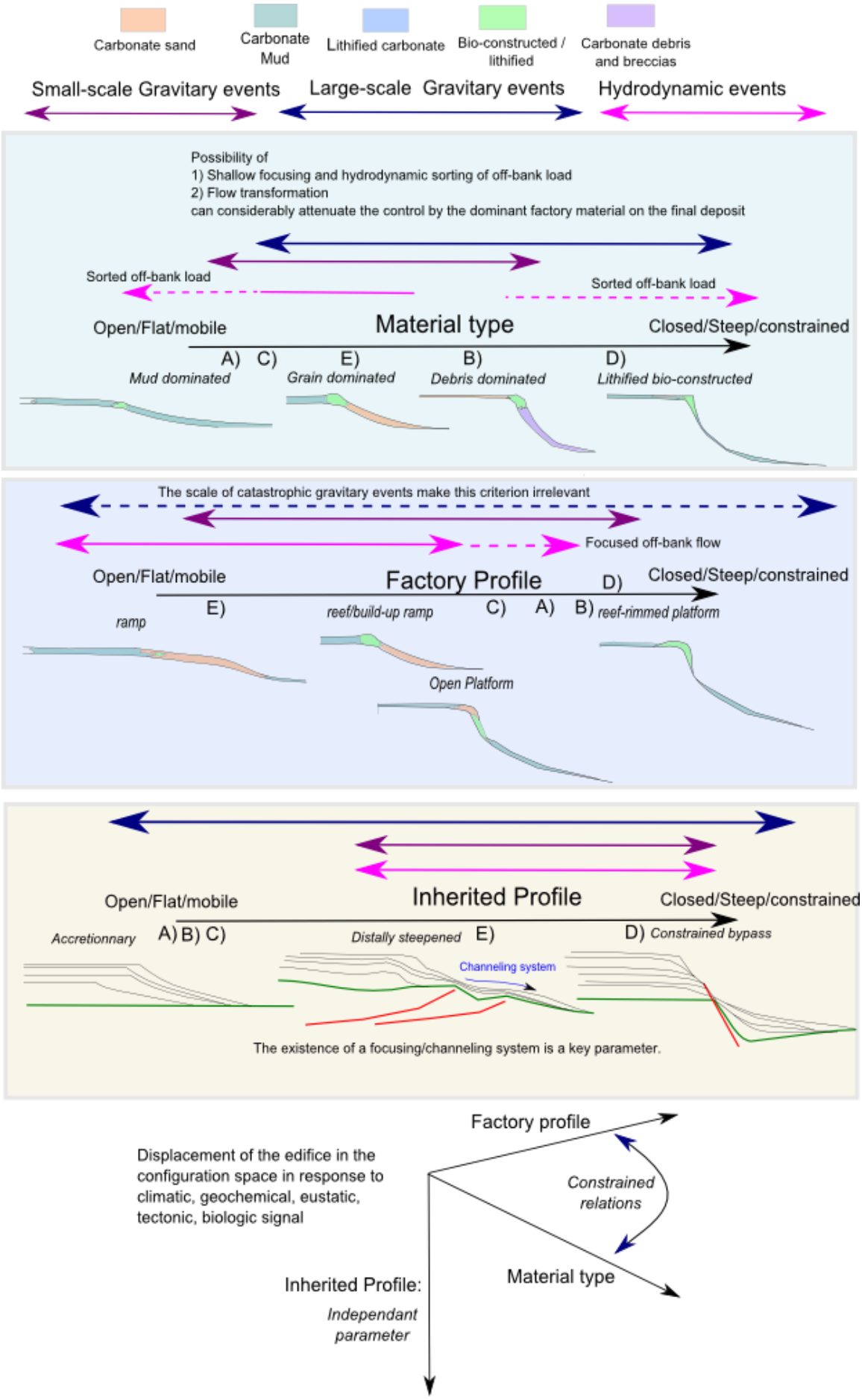
Basé sur les 5 exemples de plat-forme de la Figure II. 6 ci-dessus, Les transferts gravitaires semblent contrôlés essentiellement par l'interaction entre différents éléments décrits précédemment :

- Le profil de fabrique, c'est-à-dire le profil sédimentaire associé à une fabrique de carbonate donnée, répondant aux contraintes environnementales, aux règles de transport de la production et à un certain régime de variation de l'espace d'accommodation. Comme on a pu voir en section A., les caractéristiques du profil de fabrique exercent un contrôle très fort sur les accumulations de sédiments dans l'espace-temps.
- Le type de matériel produit et accumulé, en termes de granulométrie (boue, sable, débris) et de degré de lithification précoce (accumulation cimentée).
- Le profil hérité, c'est-à-dire la topographie sur laquelle se développe l'édifice carbonaté construit par le profil de fabrique, et qui détermine la répartition de l'espace d'accommodation.

Par ailleurs il est clair que l'espace défini par ces trois composantes que sont le « profil de fabrique », « le matériel accumulé » et « le profil hérité » ne comporte de solutions que dans certaines configurations, et que d'autres sont des impossibilités physiques. Par exemple des accumulations de matériel très grossier (débris) ou très cimentés vont être incompatibles avec les pentes douces d'une géométrie de rampe. De la même manière une topographie d'escarpement hérité (*inherited escarpment*, Playton et al., 2010) sera incompatible avec la mise en place d'un profil de rampe, ou sinon purement rétrogradant.

Les deux composantes que sont le « profil de fabrique » et le « matériel accumulé » sont en réalité liées, puisque contrôlées toutes les deux par l'interaction entre la fabrique de carbonate et son environnement. Cependant elles interviennent à des niveaux différents dans le contrôle des transferts gravitaires, notamment dans les mécanismes d'instabilité et le transport respectivement, ce qui justifie la séparation de ces deux composantes de contrôle autogénique. La composante de « profil hérité » est par contre allogénique.

Figure II.20 : Présentation de trois critères d'identification des conditions favorables à la mise en place de dépôts gravitaires carbonatés sableux distaux : type de matériel sédimentaire dominant dans le profil de fabrique, profil de fabrique et profil hérité, en fonction de différents mécanismes d'initiation du transfert. Soit par des mécanismes récurrents d'instabilités gravitaires de petite échelle ou de transferts hydrodynamiques, Soit des instabilités gravitaires catastrophiques de grande échelle.


Carbonate sand
Carbonate Mud
Lithified carbonate
Bio-constructed / lithified
Carbonate debris and breccias
Small-scale Gravitary events
Large-scale Gravitary events
Hydrodynamic events
Possibility of
1) Shallow focusing and hydrodynamic sorting of off-bank load
2) Flow transformation
can considerably attenuate the control by the dominant factory material on the final deposit
Sorted off-bank load
Sorted off-bank load
Open/Flat/mobile
Material type
Closed/Steep/constrained
A) C) E) B) D)
Mud dominated
Grain dominated
Debris dominated
Lithified bio-constructed
The scale of catastrophic gravitary events make this criterion irrelevant
Focused off-bank flow
Open/Flat/mobile
Factory Profile
D) Closed/Steep/constrained
E) ramp
reef/build-up ramp C) A) B) reef-rimmed platform
Open Platform
Open/Flat/mobile
Inherited Profile
Closed/Steep/constrained
Accretionnary A) B) C)
Distally steepened E)
D) Constrained bypass
Channeling system
The existence of a focusing/channeling system is a key parameter.
Displacement of the edifice in the configuration space in response to climatic, geochemical, eustatic, tectonic, biologic signal
Factory profile
Constrained relations
Material type
Inherited Profile:
Independant parameter

D'autres facteurs externes, notamment impliqués dans le mécanisme d'instabilité, comme la sismicité et la tectonique régionale ou les circulations de fluides ne sont pas explicitement évoqués ici pour deux raisons principales :

- D'une part la géométrie, et en particulier le profil de pente d'une accumulation reste le principal facteur de contrôle d'une instabilité mécanique pour un matériel donné.

- D'autre part, une part importante des facteurs de contrôles allogéniques du pré-conditionnement d'une accumulation sont déjà intégrés, plus ou moins visiblement, dans les trois composantes utilisées. Ainsi le contexte tectonique et sismogénique local exerce un contrôle sur le « profil hérité ». De la même manière, les composantes autogéniques que sont « le profil de fabrique » et le « matériel accumulé » déterminent en grande partie les possibilités de circulations locales de fluides ou la mise en place de couches mécaniquement faibles.

Dans le cas des systèmes gravitaires clastiques, il est possible dans une certaine mesure d'établir une relation entre le volume et l'énergie d'un mécanisme de transfert gravitaire et le type de dépôt. Ceci notamment parce qu'au premier ordre, la source des sédiments a toujours une composition similaire. Au contraire, pour les systèmes gravitaires carbonatés, les variations importantes des propriétés du matériel (la granulométrie, le type de grain, la cohésion initiale) et de la topographie vont faire considérablement varier les dépôts associés pour des mécanismes de transfert similaires. C'est l'impact de ces variations sur le résultat des principaux mécanismes de transfert que cette typologie veut étudier.

Dans l'annexe I deux systèmes bien développés d'export grossier carbonaté distal sont brièvement étudiés pour illustrer leur fonctionnement.

1) le système Eocène Sud-Pyrénéen rassemblant l'éventail gravitaire calciclastique de la formation d'Anotz (Payros et al. 2007) et les grands épandages carbonatées du bassin de Jaca (« *Mégaturbidites* » de Labaume et al. (1987), qu'on préférera décrire comme des mégabrèches (Payros et al., 1999 : *South Pyrenean Eocene Carbonate Megabreccias* ou SPECM). Le field-trip effectué à l'occasion du congrès IAS IMS 2017 à Toulouse est une des raisons de l'intérêt accordé à ce système dans ce manuscrit.
2) Les systèmes gravitaires carbonatés de la Fosse Vocontienne dans le bassin du Sud-Est, qui ont fait l'objet d'un terrain de trois jours en deuxième année de thèse, et qui présentent une succession de différents systèmes de transferts gravitaires entre le Tithonien et l'Aptien. Dans la typologie de la Figure II. 20, ces deux systèmes sont globalement positionnés comme le type E).

L'étude de ces systèmes apporte des éléments de comparaison pour l'analyse des systèmes gravitaires des Bahamas présentée dans le chapitre 3 de la thèse. Elle est complétée par plusieurs brèves descriptions de systèmes d'effondrements gravitaires catastrophiques, qui seront les phénomènes étudiés dans la suite de cette thèse.

I. Eléments d'identification de systèmes gravitaires carbonatés sableux et distaux

1. Profil de fabrique : ouvert/fermé, plan/raide

Le premier élément est le profil sédimentaire correspondant à une fabrique donnée (Pomar & Hacq, 2016). Une analyse des transferts gravitaires carbonatés peut grandement gagner à se baser sur l'identification du profil de fabrique, sans rentrer dans la complexité de ses propres contrôles, qui sont tous intégrés dans le résultat géométrique observable. Les solutions géométriques observées dans la nature sont relativement peu nombreuses (même si ces géométries similaires peuvent

résulter de configurations paramétriques distinctes), et peuvent être en tout cas rassemblées en une série continue de quelques types idéaux.
Ainsi, la géométrie du profil de fabrique peut être décrite entre deux pôles : un système sans grande inflexion topographique de type rampe, et un système avec un escarpement à l'aplomb de la marge. Les systèmes étudiés se répartissent généralement de façon assez nette entre ces deux pôles.

Pour les systèmes ouverts, les accumulations marginales de sédiments peuvent être remobilisées indifféremment générées par des mécanismes gravitaires ou hydrodynamiques du fait de la pente de la marge. Ainsi dans le cas de la rampe urgonienne (E) de vastes systèmes de sables bioclastiques se développent en pente douce, dans une configuration qui permet à la fois 1) d'accumuler de de grands volumes sur une surface importante 2) de conserver des faciès grossiers et bien triés sur cette même vaste surface de transition hydrodynamique 3) d'évoluer rapidement vers un écoulement gravitaire dans la pente en cas de déstabilisation.

A l'inverse pour les systèmes de marges escarpées, la surface des accumulations marginales et leur exposition à l'énergie hydrodynamique externe est très réduite. Elles reposent à l'équilibre sur la topographie de la plate-forme, en amont de l'escarpement. Leur remobilisation par des phénomènes gravitaires ou hydrodynamiques est donc plus compliquée et requiert davantage d'énergie. Ainsi les pentes des systèmes C) et D) sont principalement alimentées par des sédiments non-cohésifs de l'intérieur de la plate-forme mobilisés dans des courants hydrodynamiques d'export.

Une barrière de bio-constructions lithifiées, associée ou non à un profil escarpé, est très difficile à remobiliser. Ainsi les pentes des systèmes A) et B) sont nourries principalement par des sédiments non-cohésifs de l'intérieur de la plate-forme mobilisés dans des courants d'export. Dans le cas des systèmes A) et C), la conséquence de l'escarpement et de la fermeture du profil est que les exports externes sont dominés par la production boueuse de l'intérieur de la plate-forme qui est la seule à pouvoir être massivement remobilisée.

Les brèches de pente du système ladinien (B) correspondent à des déstabilisations gravitaires de petite échelle de la marge lithifiée. C'est le seul mécanisme envisageable pour la remobilisation de telles accumulations. Comme on le verra dans le cas des Bahamas (C) au chapitre 3, il peut se produire à plus grande échelle lors d'effondrements catastrophiques, permettant de remobiliser des dépôts marginaux de profils escarpés et lithifiés. Il s'agit néanmoins d'un mécanisme moins fréquent et énergétiquement plus coûteux que la remobilisation des accumulations non cohésives grossières de rampe marginale (E), et qui aboutit à des dépôts de type mégabrèches, avec une composante importante de fabrique boueuse et mal triée.

Par ailleurs les profils de type rampe permettent plus facilement un maintien de la production grossière pendant les phases de bas niveau marin (section A .I.3.) (exemples en Anexe I). Les systèmes de rampe favorisent le développement de transferts grossiers distaux très efficaces, par exemple dans le bassin Vocontien à partir de la rampe urgonienne (E). Ces profils peuvent néanmoins être moins favorables à des mécanismes de remobilisation gravitaire du fait de leur pente réduite.

2. Type de matériel

Un système avec des accumulations marginales grossières non-cohésives comme les profils de type rampes ou plate-formes ouvertes dominées par des accumulations marginales grossières, comme dans le cas (E) ou (D sous le vent), sont particulièrement favorables comme exprimé par les dépôts grossiers de bas de pente correspondant (Arnaud, 1981 ; Borgomano, 2000 ; Payros & Pujalte, 2008 ; Hairabian et al., 2015).

A l'inverse des systèmes dominés par du matériel boueux, soit que la production soit principalement boueuse (C) ou qu'une barrière lithifiée empêche l'export de matériel marginal vers la pente (A), sont

très défavorables à la mise en place d'accumulations sableuses. Elles ne sont observées que dans le cas de déstabilisations catastrophiques du système dont les dépôts sont généralement très contaminés par les sédiments fins (Hennuy, 2003).

Différents types de matériel peuvent être remobilisés dans le même système en fonction de l'échelle du mécanisme d'effondrement. Ainsi dans les Bahamas on peut observer en périodes de haut-niveau marin la mobilisation des boues et des sables non-cohésifs accumulés sur le haut de la plate-forme escarpée et en périodes de bas-niveau marin, des déstabilisations massives des roches anciennes de la plate-forme lithifiées (Crevello et Schlager, 1980 ; Reijmer et al., 2015b). Ces juxtapositions de matériel s'observe dans d'autres systèmes anciens (Arnaud, 1979 ; Hairabian et al., 2015).

Enfin la distance parcourue par un écoulement gravitaire est aussi très dépendante du type de matériel transporté. En restant au premier ordre, on considère qu'une certaine proportion de particules fines dans un écoulement gravitaire peut fortement augmenter sa distance de transport (Shanmugam, 1999). Ainsi des écoulements purement sableux de types écoulements concentrés ou hyperconcentrés vont aboutir à des dépôts relativement proximaux (Hairabian et al., 2015). Dans le cas de formation de brèches les distances d'écoulement sont généralement très faibles, comme pour le talus des plate-formes ladiniennes (B).

Néanmoins le lien entre le type de matériel mobilisé et le dépôt résultant dépend beaucoup de la topographie parcourue par l'écoulement gravitaire (Talling et al., 2007) et donc du profil hérité.

3. Profil hérité

Le profil topographique hérité est en effet un point central et critique du contrôle des transferts gravitaires carbonatés. Cela s'explique notamment par l'absence de système d'export déclive et focalisé comme les vallées et canyons fluviaux dans les systèmes clastiques. Ceux-ci doivent alors nécessairement correspondre à des héritages structuraux ou sédimentaires.

Dans le cas des systèmes en accrétion, sans topographie héritée majeure, où la géométrie des pentes correspond simplement à la répétition du profil de fabrique. De tels systèmes sont clairement défavorables aux transferts distaux puisque les transferts de sédiments aboutissent directement sur la pente de l'édifice avec une inclinaison stable (Kenter, 1990). C'est exactement le cas des systèmes (A), (B) et (C), qui sont tous les trois de très mauvais systèmes d'export gravitaire distal.

Toutefois, on peut y observer parfois des accumulations grossières distales, qui constituent même des réservoirs pétroliers actuellement exploités, par l'intermédiaire d'effondrement gravitaire massifs (Basin & Escarpe, 2005 ; Playton et al., 2010) (Figure II. 21). Ceux-ci sont sans doue dus à un pré-conditionnement important, dans l'ensemble en accrétion et normalement stable, mais ils possèdent ensuite l'énergie suffisante pour transporter à grandes distance du matériel dans le bassin, avec des dépôts composites de type mégabrèches. Ces effondrements de grande ampleur créent alors modifications topographiuqes avec par exemple des réentrants morphologiques dans la plate-forme qui favorisent une production marginale plus grossière sur un profil plus ouvert, et fonctionnent comme des conduits de focalisation des écoulements issus de ces accumulations (Hobson et al., 1985 ; Playton et al., 2010).

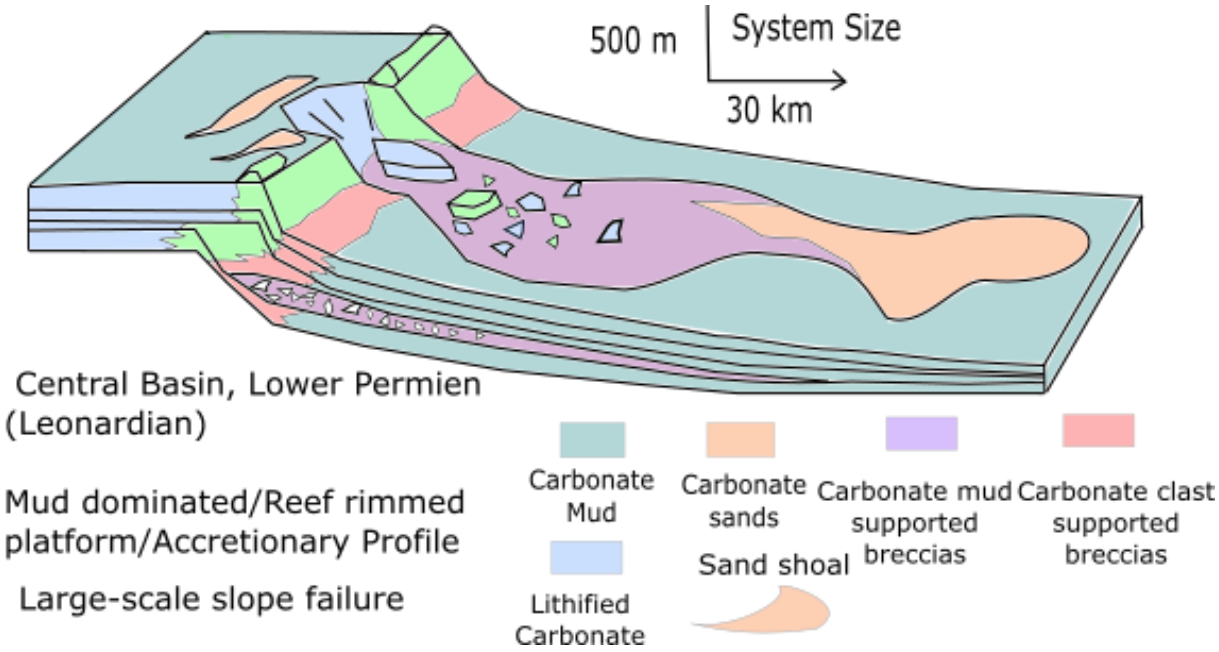


Figure II. 21 : Représentation schématique des effondrements gravitaires de grande échelle des plates-formes de la marge du bassin Permien au Léonardien. Au dépôt de l'effondrement proprement dit (mégabrèche) de qualité réservoir variable, s'ajoute les lobes turbiditiques issus des écoulements chenalisés par les réentrants formés par l'effondrement initial.

Les profils de type *distally steepened* sont généralement issus d'un héritage tectonique complexe et est associée à des formes plus ou moins matures de géométries de focalisation, allant du simple réentrant à des canyons bien développés. Ils se caractérisent souvent par raidissement dans la partie distale qui se prolonge celle-ci vers un bassin profond. Cependant des sédiments peuvent être transférés et accumulés dans la partie proximale peu inclinée

Cette topographie est généralement issue d'un héritage tectonique complexe et est associée à des formes plus ou moins matures de géomètrie de focalisation, allant du simple ré-entrant à des canyons bien développés.

Le profil *distally steepened* se distingue du profil en bypass par des pentes relativement modérées, qui permettent d'une part la migration libre de l'édifice dans la partie supérieure de la pente, et d'autre part le développement d'incisions plus raides dans ce profil.

A l'inverse un profil hérité en bypass correspond à un escarpement, généralement tectoniquement actif ou érosif, qui limite drastiquement le développement latéral de l'édifice et qui ne comporte pas de réentrant ou d'incision marquée. C'est ainsi typiquement le cas de l'édifice volcanique qui supporte la plate-forme des îles Glorieuses (D).

Ces deux configurations de pentes raides sont très favorables au développement des transferts gravitaires, mais avec des résultats très contrastés (Figure II. 22) :

Cela s'observe très bien dans la comparaison dans l'ancien entre les systèmes crétacés à rudistes de la rampe urgonienne au sens strict (E), (détaillé en partie II.2.b) ou des rampes à rudistes similaires de la marge Apulienne au Crétacé Supérieur, observable par exemple dans le massif du Gargano en Italie (Borgomano et al., 2000 ; Hairabian et al., 2015).

Pour le premier cas, le profil de pente *distally steepened* s'accompagne d'un système bien développé de canyons et de systèmes chenalisés alimentant des éventails distaux plurikilométriques bien individualisés à plus de 20 voire même plus de 50 km de la marge de la plate-forme (Ferry, 1979 ; Joseph et al., 1988 ; Savary et Ferry, 2004 ; Payros et Pujalte, 2008 ; Ferry et Grosheny, 2013) (voir Annexe I).

Dans le second cas, la pente possède un profil en *bypass* contrôlée par des escarpements de failles normales, sans réelle structure chenalisante. On retrouve les dépôts gravitaires à faible distance, moins de 20 km de la source en moyenne dans des systèmes de lobes infrakilométriques formant un tablier de pied de pente distal (Hairabian et al., 2015). La rupture de pente très marquée parfois associée à un ressaut hydraulique entraîne le dépôt rapide des sédiments au pied de l'escarpement (Hairabian at al., 2015 ; Grosheny et al., 2015).

Outre les différences du système de dépôt résultant, la remobilisation des sédiments se produit dans des conditions très différentes. Pour le système Vocontien elle est privilégie en période de bas-niveau et de progradation de la rampe externe (Annexe I). Pour le système apulien, contraint par l'escarpement tectonique, le développement des accumulations sableuses marginales est limité spatialement et leur taille dépend principalement de la création d'espace d'accommodation lors des phases de transgression et de haut-niveau marin. C'est ainsi dans un contexte de rétrogradation et d'ouverture de la plate-forme qu'on observe des transferts gravitaires importants (Borgomano et al., 2000). Ceux-ci sont associés à des périodes de quiescence tectonique, alors que le jeu de la faille normale provoque l'émersion et l'érosion de la plate-forme et le dépôt de brèches en bas de pente (Borgomano et al, 2000).

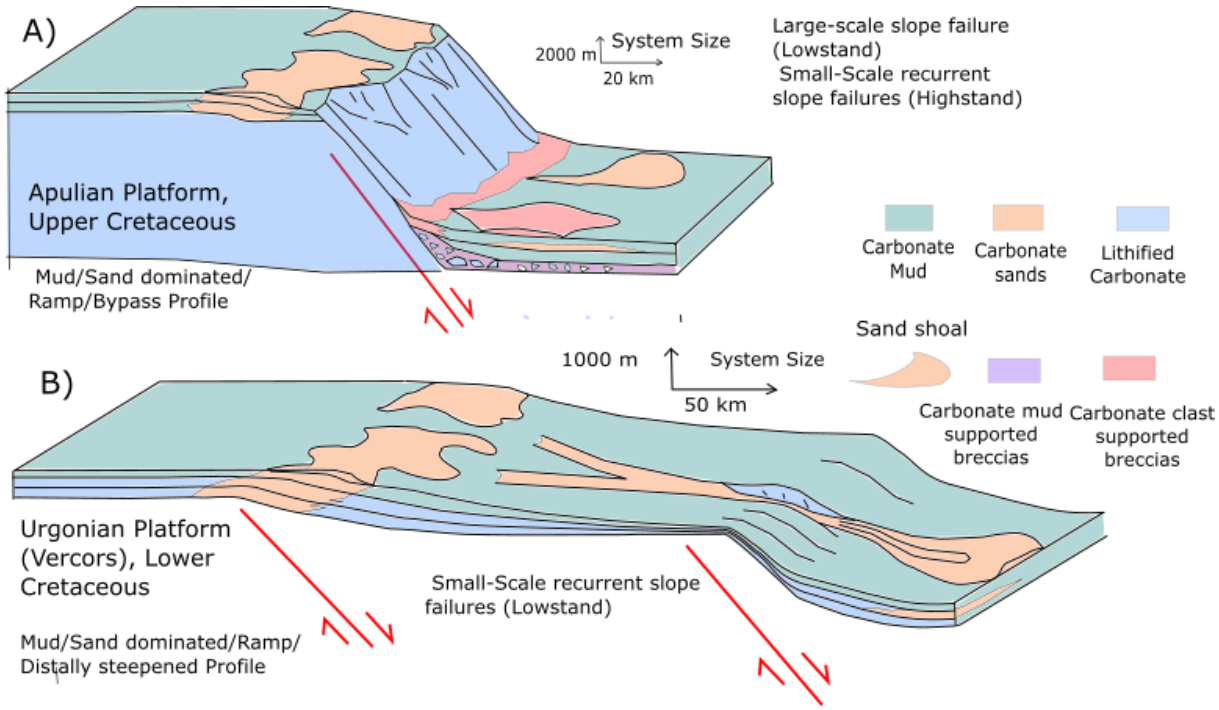


Figure II. 22 : Comparaison schématique entre le profils de bypass de la plate-forme apulienne A) et les profils distally steepened de la plate-forme urgonienne et leurs accumulations gravitaires résultantes.

Enfin il faut souligner que la structuration tectonique et les reliefs hérités sont des facteurs importants non seulement par le contrôle d'une morphologie de pente favorable mais aussi dans la structuration du bassin profond. L'existence de dépressions confinées dans le bassin semble être un facteur très important pour pouvoir effectivement piéger les sédiments transférés par un écoulement gravitaire (Ravenne et al., 1983; Joseph et al., 1988; Hairabian et al., 2005).

Lorsque ces dépressions ne sont pas fermées, mais communiquent avec des systèmes de gouttières structurales ou de canyons, elles favorisent non seulement la préservation et l'accumulation des sables, mais aussi leur remobilisation et transfert vers la plaine abyssale (Talling et al., 2014).

Un tel système peut notamment être observé au niveau des canyons profonds des Bahamas, comme celui d'Exuma Sound décrit dans le chapitre 3 (Figure II. 23). L'existence de la vallée d'Exuma et du canyon de San Salvador permet le transfert et le dépôt plus distal d'un éventail sableux distal à plus de 150 km de distance de la plate-forme (Schlager and Ginsburg, 1978 ; Ravenne et al., 1983 ; Cartwright, 1985). Il est remarquable que ce système soit associé à des profils de fabrique de plate-forme escarpée et une pente héritée en bypass. Sans prendre en compte ces héritages structuraux profonds, on observe seulement la mise en place d'un tablier turbiditique de bas de pente à moins de 20 km de distance de la plate-forme (Reijmer et al., 2015 ; Austin et al., 1986).

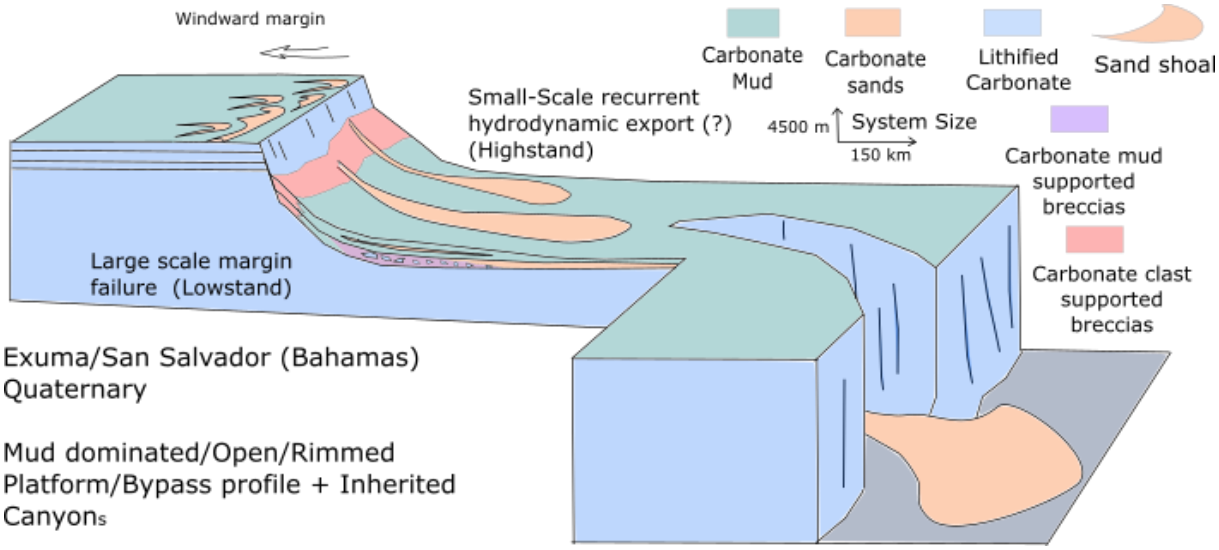


Figure II. 23 : Représentation schématique simplifiée du système de transfert à l'Est du Grand Banc des Bahamas, où la pente en bypass d'Exuma Sound est prolongée par un canyon profond transférant les sédiments sableux vers un éventail abyssal.

D. Bilan

Les édifices sédimentaires carbonatés résultent de l'activité d'organismes biologiques producteurs définissant une fabrique à carbonate. La réponse de cette fabrique aux contraintes environnementales et à leurs variations dans l'espace-temps se manifeste par un profil sédimentaire donné ou profil de fabrique. Celui-ci est constitué de différentes accumulations de matériel sédimentaire, aux propriétés variables (type de grains, granulométrie, degré de cimentation) et donc la géométrie évolue dans la cadre de la réponse de la fabrique aux variations cycliques ou exceptionnelles des conditions environnementales.

Au cours de l'évolution du bassin se construisent ainsi des édifices carbonatés, qui dépendent du profil géométrique de la fabrique carbonatée et des contraintes posées par la topographie héritée et résultant des mouvements tectoniques. Ils constituent un volume de matériel sédimentaire qui est remobilisé dans le bassin par des transferts gravitaires. Ceux-ci ont pour source la mise en œuvre d'un mécanisme d'instabilité sur les accumulations de sédiments cohésifs ou non de l'édifice.

Les transferts gravitaires sont en compétition avec la construction de l'édifice carbonaté auquel ils soustraient du matériel pour l'amener dans le bassin. Il s'établit ainsi une interaction complexe entre la production de matériel sédimentaire et sa remobilisation : cette interaction est contrôlée par l'équilibre entre le taux de production de matériel d'une part et l'échelle et la fréquence des phénomènes de transfert d'autre part. En particulier les contraintes bathymétriques à la production carbonatée font qu'une mobilisation trop importante du matériel entraîne une destruction de

l'édifice, tandis qu'un soutirage plus réduit mais plus fréquent peut permettre le transfert de volumes totaux très supérieurs.

Cette interaction est également modérée par la topographie héritée qui peut limiter le développement de l'édifice carbonaté, tout en l'exposant à des situations d'instabilité hydrodynamique ou gravitaire. Le résultat en termes de fréquence et de volume des remobilisations n'est pas sans influence sur le type d'écoulements gravitaires accomplissant ces transferts, avec plus ou moins d'efficacité.

Ainsi la question de l'éfficacité des transferts gravitaires en contexte de haut ou bas-niveau marin dépend entièrement de es la combinaison des profils hérités et de la nature de la fabrique carbonatée qui détermine l'existence d'accumulations pouvant être remobilisées par des mécanismes d'instabilité, qu'il s'agisse de phénomènes hydrodynamiques ou d'une instabilité gravitaire directe.

Dans ces conditions, contrairement aux transferts sur le profil fluvial d'un système clastique classique, la mise en mouvement des transferts gravitaires sera généralement associée à des intervalles plus ou moins brefs, mais bien calés, du cycle stratigraphique de l'édifice source (au sens tectono-eustatique). Pour des édifices différents, et en particulier s'ils possèdent un profil de fabrique différent, ces périodes et les mécanismes de transfert associés seront très probablement différents. Différents mécanismes d'instabilité vont solliciter différentes accumulations sources de sédiment lors de différentes configurations stratigraphiques de l'édifice. L'efficacité de ces transferts dépendra alors aussi considérablement de la nature du sédiment remobilisé et de la topographie héritée.

L'analyse des mécanismes de remobilisation des accumulations carbonatées et des écoulements gravitaires effectuée dans cette partie a permis d'identifier plusieurs conditions favorables au transfert gravitaire distal de matériel carbonaté sableux. L'existence de conduits topographiques concentrant et chenalisant les écoulements gravitaires apparaît comme un paramètre nécessaire et décisif pour des systèmes de transfert distal efficace. Ce facteur dépend en premier lieu du contexte topographique et tectonique hérité par l'édifice carbonaté, et non de son activité propre. Il faut noter qu'un tel système peut fonctionner surtout comme une zone d'accumulation de matériel intermédiaire, et de remobilisation en masse exceptionnelle à de grandes distances.

Le développement de corps marginaux sableux par l'édifice carbonaté apparaît logiquement comme un autre facteur de contrôle primordial propre à l'activité de l'édifice carbonaté et de son profil de fabrique.

Deux types de systèmes de transfert favorables en termes d'efficacité de transfert (volume et distance) ont été identifiés au cours de cette analyse.

D'une part des systèmes chenalisés concentrés aboutissant à la création d'un éventail de dépôts distaux. Ils sont alimentés par des écoulements récurrents, de volumes petits ou moyens, déclenchés par des mécanismes gravitaires ou hydrodynamiques d'échelle réduite. Ces écoulements prennent majoritairement la forme de coulées de débris sableuses (*grain flows*) ou de turbidites.

D'autre part, il s'agit des écoulements en masse issus d'effondrements gravitaires de grande taille, générés par un évènement unique ou par une série d'évènements très rapprochés, avec la capacité de transporter le sédiment à très grande distance. Les phénomènes d'écoulement impliqués sont souvent complexes, impliquant à la fois des glissements (*slide*) et des avalanches de débris, et des écoulements gravitaires en masse, coulées de débris sableuses ou boueuses (*grain-flows, debris-flows*) et des écoulements turbiditiques pour une part minoritaire. Les dépôts obtenus sont composés de faciès variés, composés de manière plus ou moins complète par les différents éléments d'une mégabrèche carbonatée (*carbonate megabreccia*) : débrites boueuse, puis sableuse et turbidite de sommet.

Le Tableau II 1 indique les dimensions et les fabriques dominantes pour différents exemples de ces deux types de systèmes. Les volumes indiqués correspondent à un évènement pour les effondrements de grande taille, et à un système d'éventails distaux dans sa totalité pour les systèmes récurrents, type CSF ou lobe, où le volume des écoulements individuels est plus difficile à quantifier.

Système	**Type**	**Fabrique dominante**	**Distance à la plate-forme (km)**	**Epaisseur maximale (m)**	**Surface (km^2)**	**Volume (km^3)**
South Pyrenean Megabreccias	Effondrement grand échelle	Carbonate Megabreccia	10-30	25-200	>300	200
Guwayza Calciclastic Fan (1)	Export récurrent (G)	Débrite sableuse /Turbidite	60-120	50	280	1-5 (*) >10 000
Guwayza Top Conglomerates (2)	Effondrement grand échelle	Débrite sableuse	20 -200	2-5	40 000	80
Coulée 3 col de la Chaudière	Effondrement grand échelle	Débrite boueuse	20	20	150	6
Bouillante-Monserrat Mass Flow (3)	Effondrement grand échelle	Turbidite (Carbonate Megabreccia)	10 – 50	2-4	500	0,38
Barrémien Vercors CSF	Export récurrent (G)	Debrite sableuse /Turbidite	5 -30	> 100	~250	~15-20
Anotz Fm. CSF	Export récurrent (H)	Turbidites	25-30	300	150	25
Lobe de Ceüse	Export récurrent (G)	Débrites	50-80 (du talus)	100	10	0,05
Bassin sud-Provencal (RSC1-4) (4)	Effondrement grand échelle	Carbonate Megabreccia	0-15	50-80	10 -180	2-9
Glorieuses Pf. CSF (5)	Export récurrent (H ?)	Debrite/Turbidite	15-35	200	~100	15-10
San Salvador Fan	Export récurrent (H & G ?)	Turbidites	150 -200 km	~200-400	1050	200 – 400
Coulée Exuma Sound (6)	Effondrement grand échelle	Carbonate Megabreccia	> 60 km (150 km ?)	3	>1200	>2
Effondrement de marge (SW GBB) (7)	Effondrement grand échelle	Carbonate Megabreccia (?)	1-20 km	20-100	600	~15
MTC de pente (W GBB) (8)	Effondrement grand échelle	Carbonate Megabreccia /Debrite boueuse (?)	10-20 km	20-200	100-400	2-20

Tableau II 1 : Liste regroupant des systèmes de transferts gravitaires de sédiments carbonatés, soit de type « effondrement à grande échelle », soit de type « export récurrent » (les lettres G ou H indiquant respectivement remobilisation hydrodynamique ou gravitaire). avec les fabriques dominantes des dépôts et les dimensions du système. En gras les systèmes plio-Quaternaire du Grand Banc des Bahamas, en italique ceux étudiés dans la partie C.II. Références 1) Cooper, 1989 2) Brookfield et al., 2006 3) Trofimovs et al., 2010 4) Hennuy, 2003 5) Counts et al., 2018 6) Crevello & Schlager, 1980 7) Jo et al., 2015 8) Principaud et al., 2015

On peut remarquer les grandes variations sur les volumes calculés (avec une certaine incertitude) pour les deux classes de phénomènes, sans que se dégage nettement de ces données des valeurs nettement plus importantes pour l'un ou pour l'autre. Les faciès de dépôt des systèmes d'éventail

distal sont cependant généralement plus propres que les dépôts de mégabrèches carbonatées. De la même manière, les distances de dépôt à la plate-forme sont aussi assez dispersées, sans pouvoir conclure à partir de ces données sur une différence entre ces deux types de systèmes.

L'étude des systèmes plio-quaternaires de l'archipel des Bahamas, présentée au chapitre suivant (chapitre 3) permettra d'étudier plus en détail la mise en place des mécanismes d'export récurrent et surtout des déstabilisations gravitaires massives, en lien avec des géométries héritées.

L'étude des phénomènes d'effondrement à grande échelle pose la question de leurs facteurs de contrôle mécanique, facteurs de pré-conditionnement et facteurs déclenchants. La grande échelle de ces effondrements met en jeu la mise en place d'un pré-conditionnement de long terme, qui accompagne la construction de l'édifice et de ses accumulations stables. La construction de l'édifice doit être étudiée en évaluant l'état mécanique au cours du temps, afin d'identifier les possibles mécanismes de pré-conditionnement au sein de cette *stratigraphie mécanique* (chapitre 4).

La complexité d'une telle évaluation appelle l'utilisation de la modélisation numérique pour réaliser cette évaluation. Celle-ci doit viser un calcul combiné de l'état mécanique de l'édifice carbonaté et de son évolution stratigraphique. Il semble en particulier fondamental d'utiliser ces approches pour estimer l'évolution du régime de pressions de fluide de pore, qui est un paramètre essentiel du pré-conditionnement, souvent invoqué par défaut dans l'interprétation des effondrements de grande taille.

Cette approche d'évaluation des facteurs de contrôles du pré-conditionnement des pentes est appliquée sur le système plio-Quaternaire des Bahamas dans les chapitres 4 à 6.

Il serait aussi nécessaire de conduire une approche similaire sur les phénomènes de remobilisations récurrentes par des mécanismes hydrodynamiques ou gravitaires de petite taille. Les sauts d'échelles (du grain au volume de sédiment) et les couplages délicats entre les systèmes sédimentaires et les contraintes imposées par la masse hydrodynamique rendent cette approche extrêmement exigeante. Elle ne sera pas conduite dans le cadre de cette thèse.

Chapitre 3 : Système gravitaire carbonaté récent : le cas des Bahamas

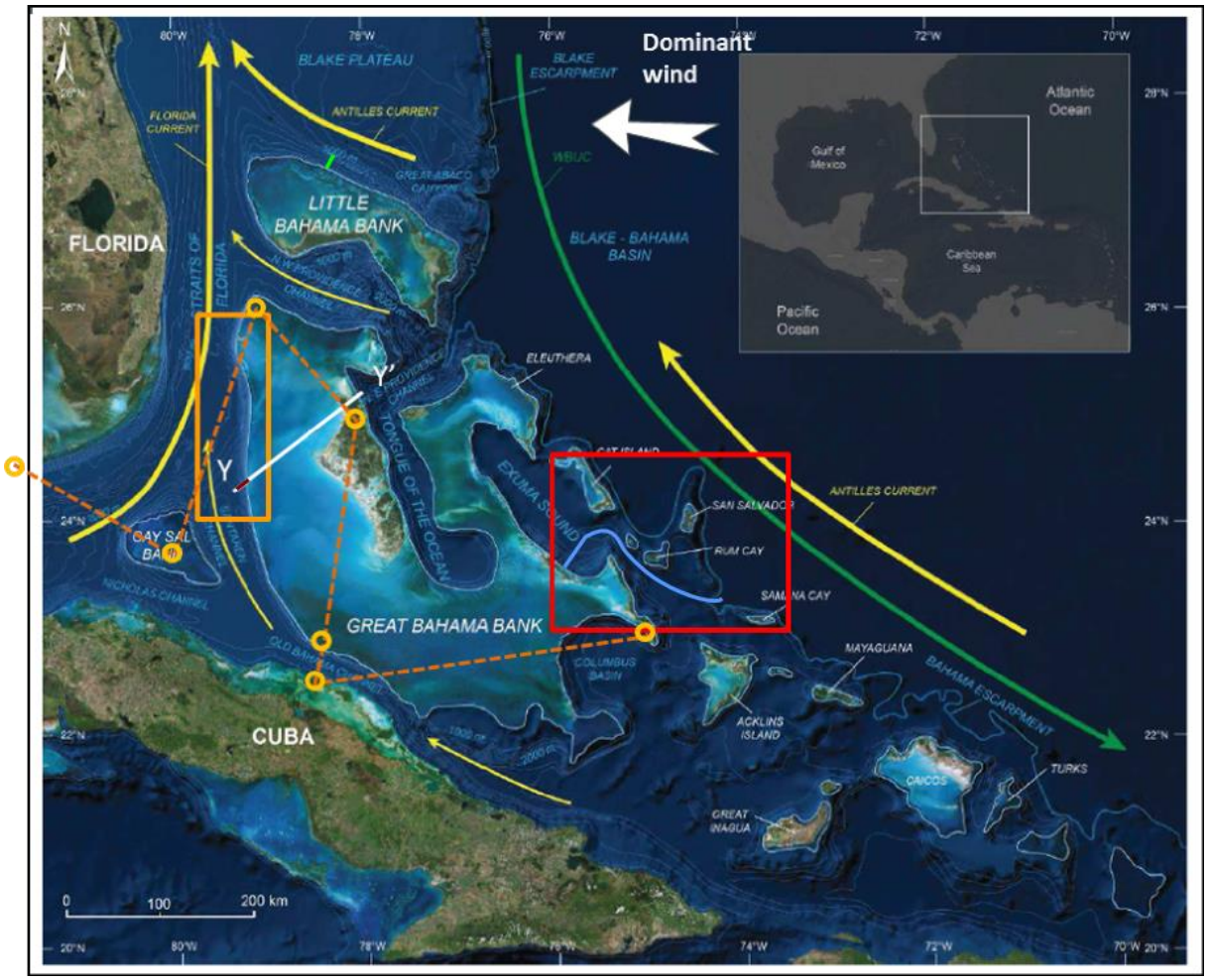


Figure III 1 : Carte de l'archipel des Bahamas (d'après Tournadour, 2015). Les flèches jaunes indiquent les courants marins superficiels, les vertes les courants profonds. L'encadré en orange désigne la zone explorée par la mission Carambar 1, leg 1, sur la pente occidentale du Grand Banc des Bahamas (B.II). L'encadré en rouge désigne la zone d'Exuma Sound et du Canyon de San Salvador, explorée notamment par les missions BACAR et Carambar 2 (B.III). La ligne pointillée orange marque le tracé de la corrélation de puits sur la Figure III 4. Le tracé blanc Y-Y' indique la position de la coupe de la Figure III 6. Les traits bordeaux, verts et bleu indiquent la position des profils de pente de la Figure III 13.

L'archipel des Bahamas est situé dans l'océan Atlantique entre la Floride et Cuba. Il est formé de grandes plates-formes peu profondes (< 15 m d'eau) dont la plus étendue actuellement est le Grand Banc des Bahamas (GBB) (Figure III 1). Ces plates-formes carbonatées d'une taille remarquable sont souvent considérées comme un archétype des plates-formes carbonatées modernes (Schlager et Ginsburg, 1981 ; Ravenne et al., 1983 ; Eberli 2000 ; Mullins et Cook 1986 ; Grammer et Ginsburg, 1992 ; Betzler et al., 1999 et 2014 ; Mulder et al., 2012 ; Principaud et al., 2016 ; Wunsch et al., 2016;

Tournadour et al., 2017 ; Wunsch et al., 2018). Ces bancs sont séparés par des dépressions internes importantes, avec des profondeurs variant entre 600 et 2000 m, qui communiquent elles-mêmes avec le domaine océanique Atlantique à l'Est (Schlager and Ginsburg, 2001). En outre, la zone des Bahamas a fait l'objet d'un très grand nombre de campagnes d'études sédimentologiques à terre et en mer. Celles-ci ont livré des descriptions très fournies de la sub-surface et des systèmes sédimentaires quaternaires des Bahamas, nourrissant ainsi des modèles sédimentaires et stratigraphiques particulièrement riches et élaborés.

Le choix de l'archipel des Bahamas comme analogue d'étude des transferts gravitaires s'explique par cette configuration très favorable. Deux zones d'étude ont été sélectionnées (Figure III 1), d'une part la pente occidentale du GBB, d'autre part l'extrémité sud du bassin d'Exuma Sound et le Canyon de San Salvador débouchant sur la plaine abyssale Atlantique, à l'Est du GBB. Ce choix est lié à l'utilisation particulière des données de cinq séries de campagnes scientifiques.

- les missions BACAR conduites par l'IFPEN et la Compagnie Française des Pétroles entre 1981 et 1983 dans deux zones au débouché des canyons majeurs entaillant la plate-forme crétacée (Ravenne et al., 1983), dont le canyon de San Salvador. Des acquisitions bathymétriques et en sismique-réflexion ont été réalisées, ainsi que le prélèvement de carottes sédimentaires. Dans le cadre de cette thèse ce sont principalement les carottes de la zone de San Salvador qui ont été observées et décrites à Miami.

- Les legs ODP 101 (Austin et al., 1986) et 166 (Eberli et al., 1997) réalisés respectivement en 1985 et 1996 ont forés respectivement 11 et 7 puits dans les domaines de pente et de bassin, auxquels s'ajoutent les 2 puits Clino et Unda forés sur la plate-forme à la marge occidentale du GBB par le Bahamas Drilling Project en 1990 (Ginsburg et al., 2001). Pour l'étude de la zone d'Exuma Sound les trois puits ODP 631, 632 et 633 du leg 101 ont été utilisés. L'étude de la pente occidentale du Grand Banc des Bahamas s'est appuyée fortement sur les puits du leg 166 et du BDP formant un transect continu de la plate-forme au bassin.

- les missions CARAMBAR conduites par l'université de Bordeaux entre 2010 et 2017 (Carambar 1, 2010 ; Carambar 1.5, 2014 ; Carambar 2, 2017) apportent trois jeux de données récents en bathymétrie, réflectivité acoustique, sismique réflexion haute résolution et sismique basse fréquence très haute résolution, ainsi que des prélèvements de carottes gravitaires de sédiments. Les données sismiques et les résultats du Leg 1 de CARAMBAR (Principaud, 2015) ont été utilisés pour l'étude de la pente occidentale du GBB. Les données sismiques du Leg 2 de Carambar 2 ont été utilisées dans la zone d'Exuma Sound. Les carottes gravitaires recueillies sur la vallée de transit Exuma Sound/San Salvador ont été observées et décrites en lien avec les données BACAR.

Dans le cadre de cette thèse deux zones ont été étudiés plus particulièrement : la pente occidentale du GBB, pente en accrétion, et la zone d'Exuma Sound/San Salvador, pente en bypass connecté à un système d'export distal. Ce sont des systèmes très contrastés avec des modalités d'export gravitaires très différentes qui seront comparées en partie D de ce chapitre.
La pente occidentale du GBB a fait l'objet d'une étude sédimentaire et stratigraphique détaillée, présentée dans ce chapitre, et qui a servi de base aux études de modélisation présentée dans les chapitres 5 et 6 de ce mémoire. L'étude de la zone d'Exuma Sound/San Salvador s'est limitée à une première caractérisation des phénomènes sédimentaires et en particulier d'export gravitaire présent dans ce système, présentée dans ce chapitre.

A. Présentation de la plate-forme du Grand Banc des Bahamas

I. Histoire et contexte géodynamique

L'histoire géologique des Bahamas débute avec la dislocation de la Pangée et l'ouverture de l'océan Atlantique au Jurassique inférieur (Pindell and Kennan, 2009 ; Reuber et al., 2016) (voir aussi Annexe IIA). L'emplacement actuel des Bahamas correspond alors au point triple entre la Floride (bloc continental américain) et les plateaux de Demerara et de Guinée pour le Gondwana, qui ne se séparent que presque 100 Ma plus tard (Pindell et Kennan, 2009 ; Reuber et al., 2016) (Figure III 2) . La partie occidentale de l'archipel des Bahamas correspond ensuite à un contexte de rift continental où se déposent des sédiments volcanoclastiques comme ceux observées au fond du puits Great Isaac-1 (Tournadour, 2015 ; Dale 2013 ; Sheridan et al., 1981) (Figure III 4). D'après Masaferro et Eberli (1999), il est possible d'observer les failles normales jurassiques sous le GBB. Le contexte de la partie orientale est beaucoup plus mal connu, avec d'importantes incertitudes sur sa position paléogéographique et la nature du substrat crustal.

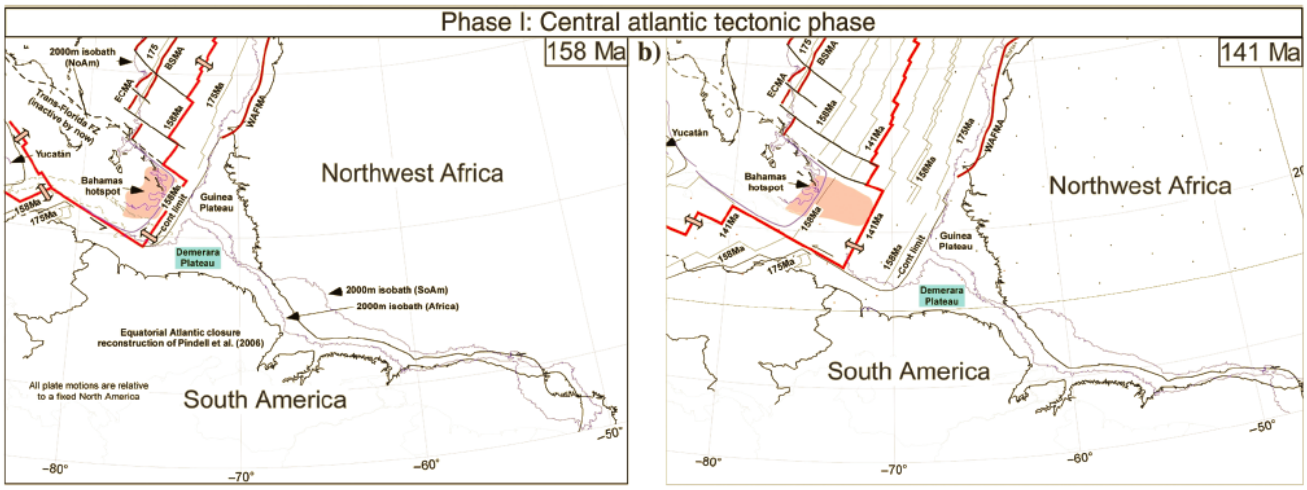


Figure III 2 : Reconstitution paléo-géographique de l'ouverture du Sud de l'Atlantique central à l'Oxfordien (à gauche) et au Berriasien (à droite). En rosé apparaît l'emplacement hypothétique du « Point Chaud des Bahamas » à l'origine des dépôts volcaniques sur le plateau de Demerara au S., et surtout du matériel sous-jacent à la plate-forme développée à partir du Jurassique supérieur aux Bahamas. Figure III tirée de Reuber et al., 2016.

Les rares données disponibles pour cette zone et l'exploration beaucoup plus poussée des marges conjuguées de Guinée/Sénégal et de Demerara confortent l'hypothèse d'un centre d'accrétion volcanique, associé au système de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) (Pindell and Kennan, 2009 ; Reuber et al., 2016). La partie orientale des Bahamas se serait formée progressivement par accrétion magmatique et volcanique du «Point Chaud des Bahamas » au moment du spreading de l'Atlantique central (180 -140 Ma) (Figure III 2).

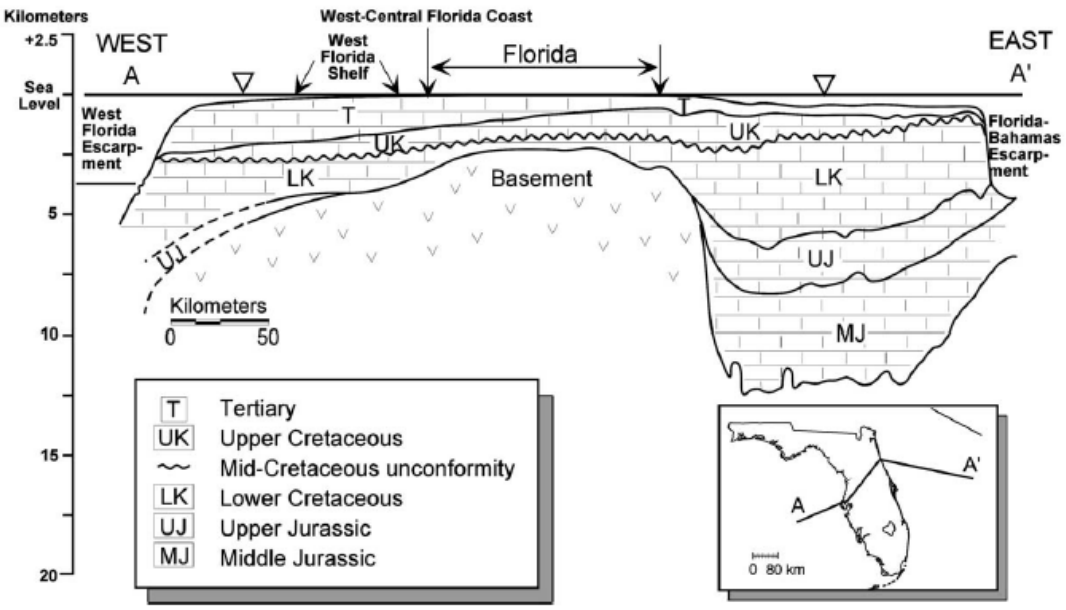


Figure III 3 : Coupe schématique de la Floride et du plateau de Blake (à l'Est) tirée de Hine et al. (2003). On peut notamment y observer la très épaisse série Jurassique déposée au-dessus de la croûte continentale étirée du Plateau de Blake, et le développement de la plate-forme du Crétacé Inférieur en dessous de la discordance et du hiatus régional du Crétacé moyen (~90 Ma). Les différents sondages profonds effectués dans les Bahamas semblent indiquer une structure similaire à celle du Plateau de Blake sous le GBB.

Ce plateau de croûte continentale et étirée évolue ensuite vers un régime de marge passive et subit une subsidence importante compensée par le dépôt du Jurassique Supérieur à l'Albien d'une très épaisse série carbonatée et évaporitique de plate-forme peu profonde (Walles, 1993 ; Reuber et al., 2016), qui se prolonge aussi sous le Blake Plateau et sur la marge Atlantique Nord-Américaine (Figure III 3). Son existence est attestée par les quelques forages pétroliers et académiques profonds dans la zone atteigant parfois plus de 5 km de profondeur (Figure III 4). Elle est séparée de la plaque océanique Atlantique par le Blake Bahama Escarpment de plus de 2000 m de haut. Cette limite très abrupte orientée environ N130 au large du GBB s'ancre sur un linéament structural qui hérite de différentes composantes: une crustale composante de zone de décrochement, et une composante constructive par accrétion magmatique et carbonatée (Figure III 2). C'est cette partie carbonatée d'âges Crétacé et Tertiaire qui affleure sur les reliefs sous-marins actuels.

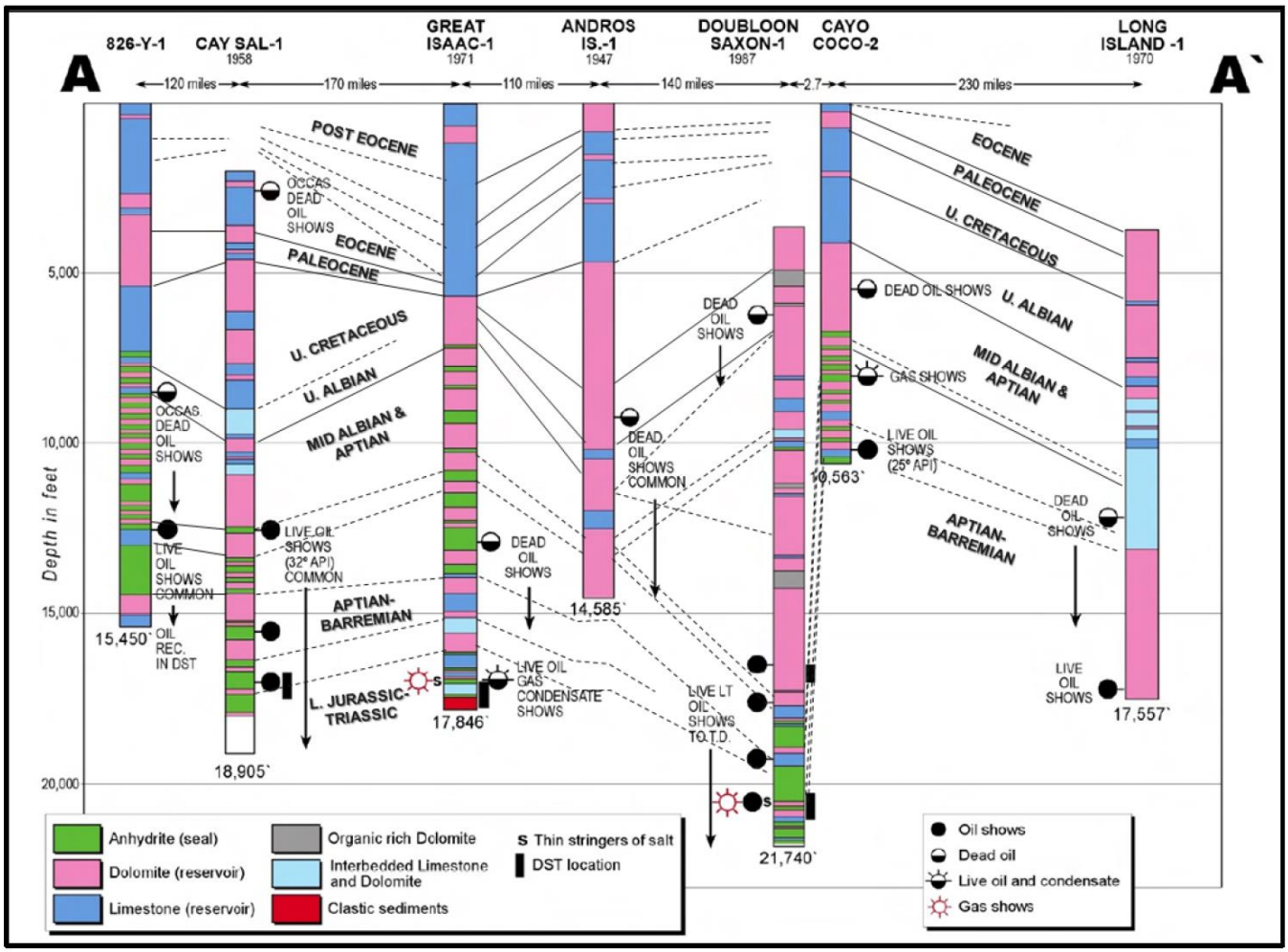


Figure III 4 : Corrélation de sondages profonds dans la couverture sédimentaire des Bahamas depuis le Jurassique inférieur (Dale, 2013). Voir Figure III 1 pour la position des puits, de l'W (A) vers l'E (A').

Au cours du Crétacé supérieur on observe un ennoiement progressif de la plate-forme associé à une phase de démantèlement tectonique à partir du Cénomanien (Schlager and Ginsburg, 1981 ; Masaferro and Eberli, 1999b ; Stanek et al., 2009). Cette phase est marquée par un hiatus et une discordance sédimentaire généralisée, y compris dans le domaine océanique atlantique profond (Ravenne et al., 1983) (Figure III 3). Elle correspond probablement à une combinaison de facteurs climatiques et environnementaux, et à la mise en place entre 90 et 80 Ma de la subduction au SW du proto-océan Caraïbes sous l'Arc Caraïbes arrivant du domaine Pacifique (Pindell & Kennan, 2009 ; Stanek et al., 2009). Il semble que la zone des Bahamas se retrouve alors en position de forebulge ce qui provoque son démantèlement par tectonique extensive (Stanek et al., 2009).

Ce régime se maintient avec une intensité croissante au fur et à mesure du rapprochement de l'Arc Caraïbes avec le plateau des Bahamas. La collision proprement dite se produit à la fin du Paléocène, de manière oblique avec une évolution progressive de l'W vers l'E au cours de l'Eocène (Pindell and Kennan, 2009 ; Stanek et al., 2009) (Figure III 5). Elle se traduit par la formation d'un prisme de collision impliquant la marge Sud de la plate-forme des Bahamas dans un système de plis et de chevauchements à vergence SW, situé aujourd'hui au N de Cuba et sous le Canal des Bahamas (Walles, 1993 ; Stanek et al., 2009 ; Masaferro et al., 1999 ; Wunsch et al., 2016) (Figure III 9). Il semble que la croûte ne soit pas impliquée dans ces déformations qui s'enracinent dans des décollements sur les évaporites jJurassiques (Walles, 1993 ; Stanek et al, 2009). La limite de cette zone en déformation compressive est difficile à tracer sous le GBB : elle se manifeste dans le détroit de Santaren jusqu'au niveau de Cay Sal Bank et par un redoublement des séries du puits Doubloon

Saxon 1 au Sud du GBB (Walles, 1993 ; Wunsch et al., 2016) (Figure III 8). L'étude sismique locale d'Eberli et Masaferro (1999) n'observe cependant que des marques d'un tectonique transpressive sous la partie sud du GBB. Les très importants paquets sédimentaires glissés attribués au Tertiaire lors de la mission Bacar sur la marge Atlantique d' Eleuthera Island pourraient potentiellement être associés à cette phase (Ravenne et al., 1983).

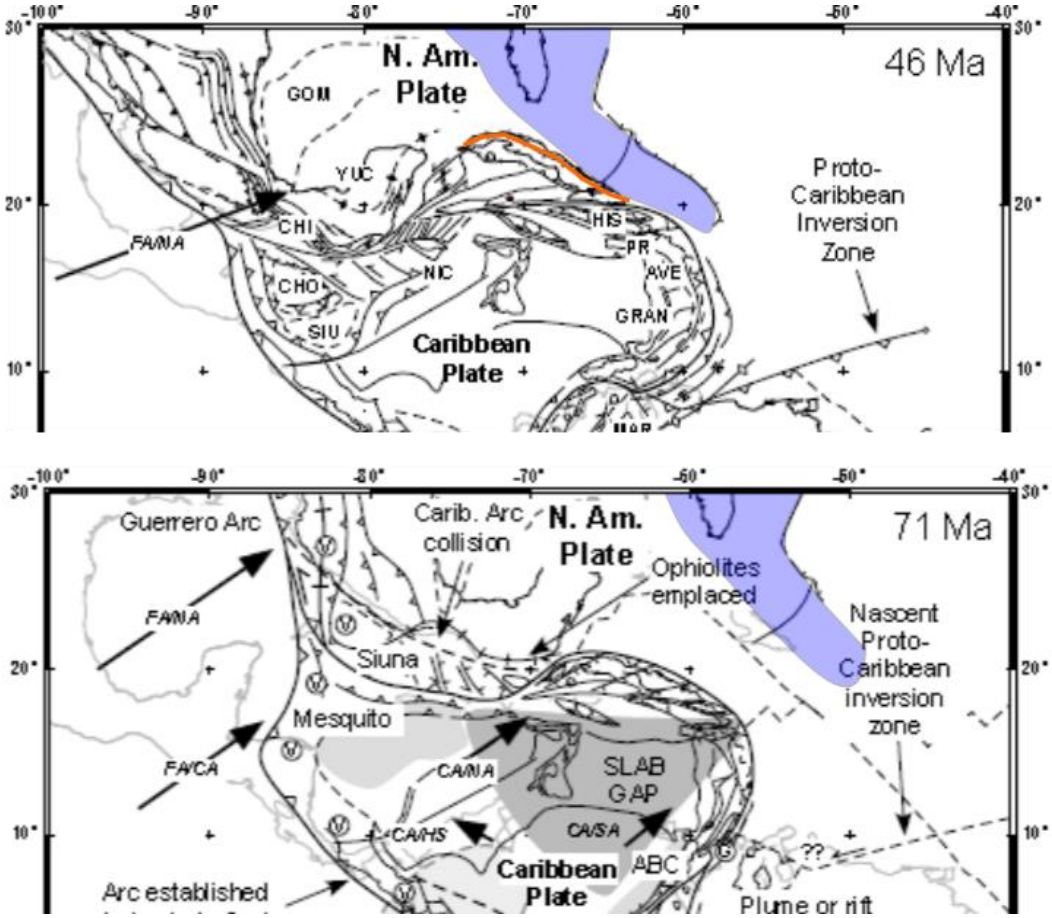


Figure III 5 : Reconstitution paléogéographique de la plaque Caraïbe au Crétacé supérieur (en bas) et à l'Eocène (en haut). Le bleu indique l'emplacement de la plate-forme carbonatée s'étendant sur le plateau de Blake, la Floride et les Bahamas, et en orange, à l'Eocène, la suture compressive mise en place au niveau de Cuba. On remarquera que ces reconstitutions suggèrent une légère rotation du bloc des Bahamas dans le sens anti- horaire du fait de la collision. D'après Pindell et Kennan (2009).

Le système de subduction collision semble se bloquer à la fin de l'Eocène, et se déplace vers l'Est pour mettre en place l'arc des petites Antilles (Figure III 5) (Pindell and Kennan, 2009 ; Stanek et al., 2009).

A l'Oligocène des systèmes de production carbonatée isolés recommence à fonctionner, de manière d'abord plutôt aggradante (Figure III 6). Dans les zones sous le vent, comme l'W du GBB, l'accumulation des sédiments en pied de pente finit par permettre la progradation des rampes miocènes vers l'W. A l'inverse dans la zone d'Exuma Sound, la très forte aggradation sur les hauts hérités provoque la formation de la dépression d'Exuma Sound à l'Oligocène, qui va atteindre des profondeurs de 1000 à2000 m (Figure III 6) (Schlager and Ginsburg, 1981). Elle semble s'être accompagnée du creusement ou re-creusement érosif du canyon sous-marin de San Salvador et de la vallée associée, qui entaille la surface de la paléo-plate-forme crétacée (Schlager and Ginsburg, 1981). Les mêmes processus sont probablement également à l'origine de la formation de la fosse de Tongue of the Ocean et de son lien avec le Canal de New Providence.

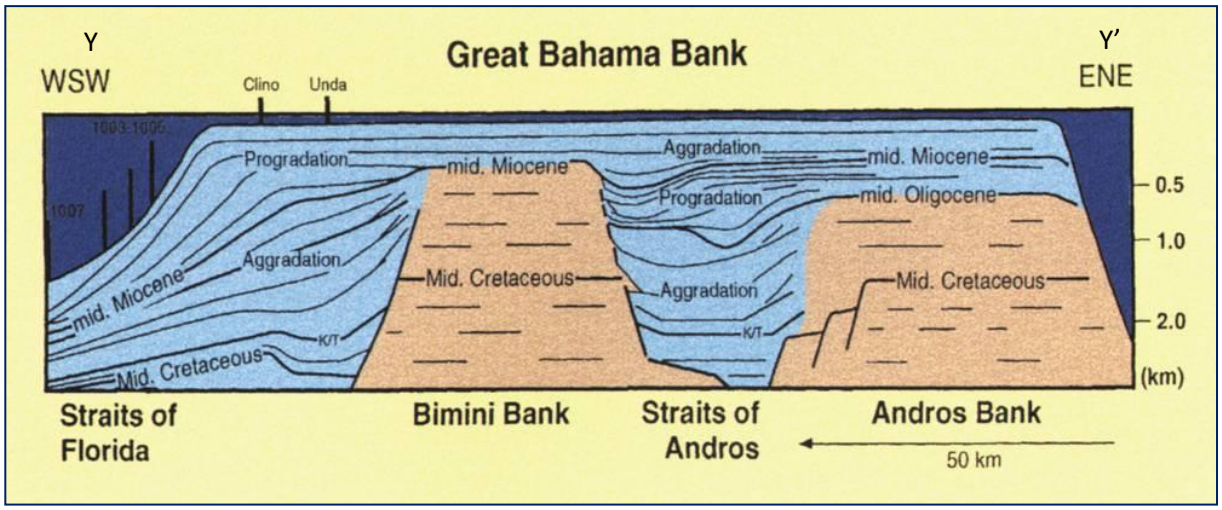


Figure III 6 Coupe Géologique schématique du GBB d'après Eberli & Ginsburg, 1987.

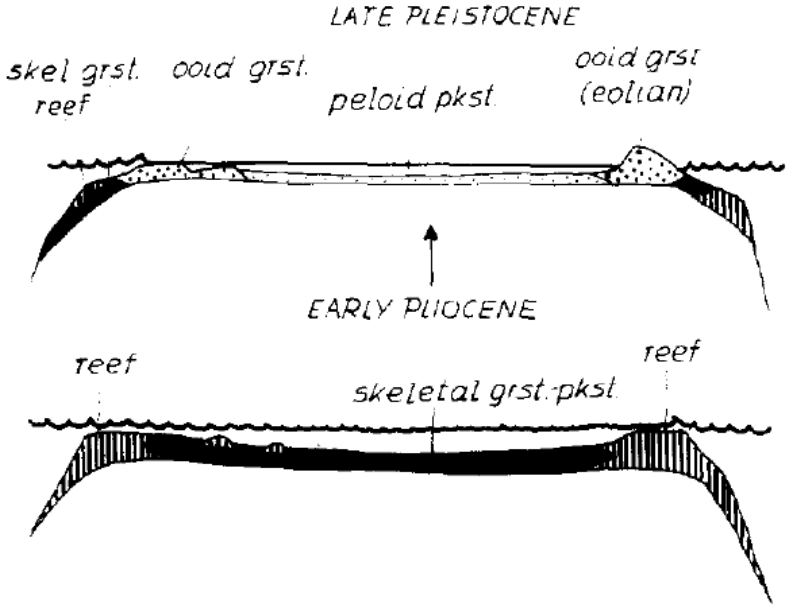


Figure III 7 Evolution de la morphologie de la Plate-forme des Bahamas du Pliocène au Pléistocène, d'après Schlager et Ginsburg (1981).

En dehors de ces dépressions maintenues, pour des raisons encore mal expliquées, le GBB se reforme progressivement comme une unique plate-forme au Miocène et prograde d'environ 20 km dans le détroit Floride, dans la direction sous le vent (Eberli and Ginsburg, 1987 ; Principaud et al., 2016) (Figure III 6). Cette progradation est modérée par le renforcement progressif du Courant de Floride (Betzler et al., 1999 ; Principaud et al., 2016).

Entre le Miocène et le Pliocène, les pentes de la plate-forme des Bahamas présentent une géométrie de rampe qui évolue progressivement vers une plate-forme à barrière ou rampe récifale et lagon (Figure III 7) (Schlager and Ginsburg, 1981) (voir Annexe IIB). Ce nouveau système est marqué par une importante production péloïdale issue de la plate-forme interne (Kenter et al., 2001). Celle-ci n'acquiert cependant sa morphologie actuelle de plate-forme comblée (*flat-top Bank*) qu'à la fin du Quaternaire à partir du MIS 11 (0,42 Ma) avec la mise en place des cycles glacio-eustatiques à 100 ka, succédant à une phase plus régressive (Busson et al., 2018).

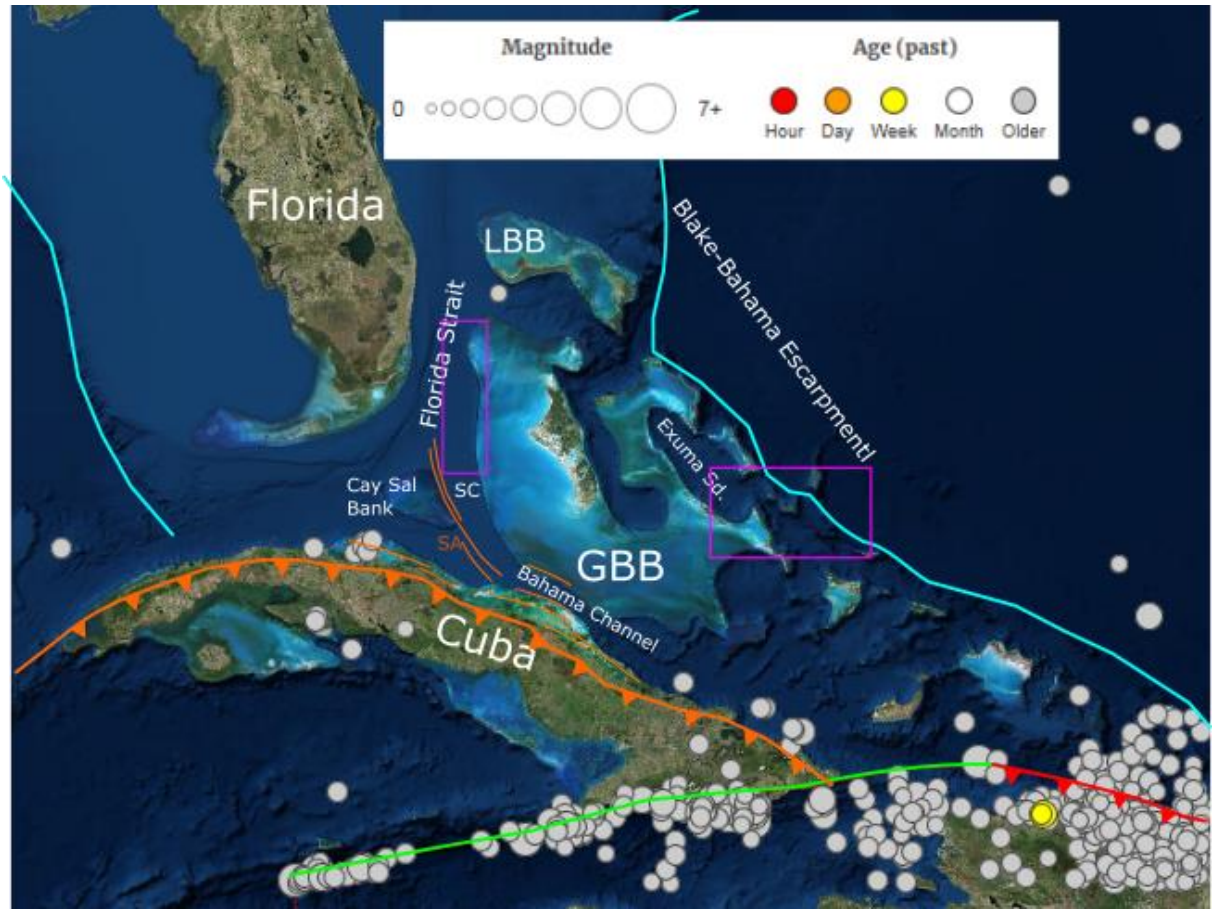


Figure III 8 : Séismicité récente (depuis 1900) d'après le catalogue de l'USGS dans la région des Bahamas, pour une magnitude Mw ≥ 3. L'activité sismique est concentrée sur la frontière Nord de la plaque Caraïbes. On remarque cependant quelques séismes associé à la suture au Nord de Cuba. Les encadrés en rose représentent les zones d'études de la thèse : pente W du GBB, et zone Exuma Sound/San Salvador à l'E. Les lignes de couleur sur cette Figure III indiquent la position schématique des grandes limites géodynamiques de la zone : en bleu clair la limite Continent/Océan à l'E et à l'W du bloc Bahamas/Floride ; en vert la limite en décrochement senestre entre plaque Caraïbes et Amérique ; en rouge la compression active entre le SE de la plate-forme des Bahamas et Hispaniola ; en orange la Suture Eocène de Cuba, avec la position schématique des linéaments de déformation compressive associé dans le bloc Bahamas, jusqu'au N de Cay Sal Bank (failles inverses, plis). SA : Santaren Anticline. SC : Santaren Channel (Canal de Santaren).

L'étude de l'histoire géodynamique et structurale des Bahamas montre une compétition constante entre un système sédimentaire très productif et des phases tectoniques successives (Masaferro and Eberli, 1999). Les éléments structuraux sont donc souvent gommés par les édifices sédimentaires, et il est ainsi difficile d'estimer la part des héritages structuraux dans les géométries et les processus actuels. Ce rapide exposé veut souligner la question de l'importance des héritages Jurassiques et Crétacé, héritages crustaux associée à la phase de rifting et de point chaud, sur la morphologie postérieur des bancs carbonatés. Les marques dispersés mais constantes (Figure III 4) d'épaisses séries évaportitiques mésozoïques attirent aussi l'attention sur leur rôle potentiel comme source de fluides et de déformations profondes.

Cet exposé souligne aussi la difficulté à identifier des marqueurs topographiques de tectoniques actives. En effet, depuis l'Oligocène, la zone des Bahamas semble être une zone de quiescence tectonique avec l'arrêt de la collision au niveau de la suture de Cuba. Cependant, cette collision se poursuit au SE des Bahamas, en face de l'île d'Hispagnola avec laquelle la plate-forme des Bahamas entretient une convergence oblique sur un axe WSW-ENE de l'ordre de 2-3 mm/an (Smythe et al., 2015). D'autre part s'il semble que Cuba et les Bahamas fassent partie d'un même bloc rigide, plusieurs auteurs ont répertorié des indices en sub-surface de plissements dans le canal de Santaren

et sous Cay Sal Bank, suggérant un maintien de la déformation compressive au SW du GBB (Masaferro et al., 1999 ; Jo et al., 2015 ; Wunsch et al., 2016) (Figure III 8). En particulier l'anticlinal de Santaren, situé juste au SE de Cay Sal Bank montre une croissance continue depuis 40,2 Ma, et reste probablement toujours actif actuellement (Masaferro et al., 1999 ; Jo et al., 2015). L'hypothèse d'un lien avec des éléments de tectonique salifère ne peut pas cependant être totalement exclue (Masaferro et al., 1999).

Les séismes récents (2014 et 2017), de magnitude 4 à 5 pour des profondeurs entre 10 et 15 km qui ont affecté le Nord de Cuba témoignent aussi d'un certain degré d'activité tectonique dans cette zone.

II. Le système carbonaté du GBB au Quaternaire

1. Contexte bathymétrique et hydrodynamique

La plate-forme du GBB peut-être délimitée par l'isobathe à 20 ou 30 m. Cette limite est particulièrement nette pour les marges orientées au-vent (E ou NE), un peu moins pour les marges sous-le-vent (W et SW) qui descendent plus régulièrement jusqu'à une rupture de pente nette à 50 - 60 m de profondeur (Wilber et al., 1990).

La majorité de la surface du GBB est aujourd'hui sous moins de 5 m d'eau (Figure III 9), alors que l'Holocène représente une des transgressions les plus importantes du Quaternaire. Cela signifie que pendant au moins 90% de la durée du Quaternaire le GBB était émergé avec de larges îles, y compris lors des périodes interglaciaires de haut-niveau marin. En particulier l'île d'Andros pouvait être nettement plus étendue, et la surface de plate-forme inondée sur le pourtour d'Exuma Sound était potentiellement extrêmement réduite (Figure III 9). La quasi-totalité du GBB était très probablement émergée pendant au minimum 50 % de la durée du Quaternaire. Un escarpement marginal, visible aujourd'hui jusqu'à 150 m de profondeur environ s'est alors formé. (Wilber et al., 1990 ; Grammer et Ginsburg, 1992 ; Eberli, 2000 ; Rankey et Doolittle, 2012 ; Chabaud et al., 2016 ; Mulder et al., 2017b). La production n'a été probablement active que pendant les très brèves périodes du Quaternaire correspondant au niveau maximum d'inondation (Harris et al., 2015 ; Chabaud, 2016).

Les deux zones d'études (pente occidentale du GBB et bassin d'Exuma Sound) présentent des configurations très différentes :

- La marge occidentale du GBB est marquée par une géométrie de plate-forme assez ouverte, prolongée par plus de 100 km de banc inondé, en pente très douce jusqu'à l'île d'Andros vers l'Est (Figure III 9). Celle-ci peut jouer un effet de protection du vent, quoiqu'assez limité. On observe en effet plutôt un courant moyen assez important (0.6-0.8 $m.s^{-1}$) vers l'extérieur de la plate-forme en direction du détroit de Floride plus profond (Figure III 10). Les eaux de surface sont marquées par un fort courant en direction du N qui se combine avec le courant profond de Santaren remontant entre le GBB et Cay Sal Bank qui agit sur la pente occidentale du GBB en profondeur (Figure III 1).

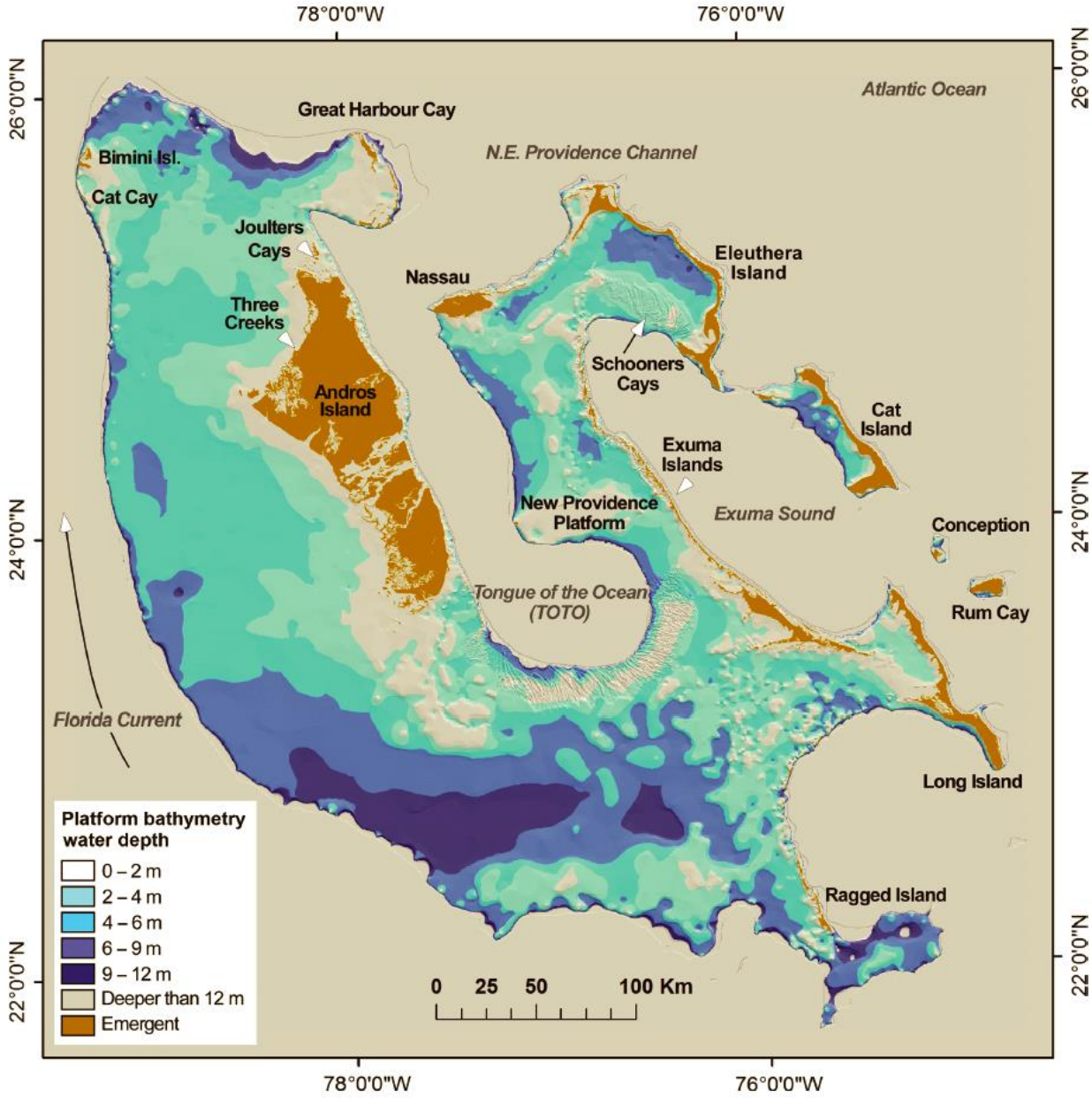


Figure III 9 : Carte bathymétrique de la plate-forme du GBB, tirée de Harris et al. (2015).

- La marge orientale du GBB au Nord d'Exuma Sound est pratiquement dans une configuration de plate-forme barrée par un chapelet de bancs sableux et d'îles (Exuma Islands), limités au N et au S par deux baies un peu plus ouvertes, au niveau de Schooners Cay et sous-le-vent de Long Island. Les conditions hydrodynamiques qui règnent sur la marge du GBB sont ici extrêmement calmes, avec un courant moyen du large vers la plate-forme inférieur à 0.1 $m.s^{1}$ (Figure III 10). La fosse d'Exuma Sound est en effet protégée du domaine océanique par les plate-formes d'Eleuthera, Cat, Conception et Rum Cay. Ces deux dernières sont de petite taille. Seule Cat Island présente une plate-forme sous-le-vent ouverte sur Exuma Sound. Ce bassin est donc mis en communication avec des surfaces de production très réduites, et avec un régime hydrodynamique actuel très réduit, et qui ne favorise pas l'export de la plate-forme.

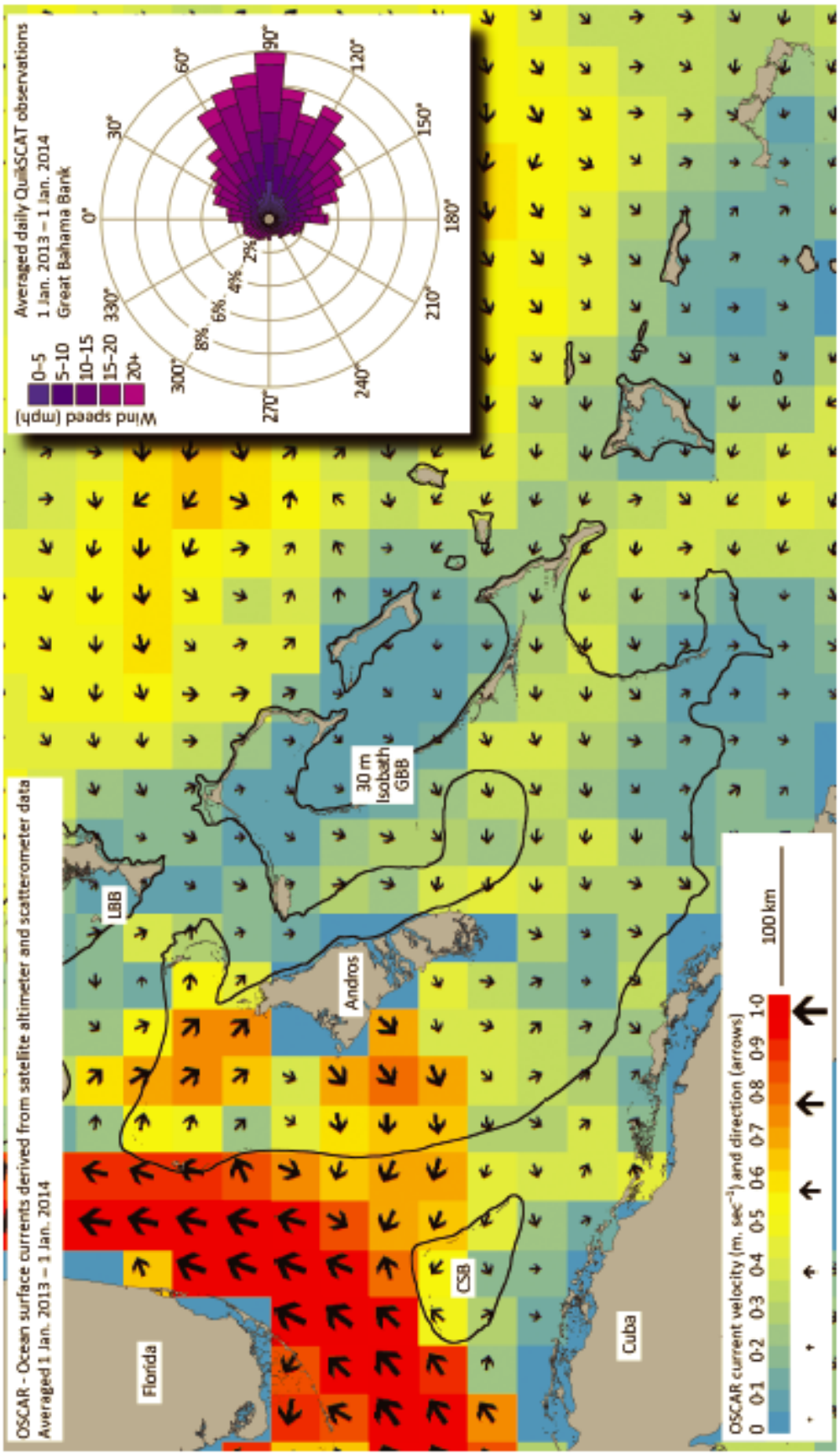


Figure III 10 : données de courants de surface et de vent (encadré) moyennées pour l'année 2013 pour le GBB et ses environs, (Harris et al., 2015).

2. La production carbonatée sur les plates-formes

La production sableuse est importante à l'heure actuelle sur la plate-forme (Harris et al., 2015), par des sables à la fois non squelettiques et squelettiques, principalement sous la forme de bancs contrôlés notamment par l'activité des courants de marée (Harris et al., 2015 ; Rankey et Reeder, 2012). Cette production squelettique marginale est actuellement dominée par les bivalves, les algues rouges et les algues vertes (Reijmer et al., 2015b). Ces dernières sont les producteurs dominants sur l'ensemble de la plate-forme, avec les espèces de type *Halimeda* et *Thalassia*.

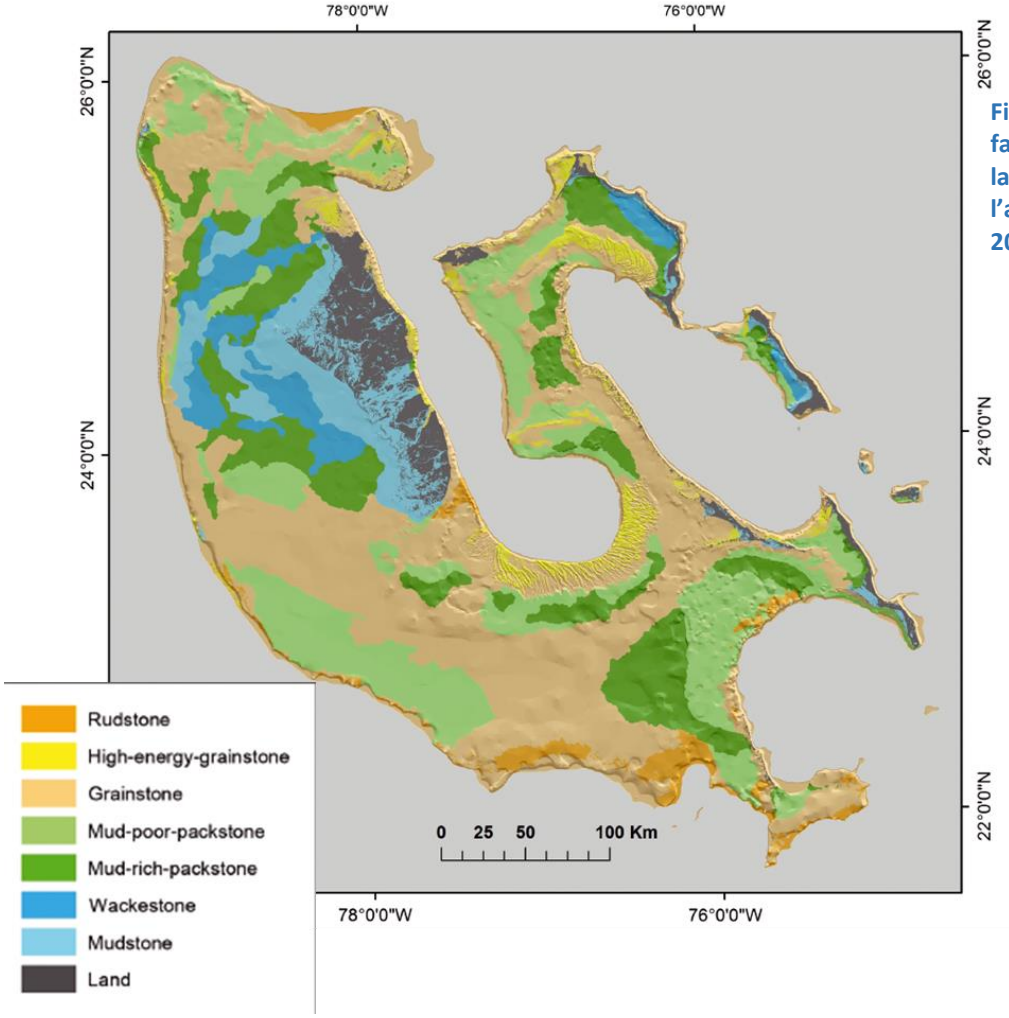


Figure III 11 : cartes des faciès sédimentaires de la plate-forme du GBB à l'actuel (Harris et al., 2015).

La production de la plate-forme est cependant majoritairement boueuse, dominée par des grains fins de la classe des silts ou même des argiles. Les faciès prédominants sur la plate-forme sont en effet des faciès boueux à péloïdes aragonitiques. Ils sont issus de la dégradation de la production sableuse des algues vertes. Une dégradation plus poussée entraîne la formation en très grande quantité de boue aragonitique, constituée de fines aiguilles cristallines (2-3 µm de long pour 0.25 µm de diamètre) (Chabaud, 2016). Une autre origine possible à la boue aragonitique carbonatée sur la plate-forme serait liée à des événements localisés dans le temps et dans l'espace de précipitation spontanée dans la colonne d'eau, ou induite par des cyanobactéries ou bien encore simplement de remobilisation de sédiments de plate-forme désignés sous le nom de « whitings » (Harris et al., 2015). Ces événements semblent être une source importante du matériel boueux et être en partie contrôlés par les échanges de la masse d'eau de la plate-forme avec des eaux océaniques ou souterraines (Harris et al., 2015). A la différence de la production sableuse, cette production boueuse est fortement susceptible d'être remobilisée par les courants d'export de la plate-forme.

3. Dépôts et érosion dans les pentes

La sédimentation dans les pentes du GBB est contrôlée par la production pélagique, l'export de sédiments fins de la plate-forme et l'action des courants de contour qui peuvent favoriser l'érosion ou le dépôt du sédiment (Eberli, 2000 ; Betzler et al., 2014 ; Chabaud et al., 2016 ; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2016).

Le faciès dominant sur les pentes du GBB est celui de la boue de péri-plate-forme qu'on peut décrire comme un wackestone contenant des grains d'origine pélagique (foraminifères planctoniques, nanofossiles) et les produits d'export de la plate-forme, principalement des péloïdes et des aiguilles d'aragonite (Eberli, 2000 ; Chabaud et al., 2016). L'export de la boue depuis la plate-forme s'effectue sous la forme de panaches de densité, dus à des masses d'eau turbides plus denses issues de la plate-forme, soit lors de périodes de fronts froids (cascades de densité de Wilson et Roberts, 1992), soit sous l'effet de courants de marée (Tournadour, 2015) (Figure III 12). Cet export n'a lieu que pendant les périodes d'inondation de la plate-forme et forme des prismes boueux au pied de l'escarpement marginal. la part de l'export de plate-forme dans les sédiments est alors marqué non seulement par une teneur plus importante en aragonite, mais surtout par le pourcentage d'aiguilles d'aragonite, qui sont le marqueur caractéristique de la production de plate-forme (Chabaud et al., 2016).

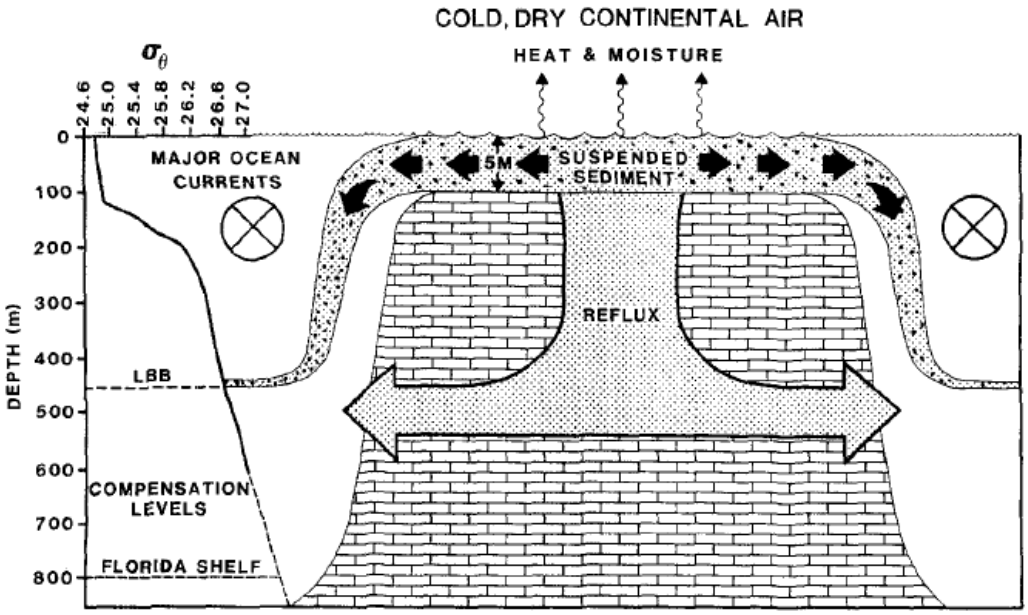


Figure III 12 : Schéma de l'export des sédiments fins de plate-forme dans la pente sous la forme de courants de densité. Wilson et Robert, 1992.

Lorsque la plate-forme est émergée, les pentes sont alors dominées par l'apport pélagique, avec des taux de sédimentation très faibles (Eberli, 2000 ; Betzler, 2014 ; Principaud, 2015 ; Chabaud, 2016 ; Wunsch et al., 2016). Le ralentissement ou l'arrêt de la sédimentation s'accompagne généralement d'une cimentation précoce du sédiment par transformation de la boue aragonitique en *High Magnesium Calcite* (HMC) puis *Low Magnesium Calcite* (LMC) (Schlager et James, 1978 ; Mullins et al., 1980 , 1985 ; Munnecke et al., 1997 ; Malone et al., 2001 ; Melim et al., 2002 ; Chabaud et al., 2016). Lors de ces bas-niveaux marins, les dépôts se caractérisent alors par une composition enrichie en calcite due essentiellement à la composition calcitique de certains grains pélagiques, et à la diagénèse précoce mise en place (Chabaud et al., 2016).

Les deux zones d'étude présentent des accumulations importantes de boue de péri-plate-forme, mais celles-ci sont beaucoup plus développées sur le tablier de pente de la pente occidentale (sous-le-vent) que sur le tablier de bas de pente de la zone d'Exuma Sound. La première pente présente une configuration en accrétion, la seconde une configuration en bypass, visiblement bien cimentée

(Figure III 13). Les sédiments s'accumulent uniquement dans la pente inférieure d'Exuma Sound, et y sont composés à la fois de boue de péri-plate-forme et de turbidites sableuses bioclastiques. Cette configuration de pente en *bypass* se retrouve sur l'ensemble des marges au-vent de la plate-forme des Bahamas (Schlager et Ginsburg, 1981, Grammer et Ginsburg, 1992).

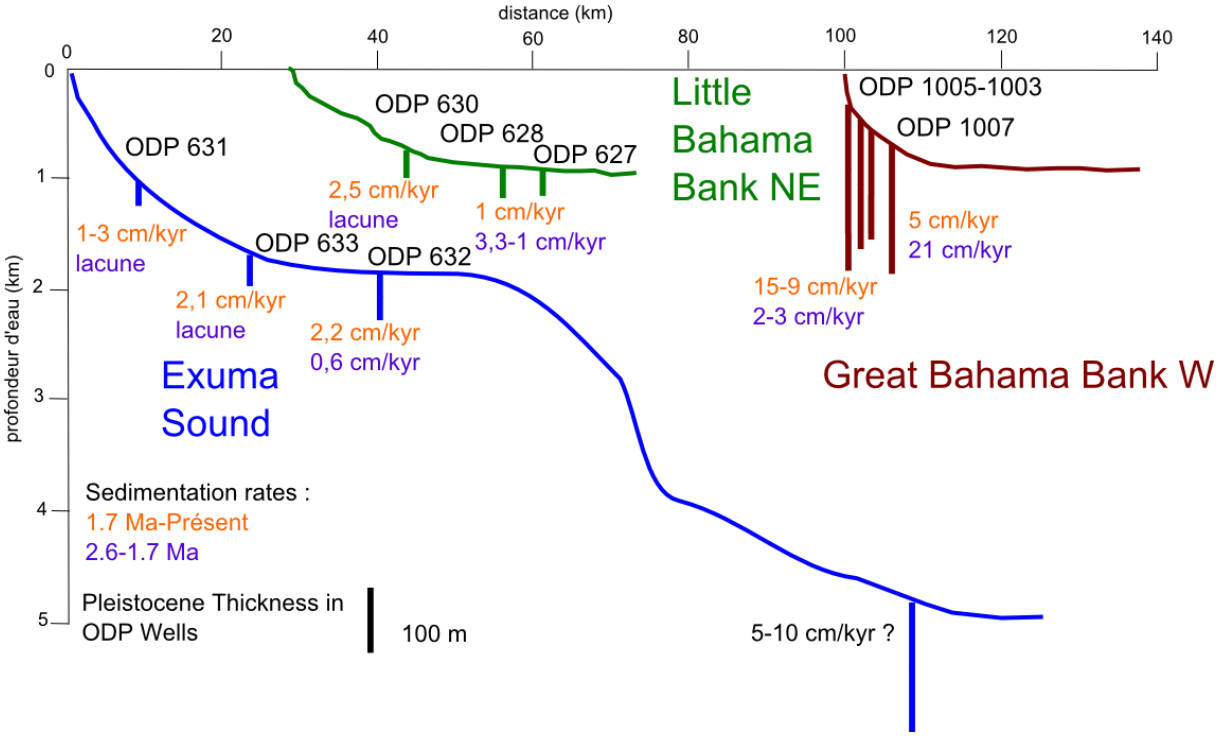


Figure III 13 : Profils de pente pour la pente NE du Petit Banc des Bahamas (en vert), la pente occidentale du GBB (en rouge) et la pente orientale du GBB avec le profil complet jusqu'à la plaine abyssale atlantique (en bleu). Ce sont ces deux derniers cas qui sont étudiés dans la suite de cette thèse et qui constituent des exemples typiques de pente en accrétion et en bypass, respectivement. Les barres verticales figurent l'épaisseur des dépôts Quaternaire. En orange les taux de sédimentation entre 1,7 Ma et l'actuel dans les puits ODP, à leur emplacement. En violet les taux de sédimentation entre 2,6 et 1,7 Ma. La position des profils est indiquée en Figure III 1.

B. La pente occidentale du Grand Banc des Bahamas

La pente occidentale du GBB est une des pentes carbonatées actuelles les plus étudiées au monde. On y trouve notamment le puits ODP 626 foré lors du leg 101 (Austin et al., 1986) et les puits 1003, 1004, 1005, 1006 et 1007 forés par le leg 166 (Eberli et al., 1997a) situés sur le même transect que les puits Clino et Unda du Bahamas Drilling Project (Ginsburg et al., 2001) (Figure III 14). Ce transect est aussi désigné sous le nom de « Western Line transect », puisqu'il correspond à un transect de sismique 2D réalisé par Western Geophysical, qui a permis d'identifier de manière continue de la plate-forme au bassin les séquences aggradantes et progradantes Cénozoïque (Eberli and Ginsburg, 1987). L'histoire de la marge et de la pente au Cénozoïque est donc particulièrement bien connue, notamment au travers d'un cadre stratigraphique commun élaboré depuis une vingtaine d'années (Eberli et al., 1997a & 1997b ; Betzler et al., 1999 ; Anselmetti et al., 2000 ; Kenter et al. ; 2001 ; Eberli et al., 2002 ; Rendle and Reijmer, 2002 ; Eberli et al., 2004 ; Mulder et al, 2012 ; Hanquiez et al., 2014 ; Principaud et al., 2016 ; Wunsch et al., 2018).

Les pentes Ouest et Sud-Ouest du GBB ont bénéficié d'une succession d'efforts de recherche au cours de la dernière décennie. En particulier le leg 1 de la campagne Carambar 1 (Mulder et al., 2012) dont les données de bathymétrie, de sismique haute résolution et très haute fréquence, et des carottes gravitaires ont alimentées les thèses de Chabaud (2016) et Principaud (2015). Ces travaux ont permis une caractérisation détaillée de l'architecture des dépôts et des processus sédimentaires récents dans cette zone (Principaud et al., 2015; 2016; 2018). Ils sont complétés par les études réalisées notamment à l'Université de Miami et de Hamburg sur la pente Sud et Sud-Ouest du GBB (Jo et al., 2015 ; Schnyder et al., 2016, 2017 ; Wunsch et al., 2016, 2018).

I. Morpho-bathymétrie

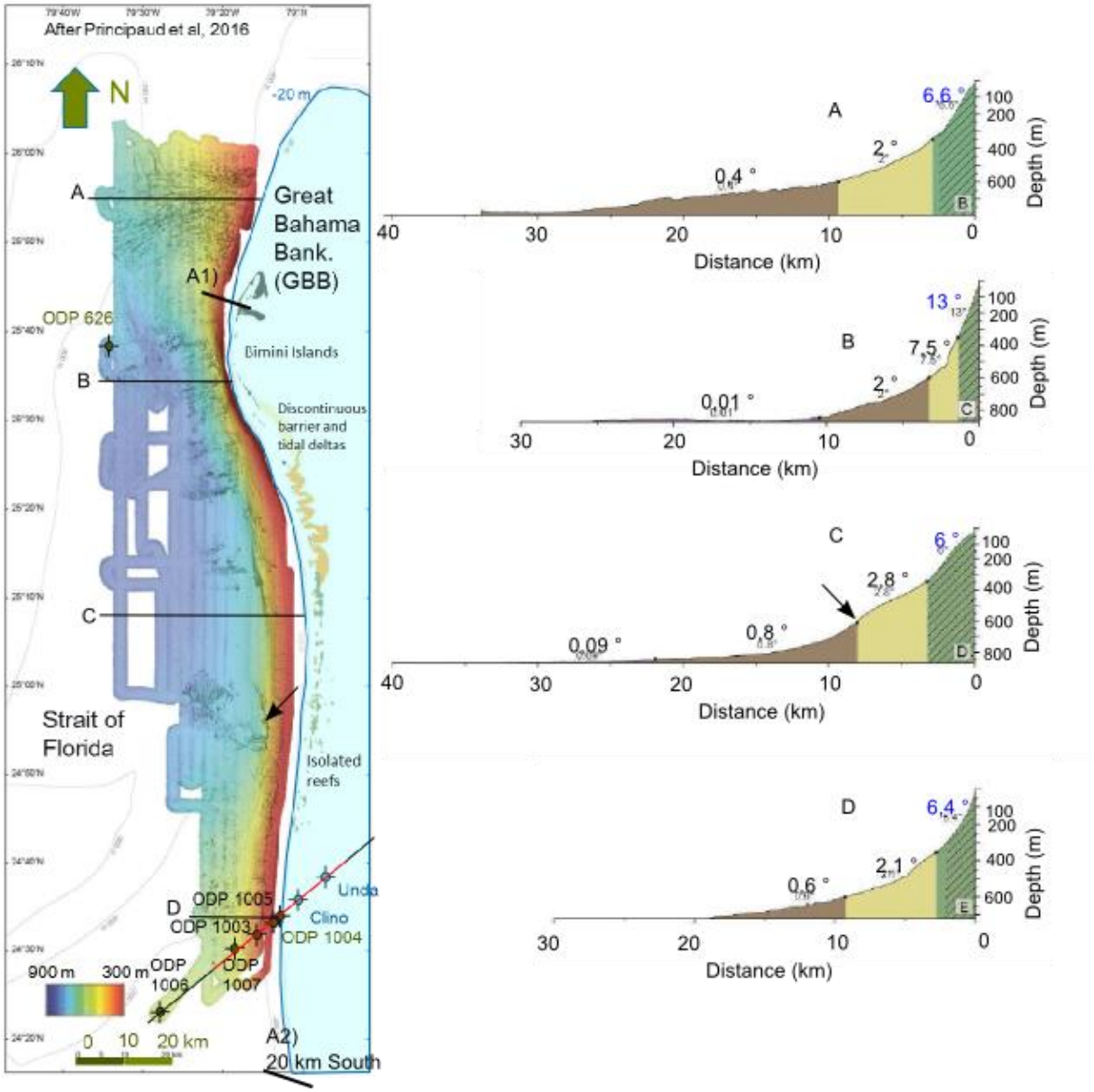


Figure III 14 Carte bathymétrique de la pente occidentale du GBB (données Carambar 1) à partir de Principaud et al., 2018. Les puits ODP dans la pente ainsi que les deux puits Clino et Unda sur la plate-forme sont figurés. En rouge la ligne sismique de référence utilisées pour la section plate-forme bassin. Les lettres A à D désignent les sections de bathymètrie présentées à droite (extraits de Principaud et al., 2018). Il est important de noter que la bathymétrie hachurée de la partie amont est une approximation qui sous-estime les pentes très raides de l'escarpement marginal (voir Figure III 15). La flèche noire indique l'emplacement du

MTC décrit par Principaud et al. (2015) et sa position projetée sur le profil de pente C : on notera la convexité de la pente à ce niveau. Les deux courts profils A1 et A2 indiquent la position des profils sismiques de la Figure III 15.

La géométrie de la pente occidentale du GBB est contrôlée par l'action de dépôt et d'érosion des sédiments associés aux courants perpendiculaires venant de la plate-forme (*off-bank currents*) et aux courants profonds longitudinaux. Elle témoigne également dans sa partie supérieure, à la marge de la plate-forme, des oscillations glacio-eustatiques du Quaternaire et de leur enregistrement sédimentaire.

Le fond du détroit de Floride balayé par les courants, entre 700 et 800 m de profondeur (Figure III 14), est une zone essentiellement en bypass présentant une surface d'âge essentiellement Pliocène. Des accumulations contouritiques quaternaires existent, en particulier au Sud de la zone d'étude de Carambar 1 qui forment la contourite de Santaren (Betzler et al., 1999 ; Wunsch et al., 2016 ; Principaud et al., 2018). D'autres dépôts contouritiques existent également dans la bassin au Nord de la zone d'étude (Principaud et al., 2018). En fonction de la dynamique du courant ces accumulations contouritiques sont séparées de la pente par un chenal contouritique (moat) ou bien sont contiguës à celle-ci. On observe la première configuration au niveau de la *Western Line,* où le puits 1006 est situé dans le drift séparé de la pente, et le puit 1007 à la terminaison des dépôts de pente, dans une zone d'érosion correspondant au chenal contouritique (Figure III 14). Au Nord de la zone d'étude, autour de l'éperon des îles Bimini, les profils plus raides s'accompagnent de l'absence de dépôts et correspondent à des sédiments anciens lithifiés (Figure III 14). On peut aussi observer des géométries hybrides de contourites attachées à la pente (*plastered drift*), avec un profil convexe vers le haut (Figure III 14 C).

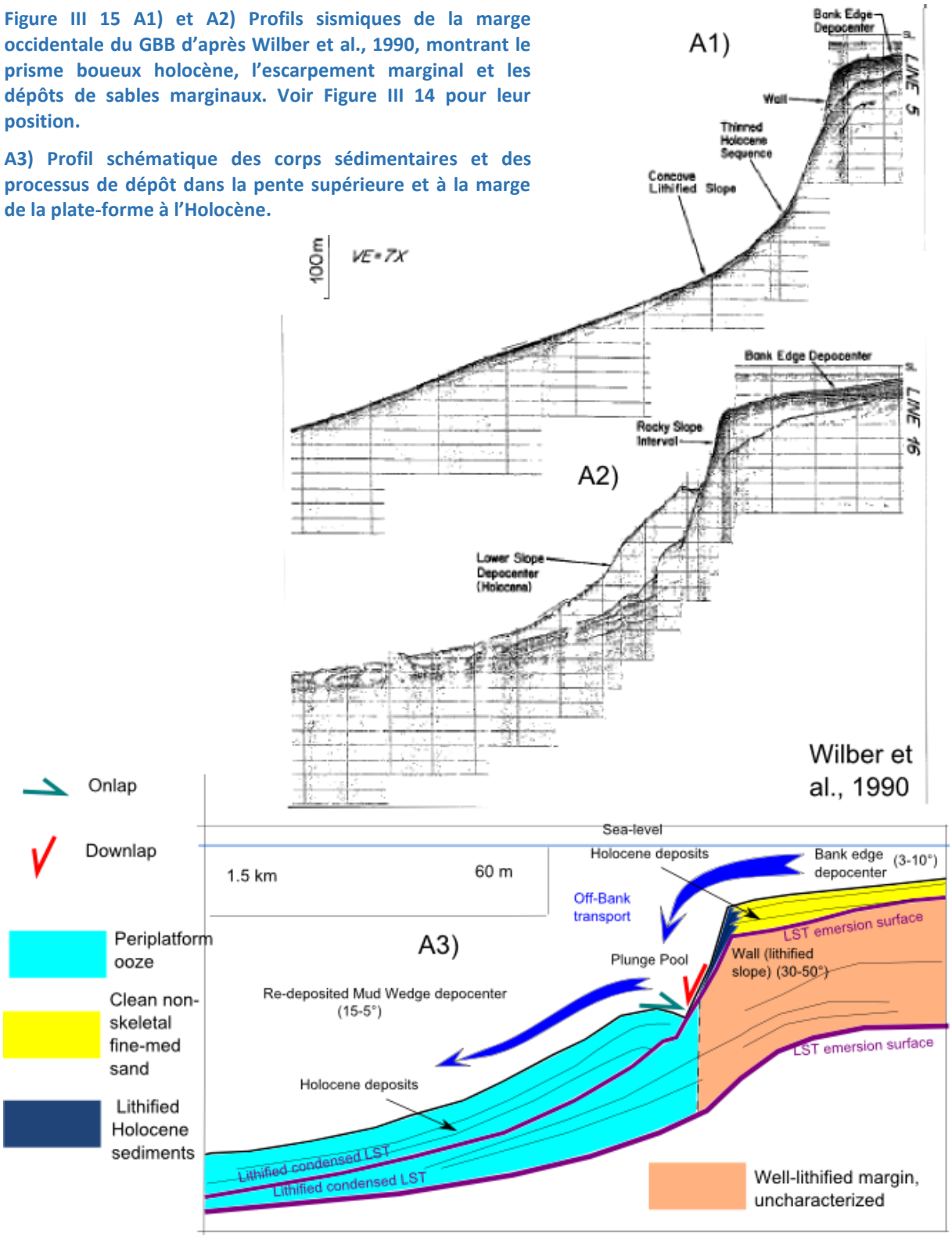
La géomètrie des dépôts de est globalement décrite par le modèle de *periplatform drift* (Betzler et al., 2014). Ces accumulations sont limitées dans le bassin par un onlap, généralement rétrogressif, qui signale le point de non-accumulation des sédiments sous l'action des courants de contours longitudinaux. Elles sont limitées à la marge de la plate-forme par un autre onlap, décrit ci-dessous. Elles présentent un profil transversal concave vers le haut (Figure III 14) avec des pentes plus faibles que 1° dans la partie inférieure, et qui peuvent atteindre des valeurs de 6-7° dans la partie supérieure du profil vers 150 m de profondeur. Le sommet de ces prismes est marqué par une crête auquel succède directement une dépression de 20-50 m de profondeur avant l'onlap sur la marge (Figure III 15). Cette morphologie particulière est due à l'action des courants de densité venant de la plate-forme (Wilson et Robert, 1992) : le passage de la bordure escarpée de la plate-forme crée un phénomène de ressaut hydraulique expliquant le maintien de cette dépression (*plunge pool*) (Schnyder et al., 2017). Ces courants déposent le matériel de plate-forme sur le profil concave qui témoigne d'une diminution de l'énergie de transport et en conséquence de la granularité des sédiments. Celle-ci diminue en effet de la crête à l'extrémité inférieure du prisme, où elle augmente de nouveau sous l'effet du vannage par le courant de contour (Wunsch et al., 2016). Ces pentes témoignent d'une géométrie en accrétion.

On peut observer plusieurs cicatrices d'effondrement gravitaire dans ces dépôts de pente, à différentes échelles (Schnyder et al., 2016 ; Wunsch et al., 2016 ; Principaud et al., 2018). En particulier les marques d'un ensemble de quatre glissements importants correspondant à un MTC (Mass Transport Complex) a été décrit par Principaud et al., (2015) (Figure III 14).

La morphologie de la marge de la plate-forme dépend bien sûr du niveau eustatique au Quaternaire. La configuration actuelle a été décrite par Wilber et al. (1990) (Fig. 15) : la marge supérieure de la plate-forme est en pente douce avec une profondeur inférieure à 10 m au puits Clino qui augmente jusqu'à à 55-60 m de profondeur à environ 4 km au large. Cela correspond à une pente de 3 à 10 ° (Wilber et al., 1990; Ginsburg et al., 2001). Des sables fins à moyens (péloïdes, oolithes, aggrégats) d'âge Holocène, s'accumulent sur la marge supérieure de la plate-forme sur 10 à 30 m d'épaisseur.Ils sont représentatifs de la production énergétique du domaine de la plate-forme (Wilber et al., 1990).

Figure III 15 A1) et A2) Profils sismiques de la marge occidentale du GBB d'après Wilber et al., 1990, montrant le prisme boueux holocène, l'escarpement marginal et les dépôts de sables marginaux. Voir Figure III 14 pour leur position.

A3) Profil schématique des corps sédimentaires et des processus de dépôt dans la pente supérieure et à la marge de la plate-forme à l'Holocène.



Un escarpement marginal lithifié marque une augmentation abrupte de la pente de plus de 30° jusqu'à une profondeur de 140 à 180 m (Wilber et al., 1990) (Figure III 15). Des échantillons prélevés à cet endroit ont fournis des âges Holocène (G. Eberli, comm. Pers.). Le pied de l'escarpement correspond à la dépression érosive (*plunge pool*) et les dépressions connexes (Mulder et Alexander,

2001; Wilber et al., 1990) résultant du ressaut hydraulique des courants de densité (Wilson et Roberts, 1992; Wilber et al., 1990; Wunsch et al., 2016; Schnyder et al., 2017). Latéralement le long de la marge occidentale du GBB, ce profil peut varier (Figure III 15 A1 et A2). L'existence d'un dépôt-centre sableux sur la marge supérieure semble être une constante, impliquant une accumulation non négligeable de sables vraisemblablement cimentés étant données les valeurs des angles de pentes supportées (Kenter, 1990 ; Wilber et al., 1990; Principaud et al., 2018 ; Busson et al., 2018) .

Cette géométrie n'est cependant observée que pendant les brèves périodes d'inondation de la plate-forme (Busson et al., 2018) . Pendant les longues périodes d'émersion de la plate-forme, il se forme un talus raide au pourtour de la plate-forme, correspondant à l'escarpement marginal, plus ou moins émergé. Cette escarpement semble être la conséquence de mécanismes distincts mais convergents : l'érosion côtière en période d'émersion (Grammer and Ginsburg, 1993), l'activité des courants de densité en période d'inondation, et également dans une certaine mesure l'activité constructive des prismes cimentés de bas-niveau marin (Hine et Neumann, 1977 ; Grammer and Ginsburg, 1993 ; Betzler et al., 2016 ; Busson et al., 2018).

La couverture de données de sub-surface sur la pente Ouest du GBB oblige à faire d'importantes hypothèses sur sa structure de la pente en profondeur, et en particulier pour la partie profonde (Principaud et al., 2016, 2018). Le projet de thèse est focalisé sur la modélisation 2D du transect de la « *Western Line »*, calibré par les puits du leg ODP 166 et du BDP (Figure III 14) et bénéficiant d'une section sismique complète du bassin à la plate-forme (Wunsch et al., 2018). Le transect original «Western Line» a une orientation SW-NE avec un angle de 48 ° par rapport à la direction de la pente (Betzler et al., 1999) (Figure III 14). La section 2D corrigée de cet angle sera utilisée pour les simulations stratigraphiques et mécaniques.

Ce transect n'est pas directement affecté par des instabilités gravitaires matures (Schnyder et al., (2016) y identifient une instabilité émergente). Mais elle possède une description suffisamment détaillée pour pouvoir contraindre notre approche.

La pente SW du GBB en face de Cay Sal Bank et du canal de Santaren ne fait pas partie en tant que telle de notre zone d'étude. Elle est néanmoins d'un intérêt tout particulier puisque Jo et al. (2015) y ont identifié d'importants effondrements gravitaires sur la marge de la plate-forme. Sa morphologie et sa sub-surface ont été relativement bien décrits dans les travaux des université de Miami et Hamburg (Jo et al., 2015 ; Wunsch et al., 2016 & 2018 ; Schnyder et al., 2017). Elle présente une structure très similaire au premier ordre, avec cependant des variations latérales importantes du *periplatform drift*. De manière générale, l'activité plus importante du courant de Santaren pendant le Quaternaire a abouti à une accrétion sur la pente et une progradation de la plate-forme plus réduite (Wunsch et al., 2018).

II. Données disponibles

1. Données de puits

Les puits ODP 1005, 1004, 1003 et 1007 ont été forés avec un taux de récupération moyen de 55% (Eberli et al., 1997a). Tous les sites ont été instrumentés avec un ensemble complet de mesures et des *checkshots* réalisés pour les puits 1003, 1005 et 1007 (Eberli et al., 1997). Les opérations ODP standard sur le navire comprenaient la sédimentologie, la bio-stratigraphie, la minéralogie (XRD), le paléomagnétisme et l'analyse géochimique (Eberli et al., 1997a).

Les deux puits forés sur la plate-forme du GBB en 1990 sont situés sur la plate-forme très peu profonde (environ 7 m de profondeur), le puits Unda se trouve à 8,5 km du puits Clino, le long du profil de la «ligne occidentale» (Fig. 2). La récupération moyenne pour les puits Clino et Unda est respectivement de 80,8% pour 677,71 m forés et de 82,9% pour 454,15 m forés (Ginsburg et al., 2001). Les deux puits ont été logués avec un ensemble complet de mesures et un profil sismique vertical continu (VSP) a été tiré (Ginsburg et al., 2001).

2. Données sismiques

L'interprétation sismique a été effectuée sur un ensemble de données composé de trois acquisitions différentes sur le transect «Western Line» (Figure III 17). Le profil original «Western Line» a été acquis dans les années 1980 avec un réseau de 10 à 12 canons à air (volume 12 000 -38 000 cm^3) et un intervalle de tir entre 25 à 50 m. La résolution dans ce jeu de données est d'environ 30 m dans la partie supérieure étudiée ici. Il est présenté en partie pour la plate-forme interne dans le format de publication original sous-échantillonné avec 1 trace sur 7 (Eberli et Ginsburg, 1987). D'autre part, pour la marge entre le puits 1005 et le puits Clino de 0 à 700 ms TWTT, Wunsch et al. (2018) (Fig. 9 A) ont publié la version retraitée de cette sismique, présentée également dans Eberli et al. (2004) (Fig. 16). La résolution est améliorée par la sélection de bandes de fréquences plus élevées (Eberli et al., 2001). Comme cela est clairement visible dans Eberli et al. (2004) en raison du contraste très élevé d'impédance à la surface cimentée du Pléistocène supérieur sur la plate-forme peu profonde, les données sismiques ont été coupées à 0,1 - 0,08 ms TWTT. Cela donne un aspect plat à la plate-forme extérieure, alors qu'elle est descend en réalité depuis 7,6 m de profondeur au puits Clino (Manfrino et Ginsburg, 2001) jusqu'à 60 m au bord de la plate-forme (Wilber et al., 1990). Les «topsets» des séquences quaternaires les plus récentes sont également tronqués.

Enfin les données sismiques sur les pentes ont été principalement collectées lors du relevé sismique de la première étape de la croisière Carambar (Mulder et al., 2012). Cette sismique a été réalisée avec un pistolet à air mini-GI 24/24 et un streamer à 96 traces / 700 m avec une fréquence de signal moyenne de 40 à 350 Hz. Les données traitées ont une résolution verticale de 2 m et sont utilisables jusqu'à environ 1 s TWTT (Principaud et al., 2016).

III. Histoire sédimentaire et stratigraphique au cours du Plio-Quaternaire.

L'étude combinée des données de sismique et des carottes des puits ODP et BDP a permis de réaliser un modèle robuste et intégré de l'évolution sédimentaire et stratigraphique du transect de la *Western Line*.

Ce modèle est basé sur de nombreuses études antérieures, auxquelles il ajoute 1) un cadre chrono-stratigraphique synthétique commun sur l'ensemble du transect (Annexe III), 2) une classification lithologique unifiée entre pente, marge et plate-forme (Tableau III.1), 3) Une nouvelle interprétation de stratigraphie séquentielle haute-résolution pour le transect (Figure III 22).

3. Cadre stratigraphique

A partir des carottes des puits du leg ODP 166 (Eberli et al., 1997a), Eberli (2000) a réalisé une analyse stratigraphique séquentielle sur le transect «Western line» identifiant 17 limites de séquences sismiques nommées A à R, du plus récent au plus ancien. Les séquences correspondantes elles-mêmes sont désignées de *a* à *q*, SSB A étant la base de la séquence *a*, et ainsi de suite. Notre étude se concentre sur les séquences *f* à *a*, de la fin du Messinien à SSB F (5,3 Ma) au Présent, en suivant le cadre stratigraphique initialement proposé par Eberli et al. (1997a) et étendu aux puits BDP (Eberli et al., 1997b; McNeill et al., 2001; Kenter et al., 2001; Eberli et al., 2001) (Figure III 5).

Les SSB A à F sont identifiées comme des surfaces de chute du niveau de la mer, marquées par un hardground ou une troncature érosive sur la plate-forme (Eberli et al., 2001). Ces grandes limites de séquence correspondent à des changements lithologiques reflétant les variations du niveau marin relatif (Eberli et al., 1997a & 1997b; Kenter et al., 2001; Manfrino et Ginsburg, 2001; Eberli et al., 2001). Elles apparaissent souvent comme des réflecteurs marqués, en raison des contrastes lithologiques et diagénétiques associés (Eberli et al., 2002). La chrono-stratigraphie et la profondeur

en temps des SSB A à F ne sont pas toujours cohérentes dans la littérature existante et contiennent des incertitudes (en moyenne 0,38 Ma pour chaque SSB (Eberli et al., 2002)) (Eberli et al. 1997a & 1997b; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2001; Kenter et al., 2001; McNeill et al., 2001; Eberli et al., 2002; Rendle et Reijmer, 2002; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018) (voir Annexe III).

Cette chrono-stratigraphie pour les puits de la pente (1007, 1003, 1004 et 1005) repose d'abord sur le cadre bio-stratigraphique des foraminifères et des nannofossiles planctoniques, établi dans le rapport initial du leg ODP 166 (Eberli et al., 1997a 2002). Rendle et Reijmer (2002) ont effectué une autre approche de datation sur les puits 1007, 1003 et 1005, basés principalement sur les isotopes $\delta^{18}O$, la granulométrie, les analyses minéralogiques DRX, la datation U/Th et les nannofossiles pour établir une stratigraphie des dépôts quaternaires (Rendle et al., 2000). Enfin, Wunsch et al. (2018) ont proposé une autre stratigraphie à haute résolution basée sur l'analyse des sites distaux ODP 166 1008 et 1006. Ils ne sont pas situés dans notre zone d'intérêt et enregistrent un régime sédimentaire différent dominé par le courant de Floride (Principaud et al., 2016). Il s'agit de sections non perturbées dans l'ensemble comparées aux puits de pente (Rendle et Reijmer, 2002; Wunsch et al., 2016). Ces enregistrements présentent une confiance plus élevée pour la stratigraphie locale, mais une plus grande incertitude du fait de la corrélation avec les sections sur la pente.

Pour les puits BDP, un modèle d'âge a également été établi en utilisant des foraminifères, des nannofossiles, une stratigraphie isotopique du strontium et une magnéto-stratigraphie (Mc Neill et al., 2001).

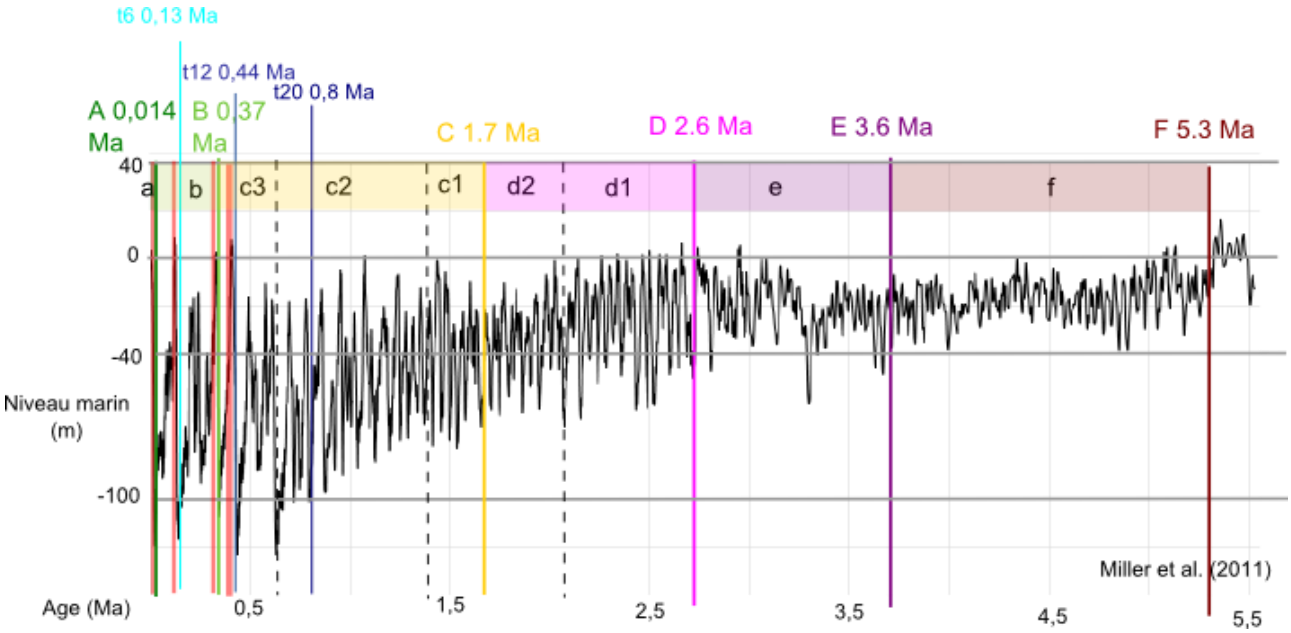


Figure III 16 : Courbe eustatique pour la période étudiée (Plio-Quaternaire) d'après Miller et al. (2011) avec les principaux marqueurs stratigraphiques utilisés (A à F) et les séquences stratigraphiques correspondantes (a à f). Les 4 colonnes rouges correspondent aux épisodes interglaciaires des MIS 11, 9, 5 et 1 qui constituent les seuls très (!) brèves périodes d'inondation de la plate-forme entière au cours du dernier million d'année.

Je propose ici une synthèse des corrélations âge / profondeur cohérente pour tous les puits de la plateforme (BDP) et de la pente (puits ODP 166), basée uniquement sur un raisonnement géologique en cas de résultats contradictoires (Annexe III). Ce travail a été guidé par l'hypothèse que les surfaces d'exposition sur la plate-forme forment des lignes de temps correspondant aux couches condensées et lithifiées sur la pente (Eberli et Ginsburg, 1987; Eberli et al., 2002: Wunsch et al., 2016). En corrélant les puits de pente, j'ai considéré en particulier la corrélation des couches lithifiées précoces et les schémas minéralogiques DRX (pics de HMC) (Eberli et al., 1997a) (Figure III 18), conformément au schéma d'empilement des unités de haut niveau décrit par Rendle et Reijmer (2002).

Cette synthèse est bâtie sur la corrélation des limites de séquences sismiques A à F définies par Eberli et al. (1997a, 1997b et 2002) (Figure III 16, Figure III 18 et Annexe III).

Les SSB F et E sont bien identifiées et datées dans les puits BDP et ODP (Eberli et al., 1997a, 1997b; Kenter et al., 2001; McNeill et al., 2001). Elles correspondent à des chutes du niveau marin, respectivement à la fin du Messinien (5,3 Ma) (Kenter et al., 2001: Principaud et al., 2016) et à 3,6 Ma. (Eberli et coll., 1997b; Kenter et coll., 2001; Principaud et coll., 2016).

La SSB D est bien définie dans Clino en tant que contact érosif à 353 mbsf (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001). Suivant Kenter et al. (2001), elle est corrélé dans Unda aux premiers dépôts en onlap sur un *hardground* marin à 150 mbsf. J'ai utilisé l'âge proposé par Principaud et al. (2016) de 2,6 Ma pour cette surface. La SSB D correspond à la chute majeure du niveau marin relatif dans le Pliocène-Pléistocène (Principaud et al., 2016) marquée par de forts réflecteurs sur le profil sismique (Figure III 17).

Avec un âge de 1,7 Ma (Rendle et Reijmer, 2002, Eberli et al., 2002; Principaud et al., 2016), la SSB C a été corrélée au datum Top Olduvai du puits BDP Unda et Clino (Manfrino et Ginsburg, 2001). Ce choix est cohérent avec l'interprétation de la SSB C comme un important *downward shift* des dépôts accompagnant avec une migration régressive de la marge (Eberli et al., 1997a, 1997b; Betzler et al., 1999; Anselmetti et al., 2000). Eberli et al., 2001, Kenter et al., 2001, Manfrino et Ginsburg, 2001, McNeill et al., 2001; Principaud et al., 2016).

La SSB B a été identifiée sur les puits de pente par Rendle et Reijmer (2002) avec la surface cimentée condensée correspondant au bas niveau marin glaciaire du MIS 10 à 0,37 Ma (Lisiecki et Raymo, 2005), en accord avec Eberli et al. (1997a et 2002). Étant donné l'absence de contraintes chronologiques sur la plate-forme pour l'intervalle inférieur à 0,8 Ma, la SSB B a été identifiée comme la surface d'émersion couronnant un intervalle transgressif épais, à savoir une unité récifale dans les puits BDP Clino (40 à 28 mbsf) et Unda (38 - 27 mbsf) (Manfrino et Ginsburg, 2001) (Figure III 18). Je l'identifie à la grande transgression du MIS 11 (Lisiecki et Raymo, 2005; Miller et al., 2011) (Figure III 16).

La SSB A est définie dans les puits de la pente ODP comme la base des dépôts de l'Holocène (Eberli et al., 1997a, 2002; Rendle et Reijmer, 2002; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018). Cette surface est identifiée avec les intervalles cimentés supérieurs forés dans les puits ODP 1003, 1004, 1005 et 1007 (Eberli et al., 1997a, Rendle et Reijmer, 2002). La surface d'exposition correspondante est situé immédiatement au-dessus des carottes de Clino et Unda (Manfrino et Ginsburg, 2001; McNeill et al., 2001).

Trois autres marqueurs stratigraphiques supplémentaires ont été définis pour l'intervalle 1.7 - 0 Ma afin de mieux contraindre l'interprétation en stratigraphie séquentielle de la section. Le premier marqueur, t20 (ou top20), correspond au sommet de MIS 20 (0,79 Ma BP) (Lisiecki et Raymo, 2005). Il est identifié dans le puits 1003 par Rendle et Reijmer (2002) et correspond à la transition magnéto-stratigraphique Brunhes / Matuyama, qui a été identifiée dans Clino et Unda par Manfrino et Ginsburg (2001) comme la surface d'exposition MIS 20. Cette surface a été corrélée dans les puits 1005, 1004 et 1007 de la pente ODP avec le premier pic notable de la composition HMC et une anomalie positive de Vp positive (Figure III 18).

Le second marqueur stratigraphique proposé, t12, correspond au sommet du MIS 12 (0,42 Ma BP) et a été identifié dans les puits 1005 et 1003 (Rendle et Reijmer, 2002). Il peut être corrélé dans les puits 1004 avec une diminution abrupte de la concentration de LMC (Figure III 18). Dans les puits BDP, il a été corrélé avec la base de l'unité récifale / lagunaire transgressive (Manfrino et Ginsburg, 2001) interprétée comme correspondant à la MIS 11 (Figure III 18).

Le troisième marqueur stratigraphique t6 correspond au sommet de la MIS 6 (0,13 Ma), l'avant-dernier highstand interglaciaire avant l'Holocène (Lisiecki et Raymo, 2005). Il est identifié dans les puits ODP 1005 et 1004 comme le sommet de l'avant-dernier niveau condensé (Figure III 18), en bon

accord avec la datation U/Th de la campagne ODP 166 (Henderson et al., 2000; Rendle et Reijmer, 2002). Il est absent dans le puits 1003 qui présente un hiatus majeur entre t10 et l'Holocène (Rendle et Reijmer, 2002). Dans les puits de BDP Clino et Unda, il a été identifié comme étant l'avant dernière surface d'émersion (Manfrino et Ginsburg, 2001) (Figure III 18).

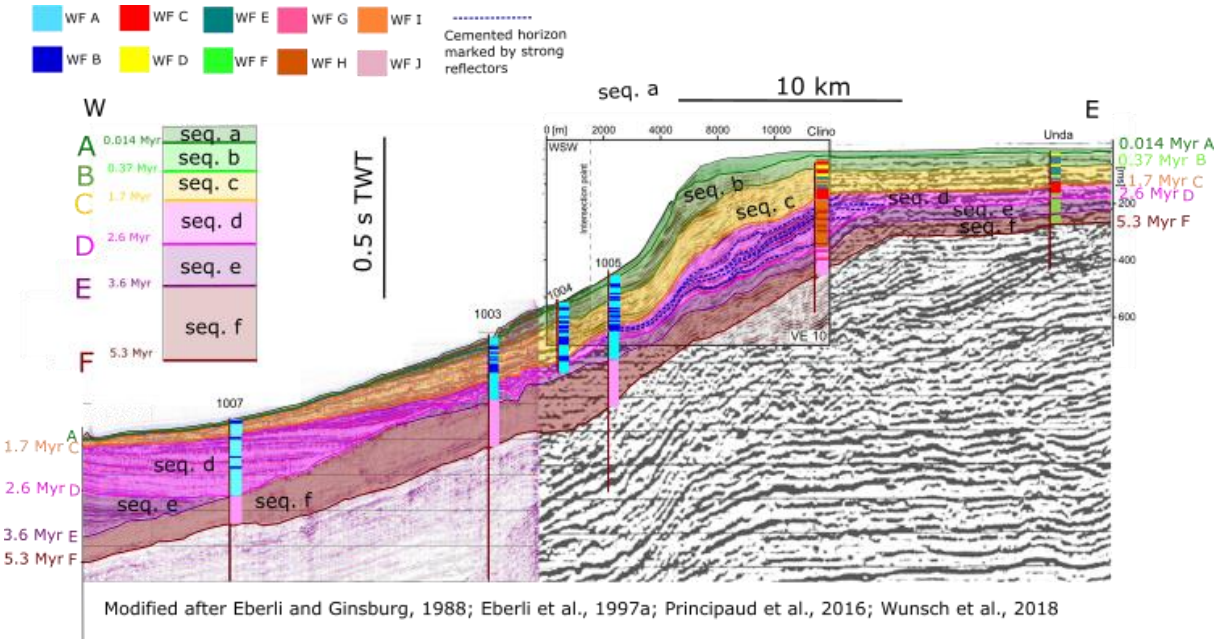


Figure III 17 : section sismique « Western Line » de la plate-forme et de la pente occidentale du GBB (tracé en noir sur la Figure III 14) avec les principaux réflecteurs sismiques utilisés et la description lithologique des puits (voir le Tableau II.1 pour la légende). Les données sismiques proviennent de la publication de la Western Line originale, de sa version retraitée et de la campagne Carambar 1.

a) Well tie

Eberli et al. (1997a), Anselmetti et al. (2000), Eberli et al. (2002), Wunsch et al. (2018) ont fourni pour les puits du leg ODP 166 des points de profondeur temporelle pour les SSB A à F (Annexe III). La préservation de la continuité du réflecteur pour la SSB B sur la pente donné une valeur légèrement inférieure au puits 1005 de 80 ms pour le TWTT contre 100 ms. Eberli et al. (2001) ont également publié des données de corrélation pour les puits de plate-forme avec la sismique retraitée. J'ai utilisé ces valeurs, bien que pour SSB A, elles dépassent la limite de coupure à 0,08 s. La SSB A et le fond marin ont été reconstruits sur l'image en temps à partir de ces points et de la connaissance de la profondeur du fond marin à la marge (55-60 m, Wilber et al., 1990) et à Clino et Unda (7,6 et 6,7 m respectivement, Manfrino et Ginsburg, 2001) (Figure III 17 et 23).

4. Modèle de lithofaciès

Un modèle de lithofaciès synthétiques composés de 10 faciès interprétés dans les 4 puits ODP (1007, 1006, 1005, 1003) et les 2 puits BDP (Clino et Unda) a été élaboré à partir des descriptions publiées (Eberli et al. 1997a; Kenter et al., 2001; Manfrino et Ginsburg, 2001; Rendle et Reijmer, 2002) (Tableau III.1). Ce modèle lithologique permet de restituer dans un cadre cohérent l'évolution des dépôts sédimentaires sur le transect, et sera ensuite transformé en modèle de faciès litho-mécaniques.

Les 10 faciès lithologiques sont désignés par le code de faciès de puits (WF) A à J. Ils sont identifiés par un environnement de dépôt, une gamme de faciès sédimentaires de Dunham et un type de grain ou une composition minéralogique dominante (aragonite ou calcite majoritaire). L'état non lithifié ou

lithifié du sédiment est également un critère discriminant lié à la composition minéralogique, à l'éogenèse et à l'historique de dépôt du sédiment. Ces informations seront aussi utiles pour relier le rôle éventuellement joué par certains dépôts dans le contrôle de la stratigraphie mécanique de la pente (Eberli, 1988; Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016). Dans les puits ODP et BDP, la vitesse acoustique Vp mesurée est proche de l'état cimenté d'une couche. Dans les carottes ODP, la nature non lithifiée, partiellement lithifiée ou lithifiée du sédiment est également indiquée (Eberli et al., 1997a) (Figure III 5).

Well Facies	Lithology	Depositionnal Environment	Mineralogy & Diagenesis	
A	Periplatform ooze (aragonite-rich wackestone)	Lower slope	Aragonite dominant, LMC increasing with depth	
B	Cemented & clast rich periplatform ooze (wackestone to floatstone)	Lower slope	HMC dominant, important early diagenesis and cementation	
C	Reefal complex: bioconstructed coral reef and talus debris (mostly rudstone and floatstone)	Margin/Inner platform	LMC dominant, due to pervasive meteoric diagenesis	
D	Laminated skeletal peloidal packstone to grainstone	Inner platform/Margin		
E	Fine-grained skeletal packstone to wackestone	Inner platform		
F	Peloidal – skeletal wackestone to grainstone	Flooded shelf/platform		
G	Cemented skeletal pack- to grainstone	Slope	LMC, extensive marine burial diagenesis and cementation	
H	Cemented skeletal-peloidal pack to grainstone	Upper slope		
I	Peloidal dominated pack to grainstone (aragonite-rich)	Upper slope	Aragonite & LMC, reduced marine burial diagenesis and cementation	
J	Nannofossil – and foraminiferal ooze & chalk skeletal dominated (aragonite-poor. wackestone to packstone)	Slope	LMC dominant, marine-burial diagenesis. Minimal Cementation	

Tableau III.1 Description des 10 lithofaciès identifiés pour les dépôts Plio-Quaternaire sur les puits du transect Plate-forme/Bassin.

La diagenèse marine à long terme sur la pente tend à modifier la minéralogie dominante des sédiments vers la calcite faiblement magnésienne (LMC) (Eberli et al., 1997a; Munnecke et al., 1997; Eberli, 2000; Melim et al., 2002). Ainsi entre 100 et 200 m de profondeur, l'aragonite disparaît entièrement du sédiment, pour se transformer en assemblage de LMC et dans une moindre mesure en dolomie (Melim et al., 2000) (Figure III 18). Cette transformation s'accompagne d'une lithification plus marquée du sédiment (Eberli et al., 1997). Cette disparition de l'aragonite reste un signal

ambigu à interpréter, puisqu'elle semble correspondre aussi au passage des dépôts du Gélasien (séquence *d*) aux dépôts Quaternaire tardifs, c'est à dire à des contextes sédimentaires et des faciès différents (Figure III 19). En conséquence, l'identification des faciès de pente en dessous de 200 mbsf (c'est-à-dire grossièrement pour les séquences *d* et plus anciennes) est plus incertaine.

5. Pliocène : séquences *f* et *e* (5,3 – 2,6 Ma)

A la fin du Miocène, la pente possède une morphologie de rampe, qui va être marquée à la fin du Messinien (5,3 Ma) par un épisode de chute du niveau marin et une incision importante (Betzler et al., 1999 ; Eberli et al., 2000 ; Principaud et al., 2016 ; Wunsch et al., 2018). Le sommet du Messinien correspond au début d'un épisode transgressif au Pliocène, qui s'accompagne d'une lithification très importante des dépôts miocènes (Betzler et al., 1999 ; Eberli et al., 2000 ; Principaud et al., 2016) (Figure III 17). Cette surface correspond d'autant plus à une discontinuité mécanique, qu'elle est surmontée par des sédiments fins et boueux moins lithifiés du prisme transgressif Pliocène. Le glissement majeur au sein du MTC identifié par Principaud et al. (2015) semble s'enraciner sur cette surface particulière. Au Pliocène, la sédimentation sur la pente est surtout fine et peu abondante dans un contexte général transgressif avec ennoiement du système (Betzler et al., 1999 ; Eberli, 2000 ; Principaud et al., 2016).

Dans tous les puits de Clino au puits 1007, formant un ensemble transgressif (Eberli et al., 1997b; 2001; Principaud et al., 2016) (Figure III 18), le faciès WF J correspond aux boues pélagiques carbonatées du Pliocène et du Pléistocène inférieur, dominées par les grains squelettiques de nanofossiles (Eberli et al., 1997a et 1997b, Kenter et al., 2001). Dans le puits Clino, deux intervalles plus grossiers et bien cimentés ont été identifiés et sont interprétés comme étant liés à périodes d'émersion et de sédimentation condensée (Kenter et al., 2001). Ils correspondent au faciès WF G (Figure III 18). Dans le puits BDP Unda, le faciès WF F est présent pour le Pliocène et le Pléistocène inférieur avant 1,7 Ma. Ces wackestones et packstones dominés par des pellets représentent la sédimentation de plate-forme (Kenter et al., 2001). Ce faciès est partiellement lithifié ou lithifié, avec des intervalles plus squelettiques, plus grossiers et plus cimentés.

L'interprétation en stratigraphie sismique (Figure III 17 et Figure III 23) n'est pas très détaillée pour les séquences *f* et *e*, en raison de leur finesse relative et du manque de clarté des réflecteurs les plus profonds : La séquence *f* est plutôt mince sur la plate-forme (~ 30 ms TWTT) et la SSB F est surmonté dans la pente par le prisme de pente transgressif épais de WF J (Figure III 17). La séquence *e* montre une unité globalement aggradante épaisse d'environ ~ 100 ms TWTT sur la plate-forme. SSB E apparaît globalement parallèle au profil de la fin du Messinien. Les deux surfaces de base de séquence F et E apparaissent légèrement érosives dans la pente sur ce transect (Figure III 17).

6. Gélasien : séquence d (2,6-1,7 Ma)

Le début du Quaternaire est marqué par une chute du niveau marin importante bien visible dans la géométrie de SSB D. Elle apparaît comme une surface érosive marquée par des réflecteurs brillants en downlap (Figure III 17). La séquence *d* est condensée et érodée dans la pente, mais elle développe un grand prisme à la marge de la plate-forme (Figure III 17). Elle possède une géométrie de prisme de bas-niveau en onlap sur les dépôts de la séquence e, puis évolue vers une géométrie de prisme de régression forcée (Figure III 22). Cette séquence peut-être subdivisée en 2 séquences intermédiaires (Figure III 22).

La première, d1, commence par le prisme de bas-niveau (LST) déposé progressivement sur la marge en amont du puits Clino. Le prisme transgressif (TST) très mince est marqué par deux réflecteurs très brillants qui prolongent la surface de la plate-forme. Le prisme de haut niveau suivant est développé uniquement sur la plate-forme, avec une épaisseur de ~ 40 ms TTWT. La séquence intermédiaire suivante d2 est organisée en régression forcée, sans dépôts sur la plate-forme et seulement 20-25 ms TWTT au niveau du puits Clino.

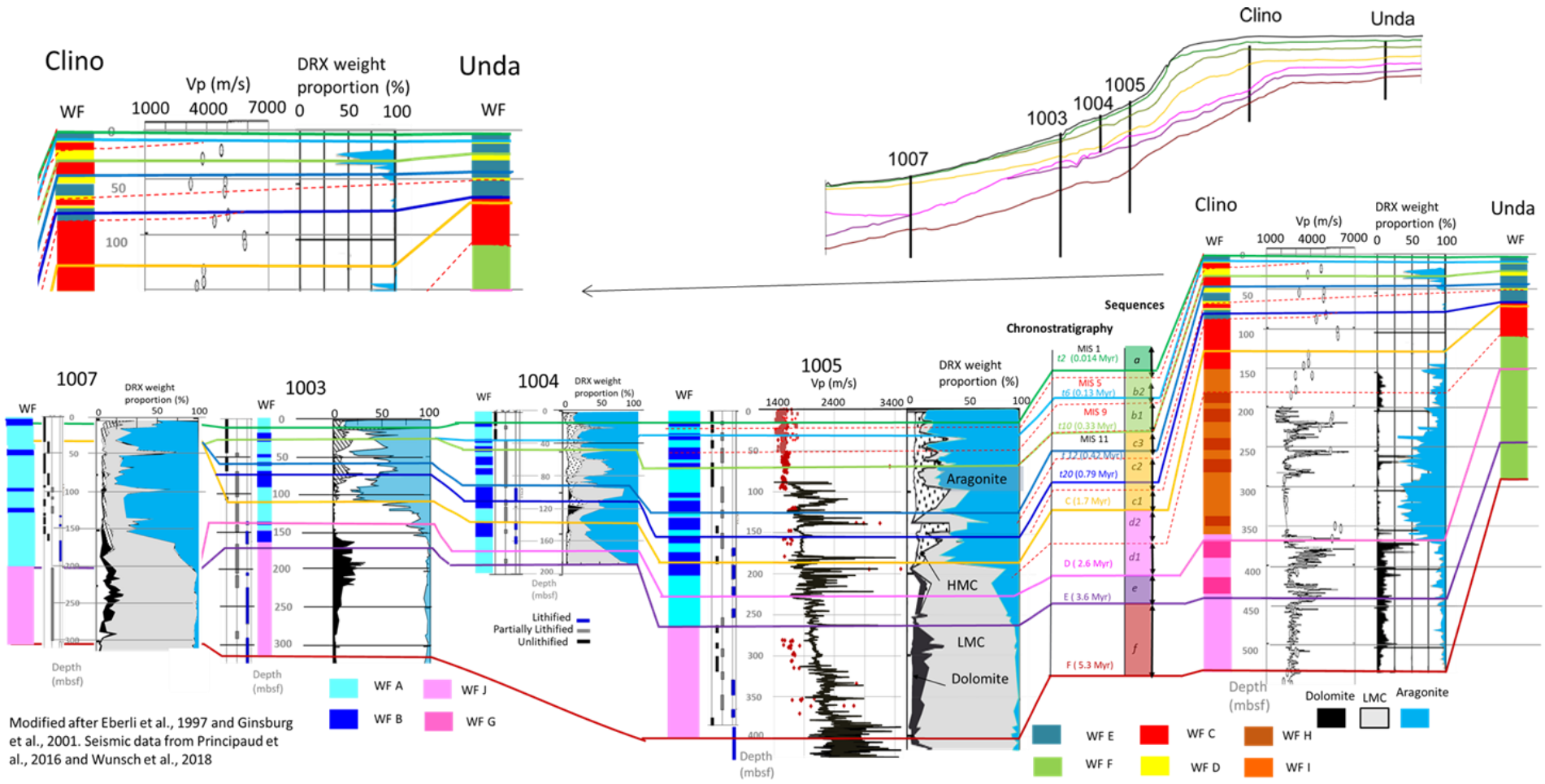


Figure III 18 : Corrélation stratigraphique entre les puits du transect plate-forme/bassin, avec l'interprétation en lithofaciès sédimentaires, la composition minéralogique, les vitesses des ondes P pour les puits Clino et 1005, et le caractère plus ou moins lithifiés des sédiments issus de la description ODP leg 166.

Cette séquence *d* témoigne d'une évolution significative de l'architecture et du régime de dépôt du transect : les grains non squelettiques deviennent abondants sur la plate-forme et les traces d'un récif corallien apparaissent dans le puits Unda (Budd et Manfrino, 2001; Kenter et al., 2001) (Figure III 18). Les assemblages de coraux (WF C) indiquent une séquence *shallowing upward* allant du récif à la crête récifale et à un environnement de plate-forme, en accord avec la géométrie fortement régressive observée pour la marge (Budd et Manfrino, 2001). La marge de la plate-forme s'organise alors en rampe dominée par une production surtout squelettique (foraminifères et coraux), sous la limite d'action des vagues de beau temps (WF I) alors que l'intérieur de la plate-forme est surtout dominé par une production de péloïdes (Kenter et al., 2001).

La phase d'érosion peut-être associée à la fois à la chute du niveau marin relatif et la régression forcée de la séquence d2 (Figure III 23), et au dépôt de débrites massives dans le fossé contouritique sur plus de 100 m d'épaisseur. Celles-ci sont issues de la déstabilisation du prisme sédimentaire de la marge de la plate-forme (Principaud et al. 2016) (Figure III 17). La fin de la séquence *d* semble donc être marquée par une crise gravitaire majeure où la mise en place du prisme régressif s'accompagne de plusieurs épisodes de déstabilisation. Plusieurs hypothèses non-exclusives peuvent être proposées pour expliquer leur mise en place :

- L'accumulation brutale de matériel sur le prisme marginal, en particulier en période de chute du niveau marin relatif entraîne une augmentation critique de la pente des dépôts.
- La forte activité du courant de contour participe à ce phénomène de pente excessive en empêchant l'accumulation de matériel dans la pente (Wunsch et al., 2018).
- La présence des niveaux cimentés WF H crée des discontinuités hydro-mécaniques qui favorisent le développement des instabilités gravitaires.

7. Quaternaire : sequences c, b et a (1,7-0 Ma)

La surface SSB C datée de 1,7 Ma marque un nouveau changement de régime sédimentaire, avec désormais une accrétion de matériel boueux sur la pente et une importante progradation de la plate-forme. Cette phase d'accrétion sur la pente s'accompagne d'une évolution de la rampe récifale vers sa morphologie actuelle. C'est-à-dire une rampe très faiblement pentée, sans vraie barrière marginale ni lagon en dépression interne, avec une profondeur variant entre quelque mètres sur le banc et 50-60 m à la marge, avec une production majoritairement boueuse (Kenter et al., 2001 ; Manfrino and Ginsburg, 2001). Cette transition correspond aussi à une augmentation progressive de l'amplitude des cycles climatiques du Pléistocène, avec des chutes plus marquées du niveau-marin (Figure III 16). Ce régime de progradation évolue progressivement vers un régime d'aggradation, notamment pour les dépôts quaternaires les plus récents, au-dessus du réflecteur B, daté du MIS 10 entre 374 et 337 milliers d'années. On peut l'associer au passage d'oscillations climatiques de période 40 000 ans à des cycles climatiques de 100 000 ans, d'amplitudes beaucoup plus importantes (Figure III 16). Les dépôts toujours aussi épais dans la pente adoptent une géométrie rétrogradante alors que l'angle du haut de la pente augmente, associé à l'aggradation et au développement de l'escarpement marginal (Betzler et al., 1999 ; Eberli, 2000; Rendle et Reijmer, 2002; Principaud et al., 2016) (Figure III 17).

a) Faciès sédimentaires et diagénèse précoce dans la pente

Les WF A et B sont les faciès de pente dominants pour l'ensemble du Pléistocène. Ils représentent l'assemblage caractéristique de la boue de péri-plate-forme, avec une taille de grain décroissante le long d'un transect de pente proximale-distale (Eberli, 2000). WF A et B sont tous deux des wackestones mais différenciés par leur état de lithification et leur composition minéralogique associée : WF A est généralement dans un état boueux non lithifié, et clairement dominé par l'aragonite, WF B est dans un état partiellement lithifié à lithifié et plus riche en calcite (Eberli et al., 1997a).

Plusieurs sous-faciès sont incorporés dans le WF A, différent de la boue de péri-plate-forme mais appartenant effectivement à la sédimentation de pente. Il s'agit de faciès laminés à l'échelle centimétrique liés au remaniement actuel par les courants de contour (Eberli et al., 1997; Betzler et al., 2014; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2016), de boue à nanofossiles pélagiques (Eberli et al., 1997a) et de débris de pente (floatstone) correspondant à des effondrements limités du *periplatform drift* (Eberli et al., 1997a; Wunsch et al., 2016). Les intervalles de WF B, généralement épais de quelques mètres, se distinguent aussi souvent par une granulomètrie plus importante (Eberli et al., 1997 ; Rendle et al., 2000 ; Chabaud, 2016) (Figure III 20).

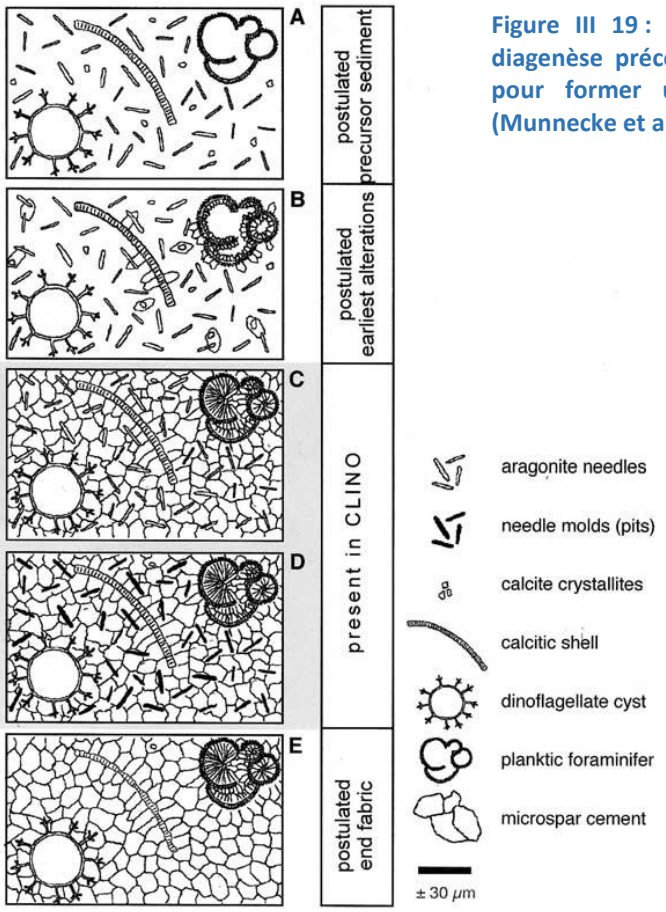


Figure III 19 : Schéma des différentes phases de la diagenèse précoce dissolvant les aiguilles d'aragonite pour former un ciment calcitique microsparitique (Munnecke et al., 1997).

Cette composition plus grossière s'explique par la présence d'éléments grossiers redéposés, soit des débris bioclastiques ou cimentés issus de la marge de la plate-forme émergée, soit des clastes cimentés issus de la pente (Rendle et al., 2000 ; Lantzsch et al., 2007 ; Chabaud et al., 2016). La teneur dominante en calcite de WF B est due à la dissolution des aiguilles d'aragonite suivie de la précipitation d'un ciment micro-sparitique calcitique à haute teneur en magnésium (Figure III 19) (Schlager et James, 1978; Mullins et al., 1980; Mullins et al., 1985; Munnecke et coll., 1997, Eberli, 2000, Rendle et al., 2000, Melim et al., 2002). Cette diagenèse précoce est favorisée par les faibles taux de sédimentation qui exposent le sédiment à des eaux insaturées en aragonite (Schlager et James, 1978 ; Mullins et al., 1980 ; Mullins et al., 1985 ; Munnecke et al., 1997 ; Malone et al., 2001 ; Melim et al., 2002 ; Chabaud et al., 2016). Elle est également favorisée par la granulomètrie plus forte qui permet une meilleure circulation des fluides interstitiels (Mullins et al., 1985 ; Rendle et al., 2000). La calcite provient également d'un apport relatif plus élevé de tests pélagiques calcitiques (foraminifères planctoniques, ptéropodes et nanofossiles) (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000; Chabaud et al., 2016).

La diagenèse superficielle évoquée ci-dessus semble en effet procéder par un phénomène de nodulisation sur une épaisseur de quelques mètres (Eberli et al., 1997). On notera également que l'activité du courant de Floride est sans doute plus importante pendant les périodes de bas-niveau,

conduisant au vannage des sédiments de pente qui augmente la part de particules grossières dans ces niveaux de *hardground* (Chabaud et al., 2016).

WF B est clairement identifiable dans le log d'analyse minéralogique DRX par la diminution marquée de la teneur en aragonite et, dans les logs Vp, par l'anomalie de vitesse positive des faciès cimentés comparativement à la boue péri-plateforme non cimentée (Eberli et al., 1997a). Ces deux logs sont utilisés comme des proxys d'identification (Figure III 18).

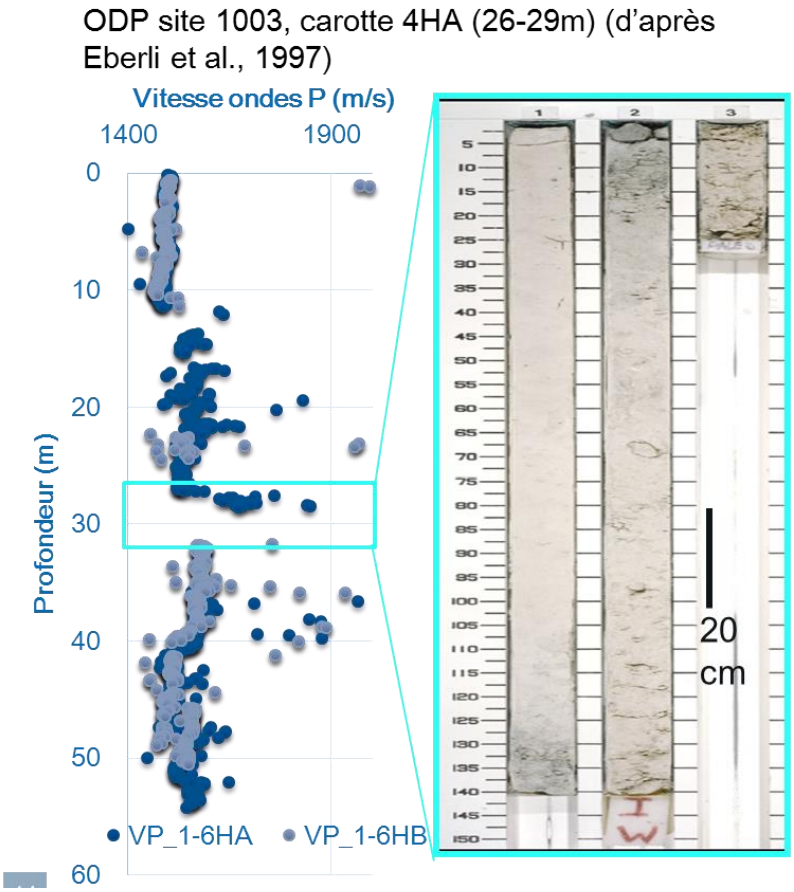


Figure III 20 : Intervalle lithifié de bas niveau dans le puits ODP 1003. A droite photo de la carotte, à gauche mesures de vitesse des ondes P dans le puits ODP pour la profondeur correspondante.

On remarquera les vitesses très basses, indiquant l'état général non lithifié du sédiment.

L'encadré en bleu clair correspond au dépôt lithifié, marqué par un saut de vitesse. Ce niveau est daté du MIS 10 (glaciaire), correspondant au réflecteur B (0,337 Ma).

Dans le détail, le log des vitesses des ondes P (Figure III 20) rend compte de la cimentation plus importante du matériel lorsque la valeur de la vitesse des ondes P augmente par sauts discrets de la valeur de l'eau. Chaque saut peut correspondre au passage entre une couche de boue aragonitique récemment déposée et non-cimentée, et une couche de boue plus ancienne, déposée au stade d'ennoiement (interglaciaire) précédent et en partie cimentée par la diagenèse précoce. Elle possède alors des vitesses plus élevées avec une tendance décroissante en profondeur. En effet le maximum de lithification est atteint au sommet de la couche qui, pendant la période de bas-niveau glaciaire, correspondait à une surface de non-déposition et de *hardground*.

La succession de WF A et WF B est interprétée comme l'alternance des périodes d'inondation et d'émersion de la plate-forme (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000 ; Chabaud et al., 2016 ; Wunsch et al., 2016). Pendant les périodes de niveau marin maximum, la boue de péri-plate-forme de composition presque intégralement aragonitique (WF A) est exportée par des courants de densité et déposée sur la pente. Au contraire, lors des périodes de bas niveau marin, les taux de sédimentation sont beaucoup plus faibles et une composition plus riche en calcite (WF B), faute d'export depuis la plate-forme émergée. Les dépôts de WF B sont ainsi des marqueurs stratigraphiques clairs, et constituent des discontinuités mécaniques potentielles (Eberli, 1988; Eberli et al., 1997a, 2002; Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016; Wunsch et al., 2016).

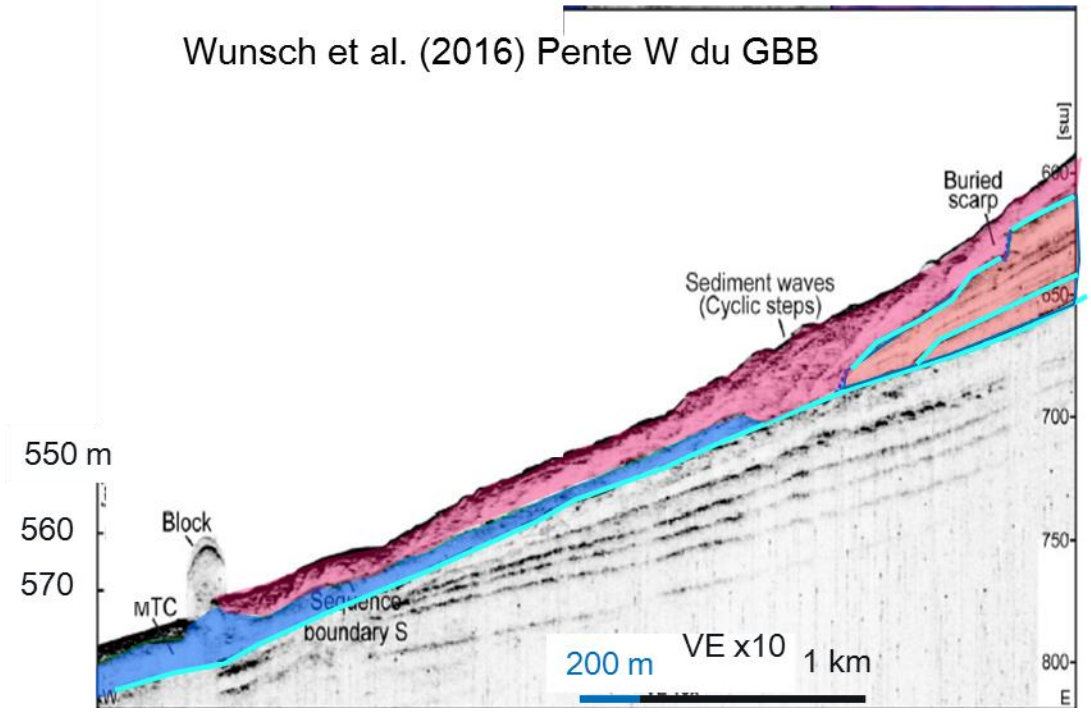


Figure III 21 : Coupe sismique sur la pente occidentale du GBB, d'après Wunsch et al., 2016, au sud de la zone étudiée. Les surfaces bleues claires correspondent aux intervalles sédimentaires lithifiés de bas-niveau. L'intervalle bleu au dépôt de la débrite issue d'un effondrement en période de bas niveau. Les intervalles rouges correspondent à des prismes boueux de haut-niveau. L'intervalle rose correspond au dernier dépôt boueux holocène.

La présence de clastes contenant du matériel de pente dans les couches de bas niveau marin (WF B) peut indiquer soit une induration *in-situ*, soit un transfert gravitaire par déstabilisation d'une accumulation semblable située plus haut sur la pente (Lantzsch et al., 2007 ; Chabaud et al., 2016). Wunsch et al. (2016) ont décrit des déstabilisations des prismes boueux de haut-niveau pendant les périodes de bas-niveau (Figure III 21). Ils peuvent être mis en relation avec les faciès de débrites décrits dans les intervalles de bas-niveau des puits ODP. On notera que ces déstabilisations semblent elles-mêmes s'enraciner sur des surfaces lithifiées formées lors d'épisodes de bas-niveau plus anciens (Figure III 21).

Les changements rythmiques de la sédimentation au Quaternaire entraînent donc une alternance de faciès sédimentaires avec des contrastes diagénétiques et donc mécaniques qui structurent la pente.

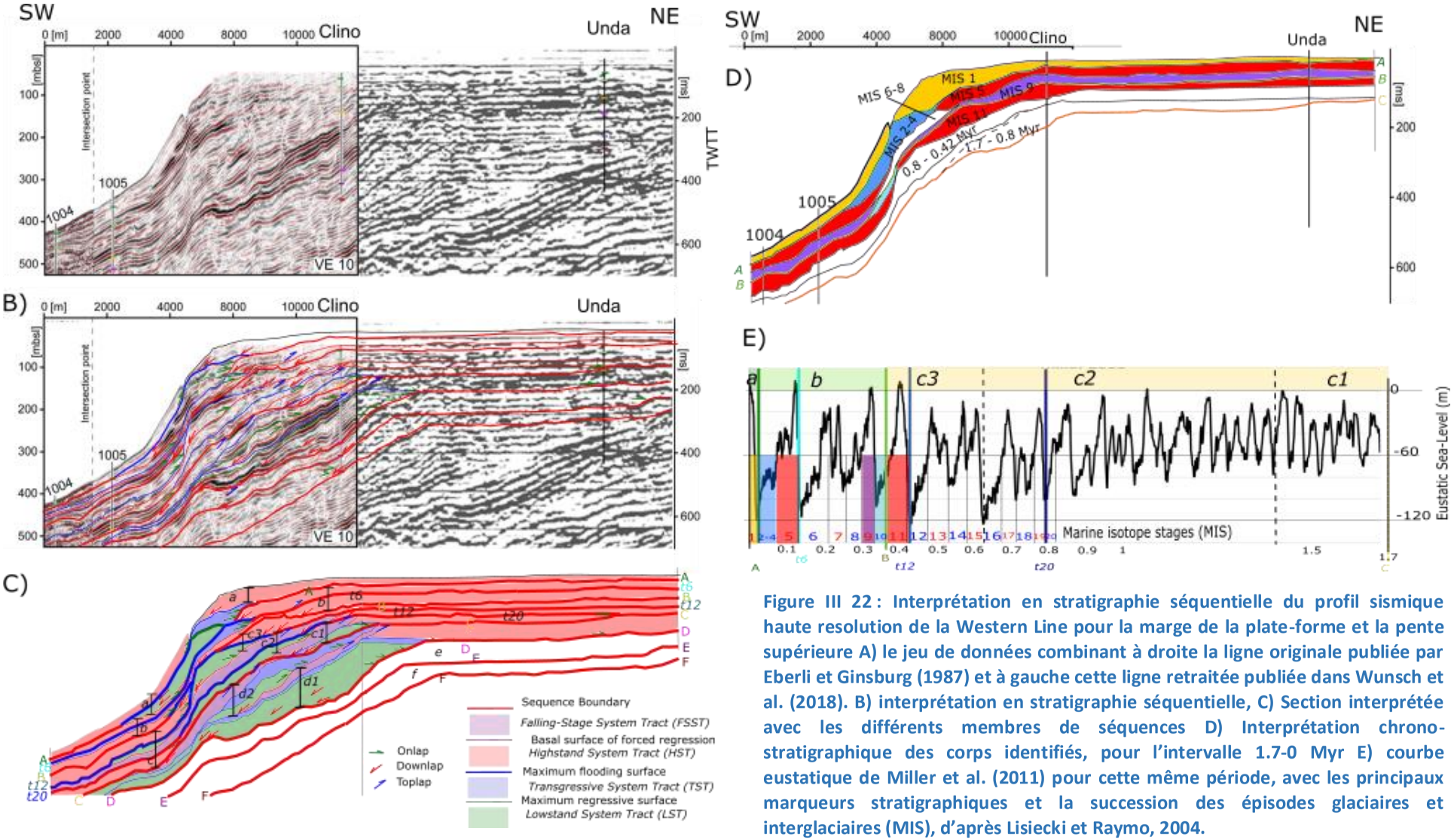


Figure III 22 : Interprétation en stratigraphie séquentielle du profil sismique haute resolution de la Western Line pour la marge de la plate-forme et la pente supérieure A) le jeu de données combinant à droite la ligne originale publiée par Eberli et Ginsburg (1987) et à gauche cette ligne retraitée publiée dans Wunsch et al. (2018). B) interprétation en stratigraphie séquentielle, C) Section interprétée avec les différents membres de séquences D) Interprétation chrono-stratigraphique des corps identifiés, pour l'intervalle 1.7-0 Myr E) courbe eustatique de Miller et al. (2011) pour cette même période, avec les principaux marqueurs stratigraphiques et la succession des épisodes glaciaires et interglaciaires (MIS), d'après Lisiecki et Raymo, 2004.

b) Facies sédimentaires de la plate-forme

Le WF D est identifié à la fin du Quaternaire (1,7 Ma au Présent) sur la plate-forme par des grainstones et packstones stratifiés rassemblant des grains squelettiques et des péloïdes, bien lithifiés, interprétés soit comme des dépôts de plage et des bancs de sables, soit comme des hauts-fonds similaires aux accumulations marginales actuelles. Ils sont interprétés comme les indicateurs d'une évolution régressive en *shallowing upward* de la plateforme (Aurell et al., 1998; Manfrino et Ginsburg, 2001; Eberli, 2013; Harris et al., 2015).

Les wackestones et packstones à grains fins souvent mal lithifiés (WF E) (Manfrino et Ginsburg, 2001) présents dans la série du Pléistocène tardif sont très similaires à la sédimentation aragonitique boueuse de la plateforme interne actuelle (Harris et al., 2015).

Le WF C regroupe une variété de faciès de récifs coralliens globalement bien lithifiés, combinant des faciès bio-construits et des faciès de débris (*floatstone*) (Kenter et al., 2001; Manfrino et Ginsburg, 2001). Ils forment une séquence *shallowing upward* dans le puits Clino pour la période de 1,7 Maa à 0,8 Ma (Budd et Manfrino, 2001) (Figure III 18). Après MIS 20 (0,8 Ma), les occurrences de WF C dans les puits BDP Unda et Clino indiquent respectivement des environnements de plate-forme supérieure et de marge de plate-forme (Budd et Manfrino, 2001; Manfrino et Ginsburg, 2001).

c) Séquence c (1,7-0,37 Myr)

Pendant la séquence *c* (1,7 à 0,37 Ma), la plate-forme passe d'un profil de rampe à un profil plus raide de marge de plate-forme avec une progradation significative (Eberli et al., 1997b; Betzler et al., 1999; Principaud et al., 2016a ; Busson et al., 2018) (Figure III 22).

La séquence *c* (sensu Eberli et al., 1997 et 2001) peut également être divisée en 3 sous-séquences *c1*, *c2* et *c3*. Leur SB basale correspond respectivement aux marqueurs stratigraphiques SSB C, *t20* et *t12* sur la plate-forme (Figure III 22).

Avant 0,42 Ma, la production de carbonate est concentrée sur la rampe marginale du récif, avec une inondation limitée de la plate-forme (Kievmann, 1998; Busson et al., 2018) et un volume relativement faible de transport vers le talus (Busson et al., 2018) . Ainsi la séquence *c1* présente principalement un petit LST centré autour du puits Clino qui downlappe la surface SSB C peu-inclinée jusqu'à 2,5 km de Clino (Figure III 22). Cette séquence comprend également un prisme de haut-niveau, surtout exprimé dans l'accumulation de pente correspondante d'une épaisseur d'environ 26 ms TWTT dans le puits 1005. Ce prisme de pente onlappe la marge raide construite au cours de la régression forcée de la séquence d2. Cette marge inférieure raide fonctionne alors en bypass.

L'évolution globale du niveau de la mer entre 0,8 et 0,42 MaMa s'exprime dans la section par une régression forcée de la plate-forme et une accentuation de la pente de la marge (Busson et al., 2018) . Ainsi la séquence c2 est une séquence régressive avec des dépôts de type LST en onlap sur la marge jusqu'à la position de Clino. Un épisode de transgression entraîne une inondation de la plate-forme bien identifiable au niveau des puits Clino et Unda, avec des épaisseurs > 15 m (Figure III 18). Il n'y a remarquablement pas de prisme de pente clairement associé, mais cette séquence se termine par le développement d'un prisme de régression forcé.

Après 0,42 Ma, cette situation évolue radicalement pendant la séquence *c3* Avec l'inondation totale de la plate-forme pendant la grande transgression du MIS 11 (Aurell et al., 1995; Kievmann, 1998; Busson et al., 2018) . Elle provoque le dépôt rapide d'un grand prisme de haut-niveau dans la pente (53 m dans le puits 1005) (Busson et al., 2018) (Figure III 22). Sur la plate-forme cette même transgression s'exprime par une rétrogradation des dépôts et le retour des faciès marginaux de récifs (WF G) dans le puits Clino (Manfrino & Ginsburg, 2001) (Figure III 18).

d) Séquences b et a (0,37 – 0 Ma)

Les séquences *b* et *a* montrent une continuité avec la géométrie finale de la fin de la séquence *c* pendant le MIS 11 (Figure III 4).

Après le MIS 11 ce sont les oscillations glacio-eustatiques de 100 ka de période qui prédominent. Ces cycles sont accompagnés de l'inondation complète de la plate-forme pendant les intervalles interglaciaires des MIS 9, 5 et 1 (Aurell et al., 1995; Chabaud et al., 2016; Busson et al., 2018) (Figure III 22). La séquence b est marquée par ces différentes phases d'inondation et d'émersion et peut être divisée en 2 sous-séquences avec leur SB de base respective définie comme les surfaces t10 (SSB B) et t6. La séquence *b1* comprend les dépôts de l'inondation du MIS 9 sur la plate-forme et dans la pente, avec le *periplatform drift* associé (Figure III 22).

La séquence b2 commence par une unité composite dans la marge, marquée par des réflecteurs très forts, en dessous de la surface t6 qui correspond à une chute importante du niveau de la mer. Il s'agit des dépôts marginaux des MIS 8 à 6, durant lesquels il ne se produit pas d'inondation de la plate-forme (Busson et al., 2018) . Des prismes marginaux cimentés de bas-niveau d'origine probablement récifale (WF G) se déposent sur la marge de la plate-forme escarpée (Busson et al., 2018) . La principale composante de *b2* est cependant les dépôts de haut-niveau qui suivent, associés à la transgression du MIS 5 (Figure III 22).

La séquence *a* comprend de même un prisme marginal de bas-niveau bien développé dans la marge et descendant vers le puits 1005, correspondant aux MIS 2 à 4. Néanmoins elle est surtout constituée des dépôts de l'Holocène associé à l'inondation de la plate-forme. On peut s'interroger sur la préservation de ce dernier corps très volumineux lors de la chute du niveau marin à venir.

C. La pente d'Exuma Sound et le Canyon de San-Salvador

La zone du bassin d'Exuma Sound et du Canyon de San Salvador (Figure III 23) est plus vaste, plus complexe et moins bien décrite que la pente occidentale du GBB, malgré la récente campagne Carambar 2 de l'Université de Bordeaux (Mulder et al., accepté**).** Il s'agit cependant d'un système présentant un export gravitaire de sables carbonatés à longue distance, en lien avec une topographie héritée singulière.

Outre différentes études basées sur des carottages sédimentaires superficiels, dont celle de Crevello et Schlager (1980), le bassin d'Exuma Sound a été tout d'abord étudié par le leg ODP 101 (1985) qui a foré trois puits sur la pente du GBB, les puits 631, 633 et 632 et proposé la stratigraphie des dépôts depuis le Miocène (Austin et al., 1986). Pour le Quaternaire, la stratigraphie est décrite avec une résolution à l'échelle des épisodes glaciaires et interglaciaires (Droxler et al., 1988 ; Reijmer et al., 1988 ; Reijmer et al., 2015b) (Figure III 25).

Dans la partie distale de ce système au débouché du Canyon de San Salvador, le deuxième leg des campagnes BACAR de 1981-1983 a réalisé une couverture sismique 2D et prélevé 23 carottes sédimentaires (Ravenne et al., 1983 ; Cartwright, 1985). Cette campagne a permis une première caractérisation de l'éventail distal sableux à l'extrémité de ce canyon. Au cours de cette thèse, j'ai effectué de nouveau la description des carottes prélevées lors de cette mission.

La récente mission Carambar 2 (31/11/2016-2/01/2017 ; Mulder et al., 2017a) apporte sur l'ensemble du système (éventail distal, Canyon de San Salvador et pente d'Exuma Sound) des données de bathymétrie, réflectivité acoustique, sismique 2D haute et très haute résolution, ainsi que le prélèvement de 14 carottes supplémentaires (Mulder et al., accepté). L'exploitation de ce jeu de données est toujours en cours. Dans le cadre de ma thèse, j'ai réalisé la description à l'ouverture de 8 carottes sédimentaires, et effectué une première interprétation des données sismiques de la

pente d'Exuma Sound. J'ai également collaboré avec N. Fabregas (en master à l'U. Bordeaux) sur l'interprétation de l'architecture sismique de cette zone et l'étude des processus de glissements.

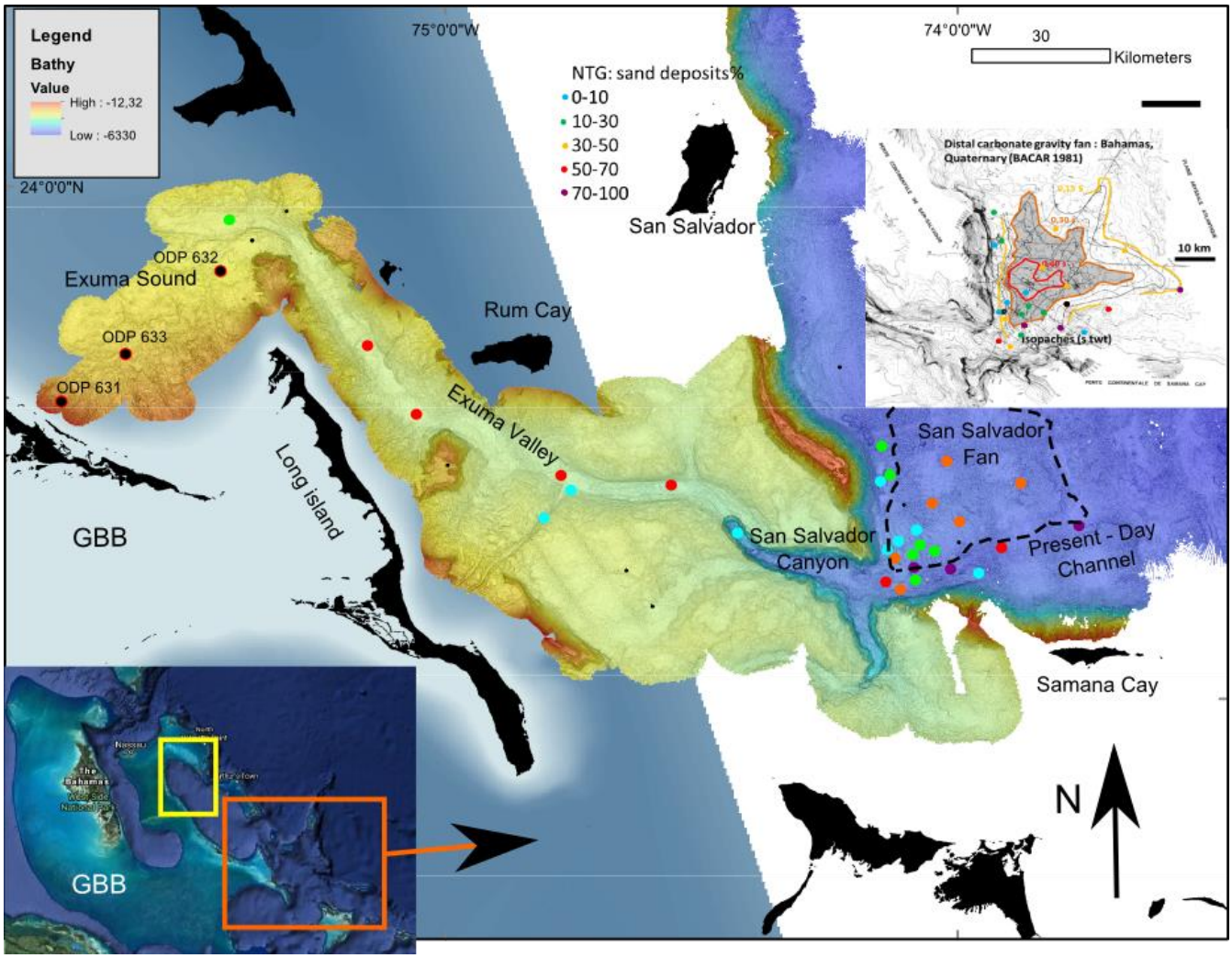


Figure III 23 : Carte bathymétrique de la zone d'étude Exuma Sound/San Salvador (encadré rouge sur la 1), issue de la mission CARAMBAR 2. Le bassin d'Exuma Sound se prolonge vers le SE par le Canyon de San Salvador qui débouche sur la plaine abyssale atlantique au SE de l'île de San Salvador. L'éventail de dépôt de San Salvador est souligné par une limite approximative en pointillé noir. Les points de couleur indiquent la position des trois puits du leg ODP 101 dans la pente d'Exuma Sound et celle des carottes sédimentaires prélevées par les missions BACAR et CARAMBAR 2. Le code couleur indique pour celles-ci la proportion en sable dans la carottes (Net-To-Gross). La miniature en haut à droite montre la carte isopaque de l'éventail de San Salvador tel que décrit par les données sismiques de la campagne BACAR. La miniature en bas à gauche indique, en orange, la position de cette carte, en jaune la position de la Figure III 30.

I. La pente d'Exuma Sound

1. Morpho-bathymétrie

La pente d'Exuma Sound, pente au-vent de la plate-forme du GBB, se distingue nettement de la pente occidentale par son dénivelé quasiment double, et une très grande section de sédiment cimenté fonctionnant en *bypass*, avec des taux de sédimentation très faibles et des angles de pente très élevés (Figure III 24). Dans le secteur étudié, cette zone de *bypass* cimentée s'étend jusqu'à environ 1200 m de profondeur de manière remarquablement homogène sur le pourtour du bassin (Figure III 24). Ainsi entre le puits 631 et le puits 633 (respectivement 1091 et 1681 m de profondeur), l'angle de la pente diminue nettement pour retrouver un profil dépositionnel de boue

carbonatée relativement peu cimentée (Figure III 24). L'accumulation de sédiment ne se produit que sur la pente inférieure, entre des tranches d'eau de 1500 et 2000 m environ (Schlager et Ginsburg, 1981 ; Austin et al., 1986). Elle prend la forme d'un vaste tablier de bas de pente au profil concave vers le haut. Ce tablier présente une morphologie de détail extrêmement chaotique, due à de très nombreux glissements gravitaires (Figure III 27). Cette zone de pente inférieure se prolonge jusqu'au-delà du puits ODP 632 (2006 m de profondeur). Elle est brutalement interrompue par un escarpement érosif (Figure III 26) à 2100 m de profondeur, qui correspond à l'entaille de la vallée d'Exuma (Figure III 24).De ce fait le régime de dépôt sur le tablier semble déconnecter des transferts sédimentaires dans la vallée d'Exuma.

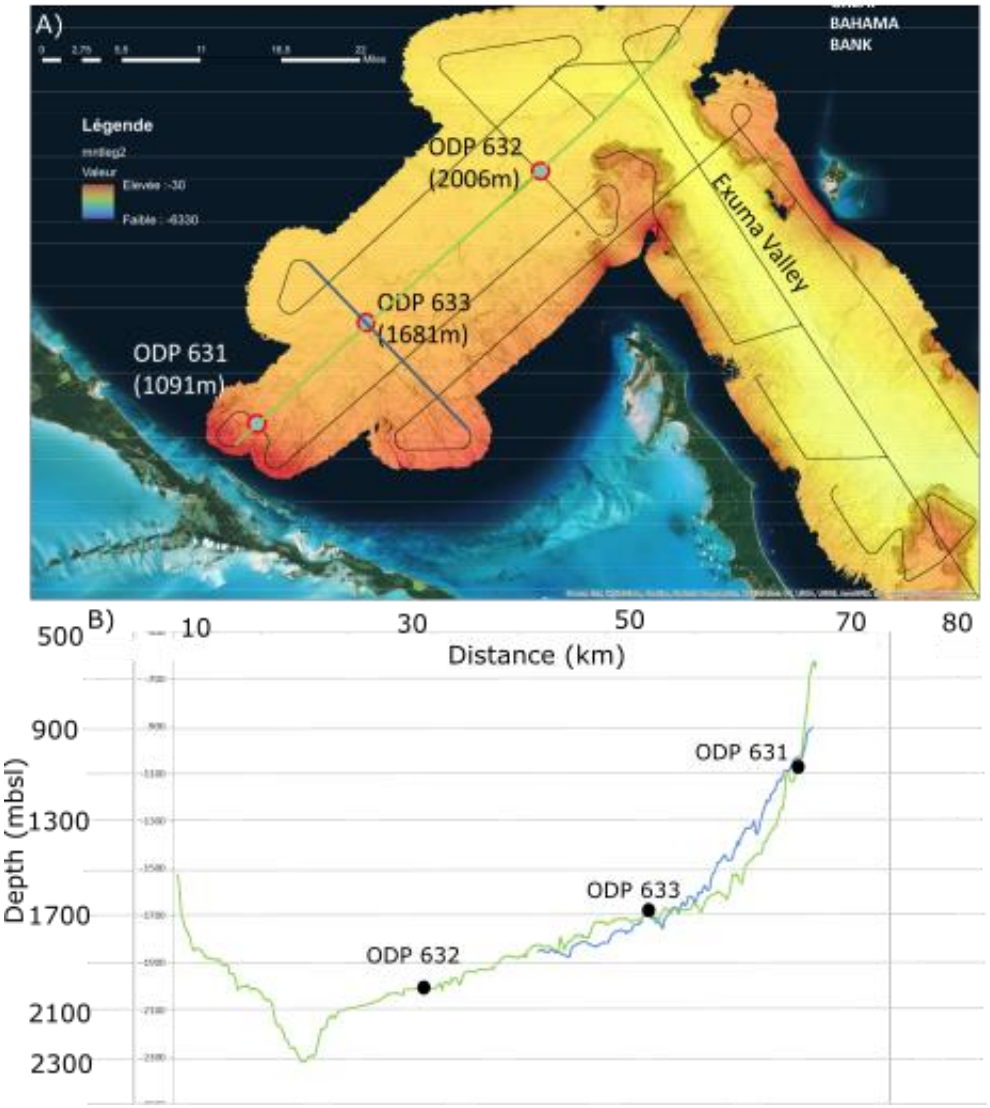


Figure III 24 : A) Bathymétrie détaillée de la zone d'Exuma Sound avec la position des puits du leg ODP 101.

B) profils bathymétriques correspondant aux transects de même couleur sur la carte de A).

2. Enregistrement lithologique et stratigraphique

L'interprétation chrono-stratigraphique des carottes des puits ODP laisse d'importantes incertitudes sur la stratigraphie des dépôts, qui en retour limitent la qualité de l'interprétation sismique qu'il est possible de réaliser.

Pour les dépôts plus anciens que le Miocène, seule l'identification du réflecteur du sommet du Crétacé par Fabregas et al. (2018) est disponible au moment de cette étude. Ce réflecteur est globalement parallèle à celui du sommet du Miocène pour le domaine de pied de pente (Figure III 26). On constate par contre qu'il est entouré par des faciès sismiques, aussi bien pour le Crétacé en dessous que pour le Paléogène au-dessus, très différents du faciès des turbidites Miocène (forées

dans le puits 632) aux réflecteurs continus et bien marqués. Il y a donc probablement un changement important de régime sédimentaire local au Paléogène, dans la logique de l'évolution des Bahamas évoquée en partie A. Il est difficile pour l'instant d'identifier la poursuite du réflecteur du sommet du Crétacé sous la pente amont. Cela laisse ouverte la question de la morphologie anté-Néogène. Par contre l'interprétation du réflecteur du sommet du Miocène, quoique relativement incertaine, et les dépôts gravitaires de tablier de pente dans les puits 633 et 632 (Figure III 25) indiquent nettement l'existence d'un relief important au Miocène.

Les dépôts observés dans les puits montrent une différence importante entre le puits ODP 631 d'une part, situé sur le domaine de pente raide et les puits 633 et 632 situés sur le tablier de pied de pente. Cette différence s'exprime principalement au Miocène et au Quaternaire. Pour ce dernier, les dépôts de turbidites bypassent la pente raide et sont visibles dans les deux puits les plus distaux. A l'inverse le Pliocène est marqué par des dépôts plus fins de type boue de péri-plate-forme pour les puits 631 et 633, et des dépôts plus réduits d'origine pélagique ou gravitaire (debris flow de pente) pour le puits 632 en position distale.

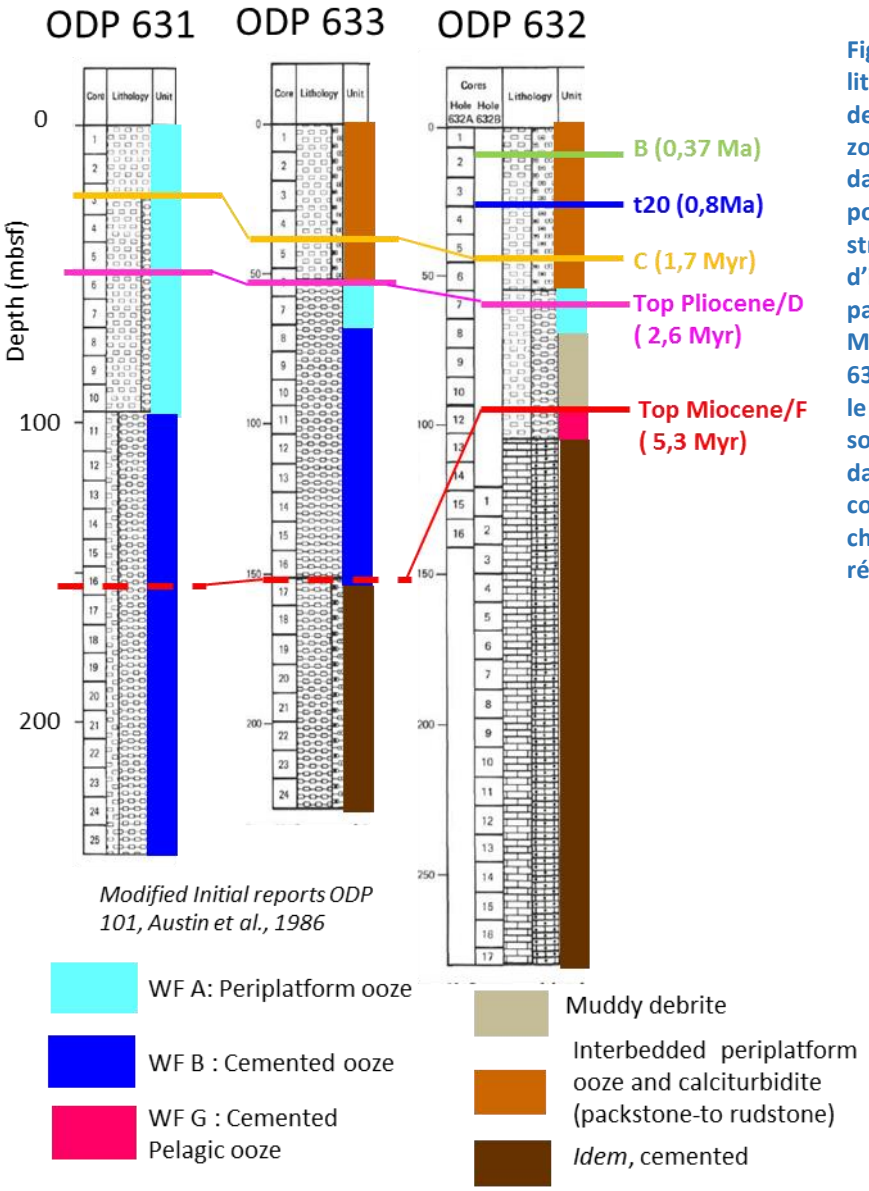


Figure III 25 : Interprétation lithologique et stratigraphique des puits du Leg ODP 101 de la zone d'Exuma Sound (positions dans la Figure III 24). La position des marqueurs stratigraphiques souffre d'importantes incertitudes, en particulier pour le sommet du Miocène dans les puits amont 633 et 631 en pointillé. J'ai fait le choix ici de souligner le sommet des calciturbidites dans le puits 633, qui correspondent à un changement important de régime sédimentaire.

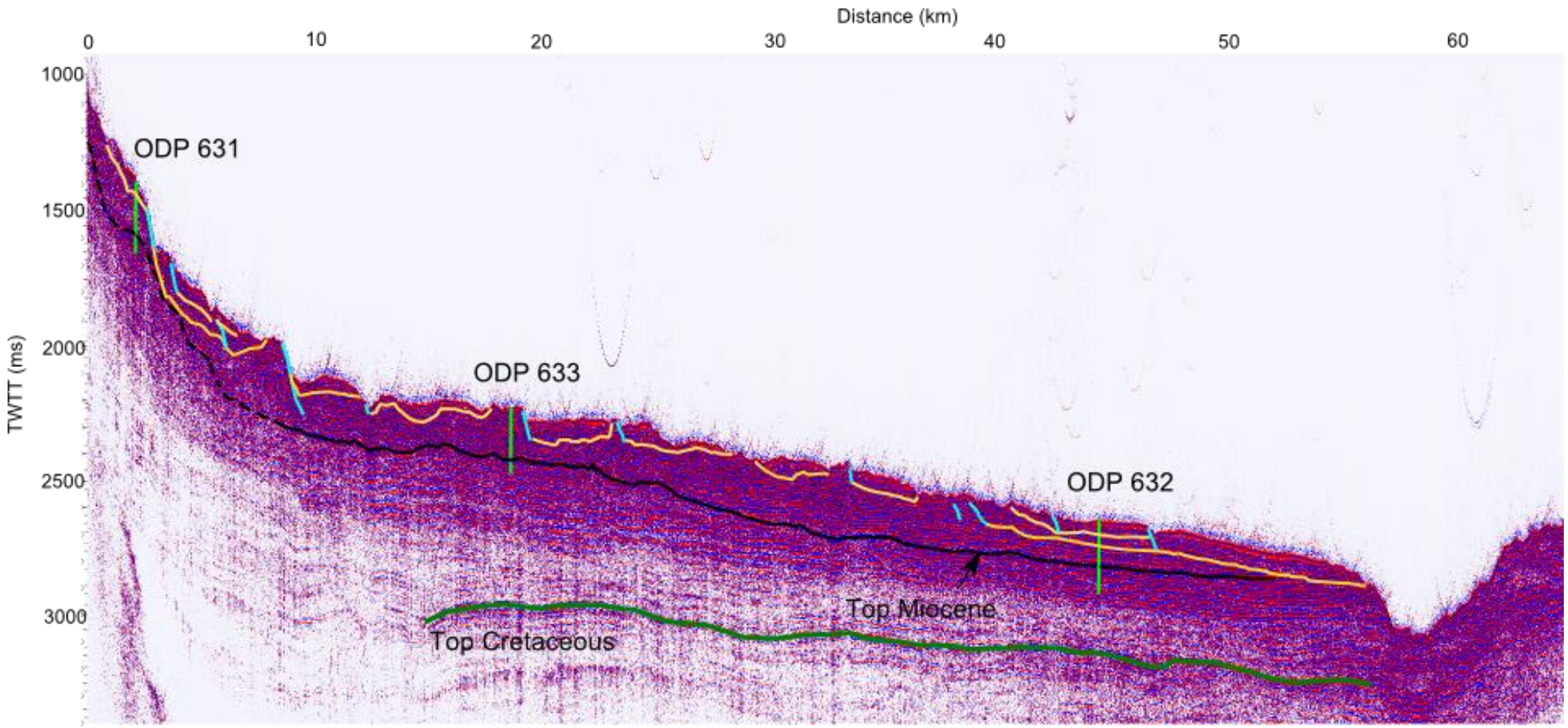


Figure III 26 :Profil sismique de la ligne HR057 de la mission CARAMBAR 2 (profil vert sur la Figure III 25) passant par les puits ODP. L'interprétation souligne ici le réflecteur de base du Pliocène, bien identifié dans le puits 632. L'interprétation du réflecteur du sommet du Crétacé suit Fabregas et al. (2018). Les lignes bleues et jaunes indiquent respectivement les interprétations de failles normales et cicatrices de glissement, et les surfaces de glissements gravitaires.

On constate donc que, quoiqu'étant situé en position inverse (au-vent, contre sous-le vent) de la pente occidentale du GBB, la pente d'Exuma Sound enregistre les même variations au cours de l'histoire de la plate-forme. De plus, si les taux de sédimentation y sont indubitablement plus réduits (voir Figure III 13) ils ne sont pas nuls, même au niveau du puits 631 sur la pente raide.

La nature en bypass de la pente ne s'applique véritablement qu'aux calciturbidites sableuses, de manière assez similaire aux calciturbidites sableuses Miocène du GBB. La spécificité de la pente d'Exuma Sound vient plutôt de son caractère cimenté nettement plus accentué que pour la pente sous le vent. L'alternance entre dépôts épais interglaciaires et niveaux condensés et cimentés glaciaires observés sur la pente occidental du GBB ne se retrouve pas dans la pente d'Exuma Sound : les dépôts quaternaires glaciaires ou interglaciaires ont des épaisseurs plus proches (un rapport d'épaisseur de 2 ou 3 contre des rapports de l'ordre de 10 sous-le-vent) (Figure III 28) et le même état de lithification. On retrouve par ailleurs un saut important de lithification au passage de la base de séquence F et les sédiments du Miocène. Cette discontinuité est similaire à celle observée dans la pente Ouest du GBB, mais elle est située à seulement 100-150 m de profondeur contre plus de 300m dans la pente occidentale.

Les dépôts turbiditiques de pied de pente quaternaires et surtout miocènes sont systématiquement marqués par une cimentation plus importante que la boue environnante. On retrouve de manière générale les mêmes phénomènes et les mêmes contrôles de lithification précoces et superficielles des sédiments de pente : matériel initial aragonitique, granulométrie importante favorisant les échanges chimiques avec l'eau de mer, et temps d'exposition longs du fait de taux de sédimentation faibles. La pente d'Exuma Sound semble fonctionner au Miocène avec un relief difficile à estimer mais déjà de plus de 1000m de dénivelé entre les puits 631 et 632 (Figure III 26). La partie proximale enregistre une sédimentation fine et relativement condensée, d'origine mixte de plate-forme et pélagique. La pente distale accumule un tablier de turbidites sableuses originaires de la plate-forme et bypassant la pente proximale.

Cette séquence de dépôt rappelle celle observée sur la pente occidentale du GBB où les séquences du Miocène moyen et supérieur y sont aussi marquées par d'importants dépôts turbiditiques en pied de pente (puits 1003 et 1007) (Eberli et al., 1997). Dans le cas du GBB sous-le-vent cette situation s'accompagne d'une aggradation puis d'une progradation des rampes de la plate-forme au Miocène supérieur. Leur évolution n'est pas décrite pour la marge orientale du GBB. Le dénivelé et la raideur déjà importants de la pente supérieure rendent probablement toute progradation très compliquée.

Les dépôts du Pliocène sont dominés par des sédiments fins, et sont remarquablement plus épais dans les puits amont que dans le puits distal. La pente d'Exuma Sound semble fonctionner en tablier de pente, sans export gravitaire distal. Au contraire, la sédimentation dans le tablier distal est dominée par les apports pélagiques et la remobilisation gravitaire du tablier de pente. L'analyse rapide de ces sédiments semble indiquer qu'une partie importante vient de la plate-forme, à la différence des séquences Pliocène *e* et *f* du GBB occidental qui sont dominées par les apports pélagiques pendant l'ennoiement de la plate-forme. La configuration géométrique très différente d'Exuma Sound peut aussi expliquer cette différence avec en particulier l'absence d'un important courant de contour dans la pente d'Exuma Sound, alors que le courant de Santaren est particulièrement actif dans la pente occidentale du GBB pendant la séquence *e* (3.6-2.6 Ma). La séquence *d*, au début du Pleistocène (2.6-1.7 Ma) est difficile à définir précisément dans les puits ODP mais l'intervalle global est marqué par des taux de sédimentation faibles dans la pente, comme pour la pente occidentale du GBB.

Au Pliocène et au Pléistocène inférieur, de nombreux glissements gravitaires affectent les sédiments récents, au-dessus du sommet du Miocène. Les sédiments fins déposés sur la pente semblent particulièrement instables et sont déstabilisés sur l'ensemble de la pente. Fabregas et al. (2018) date du Pliocène la mise en place de ces glissements, qui semblent cependant toujours actifs au Quaternaire. Leurs cicatrices sont bien visibles dans les données sismiques et morpho-

bathymétriques actuels (Figure III 27). Des dépôts de type slumps ou débrites sont probablement associés à ces déstabilisations, même s'ils semblent remarquablement réduits en volume, ou bien difficiles à identifier. La plupart des cicatrices actuelles semblent remplies par la sédimentation Quaternaire, décrite plus en détail dans la partie suivante.

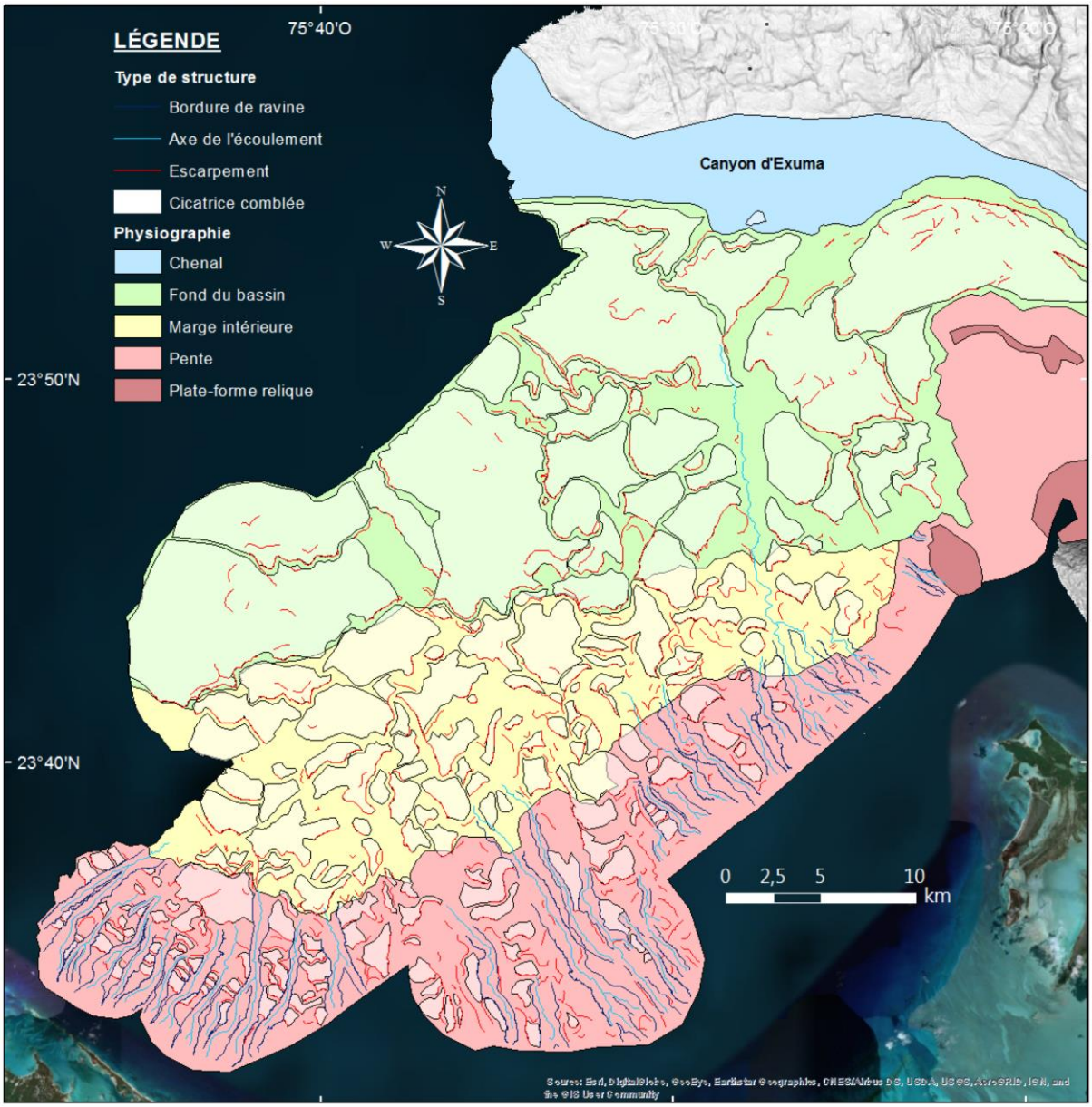


Figure III 27 : Carte d'interprétation des glissements de terrains sur la pente d'Exuma Sound réalisée par Fabregas et al. (2018). Les géométries plus claires indiquent les dépôts de glissement ou les cicatrices comblées par la sédimentation postérieure.

L'origine de ces nombreux glissements semble difficile à établir, faute de l'identification évidente d'une couche de décollement ou de mécanismes de sollicitation mécanique particuliers. Elle sera discutée plus en détail dans le chapitre 7 de cette thèse, à la lumière des résultats de simulations numériques. Il semble néanmoins que ces effondrements permettent le réajustement d'un profil d'équilibre pour une accumulation de sédiments fins sur des pentes raides. Les données rassemblées par Kenter (1990) (Figure III 7) indiquent en effet une stabilité limitée entre 10 et 5° pour les boues carbonatées, ce qui correspond aux valeurs de la pente inférieure. La pente supérieure aux environs du puits 631 présente un angle de 15°. Une telle valeur ne permet pas le dépôt des sédiments fins dans cette zone. Les relations entre l'histoire stratigraphique de la pente et la mise en place de la

vallée d'Exuma sont difficiles à établir. L'observation de la section sismique de la Figure III 26 indique clairement une incision remarquable sur presque 200 m de haut des sédiments lithifiés du Miocène.

3. Processus sédimentaires quaternaires

Trois faciès sédimentaires sont observés dans les dépôts quaternaires hétérolithiques de la pente d'Exuma Sound. Tout d'abord le faciès de boue de péri-plate-forme similaire à celui observé sur la pente occidentale du GBB. Il résulte de manière identique de la combinaison entre apports pélagiques par décantation et courants de densité entraînant les particules fines de la plate-forme.

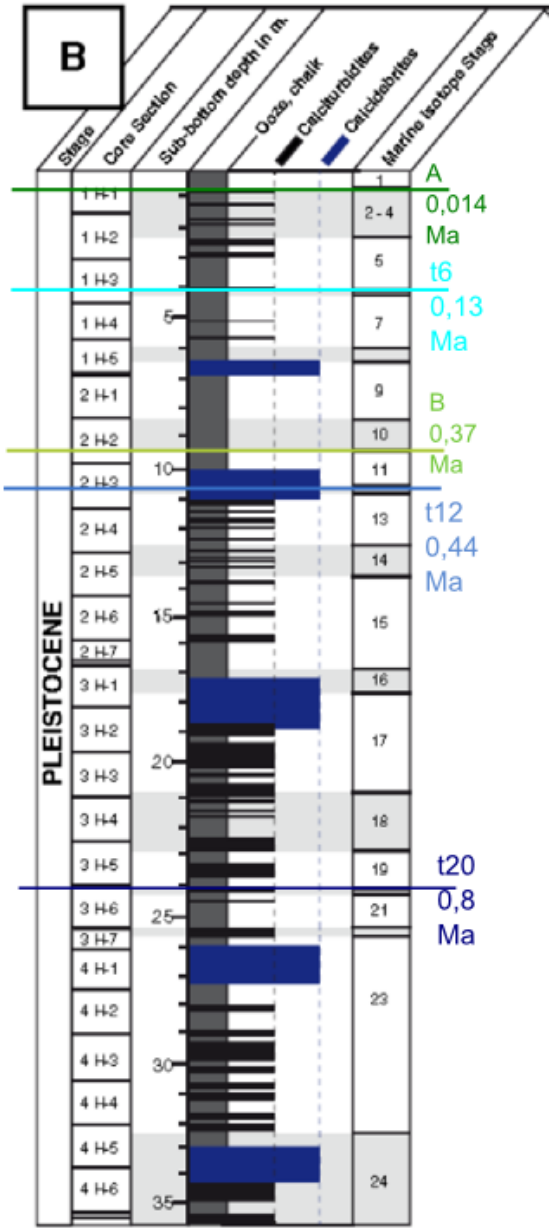


Figure III : 28 Lithologie et stratigraphie du puits ODP 632 (Reijmer et al., 2015b) pour le Quaternaire tardif, indiquant notamment les turbidites en noir et les débrites en bleu alternant avec la sédimentation boueuse de péri-plate-forme en gris

Ce faciès se combine avec des dépôts gravitaires plus grossiers de deux types : des turbidites sableuses de 5 à 20 cm d'épaisseur et des débrites plus grossières et plus épaisses, généralement *mud supported* mais riches en composants grossiers et en sables squelettiques et non-squelettiques (Figure III 29).

Ces dépôts alternent dans les carottes des puits ODP 633 et 632. Dans ce dernier les turbidites représentent environ 15 % des dépôts quaternaires. La mise en place de ces dépôts est probablement associée aux ravines identifiables sur la pente supérieure (Figure III 27), avec un dépôt variable ensuite dans les dépressions du tablier de bas de pente. Seul une ravine sur une trentaine parcoure l'ensemble de la pente jusqu'à la vallée d'Exuma (Figure III 27). Les données de Carambar 2 ne permettent pas à ce stade de leur étude d'identifier davantage les géométries et éléments architecturaux associés à ces écoulements.

De la même manière, les débrites métriques ne se manifestent pas par des architectures de dépôt particulières. L'étude de Crevello et Schlager (1980) sur le Nord du bassin d'Exuma Sound a permis d'identifier l'étendue des dépôts de deux calciturbidites et d'une débrite, associées respectivement à l'Holocène et au bas niveau-marin du MIS 2 (Figure III 29). Les deux événements turbiditiques semblent être organisés (Figure III 29) en lobes allongés de tablier de pente sur 10-20 km de long pour 5 à 10 km de large, avec des épaisseurs moyennes de 10-20 cm, et avec un volume total de l'ordre de 0,01 km^3. La débrite couvre par contre une étendue extrêmement large (et non

entièrement couverte par Crevello et Schlager (1980) de 1500 km^2 sur la pente et sur le fond du bassin d'Exuma. Elle forme une nappe de dépôt de 20-30 km de large sur la pente avant d'être progressivement concentrée dans l'axe du bassin d'Exuma en pente douce (Crevello et Schlager, 1980). Le dépôt de cette débrite d'épaisseur métrique montre une nette évolution verticale et distale de faciès grossiers boueux, puis propres vers des faciès sableux granoclassés, grossiers à fins. Le volume total identifié par Crevello et Schlager est d'environ 2 km ^{3}, mais en se basant sur des carottages sur l'ensemble d'Exuma Sound ils estiment que cet évènement couvre l'ensemble d'Exuma Sound ce qui correspondrait à un volume remarquable de l'ordre de plusieurs milliers de km^3. Le dépôt basal de la carotte CAR2KS26, à l'extrémité opposée d'Exuma Sound semblerait confirmer cette hypothèse (Figure III 31).

De telles organisations sont quelque peu différentes de la vision offerte par la bathymétrie de Carambar 2 d'une pente segmentée en mini bassins de dépôt.

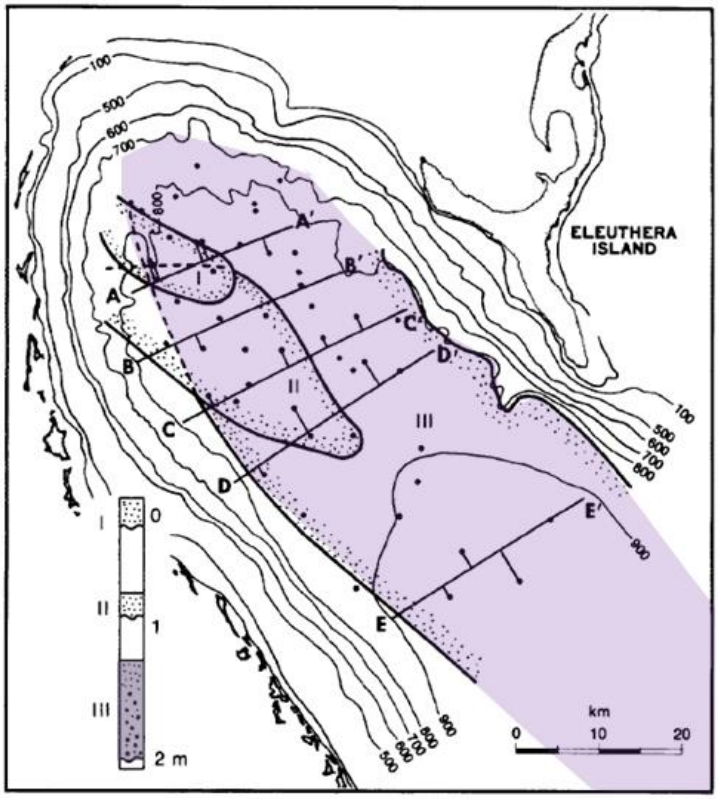


Figure III 29 : Carte des trois dépôts gravitaires identifiés par Crevello et Schlager (1980) dans le bassin d'Exuma Sound. La bathymétrie est indiquée en fathom (=1,83 m). Les dépôts I et II (en blanc) sont d'extension limités et correspondent à des turbidites, le dépôt III (en violet) correspond à une mégaturbidite interprétée comme la conséquence d'un effondrement massif de la pente et de la marge de la plate-forme.

On remarquera que l'extension de ce dernier dépôt vers le canyon de San Salvador n'est pas résolue. La position de cette carte est indiquée en Figure III 23.

L'étude de la composition des turbidites sableuses par Reijmer et al. (2015b) montre une différence de provenance des sables carbonatés entre les turbidites de haut-niveau marin et les turbidites de bas-niveau marin. Les premières sont dominées par des grains non-squelettiques provenant de l'intérieur de la plate-forme, les secondes par des grains squelettiques dus à la production marginale de la plate-forme. Pendant l'émersion en période de bas-niveau, les accumulations sableuses existantes sont surtout squelettiques car la production à l'intérieur de la plate-forme est absente.

A l'inverse dans la configuration actuelle de plate-forme inondée, de nombreux corps sableux de compositions diverses squelettiques et non-squelettiques sont présents à la marge de la plate-forme (Figure III 30). Ces accumulations situées, pour l'Holocène en tout cas, sur la partie plate de la plate-forme, sont étroitement contrôlées par les courants, en particulier les courants de marée (Rankey and Reeder, 2012) (Figure III 31). Dans une telle configuration, la remobilisation de ces accumulations semble nécessiter une action hydrodynamique importante. Ces modalités de remobilisation d'un volume important de sable sont aujourd'hui mal déterminées.

A l'inverse en période de bas-niveau marin, il est possible de considérer une production squelettique sur la marge raide de la plate-forme (Betzler et al., 2016 ; Busson et al., 2018) plus facilement mobilisable dans des transferts gravitaires, par effondrement d'une accumulation.

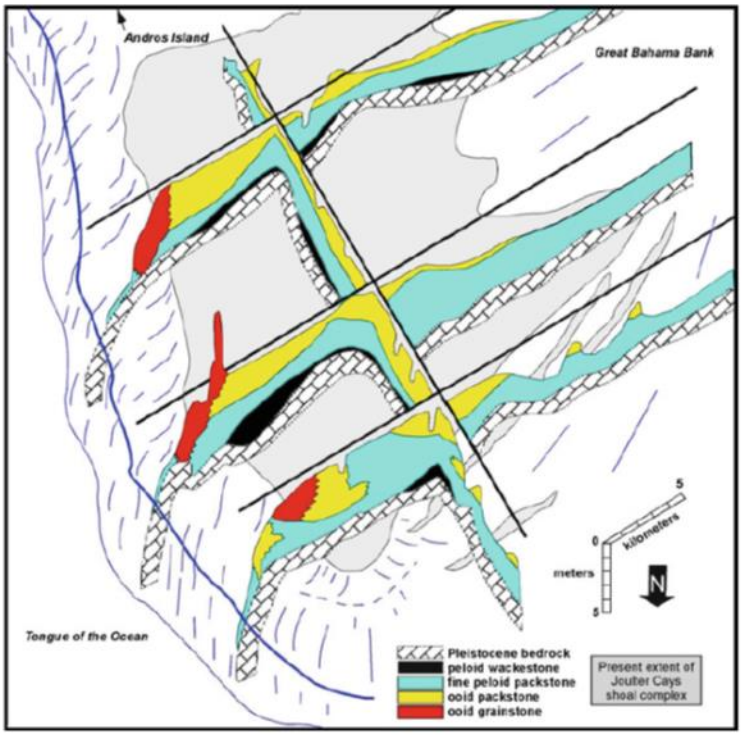
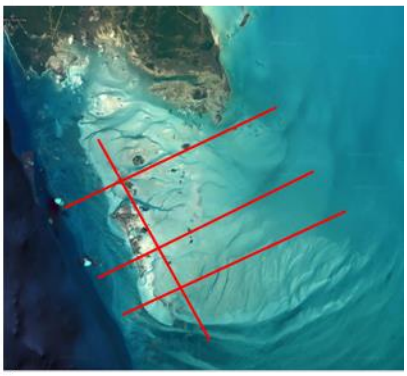


Figure III 30 : Schéma des corps sableux holocènes de plate-forme de Joulter Cays sur le GBB. On remarquera l'échelle verticale de 5 m seulement. En bas à droite localisation des coupes sur photo aérienne. Il est difficile d'envisager une mobilisation purement gravitaire



Les turbidites sableuses sont en moyenne légèrement plus fréquentes pendant les périodes de haut-niveau marin dans le puits 632, mais la différence n'est pas spectaculaire. Cette observation doit relativise le scénario de *Highstand Shedding* pour ce système. La différence la plus marquée dans ce puits 632 se voit entre les sédiments antérieurs au MIS 11 et ceux postérieurs. Les turbidites sont nettement plus nombreuses pendant la période précédant le MIS 11 (0,42 Ma) marquée par des cycles glacio-eustatiques réduits de 40 000 ans, et une émersion quasi permanente de la plate-forme (Busson et al., 2018). A l'inverse, lors de la période postérieure, la plate-forme connaît 4 phases, très brèves, d'inondation complète pendant les MIS 11, 9, 5 et à l'Actuel (Aurell et al., 1995) qui sont soulignées par une quasi absence de turbidites. On en remarque autant dans le MIS 7, ou même les MIS 2-4, qui correspondent à des transgressions très limitées sur la marge de plate-forme (Busson et al., 2018) . Il semble qu'une inondation partielle de la plate-forme soit plus favorable que l'ennoiement quasi-complet tel qu'observé aujourd'hui. Cette observation peut rejoindre les considérations exposées dans le chapitre 2 sur l'intérêt des systèmes de type rampe à surface réduite et morphologie peu escarpée pour les remobilisations gravitaires, comparés aux systèmes de plate-forme à marge escarpée et entièrement inondée.

Les débrites sont quant à elles toujours associées à des périodes de chute ou de bas niveau marin (Figure III 28). Elles présentent une composition associant grains et clastes de plate-forme avec des clastes et grains visiblement érodés ou remobilisés de la pente (Crevello et Schlager, 1980 ; Reijmer et al., 2012). Elles correspondent à des événements d'effondrement gravitaire à grande échelle de la marge de plate-forme, entraînant une fraction importante du matériel de pente. La fraction sableuse importante de ces dépôts s'explique par la remobilisation dans l'effondrement des accumulations sableuses marginales développées en période de bas-niveau marin (Grammer et Ginsburg, 1993 ; Reijmer et al., 2015b ; Busson et al., 2018) .

II. Système de transfert distal : Le canyon et l'éventail distal de San Salvador

1. Morpho-bathymétrie

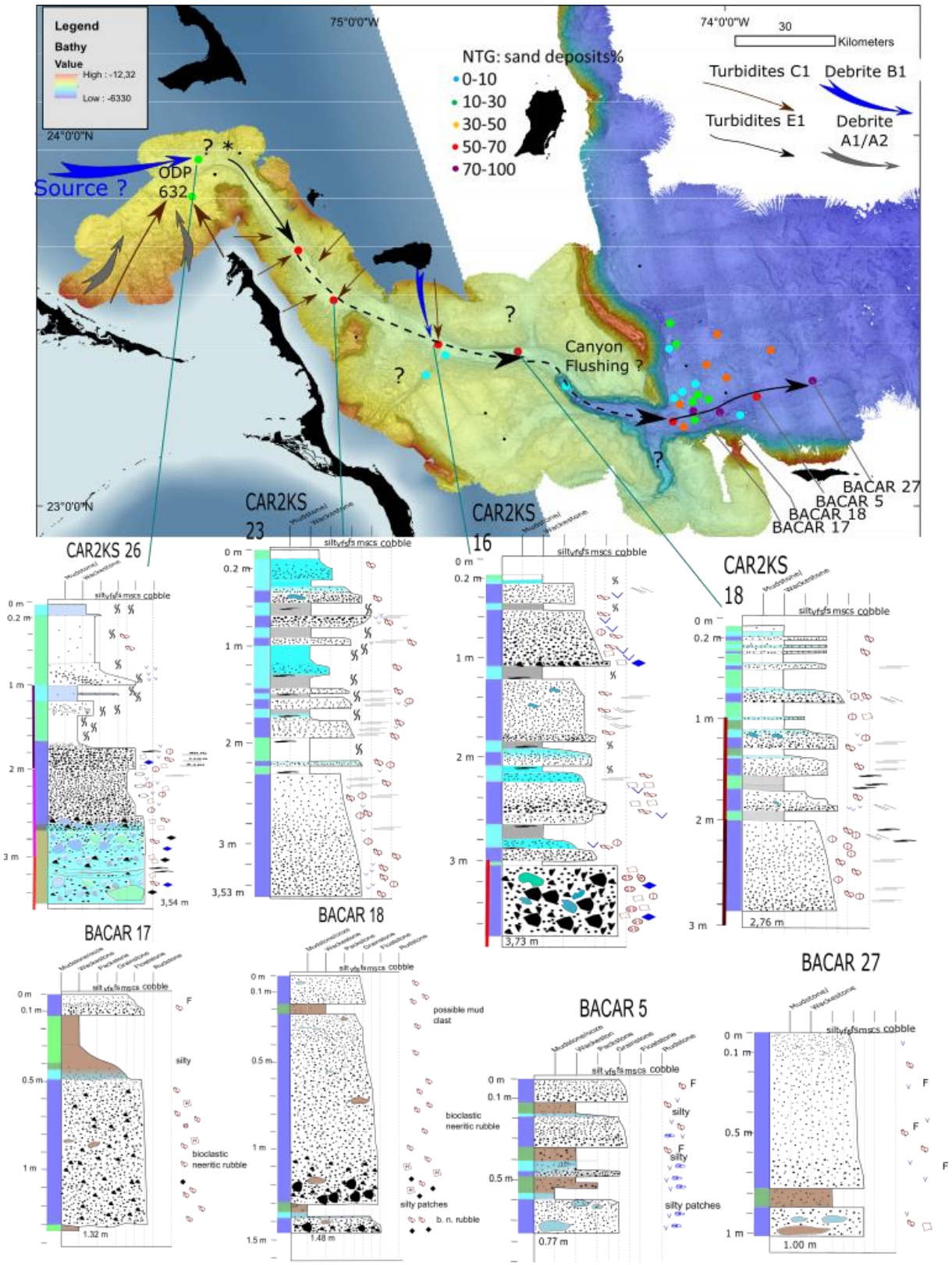


Figure III 31 : Processus supposés et dépôts carottés sur le transect Exuma Sound/San Salvador par les missions Carambar 2 et BACAR. Les points dans la carte de bathymètrie indiquent le ratio de sables dans les carottes (NTG). On peut remarquer qu'il reste remarquablement élevé sur l'ensemble du transect, mais associé à des épaisseurs et des types de dépôts gravitaires variés. Les processus évoqués sont détaillés dans la partie suivante D. Les bandes de couleur verticales indiquent la correspondance avec les photos de carottes de la Figure III 35.

La vallée d'Exuma s'observe très bien dans les données de bathymétrie de Carambar 2 entre l'extrémité SE du bassin d'Exuma Sound et l'escarpement de San Salvador. Large de quelques kilomètres, elle est encadrée par les pentes raides u GBB au SE et au NE par les petites plates-formes externes des Bahamas au NE, plus ou moins émergées (Figure III 31). Elle se dirige vers le SE sur le plateau qui correspond à l'ancienne plate-forme crétacée, entre 2300 et 3000 m de profondeur. L'escarpement de San Salvador réalise une entaille spectaculaire de 1500 m de dénivelé dans le plateau carbonaté Mésozoïque. Le canyon de San Salvador, confiné pendant une vingtaine de kilomètres entre deux parois très raides débouche dans la plaine abyssale de San Salvador à 4500 m de profondeur environ. Celle-ci possède très vraisemblablement un substrat sédimentaire mésozoïque sur la croûte océanique Atlantique (Ravenne et al., 1983).

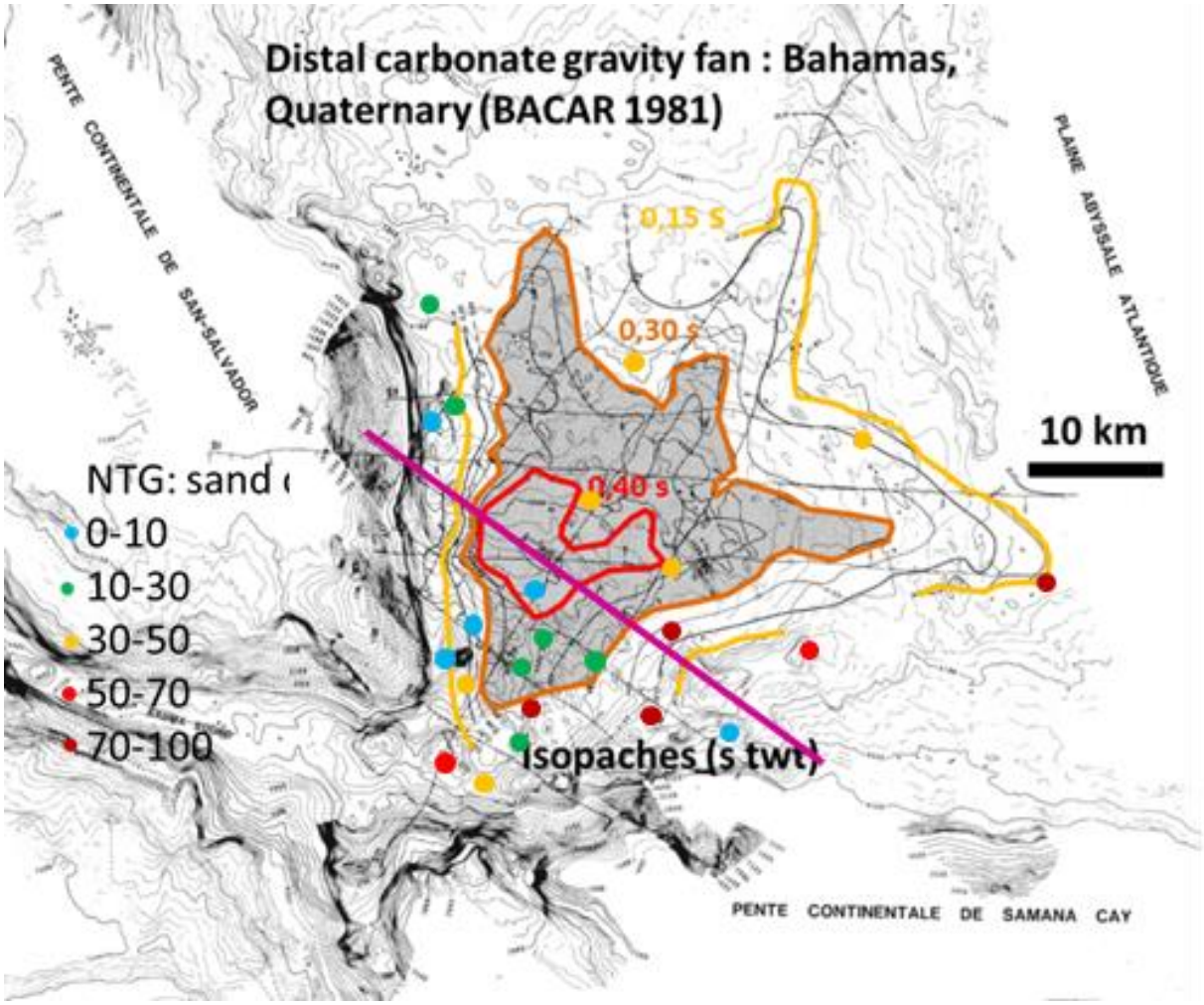


Figure III 32 : Carte de l'éventail distal de San Salvador, d'après Ravenne et al. (1983). Les lignes colorées sont les isopaques (en std) de la séquence quaternaire formant l'éventail. La ligne violette indique le tracé de la ligne sismique 2D de la Figure III 33 . Les points de couleur indiquent la position des carottes sédimentaires de la mission BACAR avec leur pourcentage de sable.

Elle constitue une zone relativement confinée limitée à l'W par le promontoire de San Salvador qui s'élève à angle droit de l'escarpement des Bahamas dans le domaine Atlantique. La plaine de San Salvador est ainsi dominée à l'W et au S par des reliefs sous-marins érosifs majeurs, de plus de 2500

m de dénivelé, qui présentent une coupe de la plate-forme mésozoïque des Bahamas (Figure III 31). La présence de ce promontoire est susceptible de réduire l'action des courants profonds actifs à la base de l'escarpement des Bahamas, notamment le Western Boundary Under Current (WBUC) (Ravenne et al., 1983).

Dans cette plaine, on observe un relief marqué en éventail sur le fond marin, d'environ 50 km de long dans la direction SW-NE et s'élargissant progressivement pour mesurer entre 15 et 60 km de large dans la direction NW-SE (Figure III 32 et 33). Il est limité au pied des deux escarpements par des dépressions qui correspondent probablement à des chenaux d'écoulements principaux, notamment pour celle située au SE. Dans la description qui en est faite suite aux missions BACAR, cet éventail est constitué d'une séquence quaternaire qui mesure jusqu'à 400 m d'épaisseur (0,4 s TWTT) (Ravenne et al., 1983) (Figure III 33). Cette séquence est interprétée comme l'accumulation des lobes en compensation organisés autour de complexes de chenaux-levées (Ravenne et al., 1983). L'examen des données sismiques de Carambar 2 devrait permettre de préciser cette description.

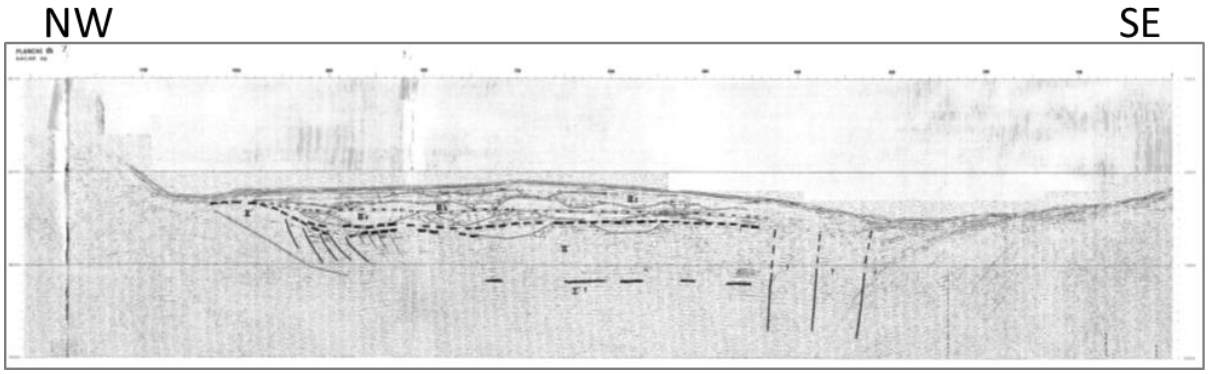


Figure III 33 : Coupe sismique de la mission BACAR (Ravenne et al., 1983) dans l'éventail distal de San Salvador.

2. Dépôts sédimentaires

Les carottes prélevées lors de la mission CARAMBAR 2 permettent d'établir un transect complet des dépôts récents dans la vallée d'Exuma (Figure III 31). Les carottes prélevées dans l'axe du chenal présentent toutes un NTG supérieur à 50 % dû à la présence de bancs de sables carbonatés généralement granoclassés d'épaisseur généralement de l'ordre de 20 cm, parfois supérieure à 50 cm voire métrique (Figure III 31 et 34). Leur base enrichie en sables moyens à grossiers correspond à l'intervalle T_a de la séquence de Bouma. Les membres T_a des bancs les plus épais présentent souvent une structure en coarse-tail grading. Leur sommet, généralement de granularité moyenne à fine, avec des lamines planes, évoque le membre T_b. En quelques occasions, des indices de rides 3D pourraient indiquer le terme T_c. La plupart de ces dépôts peuvent donc être globalement caractérisés comme des calciturbidites de haute-densité (Hyperconcentrated to concentrated flow deposits de Mulder et Alexander, 2001).

La composition des sables, rapidement étudiée pour l'instant, révèle la présence d'éléments squelettiques de plate-forme et de grains pélagiques, indiquant effectivement une part d'export de la production de plate-forme.

Deux bancs plus particuliers des carottes CAR2KS26 et CAR2KS16 correspondent à des débites. Le premier est un banc hybride (*hybrid bed*, Talling (2013)) combinant une débrite boueuse et un membre sableux assez grossier, mal granoclassé au sommet (Figure III 34). La débrite inférieure comprend plusieurs clastes plus ou moins indurés de plate-forme ou de la pente (en première analyse). Sans analyser la dynamique précise de l'écoulement à l'origine de ce dépôt complexe, il est probable qu'il s'agisse d'un écoulement énergétique résultant d'un effondrement à grande échelle, potentiellement après un parcours important. Ce banc correspond en effet de manière remarquable à la description donnée par Crevello et Schalger (1980) pour la débrite de grande ampleur à la

rupture de la marge de la plate-forme. Les profondeurs de carottages étant similaires, il est possible qu'il s'agisse du même événement lié à un écoulement gravitaire hybride de grand volume s'étendant jusqu'à l'embouchure de la vallée d'Exuma.

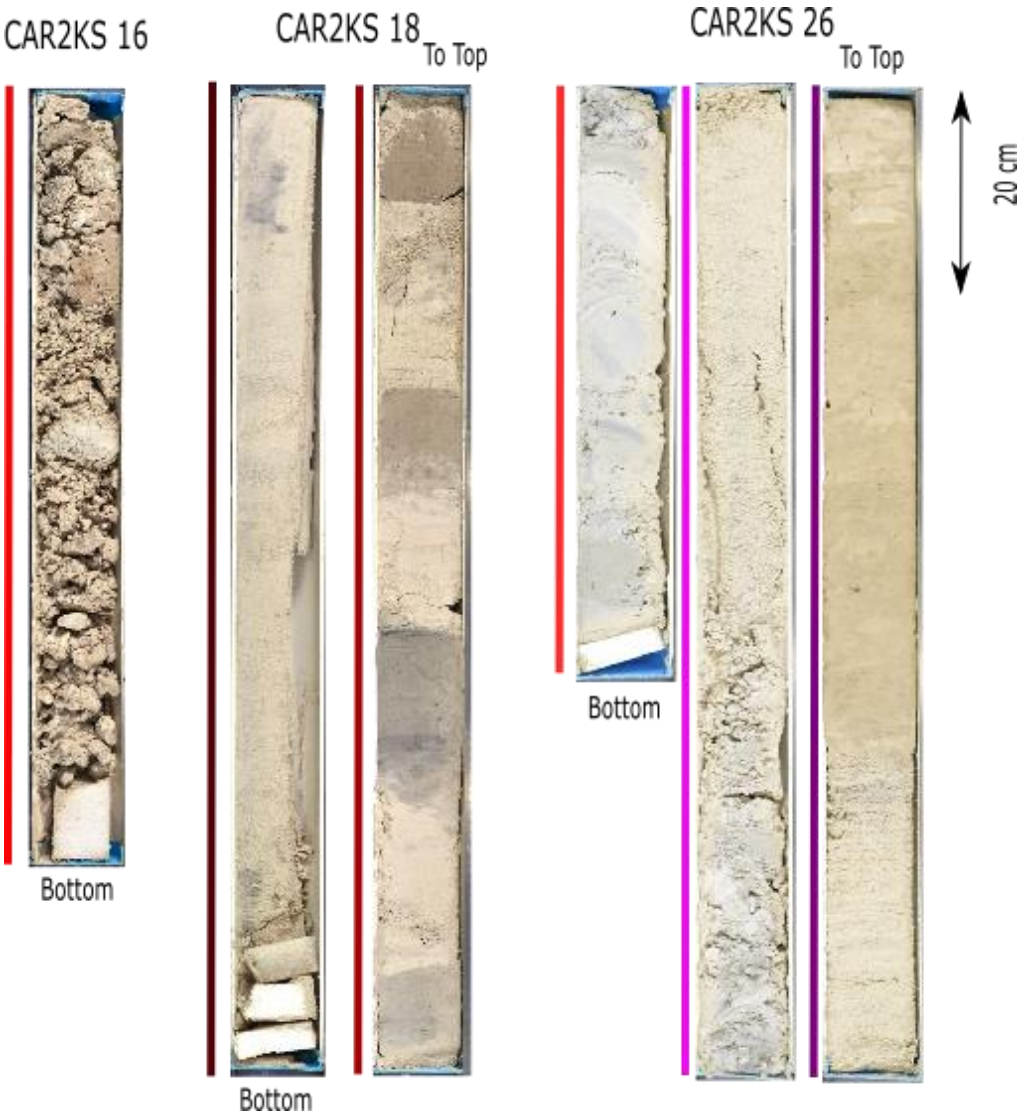


Figure III 34 : Photographies de sections de trois carottes de la vallée d'Exuma indiquant respectivement : CARKS16 un dépôt extrêmement grossier de débris de coraux (grain flow) provenant de la bordure d'une plate-forme. CAR2KS18 une succession de plusieurs turbidites bien triées et granoclassées, mesurant entre 15 et 1 m d'épaisseur (couleur claire) avec des interbancs plus boueux et argileux (sombres). CAR2KS 26 le dépôt basal d'une débrite (*hybrid bed*, Talling, 2013) évoluant de la débrite boueuse à une coulée sableuse mal granoclassée. Pour la localisation voir la Figure III 32.

A la base de la carotte CAR2KS 16, on observe un banc grossier composé uniquement de débris pluri-centimétriques, voires décimétriques de coraux combinés à quelques clastes boueux. Il s'agit d'un dépôt de *grain flow* probablement issu d'une des plates-formes latérales à la Vallée d'Exuma. L'île de Rum Cay au nord de la vallée est sans doute la meilleure candidate (Mulder et al., accepté).

Les carottes de la zone de San Salvador présentent une zonation marquée : les carottes les plus sableuses sont toutes situées dans l'axe du chenal actuel, au SE de l'éventail, le long de l'escarpement de Samana Cay (Figure III 32). Les carottes situées au pied de l'escarpement de San Salvador, à l'ouest de l'éventail, sont remarquablement pauvres en sables (Figure III 32). Les premières observations de la bathymétrie et de la sismique de CARAMBAR 2 semblent y montrer un édifice de dépôt contouritique. Les dépôts sédimentaires y sont dominés par des argiles brunes apportées par les courants profonds (Cartwright, 1985). On y observe aussi quelques intervalles très

grossiers mais peu épais (< 30 cm), comprenant des clastes carbonatés centimétriques vraisemblablement originaires de l'érosion de l'escarpement de San Salvador (Cartwright, 1985) (voir Annexe IV).

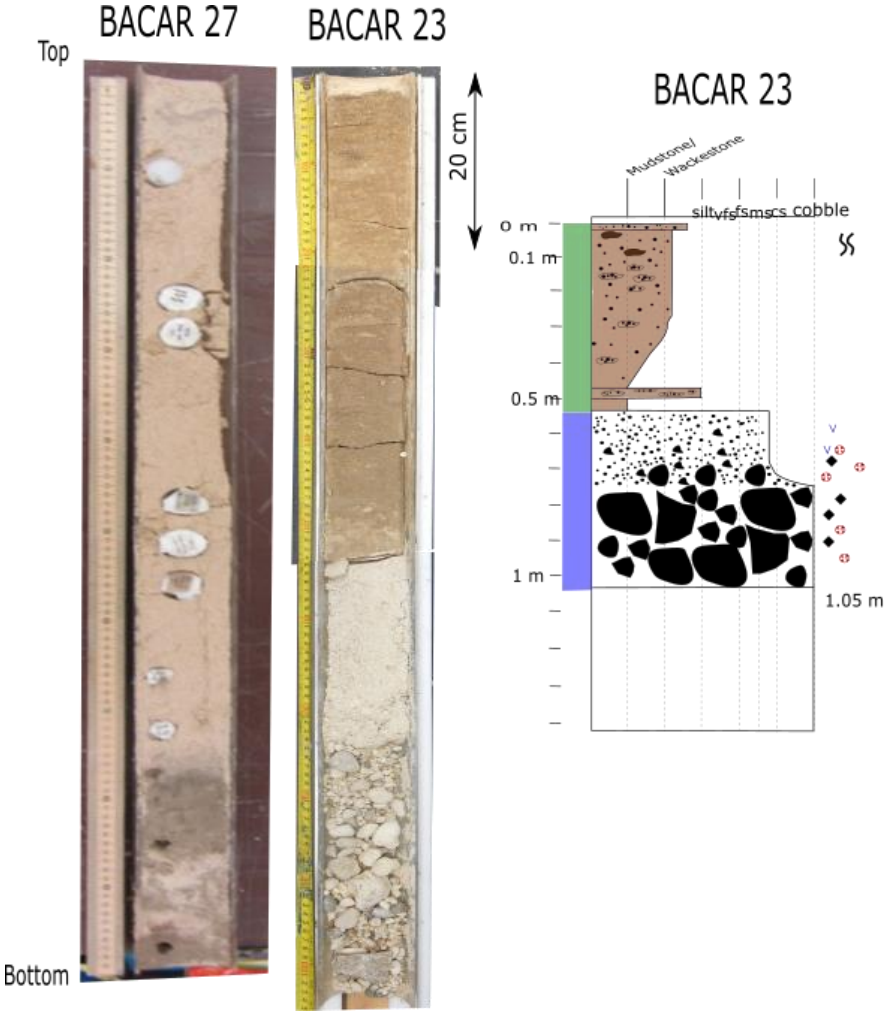


Figure III 35 : Photographies de deux carottes de l'éventail distal de San Salvador indiquant respectivement : - le dépôt sableux le plus distal du chenal actif, présentant une calciturbidite de haute-densité (BACAR 27).

- le dépôt au sommet de l'éventail distal d'une turbidite grossière combinant clastes de l'escarpement des Bahamas et sables squelettiques, surmontés par des argiles riches en sables carbonatés (faciès incertain) (BACAR 23).

Pour la localisation, voir la Figure III 32 et l'annexe IV.

Les carottes plus distales sur l'éventail sont de composition similaire (Figure III 35 BACAR 23), mais avec des bancs grossiers plus épais, et plus riches en éléments squelettiques de plate-forme, suggérant une origine plus complexe, et des écoulements remarquablement énergétiques vues les distances de dépôt (plus de 20 km de l'escarpement et de l'embouchure du canyon).

Les dépôts sableux du chenal principal correspondent à des dépôts par des écoulements gravitaires. Deux faciès principaux sont observables : des turbidites bien classées, présentant les termes Ta à Te (boue carbonatée, apportée depuis Exuma Sound ou même depuis la plate-forme) et des « turbidites » grossières et mal triées, présentant seulement le terme Ta, parfois surmonté d'une faible épaisseur de Td et Te (Figure III 31). Ces faciès de coarse-tail grading sont aussi observés dans la vallée d'Exuma et semblent être une caractéristique des dépôts dans le conduit principal. Ces dépôts ont des épaisseurs pouvant dépasser 1m y compris jusqu'à plus de 50 km de distance de l'embouchure du canyon (Figure III 35 BACAR 27).

L'étude de la composition des sables par Cartwright (1985) associée à une corrélation avec la courbe du $\delta^{18}O$ benthique (avec une certaine incertitude due aux interruptions gravitaires) permet de distinguer les faciès sableux entre turbidites de *highstand* et de *bas niveau marin*. Les assemblages associés montrent une majorité d'éléments de plate-forme, intraclastes ou bioclastes néritiques, pour les deux configurations. Les grains planctoniques restent quant-à-eux limités entre 15 et 18%. Les dépôts associés au haut-niveau marin se distinguent par une composition riche en péloïdes, entre 25 et 32 %, alors que ces derniers sont pratiquement absents des dépôts de bas-niveau. Les

écoulements gravitaires de haut-niveau pourraient donc mobiliser une part de la production interne et fine de la plate-forme inondée, alors qu'en période de bas niveau, seule une production marginale sableuse pourrait être mobilisée. Cette interprétation est similaire aux conclusions de Reijmer et al. (2015b) pour les calciturbidites du puits ODP 632 d'Exuma Sound, et elle semble être un mécanisme de contrôle général de l'ensemble de la zone.

3. Processus de transferts gravitaires

Il existe indubitablement un export distal de sables de la plate-forme par l'intermédiaire du système vallée d'Exuma/Canyon de San Salvador, sur plus de 150 km de distance (Figure III 32). La relation entre ces dépôts et les accumulations sableuses sur la plate-forme, et le type d'écoulements associés reste encore à établir. Plusieurs points en particulier restent encore à établir :

- Les transferts gravitaires sableux de la plate-forme du GBB vers le bassin d'Exuma Sound sont bien établis (Crevello et Schlager, 1980 ; Austin et al., 1986) cependant . Par contre le tablier de bas de pente d'Exuma Sound et la vallée d'Exuma semblent être des systèmes distincts. Il n'est donc pas certain qu'il y ait un transfert direct des calciturbidites originaires de la marge du GBB jusque dans la vallée d'Exuma. Les traces dans la carotte CAR2KS 26 d'un écoulement de grande ampleur à l'embouchure de la vallée d'Exuma semble confirmer la possibilité, au moins pour certains événements gravitaires à grand échelle, d'un transfert à travers le bassin d'Exuma Sound, dans la vallée d'Exuma. Un tel écoulement y évoluerait alors probablement en turbidite telles que celles observées dans le canyon. Il est à noter que tels événements semblent exclusivement associés aux périodes de bas niveau-marin. La détermination stratigraphique des dépôts de la vallée d'Exuma pourrait permettre de déterminer si elles dérivent toutes de tels événements.
- L'absence de datation sur ces carottes gravitaires pour l'instant rend très difficile toute corrélation entre les différents bancs observés le long du transect de la vallée d'Exuma, et impossible toute analyse de l'évolution temporelle de ces apports. Il est néanmoins déjà important de noter l'absence d'évolution nette des dépôts carottés le long de la vallée sur une centaine de kilomètres. Des carottes situées à plus de 50 km de distance (par exemple CAR2KS 18 et 23, Figure III 31) indiquent des dépôts similaires. Soit ces dépôts ont été générés par le même écoulement indiquant un volume de turbidite très important. Soit il s'agit au contraire de dépôts d'écoulements distincts. Dans ce cas la vallée serait parcourue par des courants de volume et de dynamique variés, possiblement issus d'apports latéraux. Elle représenterait autant un lieu de dépôt terminal qu'un lien de transit, avec une remobilisation progressive des sédiments qui s'y trouvent. L'observation de la carotte CAR2KS 16 prouve la possibilité d'apports latéraux dans la vallée d'Exuma, sans doute combinés avec des apports d'Exuma Sound, dans des proportions inconnues.

Il est probable que la vallée d'Exuma joue à la fois un rôle de système de dépôt et de stockage de sédiments sableux, remobilisés dans des écoulements plus rares de type *canyon flushing* (Piper and Normark, 2009). A ce titre, on peut remarquer la présence de dépôts d'écoulements concentrés et hyper concentrés (Mulder et Alexander, 2001) indiqués par les bancs métriques à *coarse tail grading*. La comparaison des carottes CAR2KS 18 et BACAR 17 et 18 (Figure III 31), montre une augmentation nette de la taille des dépôts et de la granularité à la transition entre l'extrémité avale de la vallée d'Exuma et l'éventail de San Salvador. Il semble ainsi que la carotte CAR2KS 18 soit située en position distale par rapport à des écoulements qui se déposent dans la vallée d'Exuma. Les carottes BACAR 17 et 18 quant à elles enregistrent des écoulements beaucoup plus volumineux et énergétiques, en capacité de transporter les sédiments sans dépôt dans la vallée d'Exuma et de rejoindre le système de San Salvador. La diminution de la granularité et le meilleur granoclassement

entre les carottes BACAR 17 et 27 suggère une évolution progressive des écoulements le long du chenal de San Salvador.

Les modalités des transferts gravitaires dans ce système sont évidemment fortement contrôlées par les héritages structuraux qui contrôlent l'existence et la géométrie du système Exuma/San Salvador.

D. Classification et contrôles des processus de transferts gravitaires

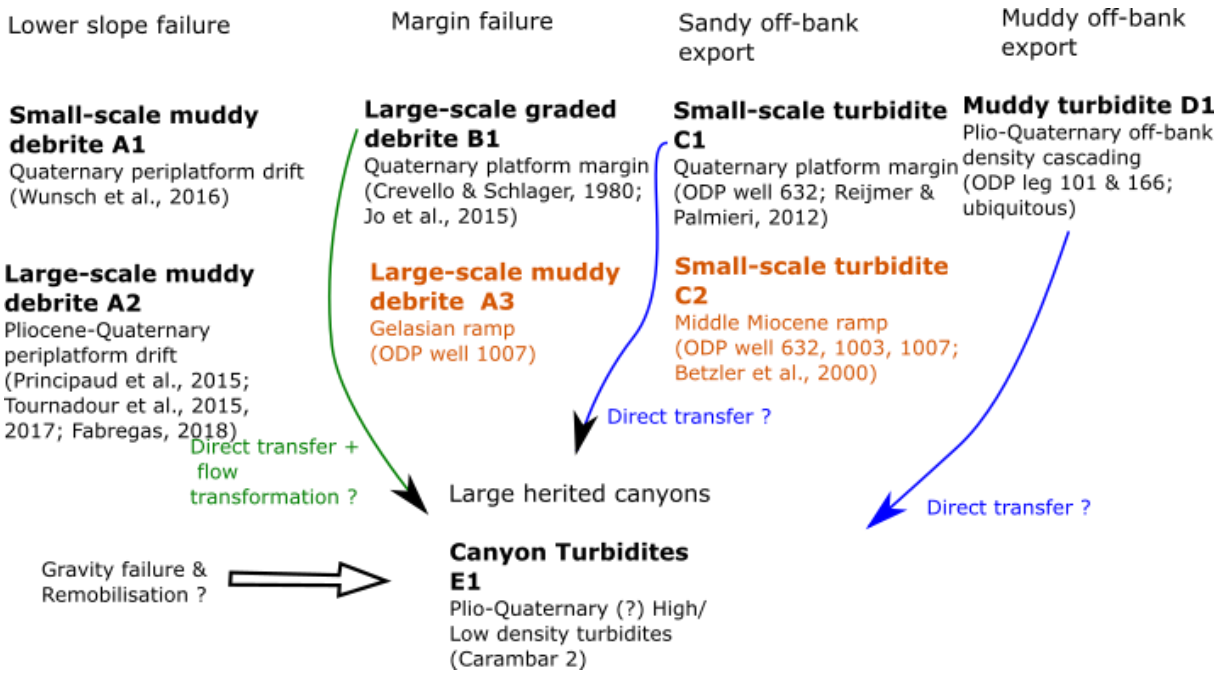


Figure III 36 : Classification des principaux types de phénomènes de transferts gravitaires observés sur la pente occidentale du GBB et la zone d'Exuma Sound/San Salvador pour le Plio-Quaternaire principalement. Sont indiqués l'accumulation à l'origine du transfert et les puits ou données de référence. En orange Figure IIInt les processus absents au Quaternaire.

A l'issue de cette étude de la pente occidentale du GBB et du système d'Exuma Sound/San Salvador pour le Pliocène et le Quaternaire, il est possible d'établir une typologie unifiée des dépôts et des processus des transferts gravitaires (Figure III 36 et 37).

- La classe A1 correspond aux **effondrements superficiels du matériel boueux de pente**, redéposé en position de tablier de pente ou de bas de pente. Cette classe regroupe les nombreuses débrites à lithoclastes observées dans les dépôts et la sismique des pentes occidentales du GBB (Eberli et al., 1997 ; Wunsch et al., 2016). Le volume des dépôts est généralement modeste, et la fabrique est celle d'une débrite dominée par de la boue de péri-plate-forme remaniée et comprenant des clastes de ce même matériel plus ou moins cimenté, arrachés aux couches cimentées de bas niveau marin.
- La classe A2 correspond aux **effondrements profonds du matériel boueux de pente** de type MTC (Figure III 37) de type **MTD**, tels que décrits par Principaud et al. (2015). Le dépôt comprend alors non seulement du matériel boueux remanié, mais aussi des sédiments lithifiés, pouvant former des blocs des tailles kilomètriques alternant avec des niveaux slumpés. Les processus de glissements gravitaires des pentes d'Exuma Sound sont situés entre ces deux catégories faute d'une meilleure caractérisation.

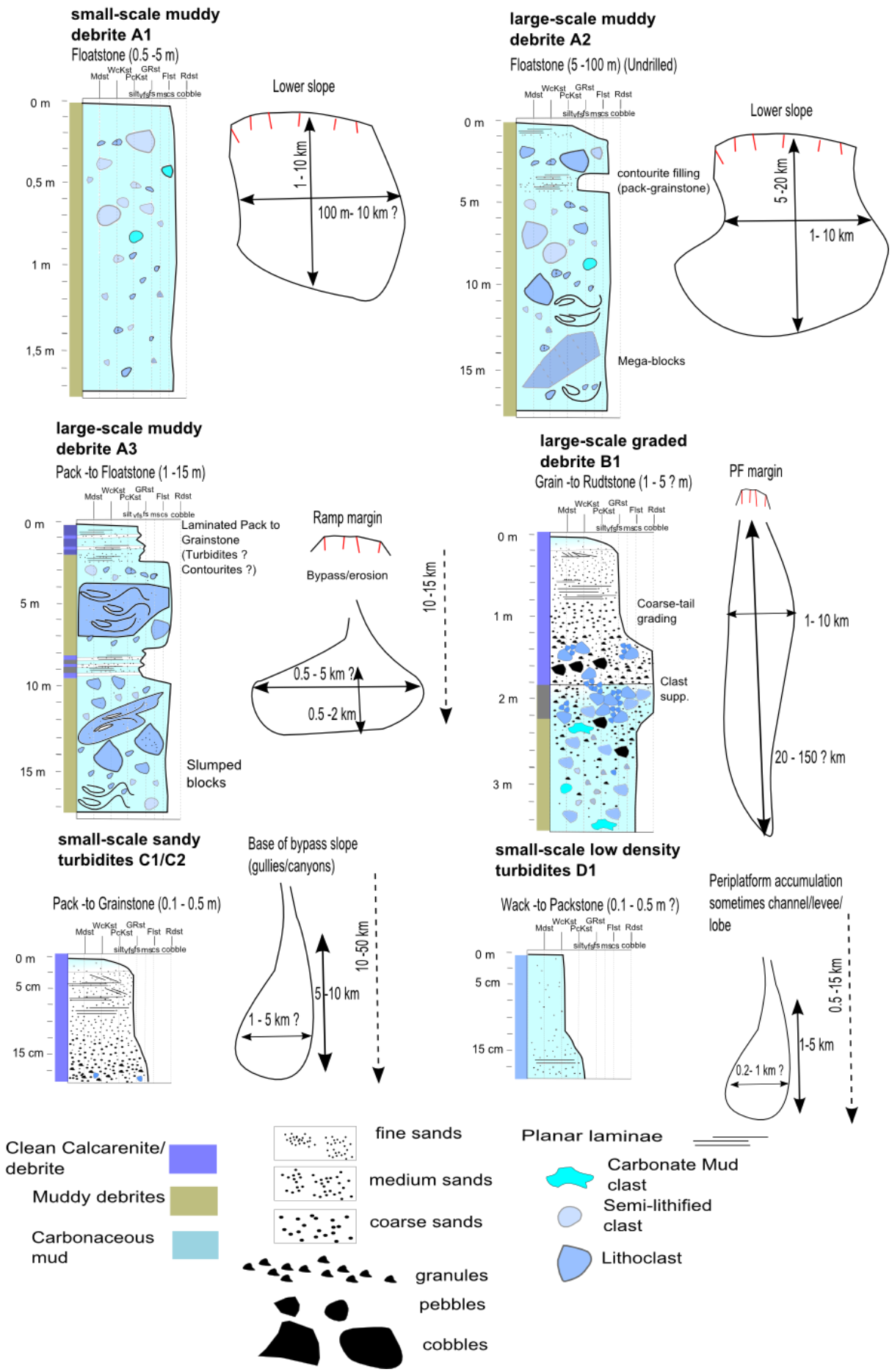

small-scale muddy debrite A1
Floatstone (0.5 -5 m)
Mdst WcKst PcKst GRst Flst Rdst
silt vfs fs ms cs cobble
0 m
0,5 m
1 m
1,5 m
Lower slope
1 - 10 km
100 m- 10 km ?
large-scale muddy debrite A2
Floatstone (5 -100 m) (Undrilled)
0 m
5 m
10 m
15 m
contourite filling (pack-grainstone)
Mega-blocks
Lower slope
5 -20 km
1- 10 km
large-scale muddy debrite A3
Pack -to Floatstone (1 -15 m)
0 m
5 m
10 m
15 m
Laminated Pack to Grainstone (Turbidites ? Contourites ?)
Slumped blocks
Ramp margin
Bypass/erosion
10 -15 km
0.5 - 5 km ?
0.5 -2 km
large-scale graded debrite B1
Grain -to Rudtstone (1 - 5 ? m)
0 m
1 m
2 m
3 m
Coarse-tail grading
Clast supp.
PF margin
1- 10 km
20 - 150 ? km
small-scale sandy turbidites C1/C2
Pack -to Grainstone (0.1 - 0.5 m)
0 m
5 cm
15 cm
Base of bypass slope (gullies/canyons)
10 -50 km
5 -10 km
1 - 5 km ?
small-scale low density turbidites D1
Wack -to Packstone (0.1 - 0.5 m ?)
0 m
5 cm
15 cm
Periplatform accumulation sometimes channel/levee/ lobe
0.5 -15 km
1-5 km
0.2- 1 km ?
Clean Calcarenite/ debrite
Muddy debrites
Carbonaceous mud
fine sands
medium sands
coarse sands
granules
pebbles
cobbles
Planar laminae
Carbonate Mud clast
Semi-lithified clast
Lithoclast

Figure III 37 : Représentation schématique des dépôts des transferts gravitaires identifiés dans l'étude des Bahamas, avec la fabrique et les dimensions associées.

- La classe A3 correspond à des dépôts relativement similaires (Figure III 37) en termes de fabrique, mais ces débrites sont issues **d'effondrements à grande échelle de la marge (rampe externe)** pour de la séquence *d* (2.6-1.7 Ma) sur la pente occidentale du GBB. Ces débrites sont visibles dans la carotte du puits ODP 1007, avec de nombreux clastes lithifiés originaires de la rampe externe combinés à des débris de pente. Le dépôt de ces débrites est contrôlé par le fossé contouritique (Principaud et al., 2016), et semble alterner avec des faciès laminés de packstone/wackestone possiblement d'origine contouritique.
- La classe B1 correspond également au résultat **d'effondrements à grande échelle de la marge raide de la plate-forme quaternaire** (Figure III 38A). Le dépôt résultant est alors riche en sable, sous la forme d'un banc hybride (Talling, 2013) combinant débrite boueuse basale et turbidite de haute-densité supérieure (Crevello et Schlager, 1980) (Figure III 37). Ces dépôts sont observés surtout dans la zone d'Exuma Sound, avec un volume extrêmement important. Les effondrements décrits par Jo et al. (2015) de la marge SW du GBB correspondent au même mécanisme d'instabilité (Figure III 38B). Leur dépôt associé n'est cependant pas bien caractérisé. Il est possible que le dénivelé et l'angle plus réduits de la pente ne permettent pas la même accélération et différenciation de l'écoulement. C'est peut-être aussi le cas pour la classe A3.
- Les turbidites sableuses sont relativement rares dans l'enregistrement Plio-Quaternaire des pentes du GBB, hormis sur la pente d'Exuma Sound, où elles définissent la classe C1, bien identifiées dans les puits ODP 632 et 633 du tablier de pente, et les carottes de Crevello et Schlager (1980) (Figure III 38). Les épaisseurs sont limitées, dépassant très rarement 50 cm, avec un développement souvent complet de la séquence de Bouma (Figure III 37). Dans le cas des périodes d'émersion, il est assez probable qu'elles résultent de **déstabilisations de petite échelles, gravitaires ou hydrodynamiques, d'accumulations sableuses marginales**. D'ailleurs ces turbidites sont beaucoup plus fréquentes avant le MIS 12 et l'apparition des grandes chutes du niveau marin qui entrainent la mise en place de l'escarpement marginal de la plate-forme (Busson et al., 2018) . Par analogie avec la marge occidentale du GBB, il est possible que le profil marginal avant 0,45 Ma ait été plus doux et plus favorable à l'accumulation de sédiments (Busson et al., 2018) . Les turbidites de haut-niveau marin peuvent avoir été alimentées directement par **la remobilisation hydrodynamique des courants d'export.** Elles peuvent résulter aussi d'une combinaison de déstabilisations gravitaires et de remobilisations hydrodynamiques des accumulations marginales.
- Des dépôts similaires constituent la classe C2, mais d'âge Miocène moyen et supérieur, identifiés dans les tabliers de bas des pente occidentale du GBB et d'Exuma Sound (Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997a) (Figure III 38). Ils sont associés à la **déstabilisation de petite échelle, gravitaire ou hydrodynamique, des rampes sableuses progradantes** pour la marge occidentale du GBB, et y sont organisés en dépôts dans des canyons et des lobes de pied de pente.
- La classe D1 correspond tout simplement aux turbidites de basse densité associées aux **courants d'export de plate-forme par *density cascading*** de la boue de plate-forme en période d'inondation (Figure III 37). Elle forme un continuum avec les dépôts de boue de péri-plate-forme au sens strict, qui combinent des phénomènes de décantation et de courants gravitaires. Présents sur la pente d'Exuma Sound, de tels dépôts sont bien développés sur la pente occidentale du GBB où ils sont caractérisés notamment par la présence de *sediment waves* sur le *periplatform drift* (Principaud et al., 2016 ; Wunsch et al., 2016).

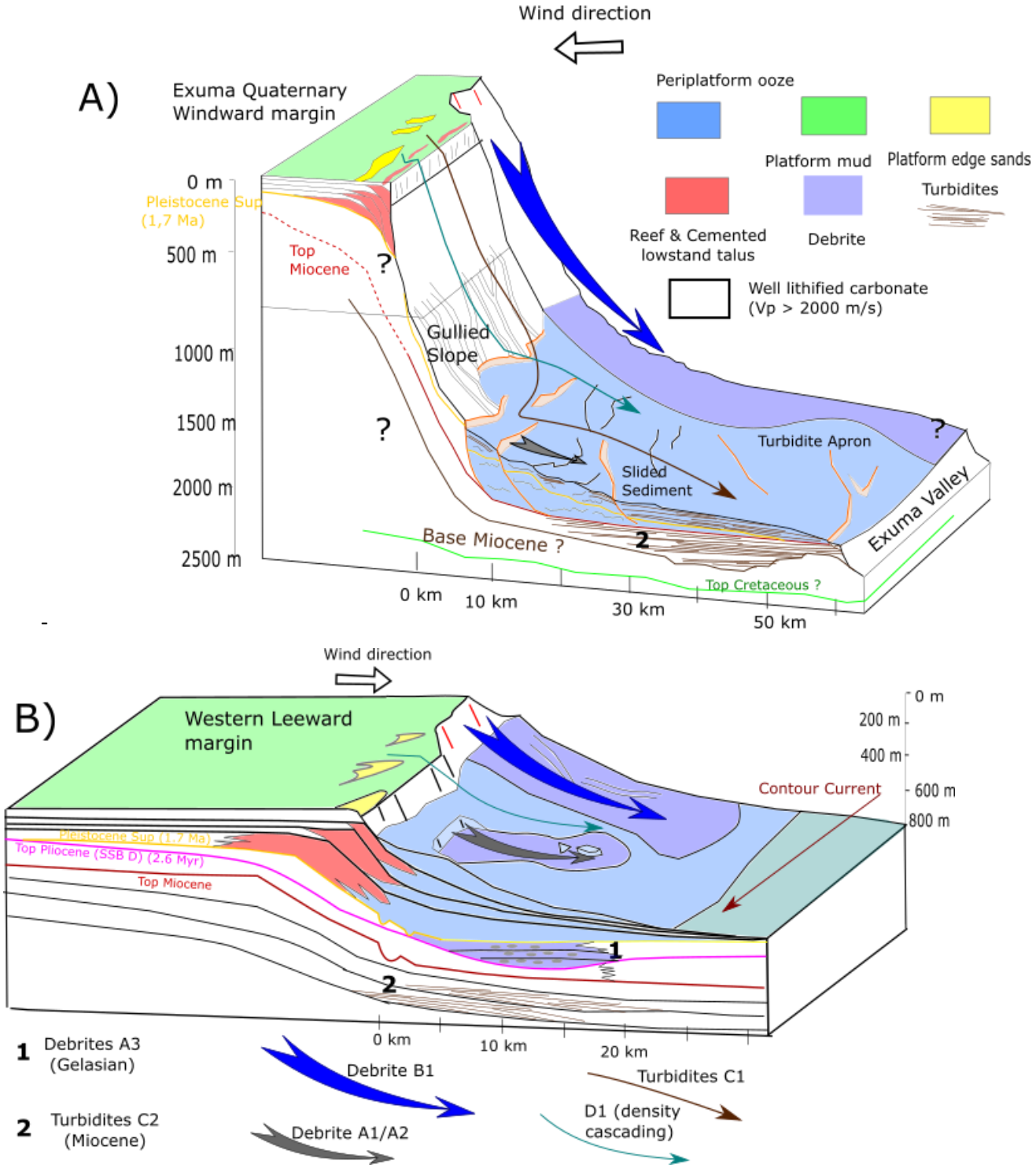


Figure III 38 : Représentation schématique des processus de transferts gravitaires actifs au Quaternaire sur les pentes A) d'Exuma Sound B) occidentale du GBB

- La classe E1 ne peut être qu'un regroupement provisoire avant des études plus poussées sur le système Exuma Sound/San Salvador, dans la mesure où elle rassemble les calciturbidites présentes dans le chenal principal de ce système. Elles sont d'épaisseurs différentes, avec des termes assez fins et bien granoclassés, et des termes plus épais à *coarse tail grading*. L'identification de cette classe met en lumière la question de l'origine de ces écoulements (Figure III 36) : s'agit-il de termes distaux continus des écoulements de type B1 et C1, venant

d'Exuma Sound et des pentes de la vallée d'Exuma ? Ou bien correspondent elles à des écoulements particulièrement nourris de la remobilisation des dépôts dans le canyon, jusque dans la plaine de San Salvador ?

En guise de bilan en relation avec l'exposé du chapitre 2, il est intéressant de remarquer le rôle des héritages structuraux dans le contrôle des écoulements entre le système en accrétion de la pente occidentale du GBB et le système d'Exuma. Dans le premier cas, les phénomènes gravitaires sont dominés par un tablier de pente et sa remobilisation sous forme de débrites. Dans le second cas, la structure topographique favorise une « extraction » des accumulations marginales, déposées sur le tablier de pente ou même transférées dans le conduit chenalisé d'export distal. La question des modalités des écoulements vers la vallée d'Exuma reste ouverte.

L'interprétation classique de la plus forte teneur en sable du système d'Exuma Sound est basée sur sa nature au-vent, supposée plus énergétique et donc plus riche en accumulations sableuses. Toutefois l'énergie hydraulique sur la marge d'Exuma Sound est assez faible (Figure III 10) vu son caractère protégé. Par ailleurs, d'importantes accumulations sableuses existent aussi sur toute la marge occidentale du GBB, où ces sables s'accumulent précisement du fait de sa position sous-le-vent (Wilber et al., 1990). Il semble que la différence majeure réside dans l'absence apparente de remobilisation des sables pour la marge sous-le-vent, au contraire du système au-vent. Il est donc nécessaire de progresser dans la compréhension des mécanismes de remobilisation à l'origine des transferts gravitaires de type C1.

Différents mécanismes de déstabilisation gravitaire à grande échelle sont également mis en évidence. Pour Exuma Sound, la déstabilisation des sédiments de pente semble surtout liée au maintien de la pente limite d'équilibre lors de la période de dépôt important sur la pente (Pliocène).

Un autre mécanisme d'effondrement à grande échelle bien en mis en évidence (classes A3 et B1) est l'effondrement de la marge de plate-forme en contexte de chute du niveau marin (Spence and Tucker, 1997). Il est confirmé par les résultats de modélisation de cette thèse présentés au chapitre 6. Le lien entre une évolution en régression forcée pour la séquence *d*, les effondrements de la marge et la mise en place du tablier de bas de pente par des turbidites (notamment pour le Miocène (Payros et Pujalte, 2008)) est très proche des mécanismes constatés dans les analogues anciens (Annexe I).

Chapitre 4 : Cadre théorique de modélisation des effondrements gravitaires et données expérimentales

A. Etude par modélisation numérique des instabilités gravitaires

I. Lien stratigraphie – pré-conditionnement – instabilité

La compréhension des transferts gravitaires passent par l'étude des processus physiques successifs que sont la ruine mécanique d'un volume donné, due à un mécanisme d'instabilité gravitaire, son écoulement et enfin le dépôt du matériel mobilisé. Ce projet de recherche est uniquement focalisé sur la première étape, celle de la mise en place du mécanisme d'instabilité gravitaire en lien avec l'évolution de l'édifice carbonaté. Comme évoqué au chapitre 2 de nombreux transferts gravitaires sont initiés par des évènements hydrodynamiques : leur modélisation requiert alors une modélisation couplée de l'environnement fluide et de l'accumulation de sédiment. Ce couplage apporte une complexité supplémentaire, et de tels mécanismes ont donc été laissés de côté. Dans le cas d'une instabilité gravitaire les facteurs de pré-conditionnement contraignent la géométrie et en précisent l'occurrence, et les facteurs déclenchants déterminent son occurrence temporelle.

Une approche couramment utilisée pour étudier des mécanismes d'instabilités consiste à évaluer l'impact de différents facteurs déclenchants sur la stabilité d'une accumulation. On peut ainsi comparer le mécanisme d'instabilité obtenu avec le mécanisme observé (si l'effondrement est récent) ou reconstitué sur une paléo-géométrie (Rusciadelli et al., 2003; Sultan et al., 2007; Leynaud et Sultan, 2010 ; Lafuerza et al., 2012 ; Leynaud et al., 2016)

Ce calcul d'instabilité repose alors sur des hypothèses fortes concernant l'architecture stratigraphique (géométrie des unités stratigraphiques et faciès sédimentaires) et la « stratigraphie mécanique » c'est-à-dire l'état de contrainte en tout point de l'accumulation au cours de son évolution temporelle, et en particulier les valeurs de pression de fluide dans les pores (Sultan et al., 2004 ; Flemings et al., 2012 ; Vanneste et al., 2014 ; Urlaub et al., 2015).

Dans les faits il est très difficile d'obtenir une reconstruction exacte et détaillée de l'architecture stratigraphique des accumulations sous-marines, mêmes récentes (Trofimovs et al., 2010 ; Urlaub et al., 2013 ; Principaud et al., 2015 ; Leynaud et al., 2016 ; Schnyder et al., 2016 ; Miramontes et al., 2018 ; Urlaub et al., 2018), à moins de déployer des moyens d'investigation considérables (Lafuerza

et al., 2012). Une reconstruction géologique à partir des observations disponibles est toujours possible, mais elle est exposée à de très grandes incertitudes dans l'évaluation quantitative de la stabilité que ce soit pour les vitesses de sédimentation des différentes unités, leur composition, la géométrie du système à la rupture ainsi que la date exacte de celle-ci en relation à des événements externes (Urlaub et al., 2013). Cela est encore plus vrai lorsque l'étude des systèmes gravitaires anciens repose sur la reconstruction d'une architecture conceptuelle (Rusciadelli et al., 2003).

Malheureusement, pour les cas anciens et pour de nombreux cas récents, l'évaluation *in situ* de l'état mécanique des sédiments n'est pas disponible ou approximative (Leynaud et al., 2016 ; Schnyder et al., 2016). Des reconstitution peuvent reposer sur des mesures *in situ*, telles que des carottes ou mieux même des tests au pénétromètre (Leynaud et Sultan, 2010 ; Lafuerza et al., 2009 ; Lafuerza et al., 2012 ; Miramontes et al., 2018). Cependant de telles mesures sont toujours appliquées à une zone intacte (par définition) et risquent de ne pas rendre compte du pré-conditionnement existant au temps et au lieu de la rupture. (Vanneste et al., 2014).

Les limites de la connaissance sur l'architecture stratigraphique et la stratigraphie mécanique peuvent alors faire douter des résultats de simulations de déclenchements d'instabilités gravitaires.
Elles peuvent aussi conduire à des raisonnements circulaires sur les relations entre l'état de pré-conditionnement, le facteur déclenchant et l'instant de la ruine du système, alors que seuls certains scenarios *a priori* de pré-conditionnement sont envisagés (Schnyder et al., 2016 ; Berthelon et al., 2018). Bien entendu, l'utilisation de raisonnements géologiques ou d'analyses probabilistes (Sultan et al., 2007; Leynaud et Sultan, 2010) peut aider à concevoir des hypothèses sur la stratigraphie mécanique. De telles reconstructions présentent néanmoins le risque de choix inexactes des valeurs géo-mécaniques (par exemple, la porosité, la pression des fluides de pote) pour une unité donnée au moment de la défaillance. La reconstruction de la stratigraphie mécanique (qualitative et conceptuelle ou explicitement quantitative) au cours du temps est donc une étape nécessaire et critique pour estimer le pré-conditionnement de manière pertinente (Vanneste et al., 2014).

« La stratigraphie mécanique » est directement contrôlée par l'architecture stratigraphique de l'accumulation c'est à dire la répartition spatiale et temporelle des différents faciès de la pente (Sultan et al., 2004 ; Eberli et al., 1988 ; Urlaub et al., 2018). Il faut alors intégrer dans le temps les propriétés géotechniques du sédiment et l'histoire stratigraphique du système (taux de sédimentation, enfouissement ou surrection, eustatisme, diagenèse) afin de déterminer la «stratigraphie mécanique» (Sultan et al., 2004 ; Vanneste et al., 2014 ; Urlaub et al., 2015, 2018).

L'utilisation d'une approche de modélisation stratigraphique *forward* permet d'intégrer les données disponibles dans une grille de faciès à haute résolution qui possède une signification géologique. (Granjeon et Joseph, 1999 ; Granjeon, 2014 ; Montaggioni et al., 2015 ; Berra et al., 2016 ; Lanteaume et al., 2018). Cette architecture stratigraphique explicite dans l'espace et le temps d'évolution est obtenue uniquement à partir des conditions initiales du système et du modèle dépositionnel conceptuel choisi. Dans le cas des carbonates, il s'agit principalement de la production carbonatée et de son transport selon les contraintes environnementales, combinées dans un profil de fabrique. Ainsi les caractéristiques de l'architecture stratigraphique obtenue (e.g. taux de sédimentation, géométrie d'accumulation) peuvent être comprises et étudiées comme des résultats des facteurs géologiques de contrôle du système, autocycliques ou allocycliques. Cette description de l'évolution stratigraphique du système est nécessaire pour comprendre sa réponse aux facteurs de déclenchement externes (Spence et Tucker, 1997 ; Sultan et al., 2004 ; Resor et Flodin, 2010 ; Vanneste et al., 2014).

A cette simulation de la construction de l'architecture il faut ajouter un calcul de la stratigraphie mécanique proprement dit, qui doit intégrer le comportement des phases solides et fluides du sédiment (Schofield and Wroth, 1968 ; Spence and Tucker, 1997 ; Vanneste et al., 2014 ; Urlaub et al., 2015). La stratigraphie mécanique doit intégrer la pression du fluide interstitiel dans la gestion de

la contrainte effective et doit donc être couplée à un modèle de déformation mécanique et de circulation du fluide (Flemings et al., 2012 ; Lafuerza et al., 2009 ; Urlaub et al., 2015). Un simulateur mécanique industriel peut réaliser de tels calculs couplés de charge, d'écoulement de fluide, de pression et d'état de contrainte (Rusciadelli et al., 2003; Urlaub et al., 2015). C'est également le cas des logiciels de modélisation de bassin utilisés dans l'industrie pétrolière.

Le scénario stratigraphique cohérent et à haute résolution est utilisé pour calculer à chaque pas de temps la contrainte et la pression du système à partir des caractéristiques géomécaniques des sédiments (Urlaub et al., 2015). Les paramètres requis ne sont donc pas des mesures *in si*tu, difficiles à obtenir au-dessous du fond de la mer, mais plutôt une caractérisation standard du matériau sédimentaire issue d'essais géomécaniques (Sultan et al., 2004 ; Vanneste et al., 2014 ; Urlaub et al., 2015).

Ce calcul de la stratigraphie mécanique permet d'identifier des mécanismes de pré-conditionnement, c'est-à-dire la combinaison du pré-conditionnement dans une zone donnée et du processus physique qui explique sa mise en place.
Le calcul fiable d'un mécanisme d'instabilité nécessite des opérations supplémentaires. Il faut en effet évaluer le travail des forces lors de la cinématique de rupture et non plus seulement leur équilibre statique. Il suppose aussi de pouvoir incorporer un mécanisme déclenchant amenant la charge du système jusqu'à la rupture. Le calcul complet du mécanisme de rupture a seulement été réalisé de manière marginale lors de ces travaux de thèse (chapitre 6), et l'accent a été mis sur l'évaluation du pré-conditionnement. Les raisons de ce choix sont multiples :

- Les principales questions posées sur les systèmes gravitaires carbonatés des Bahamas (Crevello et Schlager, 1980 ; Principaud et al., 2015 ; Jo et al., 2015 ; Schnyder et al., 2016) ne concernent pas directement les facteurs de déclenchement des effondrements, mais plutôt les facteurs de contrôle de leur position dans le temps et l'espace, en relation avec les contrastes lithologiques et les variations eustatiques du système. Ce sont des questions qui sont mieux évaluées dans une approche s'attachant à la simulation de la stratigraphie mécanique, qu'à des tests de déstabilisation sur une stratigraphie mécanique reconstituée *a priori*.
- L'identification des facteurs déclenchants est à l'heure actuelle très vague pour les systèmes gravitaires du GBB. La possibilité d'un déclenchement sous l'effet de séismes est généralement mise en avant (Schnyder et al., 2016), mais une définition utilisable d'une telle sollicitation demanderait des études importantes (voir chapitre 7) qui sont en dehors des objectifs de cette thèse.
- D'un point de vue matériel des outils performants existent pour le calcul de l'instabilité : cependant ils sont tous relativement limités dans leur capacité à intégrer une architecture stratigraphique détaillée, complexe et ce pour de nombreux pas de temps. Ils fonctionnent tous sur des systèmes à la description stratigraphique simplifiée, où le pré-conditionnement des dépôts est soit fixé complètement *a priori*, par exemple par la définition d'une couche de décollement (Yuan et al., 2017 ; Berthelon et al., 2018), soit modélisé au cours de l'évolution sédimentaire d'un système test volontairement simpliste (Rusciadelli et al., 2003 ; Urlaub et al., 2015), soit encore estimé sur une architecture simplifiée et récente à partir de mesures géotechniques *in situ* (Leynaud et Sultan, 2010 ; Lafuerza et al., 2012).
  Le développement complet d'un outil n'étant pas envisagé dans le cadre de cette thèse, ni la réalisation d'une campagne de mesures géotechniques *in situ*, les outils limités à l'évaluation de la stratigraphie mécanique ont été utilisés pour répondre à cette question du pré-conditionnement, non seulement à l'actuel, mais pendant l'ensemble du Quaternaire.

II. Méthode de modélisation numérique

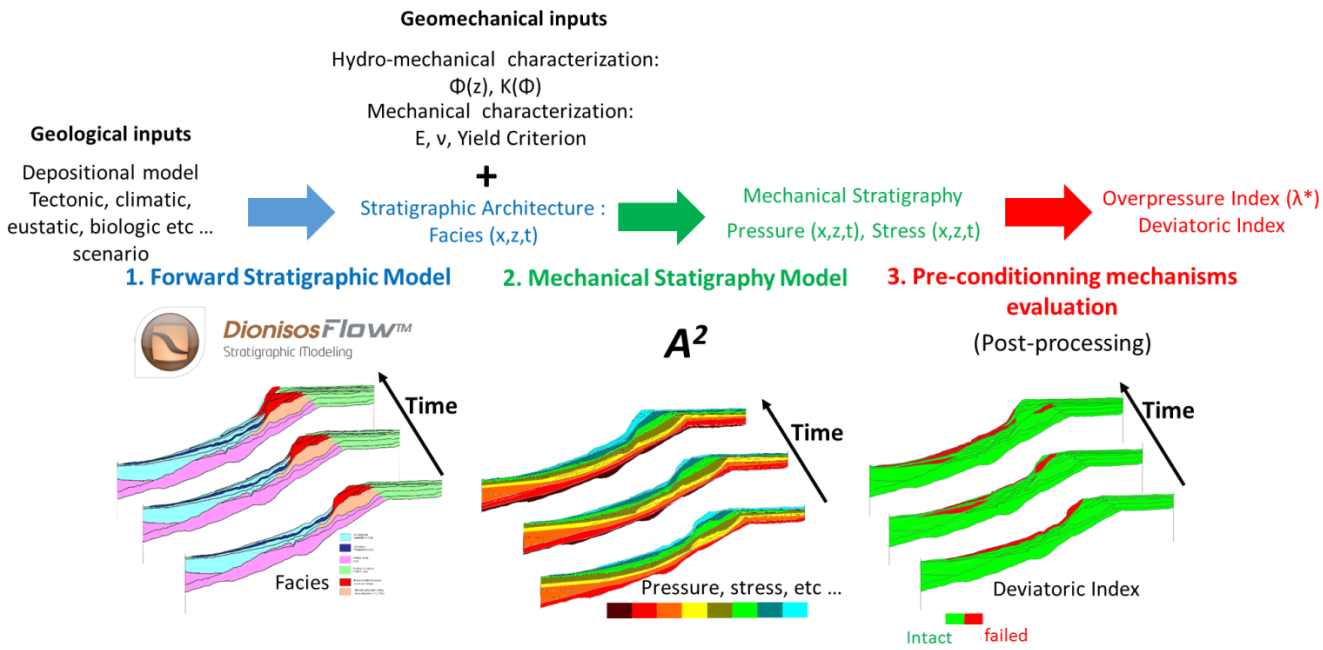


Figure IV 1 : Schéma de la méthodologie de modélisation du déclenchement des instabilités gravitaires suivi dans cette thèse.

Le workflow de simulation numérique utilisé au cours de cette thèse combine la modélisation stratigraphique directe, la modélisation de bassin et l'évaluation de la stabilité mécanique en trois étapes successives (Figure IV 1). Il a été mis en œuvre sur le transect 2D de la « Western line » (Chapitre 6), mais cette méthode peut être appliquée avec les mêmes outils sur un problème 3D.

Étape 1 : Simulation d'une architecture stratigraphique à haute résolution à l'aide du logiciel DionisosFlow (Granjeon et Joseph, 1999 ; Granjeon, 2014). Cette simulation est basée sur le modèle sédimentologique et les données structurales disponibles sur la section 2D. Cette simulation fournit 1) l'évolution de la géométrie de la pente au cours du temps et 2) la répartition de différents faciès sédimentaires dans ces unités stratigraphiques 3) ainsi qu'une estimation des vitesses de sédimentation et de la charge mécanique associée dans le temps.

La simulation stratigraphique forward est réalisée à l'aide du logiciel DionisosFlow (Granjeon et Joseph, 1999 ; Granjeon, 2014). Elle repose sur la combinaison d'une fonction de production de sédiment pour le cas carbonaté avec un modèle de diffusion du sédiment en fonction de la pente et de l'hydrodynamisme local.

Sa mise en œuvre dans le cadre de cette thèse est exposée en détail dans l'article soumis à *Sedimentary Geology* (chapitre 5 ; Busson et al., 2018) et la littérature qui y est citée.

Étape 2 : Les grilles obtenues sont transférées dans le logiciel de modélisation de bassin A^2 (Guy et al., 2017), avec les paramètres hydromécaniques (lois de compaction et de perméabilité) et mécaniques (paramètres d'élasticité et critère de rupture) pertinents pour chaque faciès sédimentaire défini à l'étape 1. Le prototype de modélisation de bassin A^2 exécute ensuite une simulation hydromécanique couplée calculant la porosité, l'écoulement et la pression du fluide dans les pores et le tenseur de contrainte complet à chaque pas de temps.

Les géométries passées sont d'abord reconstituées par un algorithme de *backstripping* (Allen et Allen, 2005), qui réalise la décompaction des sédiments en respectant une contrainte bathymétrique. Les entrées pour cette étape sont fournies par la géométrie finale de la simulation Dionisos et les cartes de bathymétries calculées à chaque pas de temps de la simulation.

Le simulateur effectue ensuite le calcul *forward* couplé des propriétés physiques pour chaque pas de temps, à savoir : le tenseur des contraintes effectives (Terzaghi, 1944), la pression et le flux de fluide de pore, la température, la porosité ϕ, et la perméabilité *k*. Ce calcul est réalisé en couplant deux codes de calcul ArcTem™ et Code_Aster (Guy et al., 2012).

Le code ArcTem™ développé par l'IFPEN et commercialisé par Beicip-Franlab (Faille et al., 2014), réalise la simulation couplée de la pression, l'écoulement de fluide, la température et la compaction avec un schéma numérique de volumes finis en utilisant les champs de perméabilité et de densité déduites d'une évaluation de la porosité. Les valeurs de pression de fluide de pore obtenues sont utilisées par le second code de calcul, le code éléments finis Code_Aster développé par EDF (www.code-aster.org), qui réalise le calcul de l'état de contrainte effectif et utilise le modèle rhéologique fourni pour calculer la porosité résultante (Figure IV 2). Ce champ de porosité est ensuite utilisé pour une nouvelle exécution Arctem, donnant un nouveau champ de pression pour Code_Aster et ainsi de suite jusqu'à ce que la convergence soit atteinte, pour chaque pas de temps.

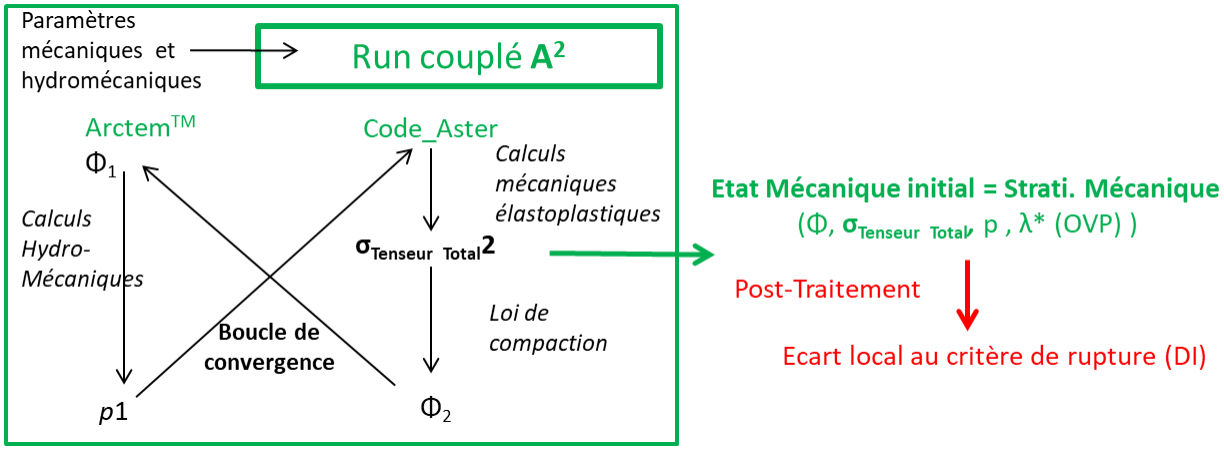


Figure IV 2 : Schéma du couplage entre les deux codes du simulateur A² pour effectuer le calcul couplé du tenseur de contrainte et de l'écoulement des fluides de pore.

Le calcul de porosité est basé sur un modèle rhéologique synthétique qui rend compte du comportement élasto-plastique du sédiment. Un domaine d'élasticité non-linéaire (E=f(ϕ)) est défini par un critère de Drucker-Prager (Drucker et Prager, 1952) et par une limite d'écrouissage en compression (*compressive cap*) (Figure IV 3). Celle-ci est définie pour intégrer la compaction du sédiment décrite à partir des paramètres de la description empirique proposée par Schneider al. (1994) :

$$\varphi = \varphi_r + \varphi_a e^{-\sigma/E_a} + \varphi_b e^{-\sigma/E_b}$$

Cinq paramètres définissent l'évolution de la porosité : la porosité résiduelle finale φ_r, deux échelles de porosité supplémentaires pour la compaction « précoce » φ_a et « tardive » φ_b, avec pour chacune un module de compaction (E_a et E_b) contrôlant l'amortissement exponentiel de la porosité initiale. On peut aussi regarder ces modules comme une échelle de contrainte nécessaire pour une compaction aboutie. Ces coefficients n'ont malheureusement pas de sens physique, et donc sont à calibrer empiriquement à partir de courbes de porosité en fonction de la profondeur.

La limite en compression (Figure IV 3) intègre ces paramètres pour délimiter la limite plastique en compression au fur et à mesure de la compaction du sédiment (Guy et al., 2017). Dans la

configuration utilisée pour nos simulations, cette limite constitue la seule déformation plastique effectivement prise en compte. Le critère de Drucker-Prager n'est utilisé que pour l'étude du pré-conditionnement en post-traitement.

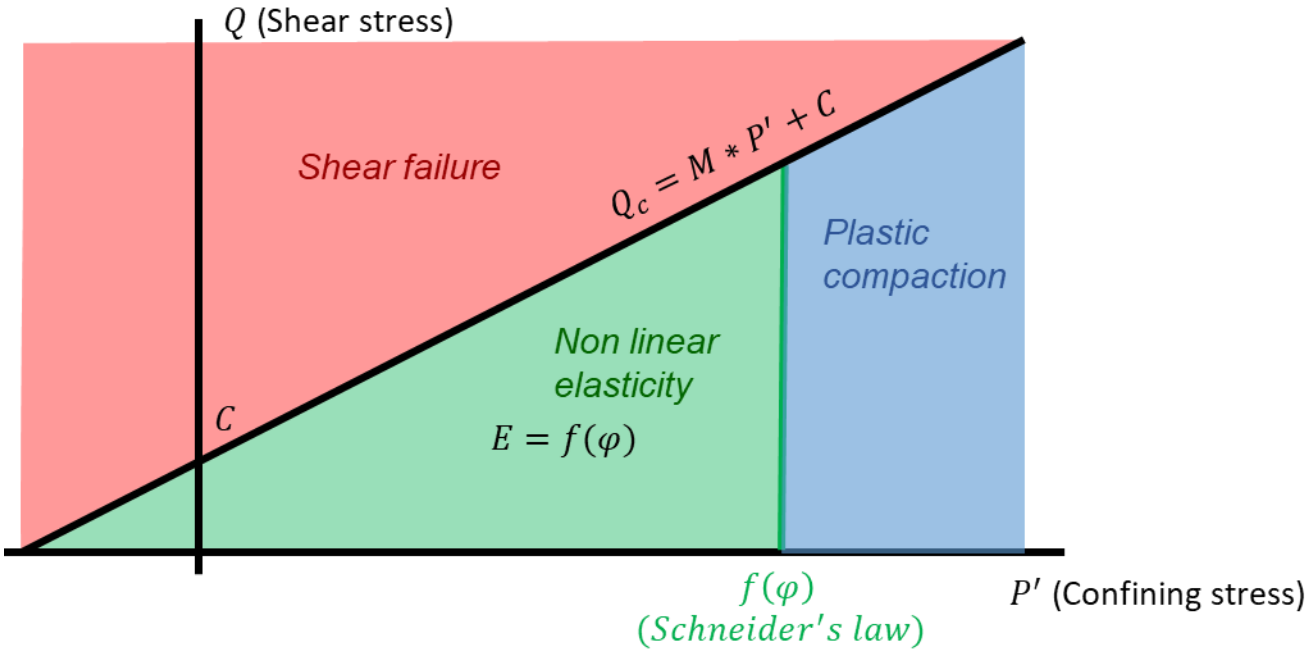


Figure IV 3 : Schéma du modèle rhéologique utilisé par le simulateur A² pour rendre compte à la fois de la consolidation du sédiment et de sa limite de stabilité en cisaillement.

Pour la pente occidentale du GBB en accrétion c'est principalement le modèle de consolidation qui va contrôler l'évolution de l'état de contrainte. Ce modèle propose une définition de l'enveloppe de rupture plus simple qu'un modèle d'état critique de type Cam-Clay (Schofield et Wroth, 1968).

La perméabilité est définie à l'aide de lois choisies par l'utilisateur qui la relient à la porosité, sous la forme $\log(k) = A + B\varphi$. La définition des lois de compaction est donc un paramètre crucial dans le calcul de la stratigraphie mécanique : elles contrôlent à chaque instant, à la fois la déformation des sédiments et leur capacité à faire circuler les fluides dans les pores.

Étape 3 : Plusieurs calculs sont effectués en post-traitement sur la stratigraphie mécanique simulée pour obtenir plusieurs indicateurs quantitatifs pertinents de l'état de surpression et du degré de pré-conditionnement dans chaque cellule, au cours du temps. Ces indicateurs sont basés sur le critère de rupture du matériel et l'état de contrainte local effectif (voir partie A.III. 4))

Les données d'entrée requises pour l'ensemble du workflow sont alors de deux types :

1) Un modèle géologique, basé sur les informations géologiques (affleurements, carottes, logs de puit, sismique) disponibles pour le système étudié. Elles servent de point de calage pour valider la simulation stratigraphique *forward*. Elles servent surtout à définir, d'une part un modèle de dépôt qui sera mis en œuvre par Dionisosflow et d'autre part un modèle de lithofaciès pour la grille stratigraphique obtenue. Cette description des lithofaciès doit pouvoir être transformée en description de faciès mécaniques : elle tient donc compte du faciès sédimentaire, mais aussi des propriétés mécaniques du matériel, reliées notamment à la diagénèse précoce pour les carbonates.
2) Une caractérisation des lithofaciès en termes de faciès hydromécaniques et mécaniques : Cette caractérisation doit définir des lois d'évolution des paramètres physiques et mécaniques en fonction de l'enfouissement. Il s'agit d'une part des paramètres

hydromécaniques, soit la loi de compaction et la loi de perméabilité, et des paramètres mécaniques, soit les paramètres élastiques du matériel et son critère de rupture.
Dans les simulations réalisées au cours de cette thèse un modèle de comportement simplifié est utilisé, considérant uniquement les phénomènes de compaction mécanique avec l'enfouissement ainsi qu'une définition constante des paramètres élastiques et du critère de rupture pour chaque matériel.

Cette caractérisation mécanique est généralement issue d'essais mécaniques de laboratoire sur le matériel sédimentaire. Des paramètres identiques ou similaires peuvent être déduits de mesures géotechniques *in situ*, de certaines données de logs de puits (loi de compaction), voire de mesures géophysiques. Dans le cadre de cette thèse des essais mécaniques ont été réalisés et utilisés avec des données issues de la littérature.

La validation de cette démarche de modélisation s'effectue à plusieurs niveaux. Tout d'abord par la vérification de la cohérence de l'architecture stratigraphique avec les observations géologiques disponibles. Ensuite, quand cela est possible, par la comparaison de la stratigraphie mécanique avec les données locales d'état de contrainte, mais il est très rare qu'elles soient disponibles. La seule possibilité est alors de comparer les scénarios de pré-conditionnement proposés avec les effondrements observés. Cette dernière comparaison permet surtout d'affiner la compréhension du contrôle du pré-conditionnement et du déclenchement, mais elle ne démontre pas un lien de cause à effet, ni ne reconstitue le scénario effectif de l'effondrement.

III. Cadre mécanique théorique

1. Approche de l'état de contrainte

La modélisation de la stratigraphie mécanique suppose le calcul de l'état de contrainte du système, c'est-à-dire de la valeur du tenseur de contrainte $\boldsymbol{\sigma}$ et de la pression de pore p.

Les effets de la pression de pores dans l'état de contrainte du système sont considérés dans le cadre de la théorie des contraintes effectives, en posant la contrainte effective comme la différence entre la contrainte totale σ et la pression du fluide dans les pores p (Terzaghi, 1944).

$$\sigma' = \sigma - p$$

Le fluide interstitiel peut s'écouler plus rapidement que la contrainte ne varie, donc sans report de la déformation sur le fluide, ou à l'inverse la contrainte peut varier à une échelle de temps plus faible que la dissipation de la déformation par un écoulement de fluide. Ces deux conditions sont communément nommées drainée ou non-drainée (Helwany, 2007 ; Mavko et al., 2009).

L'écoulement de fluide lui-même est déterminé par la loi de Darcy (Darcy, 1856) sous la forme :

$$\boldsymbol{q} = -({}^{k}/_{\mu})(\nabla \boldsymbol{p} - \rho \boldsymbol{g})$$

où $\boldsymbol{q}$ est le vecteur de la vitesse d'écoulement, μ la viscosité dynamique, k la perméabilité, $\boldsymbol{p}$ la pression, ρ la densité du fluide et $\boldsymbol{g}$ le vecteur gravité.

Le tenseur de contrainte est symétrique et peut être décomposé suivant les coordonnées géométriques du système, avec trois composantes normales : une composante verticale σ_v, une composante horizontale σ_h dans la direction de la section 2D, et une seconde composante horizontale dans la direction orthogonale, qu'on nommera σ_{lat}; et trois composantes tangentielles cisaillantes nommées ici τ_{xy} pour le terme de cisaillement dans le plan horizontal et τ_{yz} et τ_{xz} pour les termes de cisaillement dans les plans verticaux orthogonaux et parallèles à la section considérée.

Cette nomenclature correspond aux résultats de modélisation qui donnent une décomposition du tenseur de contrainte suivant la géométrie du problème. Elle fait ressortir les relations entre la

contrainte verticale effective, qui correspond directement au poids local de la colonne de sédiments moins la pression de fluide, et les contraintes horizontales.

Ces dernières sont délicates à estimer *a priori*: elles dépendent des caractéristiques intrinsèques du sédiment, de l'historique de contraintes de l'accumulation et des éventuelles contraintes de champ lointain (Mestat, 1998). Elles peuvent être exprimées par rapport à la contrainte verticale par le paramètre K_0, ou "coefficient de pression des terres".

$$K_0 = \frac{\sigma'_h}{\sigma'_v}$$

Ce paramètre est notoirement difficile à évaluer dans les problèmes géotechniques, en particulier à faible profondeur (Mestat, 1998). Le calcul de la stratigraphie mécanique permet de l'évaluer localement au cours de l'histoire du système.

Pour un système horizontalement homogène, plan et stratifié, l'état de contrainte dominant sera la condition œdométrique. Il est donné par le coefficient de Poisson du matériau considéré, avec :

$$K_{0oedo} = \frac{\nu}{1-\nu}$$

2. Caractérisation de l'état de contrainte à la rupture

Le critère de rupture consiste de manière générique en une fonction $F(\boldsymbol{\sigma})$ qui délimite un domaine $F(\boldsymbol{\sigma}) \leq 0$ ou les contraintes sont admissibles par le solide élastique, et une surface $F(\boldsymbol{\sigma}) = 0$ au-delà de laquelle le matériel se déforme de manière plastique.

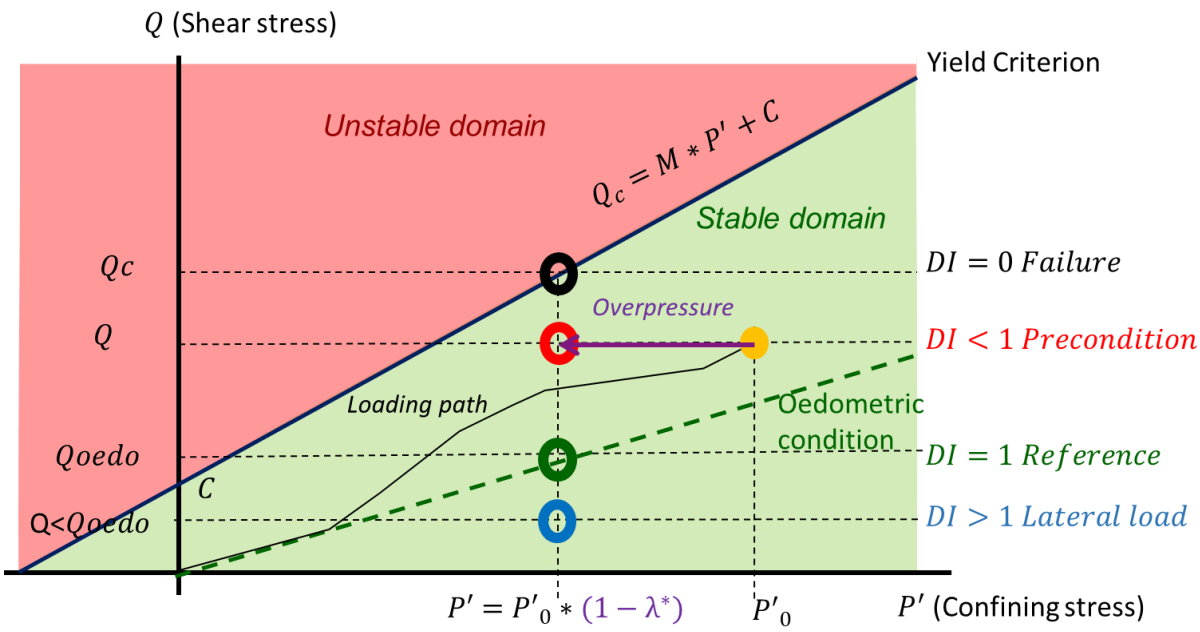


Figure IV 4 : Schéma représentant différents état de contraintes dans le plan P'Q, avec le critère de rupture (*yield criterion*); en noir un trajet de chargement ; en pointillé vert la droite de condition œdométrique pour un matériel donné (K_0 constant, évolution linéaire de Q en fonction de P') ; l'effet d'une surpression de fluide de λ^* rapproche l'état de contrainte (cercle rouge) du critère de rupture (cercle noir). Ce dernier possède un coefficient de pression des terres K_0 supérieur à la condition œdométrique pour le même confinement (cercle vert); en bleu un état de contrainte plus isotrope, avec un coefficient de pression des terres K_0 inférieur à la condition œdométrique. DI renvoie à l'indicateur de pré-conditionnement défini à la section 4.

Il peut être étudié de manière privilégié dans le plan (P', Q) (Figure IV 4) qui décrit l'état de contrainte avec la contrainte normale effective P' correspond à la composante compressive isotrope

de l'état de contrainte, et la contrainte déviatorique Q rend compte de la composante cisaillante. Ces deux grandeurs sont définies par :

$$P' = \frac{(\sigma'_v + \sigma'_h + \sigma'_{lat})}{3}$$

$$Q = \frac{1}{\sqrt{2}}\sqrt{(\sigma'_h - \sigma'_{lat})^2 + (\sigma'_v - \sigma'_{lat})^2 + (\sigma'_h - \sigma'_v)^2 + 3\tau_{xy}^2 + 3\tau_{yz}^2 + 3\tau_{xz}^2}$$

En condition œdométrique la contrainte déviatorique de la cellule sera donnée par :

$$Q_{oedo} = 3P' \left| {(K_{0oedo} - 1)}/{2(K_{0oedo} + 1)} \right|$$

Le plan (*P', Q*) est un espace privilégié pour observer la stratigraphie mécanique et évaluer le pré-conditionnement.

Le logiciel A^2 privilégie l'usage du critère de Drucker-Prager (Drucker et Prager, 1952), qui définit une relation linéaire entre la contrainte effective moyenne de confinement P' et la contrainte déviatorique maximale Q_c.

$$Q_c = M * P' + C$$

Avec M la pente du critère et C la cohésion. La pente peut être reliée à l'angle de frottement critique Φ du critère de Mohr-Coulomb par la formule : $M = 6 * \frac{\sin(\Phi)}{(3 - \sin(\Phi))}$. L'angle de frottement critique correspond à la pente maximale stable que peut prendre une accumulation d'un matériel donné en condition drainée.

Le paramètre λ^* permet d'évaluer l'impact de la surpression sur la contrainte de confinement et sur la résistance du matériel, indépendamment de la profondeur considérée. Il indique, pour chaque cellule, le rapport entre la surpression dans le fluide interstitiel et la contrainte effective verticale locale dans des conditions hydrostatiques (Lafuerza et al., 2009 ; Flemings et al., 2012 ; Urlaub et al., 2015).

$$\lambda^* = \frac{p - \rho_w g z}{\sigma_v - \rho_w g z}$$

Avec p la pression du fluide interstitiel, ρ_w la densité de l'eau, g la gravité et z la coordonnée de profondeur. Le paramètre λ^* peut prendre des valeurs physiques comprises entre 0 et 1, correspondant respectivement à la condition hydrostatique et à la condition de liquéfaction, avec une contrainte effective verticale nulle.

A partir d'un état initial de confinement à P'_o la cellule est conduite par une suppression d'intensité λ^* vers une nouvelle valeur de contrainte effective moyenne de $P' = P'_0 * (1 - \lambda^*)$ (Figure IV 4). Le terme déviatorique Q n'est pas affecté par la pression de fluide, et ne connaît donc pas cette diminution, ce qui rapproche l'état de contrainte de la rupture. Étant donné que C/M est généralement faible devant P', en particulier pour les sédiments non consolidés, la réduction de la résistance au cisaillement équivalente est également de $\approx (1 - \lambda^*)$.

L'accumulation de sédiment peut connaître deux mécanismes de rupture distincts en fonction de l'orientation des contraintes, habituellement désigné comme les états de contrainte actifs et passifs (Rankine, 1857; Schofield & Wroth, 1968; Mourgues et al., 2014; Yuan et al., 2017) (Figure IV 3).

En état de contrainte active, la contrainte verticale est supérieure à la contrainte horizontale et correspond donc à un mécanisme d'effondrement sous charge gravitaire (régime extensif).

Dans l'état de contrainte passive, la contrainte horizontale est supérieure à la contrainte verticale. Cela signifie qu'un élément de compression latérale est à l'origine de la défaillance (régime compressif).

Les états de contrainte actifs sont généralement associés aux effondrements gravitaires. Cependant dans les systèmes de tectonique gravitaire à grande échelle, la partie amont du glissement peut être dans un état de contrainte actif, marqué par des failles normales, et la partie aval dans un état de contrainte passif, marqué par des failles inverses (Yuan et al., 2017). La rupture en condition active correspond à des contraintes moyennes et déviatoriques supérieures à celles mises en jeu pour la rupture passive (Figure IV 5). Comme exposé plus haut la configuration œdométrique est un état de contrainte actif, où la contrainte principale est la contrainte verticale.

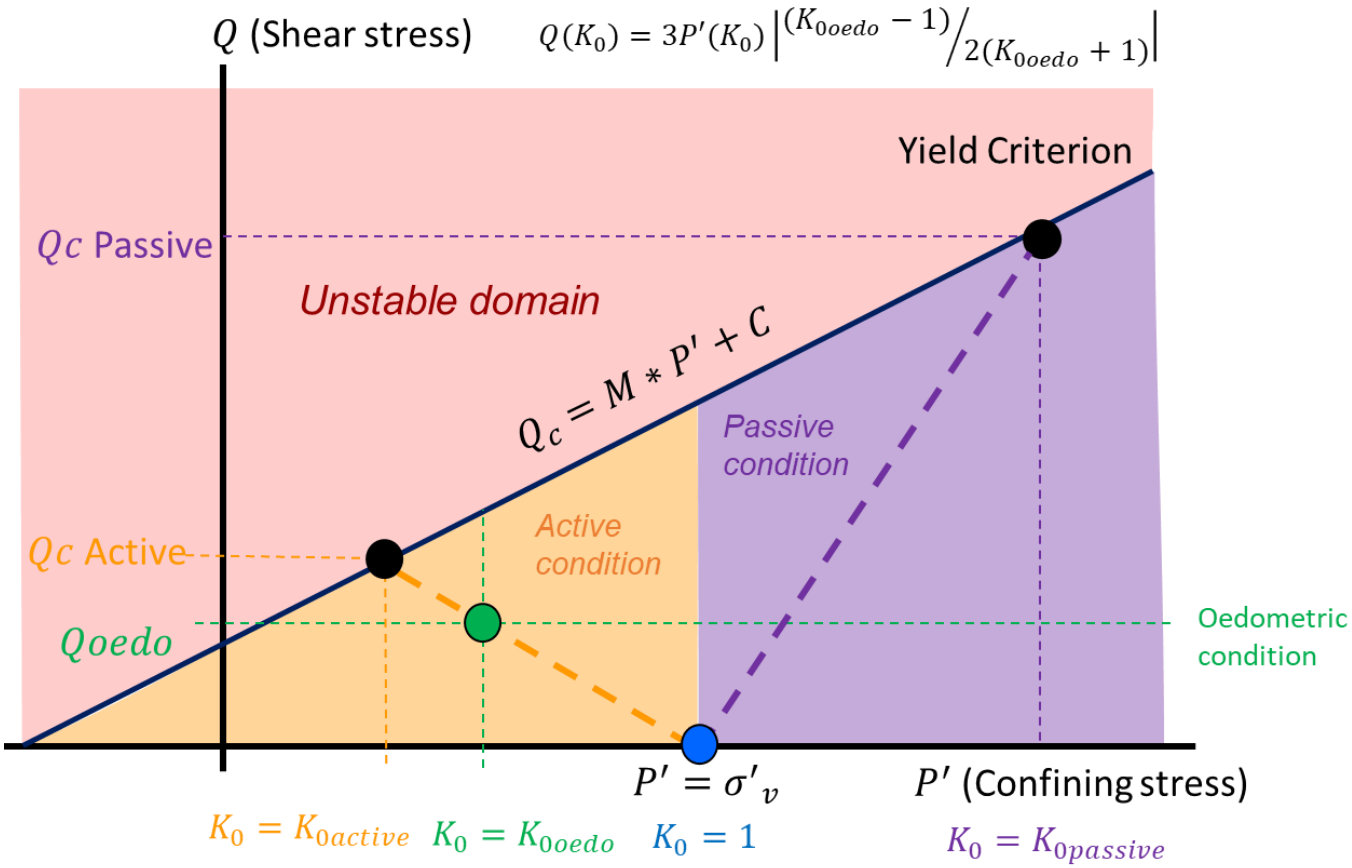


Figure IV 5 : Schéma représentant différents états de contrainte pour la même contrainte verticale effective (i.e. la même colonne de sédiments, avec la même pression de pore locale) avec des contraintes horizontales différentes, et la variation correspondante du coefficient de pression des terres K_0. On retrouve en noir le critère de rupture et en vert la condition œdométrique. Le point bleu correspond à l'état de contrainte isotrope, déjà plus « compressif » que la condition œdométrique. On peut constater que la rupture en condition passive se produit à un niveau de contrainte beaucoup plus élevé que la condition active.

3. Contrainte et déformation

La relation élastique entre l'état de contrainte et la déformation du système est donnée par la loi de Hooke, en supposant une élasticité isotrope et linéaire. Elle est définie par le couple module de Young et coefficient de Poisson (E (GPa), ν sans dimension) ou le couple module d'élasticité et module de cisaillement (K (Gpa), G (Gpa)).

$$\varepsilon_{ij} = 1/E\left(\sigma_{ij} - \nu\,(\sigma_{kk}\delta_{ij} - \sigma_{ij})\right)$$

$$\sigma_{ij} = 3K\left(\tfrac{1}{3}\varepsilon_{kk}\delta_{ij}\right) + \tfrac{2}{3}(\varepsilon_{ij} - \tfrac{1}{3}\varepsilon_{kk}\delta_{ij}) \text{ ou}$$

Avec σ le tenseur des contraintes, ε le tenseur des déformations et δ_{ij} le delta de Kronecker (Helwany, 2007).

Dans le problème des accumulations sédimentaires, ces relations ne sont cependant pas suffisantes. En effet non seulement le matériel connaît un comportement plastique en cisaillement, décrit par des critères comme la loi de Drucker-Prager, mais aussi en réponse à la contrainte normale dans le phénomène de compaction mécanique. Empiriquement celui-ci correspond à la diminution du volume de pore par réarrangement ou déformation des grains au fur et à mesure que le confinement augmente. Dans un matériel saturé comme les sédiments sous-marins cette compaction entraine un écoulement de fluide. Si la compaction se produit en régime drainé, la pression de pore reste à la valeur hydrostatique, sinon il y a apparition de surpression en régime non-drainé.

Ces surpressions peuvent être transitoires. Un équilibre peut aussi s'établit entre la pression supplémentaire de fluide et le confinement total, conduisant alors à un état de sous-compaction ou sous-consolidation.

Le comportement en consolidation est généralement décrit par une relation linéaire entre l'indice des vides, définit comme $e = {}^{\varphi}/_{1-\varphi}$ où φ est la porosité, et le logarithme de la contrainte verticale effective (Schofield & Wroth, 1968). Ce phénomène de plasticité comporte une hystérésis : pour un niveau de consolidation donné la pente reliant la contrainte et l'indice des vides est plus faible à la décharge qu'à la charge. Schofield et Wroth (1968) définissent respectivement ces deux pentes comme le coefficient de compressibilité (noté $\lambda = C_c/\log(10)$) et le coefficient de gonflement (noté $\kappa = C_s/\log(10)$) (Figure IV 4).

Considérant un volume élémentaire de sédiment soumis à une augmentation de confinement effectif, la pente de variation de son indice des vides dépend du confinement maximal qu'il a subi auparavant. Ce confinement est défini généralement par la contrainte de pré-consolidation p'_c, valeur pour laquelle le régime de consolidation passe de la pente de décharge à la pente de recharge.

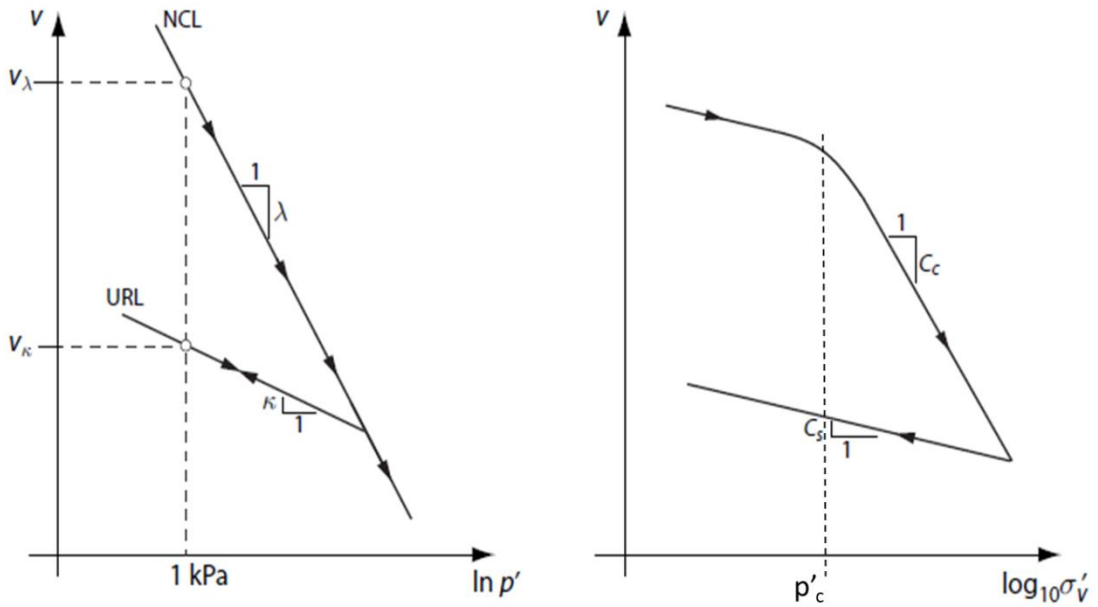


Figure IV 6 : Description théorique de la consolidation du sédiment, à gauche selon la formulation du modèle Cam Clay (Schofield et Wroth, 1968) en mesurant la variation de volume v=e+1 (NCL, Normally Consolidated Line, URL Unloading/Reloading Line) ; à droite selon la présentation classique d'un essai de consolidation œdométrique. La pression de pré-consolidation p'_c apparaît à la rupture de pente lors du chargement de l'échantillon.

Dans le cas d'un historique sédimentaire en enfouissement classique le volume de sédiment subit en permanence la contrainte de pré-consolidation, qui augmente au cours du temps, alors que le volume évolue sur la courbe de charge (pente λ). Un tel volume est à l'état normalement consolidé. Cependant si le volume de sédiment a connu un régime de confinement plus élevé, par exemple avant une érosion, il va évoluer pour un temps sur la courbe de décharge (pente κ), avant d'atteindre la valeur de p'_c et de nouveau évoluer sur la courbe de charge. Un tel volume est à l'état sur-consolidé (Figure IV 4). Un état sur-consolidé peut aussi être observé en cas de cimentation des grains entre eux.

Un volume peut théoriquement être sous-consolidé dans certaines configurations, par exemple en cas d'un retard à la compaction lié au comportement non-linéaire des grains squelettiques, qui vont réagir de manière non-linéaire à l'augmentation du confinement (Lavoie et al., 1986 ; Urlaub et al., 2015). Il peut aussi apparaître sous-consolidé en cas de surpression de fluide, qui réduisent p'_c par rapport à la valeur attendue au vu de la profondeur de l'échantillon.

L'état de consolidation est décrit par le paramètre OCR (Over Consolidation Ratio) défini comme $OCR = {p'_c}/{\sigma'_v}$, qui vaut 1 pour un volume normalement consolidé, est supérieur à 1 pour un volume sur-consolidé et inférieur à 1 pour un volume sous-consolidé.

La prise en compte du phénomène de consolidation a amené Schofield et Wroth (1968) à établir le modèle Cam Clay particulièrement pertinent pour les sols ou les sédiments fins. Ce modèle ou cette théorie de l'état critique repose sur une description de l'évolution du volume de sol dans un espace à trois dimensions, combinant les paramètres P', Q et *e* l'indice des vides (Figure IV 5).

Le modèle postule l'existence d'une courbe d'état critique où le sédiment adopte un comportement plastique en cisaillement sans changement de volume. Cette courbe est une droite dans le plan (P',Q), similaire à un critère linéaire de type Drucker-Prager, et également dans le plan (P', *e*) où elle est parallèle à la courbe de charge. Ce modèle permet également de définir pour toutes situations d'équilibre des contraintes une courbe d'écrouissage (*yield curve*) délimitant dans le plan (P',Q) un espace des états de contraintes possible pour un volume de sédiment sans déformation volumique plastique irrécupérable. En d'autres termes sans consolidation supplémentaire hormis par évolution sur la courbe de recharge dans le plan (P', *e*), où la déformation est récupérable (Figure IV 7).

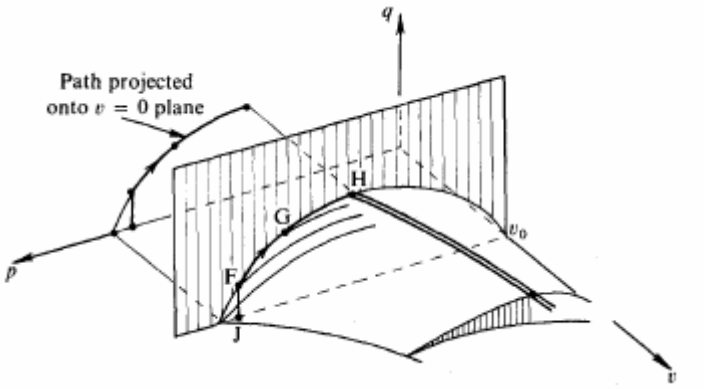


Figure IV 7 : Présentation de la surfaces de rupture dans l'espace tridimensionnel confinement p, cisaillement q et volume v, atteinte lors d'un essai triaxial non-drainé suivant le modèle Cam Clay (d'après Schofield et Wroth, 1968).

Le modèle permet également de prédire le trajet dans l'espace des contraintes pour un volume de sédiment porté par un chargement au-delà de la courbe d'écrouissage initiale (Figure IV 8), jusqu'à atteindre la courbe d'état critique. Ce modèle offre notamment une possibilité de calculer la cohésion non-drainée associée à un volume de sédiment dans un état initial donné en explicitant la trajectoire suivie lors du chargement non-drainé.

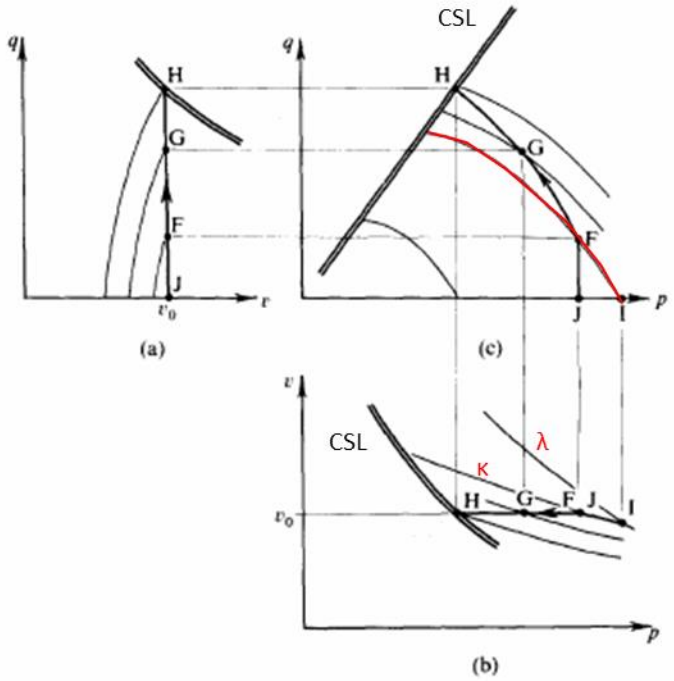


Figure IV 8 : Présentation des surfaces de rupture pour un essai de compression axial dans le modèle Cam Clay. Ces différentes vignettes montrent le trajet d'un échantillon lors d'un essai triaxial non-drainé (d'après Schofield et Wroth, 1968). Il évolue depuis la position initiale J, légèrement sur-consolidée par rapport à la position I. En c) la courbe rouge souligne la surface d'écrouissage plastique associée à cet état de consolidation initial. Elle est remplacée par d'autres surfaces au cours de la compression. La diminution du confinement au cours de la compression non-drainée est causée par l'augmentation de la pression de fluide. CSL indique la droite d'état critique (Critical State Line).

4. Evaluation du pré-conditionnement

a) Stratégie et contexte

Au cours de ce projet des calculs ont été conduits avec le logiciel Optum G2 en utilisant la méthode d'analyse limite, privilégiée par de nombreux auteurs pour étudier les mécanismes d'instabilité gravitaire (Sultan et al., 2007 ; Lafuerza et al., 2012 ; Leynaud et al., 2016 ; Berthelon et al., 2018). Cette méthode permet de déterminer ne surface de rupture et le facteur de sécurité (FS) associé. Celui-ci correspond à une indication de la stabilité de l'ensemble (instable si FS < 1) ou plus exactement une indication du facteur de charge à appliquer pour atteindre la rupture avec une surface donnée. Cette méthode est présentée plus en détail en annexe V.

Il est ici nécessaire de souligner un point très important, qui a fortement pesé sur la conduite de ce projet de thèse : une étude de l'instabilité par analyse limite est en théorie indépendante de l'état de contrainte initial du système et du trajet de chargement suivi (Salençon et al., 2002). Seule la connaissance de la géométrie, de la cinématique et du critère de rupture du système est nécessaire.

Cependant si l'on veut étudier le développement de mécanisme d'instabilité en condition non-drainée, il est nécessaire d'utiliser alors un critère de rupture répondant effectivement à cette condition. Le critère correspondant est la cohésion limite, définie pour chaque volume élèmentaire comme l'accumulation le cisaillement à appliquer pour obtenir le passage à l'état plastique. La grandeur généralement obtenue est la cohésion non-drainée S_u, ou résistance au cisaillement non-drainé. Cette description de la résistance non-drainée dans la section étudiée peut être obtenue de différentes façons.

Il est possible de décrire l'accumulation à partir de mesures in-situ de cohésion non-drainée (Lafuerza et al., 2012). Cette opération est couramment pratiquée, soit lors de mesures in situ

(Lafuerza et al., 2012 ; Vanneste et al., 2014) soit par différents test sur des échantillons de carottes, l'un des plus classiques étant l'essai scissométrique (voir partie B) (Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997a ; Leynaud et al., 2016 ; Miramontes et al., 2018). On élimine ainsi les incertitudes associées au modèle de condition initiale et de critère de rupture, mais conserve les limites de validité des mesures ponctuelles.

Malheureusement dans le cadre de ce projet il n'existe pas de mesures fiables de la cohésion non-drainée dans la pente occidentale du GBB (voir Eberli et al., 1997a ; Schnyder et al., 2016 ; et la partie B.III.1 de ce chapitre). A partir d'hypothèses sur les valeurs de confinement effectif initial dans la section étudiée il pourrait être possible d'obtenir une description du critère de rupture.

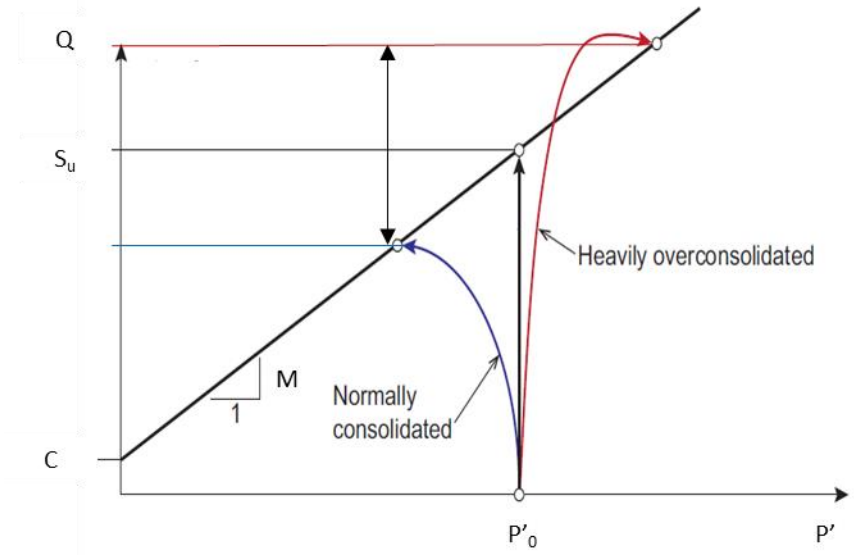


Figure IV 9 : Schéma indiquant le lien entre un critère de rupture frottante et différentes valeurs de cohésion non-drainée résultantes de l'état de confinement initial et du trajet de contrainte suivi. Les solutions présentées ici sont qualitativement similaires aux solutions proposées par le modèle Cam-Clay (Figure IV 5). Dans un système en accrétion comme la pente occidentale du GBB, les sédiments sont généralement normalement consolidés.

En effet la valeur de ce paramètre dépend, du critère de rupture du matériel, du confinement initial, du chemin de chargement effectif suivi, et du degré de préconsolidation du sédiment (Figure IV 9). Ainsi pour une couche de sédiment avec un critère de rupture drainé de pente M et connaissant une surpression de fluide de λ^* le paramètre S_u vaudra $M(1-\lambda^*)*P'_0$, si l'on fait l'hypothèse d'un chemin de chargement à confinement constant (en noir sur la Figure IV 9). En réalité ce chargement non-drainé s'effectura avec une trajectoire différente, qui va dépendre de l'évolution de la pression de pore au cours du chargement, elle-même variant différemment pour un échantillon normalement consolidé (en bleu sur la Figure IV 9) ou sur-consolidé (en rouge sur la Figure IV 9) (Schofield et Wroth, 1968). Dans le premier cas la pression de pore générée lors du chargement diminue en continu l'état de confinement effectif et amène à la rupture avec un cisaillement plus faible que dans le cas drainé. C'est la raison pour laquelle la cohésion non-drainée est plus réduite que la cohésion drainée pour des sédiments normalement consolidés (Figure IV 9).

Ce phénomène est particulièrement marqué pour les sédiments fins, moins perméables, et donc plus enclins à développer des mécanismes de rupture en conditions non-drainées. Ceci explique pourquoi dans l'étude de Kenter (1990), les pentes boueuses présentent des angles limites < 5°, bien inférieurs à l'angle de frottement critique de tels matériaux en conditions drainées (Lavoie, 1988).

Ainsi la cohésion non-drainée est un paramètre dont la valeur dépend profondèment du pré-conditionnement local. Si celui-ci est connu il est possible de recalculer la valeur de S_u en chaque point du modèle. Au vu de l'absence de compréhension préalable du pré-conditionnement pour la

pente occidentale du GBB cette approche demandait donc d'abord une modélisation forward de la stratigraphie mécanique.

Le calcul de S_u serait cependant ensuite basée sur une hypothèse concernant le chemin de chargement suivi dans l'espace des contraintes lors de la rupture (Figure IV 9). Pour contraindre l'incertitude associée il est alors nécessaire de pouvoir s'appuyer sur une caractérisation fiable du comportement mécanique du sédiment. Comme évoqué ci-dessous (partie B.III.2 de ce chapitre) des essais triaxiaux ont été conduits pour décrire le comportement de la boue de péri-plate-forme dans le cadre du modèle Cam-Clay de Schofield et Wroth (1968) (Figure IV 8), mais faute de résultats concluants cette approche n'a pas pu être menée à bien.

Les résultats de cette thèse sont donc concentrés sur l'analyse du pré-conditionnement à partir des résultats de la simulation forward de la stratigraphie mécanique.

b) Indicateurs de pré-conditionnement

L'évaluation du pré-conditionnement correspond à la troisième étape du workflow numérique présenté ici. Elle consiste à calculer trois indicateurs distincts pour décrire l'état mécanique :

1) la surpression de fluide de pore est décrit par le paramètre λ^* discuté ci-dessus.

2) Le caractère plus ou moins passif de l'état de contrainte est défini par l'indicateur K_{state} qui évalue l'état de contrainte latérale dans le système :

$$K_{state} = (1 - K_0)/(1 - K_{0oedo})$$

Ainsi, l'état de contraintes œdométriques donne Kstate = 1. La condition œdométrique est un état de contrainte actif de sorte que l'état Kstate>> 1 indique des conditions de contrainte encore plus actives pouvant atteindre la rupture et au-delà (Figure IV 5). À l'inverse, l'état Kstate <1 indique une condition moins active, avec une augmentation de la contrainte horizontale par rapport à la contrainte verticale. Cela ne signifie pas une condition de contrainte passive, tant que Kstate >0.

3) La distance de l'état de contrainte à la rupture en cisaillement est décrit par l'indicateur déviatorique, DI, qui indique le pré-conditionnement du volume, et la distance à la contrainte déviatorique requise pour la rupture (Figure IV 2). Il est défini comme :

$$DI = \frac{(Q - M * P' + C)}{(Q_{oedo} - M * P' + C))}$$

Cette définition considère un chargement déviatorique à confinement constant pour le volume considéré (Figure IV 4). Dans la plupart des cas, cela est probablement faux : le chargement réel du volume en condition initale à (*P', Q*) vers la rupture ne suit pas un chemin vertical, de sorte que la défaillance ne se produit pas avec $Q_c = M * P' + C$ mais avec d'autres valeurs de contraintes de confinement et de contraintes déviatoriques (Figure IV 9). DI = 0 correspond donc à un état de rupture théorique, et constitue une bonne mesure du chargement déviatorique que peut supporter le volume considéré.

La plupart du temps, les valeurs conprises entre 0 et 1, indiquent un pré-conditionnement partiel par rapport à l'état œdométrique (DI = 1) (Figure IV 4). DI > 1 signifie au contraire une augmentation de la contrainte de compression horizontale par rapport à sa valeur en condition œdométrique, se rapprochant de la valeur de la contrainte verticale et de conditions isotropes. Il indique alors une condition de contrainte moins active ou moins extensive, en lien avec K_{state} <1.

Ces indicateurs ne sont que trois possibilités de traitement de la richesse d'information qu'apporte le calcul de la stratigraphie mécanique. Il est aussi possible de calculer par exemple les composantes

principales du tenseur des contraintes. On peut aussi facilement calculer en tout point la cohésion non drainée S_u, en choisissant le modèle de comportement le plus adapté, ou le calcul du Facteur de Sécurité associé à l'équilibre de pente infinie.

B. Caractérisation géomécanique des sédiments des Bahamas

Les sédiments du transect de la pente occidentale du GBB présentent des caractéristiques mécaniques assez variées (Chapitre 3) : la boue de péri-plate-forme dominante sur la pente actuelle est un sédiment fin non consolidé, les sédiments de la plate-forme et de la marge sont eux consolidés par cimentation précoce due aux émersions du Pléistocène. Les sédiments plus anciens des séquences *d* à *f* sont dans des états de cimentation intermédiaire. La situation est la même pour les faciès de boue de péri-plate-forme cimentés sur la pente.

La caractérisation hydromécanique (loi de compaction $\varphi = f(\sigma'_v)$ et loi de perméabilité $k = f(\varphi)$) et mécanique (E,ν et critère de rupture) pour ces différents sédiments sera réalisée en combinant des données publiées dans la littérature, et des données d'essais réalisés au cours de la thèse pour les faciès de boue de péri-plate-forme.

Ce sont ces essais et leurs résultats qui sont présentés dans la suite de ce chapitre. Il s'agit d'une part d'essais de consolidation œdométriques, utilisés pour définir une loi de compaction et de perméabilité, d'autre part d'essais scissométriques et de compression triaxiale réalisés pour préciser le comportement à la rupture : leurs résultats n'ont cependant pas été directement utilisés dans la simulation. Des essais de compression triaxiale ont également été réalisés sur cinq carottes de sables oolithiques cimentés de la *Miami Limestone Formation*, datée du MIS 5, mais leurs résultats n'ont pas non plus été utilisés dans les simulations et ne sont pas présenté ici.

La caractérisation des autres faciès est présentée directement dans le chapitre 6. Elle est principalement basée sur les modèles de comportement présentés par Caspard et al. (2004) pour la plate-forme du GBB, et les paramètres définis par Bouchez et al. (1997) sur l'atoll de Mururoa.

Les paramètres élastiques des matériaux ont également été tirés des données de littérature, y compris à partir des valeurs de vitesse sismique mesurées sur les carottes ODP (Eberli et al., 1997a).

I. Caractérisation du sédiment de la boue de péri-plate-forme

1. Présentation des échantillons de laboratoire

Les échantillons disponibles proviennent de la mission Carambar 1.5, qui a exploré le domaine sommital de la pente NE du Petit-Banc des Bahamas. Cette pente présente notamment un prisme boueux continu, entre 150 et 250 m de profondeur, au pied de l'escarpement marginal (Mulder et al., 2017). Les datations effectuées par la méthode du ^{14}C identifient ces sédiments comme d'âge Holocène (Fauquembergue et al., 2018). Ils correspondent tout à fait aux dépôts du prisme holocène de haut-niveau de la pente occidentale du GBB.

Plusieurs prélèvements par carottier gravitaire ont été réalisés dans cette zone, récupérant principalement des carottes assez homogènes de boue de péri-plate-forme (Figure IV 10). Il est important de noter que ces prélèvements ont d'abord été faits à des fins stratigraphiques et sédimentaires, non pas géotechniques. Le prélèvement par carottage gravitaire endommage la structure mécanique du sédiment. Les essais scissométriques sont donc réalisés à l'ouverture des carottes, sur la surface intérieure. L'ouverture ayant lieu 14 mois après le prélèvement, on peut

s'interroger sur l'état du sédiment étudié, même si à l'observation visuelle il semble plutôt satisfaisant. Des échantillons en section entière ont également été prélevés à trois reprises pour effectuer des essais œdométriques (Figure IV 10), dans les carottes CARGC 15 et CARGC 16. Des échantillons de boue prélevée par bennes CARGC 12 et CARGC 05, partiellement remaniés, ont également été utilisés pour des essais œdométriques et triaxiaux.

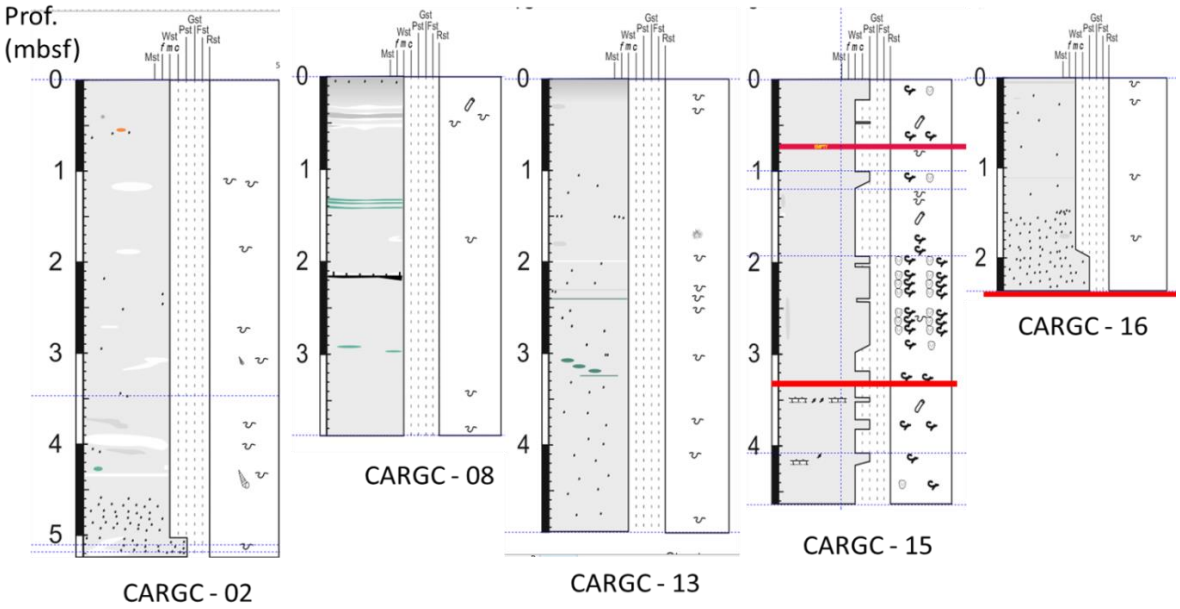


Figure IV 10 : Log sédimentaire des 5 carottes de la mission Carambar 1.5 utilisées pour une caractérisation de la boue de péri-plate-forme (d'après K. Fauquembergue). Les niveaux en rouge indiquent le prélèvement d'échantillons pour les essais œdométriques.

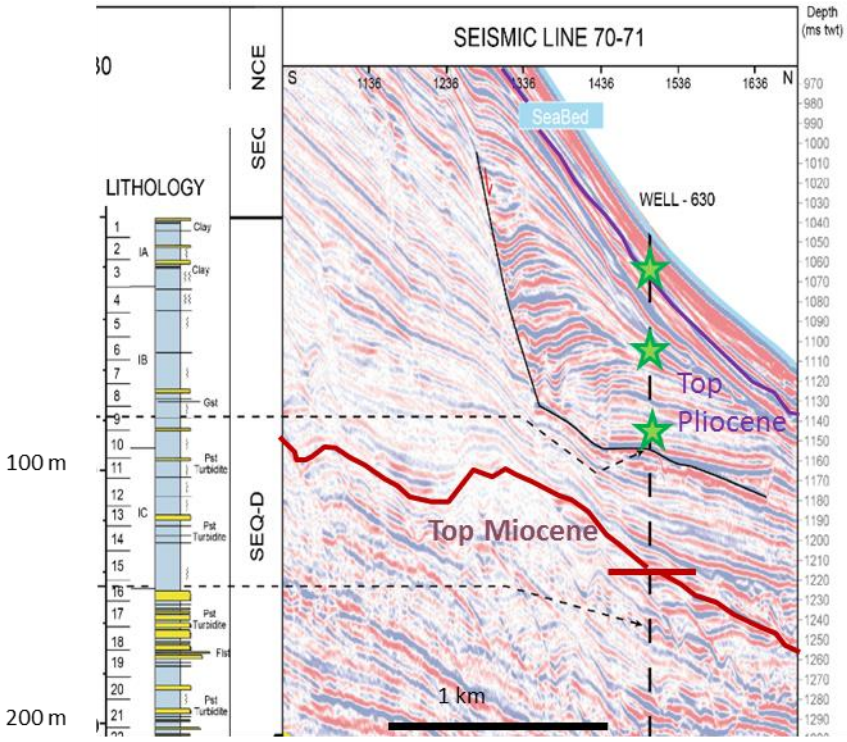


Figure IV 11 : Schéma d'après Tournadour (2015) de la position du puits ODP 630 dans une coupe sismique de la pente NE du Petit Banc des Bahamas. Les étoiles indiquent la position des trois échantillons prélevés sur la carotte du puits pour les essais œdométriques par Lavoie (1988). On peut remarquer que les deux échantillons les plus profonds sont situés dans une masse glissée.

Une étude des propriétés de la boue de péri-plate-forme a également été publiée par Lavoie (1988), basée sur le puits ODP 630 (Austin et al., 1986). Situé à 815 m de profondeur dans la pente NE du Petit Banc des Bahamas, il traverse un prisme de boue d'âge principalement Pliocène et Miocène, la

sédimentation Pléistocène étant très réduite. Malgré la faible pente (2°), cette zone semble affectée par de nombreux glissements (Figure IV 11) (voir Chapitre 7). Trois échantillons ont notamment été prélevés sur la carotte du puits pour réaliser des essais œdométriques et triaxiaux, à 10,9, 41 et 79,4 m de profondeur (Figure IV 11).

2. Caractéristiques physiques du sédiment en surface

En absence de cimentation, la boue de péri-plate-forme est un matériel très peu cohésif, saturé en eau, qui relève davantage de la mécanique des sols que de celle des roches. Les grains possèdent des relations mécaniquement beaucoup plus faibles que leur propre résistance, voire même aucun squelette solide.

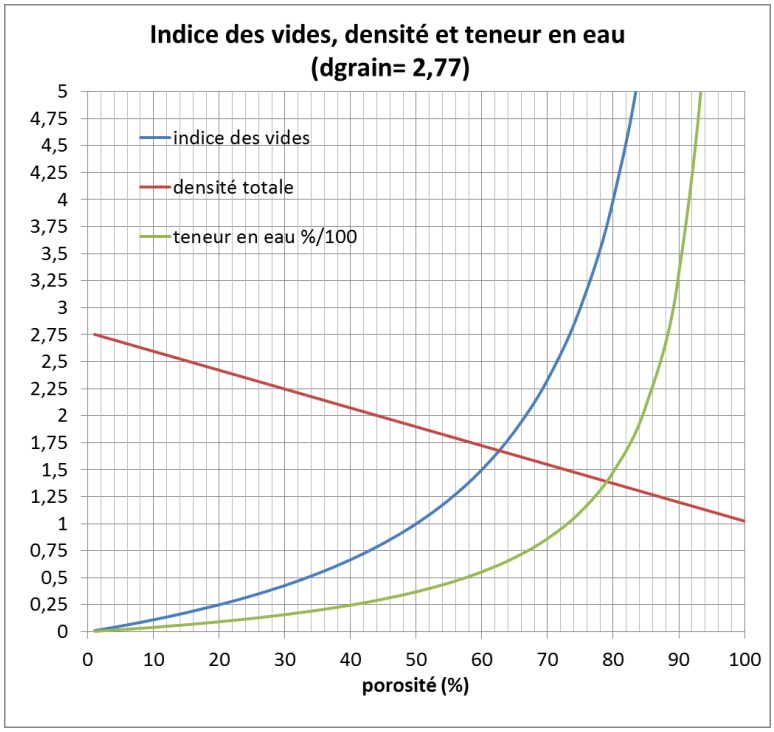


Figure IV 12 : Evolution théorique des propriétés physiques de la boue de péri-plate-forme en fonction de la porosité.

On peut donc caractériser physiquement cette boue par la densité des grains et sa teneur en eau. La mesure de la densité des grains reste nécessairement une valeur statistique, et relativement compliquée à réaliser, surtout pour un sédiment très fin composé majoritairement de particules silteuses ou argileuses au sens granulométrique (Chabaud et al., 2016). Faute d'un protocole adapté pour pouvoir dé-floculer les agrégats de particules, je n'ai pas pu réaliser directement cette mesure. On suit donc la valeur de densité de 2,77 indiquée par Lavoie (1988). La mesure de la teneur en eau (w=poids de l'eau/poids du matériel sec, pour un volume donné) est par contre très simple à réaliser. On peut ensuite en déduire la densité totale du sédiment, ou bien sa porosité (Figure IV 12). Il s'agit dans ce cas de la fraction du volume occupé par de l'eau, et non pas du volume d'un réseau poreux effectif.

Une indication de l'état du sédiment peut être fournie par la mesure des limites d'Atterberg, mesures classiques de mécanique des sols, indiquant respectivement la teneur en eau au-delà de laquelle le sol devient liquide (limite de liquidité w_l), et la teneur en eau en deçà de laquelle le sédiment peut adopter un comportement fragile et cassant (limite de plasticité w_p). Pour la boue de péri-plate-forme prélevée par benne, les mesures donnent w_l= 87% et w_p= 51%, c'est-à-dire environ 72 et 60 % de porosité.

Cette boue prélevée par les bennes CARGC 12 et CARGC 05 présente des teneurs en eau beaucoup plus élevée que le sédiment carotté (86 % de teneur en eau, soit environ 70 % de porosité, et une densité de 1,55, contre une densité de 1,7 en moyenne dans les carottes, soit environ 61 % de

porosité et 58 % de teneur en eau). La boue dans les carottes présente ainsi des valeurs proches de la limite de plasticité. Le sédiment dans les bennes est par contre très proche de la limite de liquidité.

Le sédiment carotté semble donc beaucoup plus consolidé, y compris à quelques mètres de profondeur, que celui prélevé directement sur le fond marin. Cette consolidation marquée s'observe dès les premiers décimètres de la carotte, ce qui exclut un mécanisme de compaction mécanique naturel. Cette observation d'un renforcement naturel et d'une sur-consolidation du sédiment vieillissant, même sans contrainte, a déjà été faite par d'autres auteurs sur des prélèvements similaires (Leynaud et al., 2016). Les résultats obtenus sur les carottes gravitaires doivent donc être considérés avec une certaine prudence.

II. Caractérisation hydromécanique

1. Essai œdométrique

L'essai œdométrique est un essai drainé en compression réalisé sur une éprouvette cylindrique (diamètre > hauteur) insérée dans un anneau indéformable (condition œdométrique). On mesure la diminution de hauteur de l'échantillon au cours de paliers de chargement mécanique uniaxiaux de 24 h directement liée à la diminution de porosité de l'échantillon sous l'effet du chargement. Cela permet de définir le coefficient de consolidation C_v (en $m^2.s^{-1}$).

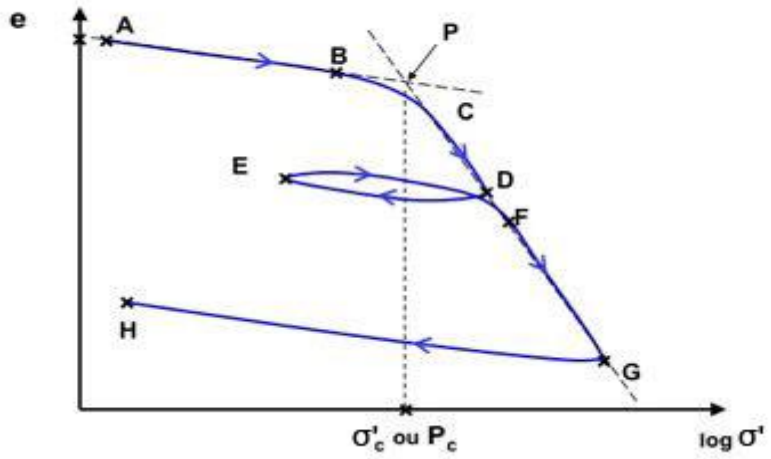


Figure IV 13 : Courbe théorique d'essai œdométrique avec un palier intermédiaire de déchargement (D à F). La pression critique est indiquée en abscisse par σ'_c ou P_c. http://tice.inpl-nancy.fr/modules/sciences_techniques/Proprietes-Meca-Sols/chap8/courbes-oedometrique.html

Il apparaît dans l'équation combinant la conservation du volume de fluide dans des pores saturés (déformation des pores + flux de fluide = 0), taux de compaction linéairement relié au taux de contrainte et la loi de Darcy (Viesca et Rice, 2012).

La courbe de compressibilité montre l'évolution de l'indice des vides *e* en fonction du logarithme de la contrainte appliquée à chaque palier (Figure IV 13). Elle permet généralement de valider l'hypothèse d'une réponse linéaire du taux de compaction au taux de contrainte.

Elle permet également d'identifier le régime de réponse en chargement (portions CD et FG sur la Figure IV 12) de pente C_c , et le régime de réponse en décharge élastique (portions AB, DEF et GH sur la Figure IV 12) de pente C_s).

L'indice de compression C_c avec la viscosité dynamique de l'eau et le coefficient de consolidation permet de calculer la perméabilité du matériel pour chaque palier de chargement, c'est-à-dire pour une valeur de porosité donnée avec $C_v = k/(\mu * C_c)$ (Lavoie et al., 1988). Enfin, à partir de l'estimation par méthode graphique (méthode de Casagrande) de p'_c, on peut estimer l'état sur-

consolidé, consolidé ou sous-consolidé du sédiment, grâce à l'indice de consolidation (OCR, Over-Consolidation Ratio).

Cinq essais œdométriques ont été réalisés à l'Université de Bordeaux début 2016. Deux d'entre eux ont été réalisés sur les échantillons de la benne CARGC 12, caractérisés par leur faible compaction initiale. Trois autres essais ont été réalisés avec des échantillons de section entière prélevés sur les carottes sédimentaires CARGC 15 et CARGC 16 (Figure IV 10). Le prélèvement à la base de la carotte CARGC 16 a été réalisé dans une zone particulièrement cohésive et apparemment cimentée. L'objectif était de s'en servir comme point de mesure équivalent à des faciès cimentés de la pente occidentale du GBB. On notera cependant qu'il ne s'agit pas d'un dépôt induré en période de bas-niveau glaciaire comparable à ceux du GBB : il est bien d'âge Holocène.

Aux résultats de ces essais s'ajoutent ceux présentés par Lavoie (1988) pour trois profondeurs d'échantillonnage sur la carotte du puits ODP 630 (Figure IV 11).

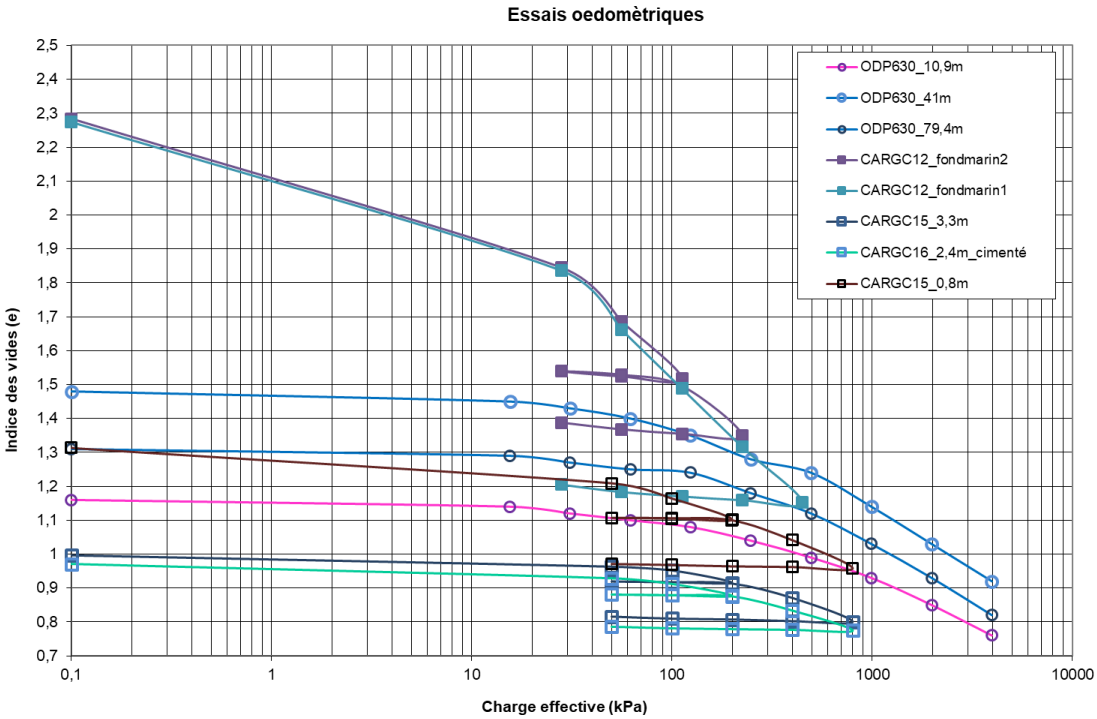


Figure IV 14 : Courbes d'essais œdométriques réalisées sur des échantillons de Carambar 1.5 (CARGC 12, 15 et 16) et par Lavoie (1988) sur la carotte ODP 630.

Les courbes d'essais obtenues montrent d'emblée la grande différence d'état mécanique entre les échantillons du fond marin et la boue carottée (Figure IV 14). Ainsi les valeurs initiales d'indice des vides varient de plus de 2 pour les échantillons de fond marin à 1-1,2 pour les échantillons de carotte. On remarque que les échantillons prélevés dans le puits 630 à des profondeurs beaucoup plus importantes présentent des indices de vides avec des valeurs intermédiaires, entre 1,1 et 1,5. Ces différences importantes entre les états de consolidation de ces sédiments sont difficiles à expliquer puisqu'elles peuvent dépendre de différences de provenance et de méthode de prélèvement. On remarque aussi la très grande compressibilité de la boue du fond-marin, qui contraste avec le comportement relativement similaire des autres échantillons.

L'estimation des pressions de pré-consolidation a permis de calculer l'indice de consolidation (OCR) pour les différents échantillons (Figure IV 15). Sans surprise, les échantillons des carottes sédimentaires apparaissent nettement sur-consolidés, y compris avec une porosité initiale assez élevée pour l'échantillon de CARGC 15 à 0,8 m de profondeur (57 % de porosité). Hormis

l'observation classique de la sur-consolidation des sédiments prélevés par carottage sédimentaires (Leynaud et al., 2016), il est difficile d'interpréter géologiquement cette sur-consolidation. L'interprétation d'une érosion de la couverture est difficilement défendable ici, et celle d'une cimentation n'est pas validée pour les échantillons de la carotte CARGC 15. Par contre le comportement quasi-similaire de l'échantillon « cimenté » de CARGC 16 et de celui de CARGC 15, non cimenté, tend à relativiser l'importance géo-mécanique de cette cimentation.

De manière remarquable, dans le puits ODP 630 le sédiment à 10,9 m de profondeur apparaît sur-consolidé, avec une porosité initiale de 53 %, alors que les deux échantillons plus profonds sont sous-consolidés, avec des porosités plus importantes (Figure IV 15). On peut s'interroger sur les raisons de cette différence de comportement.

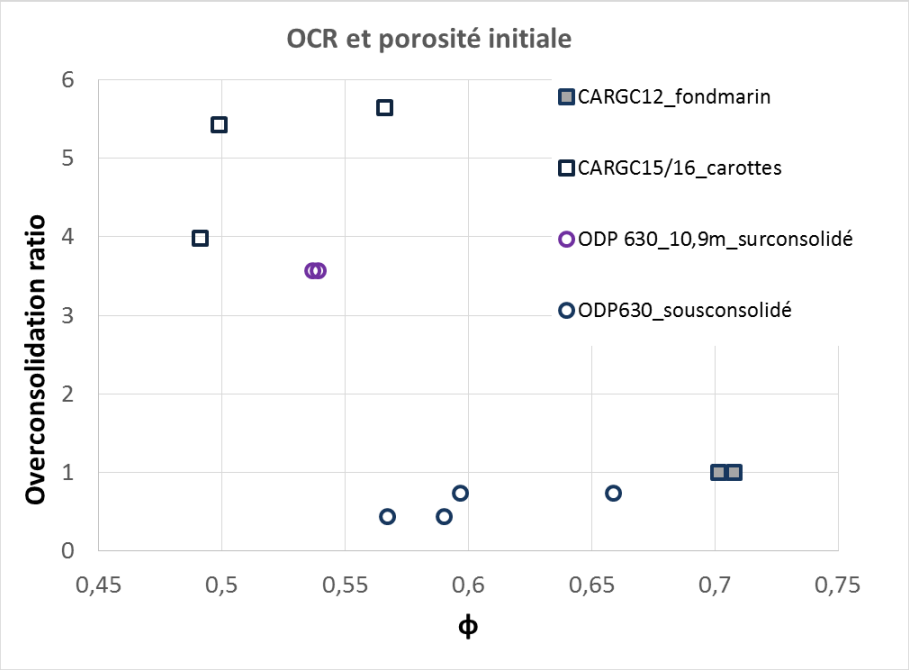


Figure IV 15 : Relation entre indice de consolidation (OCR) et porosité initiale pour les échantillons de boue de péri-plate-forme.

Les carrés vides renvoient aux essais sur carottes consolidées, les ronds aux échantillons du puit ODP 630, les carrés pleins aux échantillons du fond marin.

Lavoie (1988) ne propose pas vraiment d'interprétation, mais insiste sur les différences de composition du sédiment : les deux échantillons sous-consolidés sont constitués de davantage de tests de foraminifères. Ceux-ci peuvent préserver une porosité intra-particulaire plus importante que la matrice boueuse d'aiguilles d'aragonite pour une même pression de confinement avant de céder mécaniquement avec l'enfouissement. Un tel mécanisme est également évoqué par Urlaub et al. (2015). Une autre hypothèse classique pour expliquer la sous-consolidation du sédiment serait l'existence d'une surpression du fluide interstitiel par rapport au gradient hydrostatique, qui abaisserait la contrainte normale effective *in-situ*, et créerait donc une porosité de l'échantillon anormalement élevée pour la contrainte normale effective correspondant à cette profondeur avec un gradient hydrostatique. En l'absence d'une mesure de pression in-situ il est difficile de trancher, à moins d'essayer de reconstituer par modélisation la possibilité d'une telle surpression de fluide, ce qui est précisément l'objet du calcul de la stratigraphie mécanique. Pour la sur-consolidation de l'échantillon supérieur (10,9 m), il est très difficile de se faire une opinion, en l'absence d'interprétation de Lavoie (1988). On peut remarquer que cet échantillon est prélevé dans l'intervalle Pléistocène de la pente NE du Petit Banc des Bahamas, qui est marqué par des taux de sédimentation très faibles, et donc probablement une forme de cimentation précoce du sédiment.

Deux conclusions partielles s'imposent :

- D'une part, il est difficile d'être certain de la validité des lois de compaction, décrivant l'évolution de la porosité en fonction de la contrainte normale effective, vu qu'elles sont

basées sur des échantillons soit sous-consolidés, soit sur-consolidés (pour des raisons mal établies).

- D'autre part, l'état de consolidation réel de la boue de péri-plate-forme en profondeur reste tout de même un sujet d'interrogation. L'ensemble des mesures disponibles sur les 100 à 300 premiers mètres de profondeur provient de mesures sur des carottes de sédiments peu consolidés. Les effets de la perte de confinement sur les paramètres physiques et mécaniques mesurés sont sans doute réels, mais difficiles à quantifier.

La théorie classique de la consolidation voudrait cependant que cette perte de confinement n'affecte pas la pression de pré-consolidation p'_c. Ainsi, il est probable qu'une part importante du matériel sédimentaire boueux soit bien sous-consolidée.

2. Loi de compaction de la boue de péri-plate-forme

Ces résultats ont été utilisées pour définir une loi de compaction pour la boue de péri-plate-forme de la pente occidentale du GBB au Quaternaire (Figure IV 16). Les données des échantillons CARGC 15 et 16 n'ont pas été considérées, car ils apparaissent comme trop sur-consolidés. En outre, la similitude des résultats pour ces deux échantillons et leur âge Holocène en font probablement de mauvais analogues pour les faciès cimentés des périodes de bas-niveau marin. La loi de compaction pour ces faciès sera construite différemment, comme exposé au chapitre 6. La loi de compaction est définie d'après le modèle de Schneider et al. (1994).

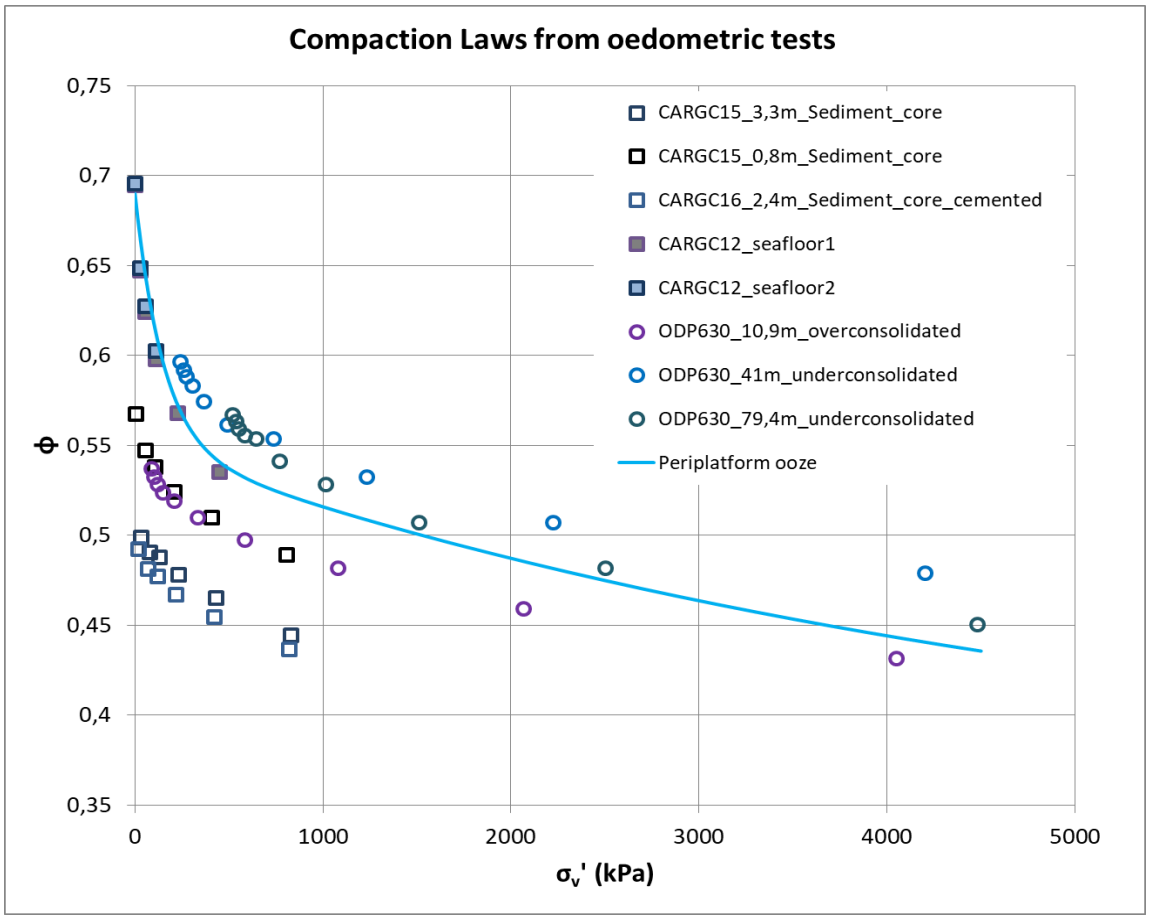


Figure IV 16 : Lois de compactions $\varphi(\sigma'_1)$ empiriques proposées à partir des résultats d'essais œdométriques. En bleu la loi pour la boue aragonitique de haut niveau marin, calée sur les mesures de CARGC 12 et du puits 630. Les mesures obtenues dans les essais œdométriques sont replacées sur cette Figure à l'abscisse correspondant à leur profondeur en faisant l'hypothèse d'un gradient hydrostatique.

Pour le faciès boueux non consolidé de haut niveau marin, les valeurs obtenues sur la boue du fond marin offrent une bonne calibration pour les contraintes faibles. Pour des contraintes plus importantes, les valeurs issues des échantillons du puits 630 sont utilisées pour calibrer la courbe. Les paramètres pour la boue de péri-plate-forme sont alors fixés comme suit : $\varphi_r = 35\%$; $\varphi_a = 20\%$; $\varphi_b = 14\ \%$; *E_a=5,3 MPa ; E_b=0,15 MPa.* La porosité résiduelle de 35 % a été choisie en accord avec les données des puits ODP 1003 à 1007 (Eberli et al., 1997).

On peut comparer cette loi avec l'évolution de la porosité dans les puits ODP des zones d'intérêt des Bahamas, en distinguant les puits de la pente occidentale du GBB en accrétion et de la pente orientale (Exuma Sound) en bypass (Figure IV 17). On peut constater un accord satisfaisant au premier ordre entre la loi déduite des essais œdométriques et l'évolution des mesures de porosités.

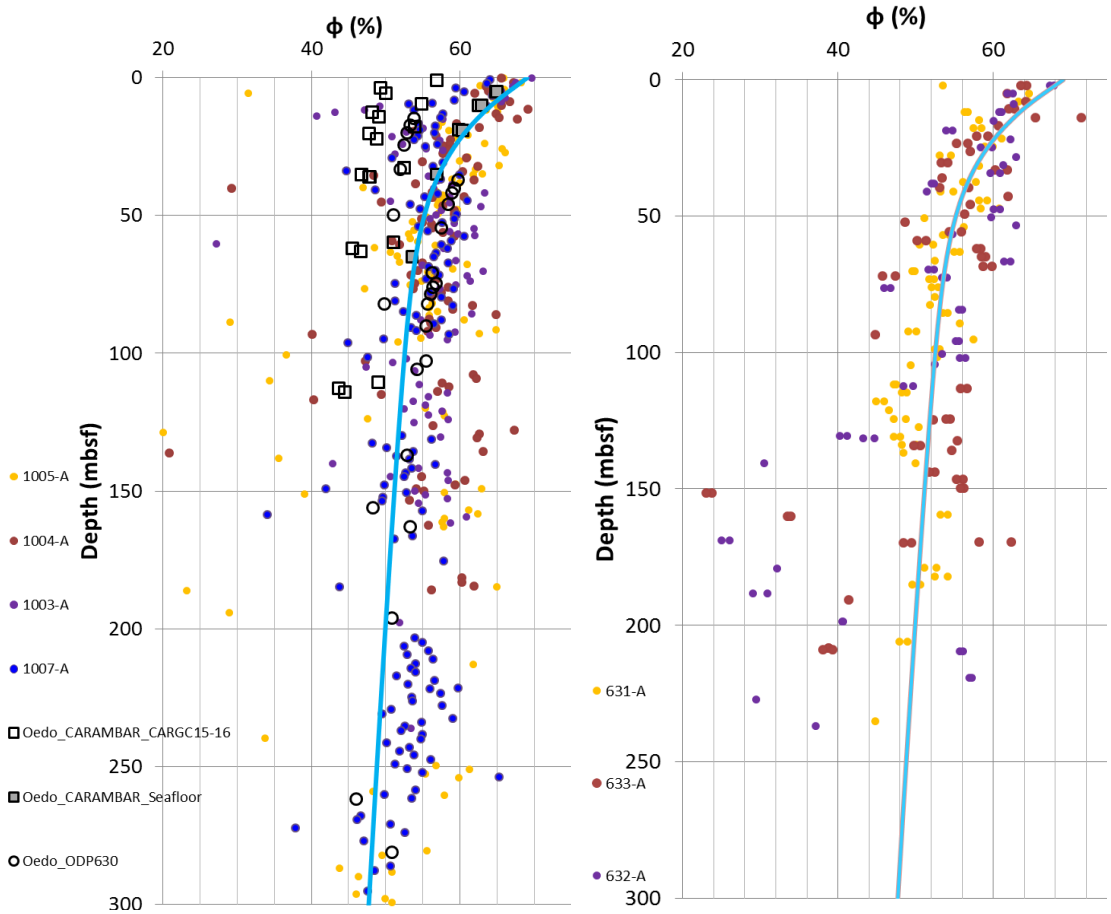


Figure IV 17 : Evolution de la porosité avec la profondeur dans les puits ODP, à gauche dans la pente occidentale du GBB, à droite dans la pente orientale (Exuma Sound). Voir B.II. et B.III. Les points colorés correspondent aux mesures sur carottes (Eberli et al., 1997) et à gauche Figurent également les points obtenus par les essais œdométriques, la courbe bleu correspond à la loi de compaction. Elle est intégrée dans ces Figure IVs en fonction de la profondeur en faisant l'hypothèse d'une consolidation normale et d'un gradient de pression hydrostatique.

Des différences apparaissent cependant entre les carottes des deux zones (Figure IV 17) :

Pour la pente occidentale, les mesures de porosité montrent une dispersion importante, en particulier dans les 150 premiers mètres. C'est dans cette zone que s'exprime le plus les contrastes de porosité entre les dépôts interglaciaires non-cimentés et des niveaux cimentés des périodes glaciaires.

On constate aussi que la porosité est relativement constante entre 50 et 250 m. De ce fait, la loi pour la boue aragonitique semble sous-estimer assez systématiquement les porosités. Cette sous-estimation peut être liée soit à une sous-consolidation du sédiment dans le puits, non prise en

compte dans l'intégration de la loi empirique $\varphi(\sigma'_v)$, soit simplement à une décompaction partielle (courbe de décharge) des échantillons prélevés sur les carottes à pression atmosphérique. Pour la pente orientale, on peut d'abord constater à la fois l'homogénéité plus importante des mesures et le caractère nettement plus compact des sédiments. Les taux de sédimentation plus faibles et la diagénèse précoce plus poussée dans cette pente peuvent expliquer ces différences.

3. Loi de perméabilité de la boue de péri-plate-forme

Les résultats des essais œdométriques sont également utilisés pour déduire la loi de perméabilité de la boue de péri-plate-forme dans le simulateur A^2 (Figure IV 18).

On peut observer trois comportements assez différents en fonction du type d'échantillon avec des pentes plus ou moins fortes. Les échantillons issus des prélèvements sur carottes sédimentaires se distinguent notamment par des pentes très importantes, qui amènerait à des lois difficilement acceptables (plus de 1 Darcy pour 60 % de porosité, et moins de 1mD à 40 % !). Ces échantillons étant marqués par leur caractère très consolidé, on a fait l'hypothèse d'une fracturation de ces échantillons consolidés, qui amène à une variation très rapide de leur drainage avec la charge exercée lors de l'essai œdométrique.

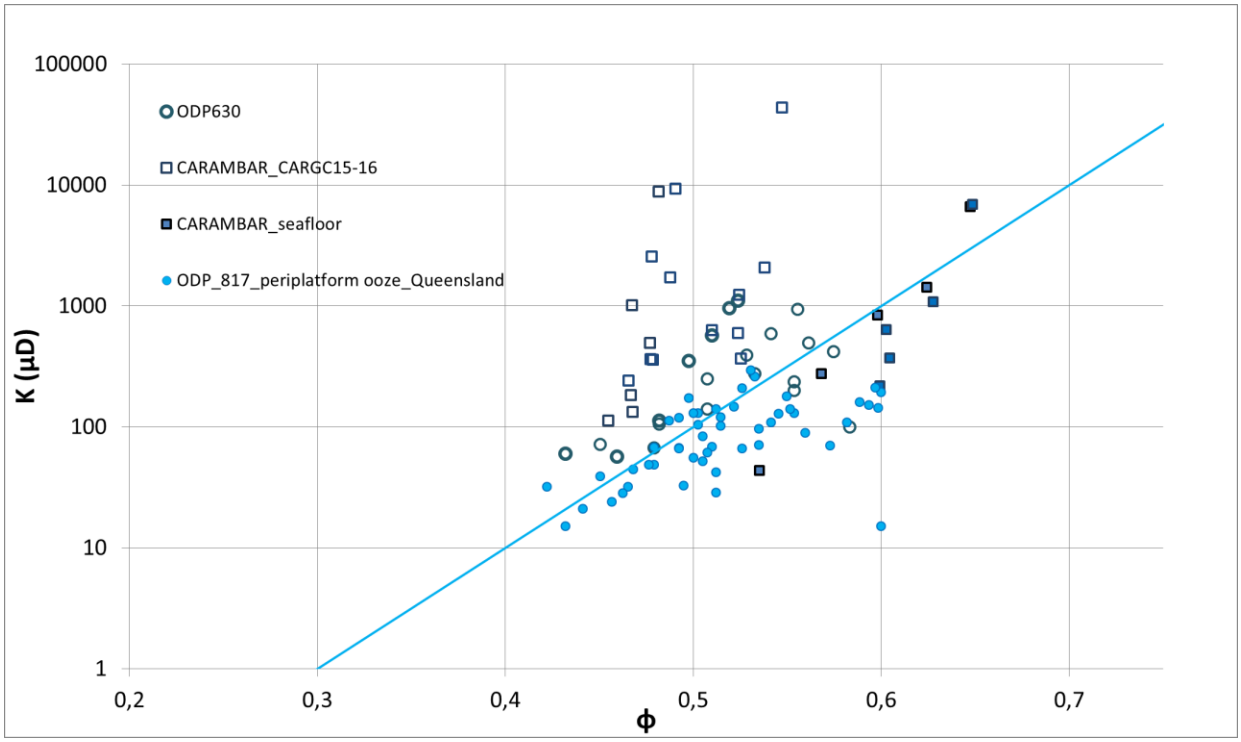


Figure IV 18 : Lois empiriques de perméabilité en fonction de la porosité à partir des essais œdométriques sur des échantillons de Carambar 1.5 (carrés) et du puits ODP 630 (cercle) (Lavoie et al., 1988). Les cercles pleins bleus correspondent à des mesures sur la boue de péri-plate-forme Quaternaire du puit ODP 817, sur la marge du Queensland. En bleu la loi empirique proposée pour la boue de péri-plate-forme.

Les échantillons issus des puits ODP montrent au contraire des variations beaucoup plus faibles avec la porosité, restant dans une gamme entre 0,01 et 1mD pour le même intervalle de porosité. Les mesures sur les échantillons de boue non consolidée du fond marin (CARGC12) montrent une variation plus importante de la porosité, amenant à une gamme entre 50 µD et 1 mD entre 40 et 60 % de porosité. Ces données peuvent être comparées aux mesures issues d'essais œdométriques sur des échantillons de boue de péri-plate-forme de la marge quaternaire du Queensland, issue de la carotte ODP 817 (Chen et al., 1993) qui donnent des valeurs un peu plus basses en perméabilités mais des valeurs comparables de porosité (Figure IV 18). Une loi unique a été définie, respectant ces trois jeux de données. Elle est exprimée sous la forme :

$$\log(k) = -18 + 10\varphi$$

pour une perméabilité en millliDarcy et une porosité définie entre 0 et 1.

4. Propriétés physiques et élastiques dans les puits ODP

Les paramètres élastiques de la boue de péri-plate-forme sont accessibles grâce à la mesure des vitesses sismiques, Vp et Vs (vitesses respectives des ondes de compression P et des ondes de cisaillement S) dans les puits ODP, avec :

$$V_p = \sqrt{\left(\frac{K+\frac{4}{3}G}{\rho}\right)} \text{ et}$$

$$V_s = \sqrt{\left(\frac{G}{\rho}\right)}$$

Les valeurs observées dans les puits ODP des Bahamas varient respectivement entre 1500-1700 m.s^{-1} et 50-200 m.s^{-1} pour le matériel boueux non consolidé (Austin et al., 1986; Eberli et al., 1997a) (Figure IV 19). On peut alors estimer K (module d'élasticité) entre 4,8 et 7,2 Gpa et G (module de cisaillement) entre 0,004 et 0,08 GPa (Mavko et al. (2009), Hamilton (1974)). Cela correspond à un module d'Young E de 0,3 GPa au maximum.

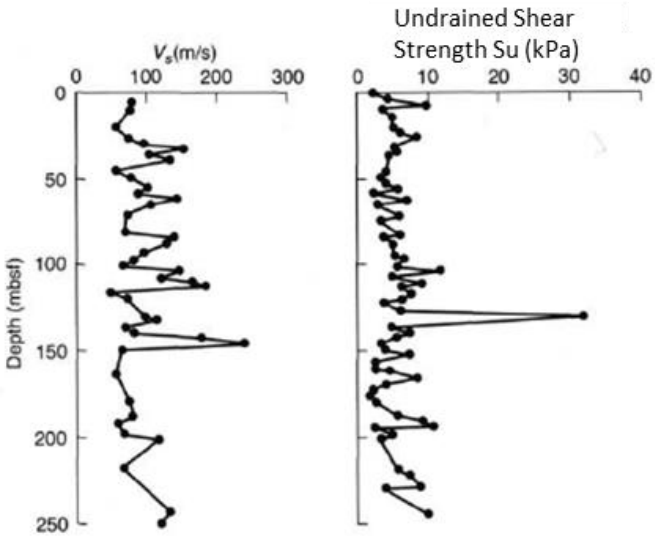


Figure IV 19 : A gauche : vitesse des ondes de cisaillement V_s sur la carotte du puits OPD 630 de la pente NE du Petit Banc des Bahamas. A droite mesures de la cohésion non drainée Su sur cette même carotte. On remarque les valeurs très faibles et très constantes (d'après Lavoie (1988)).

Ces valeurs sont très basses, en particulier la valeur de G : elles correspondent à un sédiment gorgé d'eau pratiquement dépourvu de rigidité en cisaillement. L'état de contrainte correspondant sera alors quasi isotrope, comme il convient pour un coefficient de Poisson de 0,49, très proche de 0,5 ($\nu = \frac{3K-2G}{2(3K+G)}$ et G<< K) (Hamilton, 1974 ; Helwany, 2007 ; Alam et al., 2010).

Les mesures de Vs utilisées ont l'inconvénient d'avoir été réalisées sur des échantillons de la carotte du puits ODP 630 à la surface, donc en dehors de la contrainte normale effective correspondant à leur enfouissement. Il est très possible qu'il s'ensuive une forme de décompaction et de chute de la rigidité en cisaillement du matériel (Lavoie, 1988).

Les logs de vitesse sismique mesurés dans les puits du leg ODP 166 sur la pente occidentale du GBB montrent une augmentation par palier des modules élastiques en profondeur, au fur et à mesure que le sédiment se lithifie (Figure III 18, Chapitre 3). Les hétérogénéités de faciès litho-mécaniques

sont bien mieux exprimées par des sauts de vitesse des ondes sismiques, mesurés dans le puit que par des contrastes de porosité (Figure IV 17), dont la mesure est réalisée en surface.

En pratique dans le cadre de la simulation de la stratigraphie mécanique c'est seulement par le biais de la compaction mécanique ou des transitions de faciès que les changements des propriétés mécaniques des sédiments peuvent modélisés. L'augmentation des modules élastiques avec la profondeur est restituée de manière limitée par un couple E, ν constant pour chaque faciès. Cependant dans un contexte d'accumulation constante de matériel, la relation entre la déformation et la contrainte dans les sédiments est principalement contrôlée par le critère plastique de compaction, plus que par les propriétés élastiques des sédiments.

III. Caractérisation du comportement à la rupture

L'étude du comportement à la rupture de la boue de péri-plate-forme a été menée en plusieurs temps. Des essais scissométriques ont été menés sur 5 carottes sédimentaires de la mission CARAMBAR 1.5 (voir section B.I.1). Les résultats obtenus sont présentés ci-dessous. Malheureusement ces mesures semblent ne pas rendre compte quantitativement des caractéristiques *in-situ* du sédiment dans les accumulations quaternaire, et elles n'ont donc pas été utilisées.

Deux campagnes d'essais de cisaillement triaxial, consolidés drainés et non-drainés, ont été conduites à l'université de Bordeaux puis à l'IFPEN. Malgré un investissement important en temps et en effort, ces essais n'ont pas permis de définir un modèle de comportement satisfaisant pour la boue de péri-plate-forme. Le caractère complètement remanié et non consolidé du matériel de départ a posé des problèmes particulièrement importants pour la formation de l'éprouvette d'essais et pour assurer sa saturation. La faible perméabilité des échantillons (< 1 mD) a également posé des difficultés puisqu' elle requiert des vitesses d'essais très lentes pour assurer l'équilibre des pressions dans l'échantillon. Cela entraîne un développement très important des pressions de pores pendant toutes les phases de l'essai. Le protocole mis au point et utilisé ne résout que partiellement ces difficultés, et surtout a été élaboré pendant la première moitié de la thèse, avant de préciser le cadre théorique d'interprétation de ces résultats.

Les résultats des essais de cisaillement triaxial à l'IFPEN sont présentés en annexe VI, afin de présenter le travail réalisé et les données obtenues, sans préjuger de leur validité. Ce sont des valeurs tirées de la littérature (Lavoie, 1988) qui ont néanmoins été utilisées dans la simulation.

1. Essais scissométriques

L'essai scissométrique permet une mesure calibrée de la cohésion non drainée S_u directement sur le sédiment, et donc de définir, généralement à l'aide d'un gradient $S_u(\sigma'_v)$, la résistance du matériel dans le domaine.

En mesurant à l'aide d'un ressort calibré le couple nécessaire pour obtenir la rotation d'une pale enfoncée dans le sédiment, l'essai scissométrique réalise une mesure directe de la cohésion non drainée du sédiment. Cette variable dépend physiquement de l'état de contrainte de sédiment : lors de sa mesure sur une carotte au laboratoire, sans confinement particulier, on risque de ne mesurer qu'une valeur résiduelle de la cohésion du sédiment.

Ainsi, l'ensemble des mesures scissométriques sur les carottes des puits ODP des Bahamas (Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997) montre des valeurs pratiquement constantes sur 100 ou 200 m de profondeur, et ne dépassant pas 60-70 kPa de cohésion. Or l'examen théorique de la compaction non drainée suppose une augmentation progressive avec la contrainte de confinement, généralement proche de 0,25-0,27σ'_v pour un sol normalement consolidé (Schofield et Wroth, 1968 ;

Leynaud et al., 2016). Ces mesures de cohésions non drainées sont donc malheureusement inutilisables pour le reste de l'étude. Elle conduisent sinon à des résultats de stabilité aberrants (Schnyder et al., 2016).

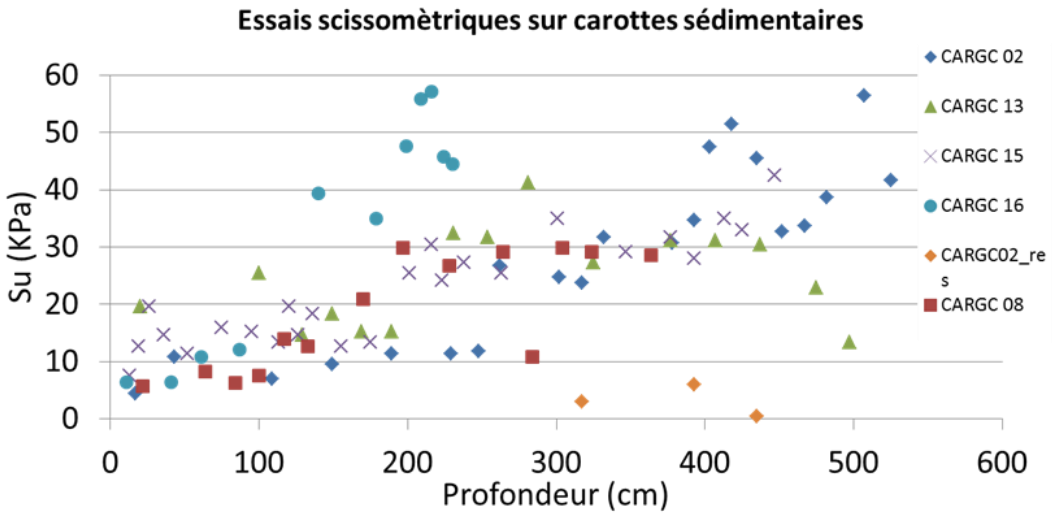


Figure IV 20 : Mesures de cohésion non-drainée sur les carottes sédimentaires de la mission Carambar 1.5. Le code CARGC02_res (losanges oranges) indique des mesures de cohésion résiduelle, qui montrent une sensibilité importante du matériel.

Les mesures scissométriques sur ces carottes superficielles de Carambar 1.5 montrent en effet des valeurs supérieures ou égales à 30 kPa à partir de 2-3 m de profondeur (Figure IV 20). Le gradient moyen d'augmentation de la cohésion avec la profondeur apparaît assez bien défini, de l'ordre de 8 kPa.m^{-1}. Il se traduit en première approximation par un rapport S_u/σ'_V=1-1,5, ce qui confirme l'hypothèse d'une sur-consolidation générale de ces prélèvements. Il est très peu probable que cet état de surconsolidation soit présent sur l'ensemble de la pile de sédiments déposés au fur et à mesure sur la pente en accrétion, sans érosion particulière. Les valeurs de vitesses sismiques mesurées dans les puits ODP, ou simplement les descriptions de carottes contredisent une telle hypothèse. Il est donc impossible de prendre en compte ces valeurs pour simuler le comportement à la rupture de la boue de péri-plate-forme entre 0 et 200 m de profondeur.

On peut remarquer que cette consolidation est particulièrement prononcée pour la carotte CARGC-16. Elle présente des valeurs de cohésion très importante pour les profondeurs > 120cm qui correspondent à des niveaux précocement cimentés.

C. Bilan

Le cœur de ces travaux de thèse consiste dans la simulation forward du pré-conditionnement, appuyé sur la modélisation stratigraphique forward et la simulation de bassin. La reconstruction fiable du pré-conditionnement des accumulations permet de comprendre les liens entre l'évolution de l'accumulation sous l'effet des contraintes géologiques externes et les instabilités gravitaires. C'est une étape indispensable avant de pouvoir évaluer l'effet déclenchant d'une perturbation sur l'accumulation à un temps donnée.

Cette simulation forward du pré-conditionnement est mise en œuvre sur le transect 2D de la « Western Line » de la pente occidentale du GBB. Elle aboutit au calcul de l'indicateur DI à chaque pas de temps dans la section qui permet d'identifier les zones pré-conditionnées en réponse à des mécanismes physiques déterminés.

La simulation stratigraphique forward est présentée au chapitre 5, et la simulation du pré-conditionnement au chapitre 6.

La simulation du pré-conditioinnement est basée sur les résultats de la simulation de la stratigraphie mécanique. La simulation correcte de la compaction du sédiment et des circulations de fluide associée en est un élèment clé puisqu'elle dirige l'évaluation des surpressions de fluide de pore. Cette simulation peut s'appuyer sur la caractérisation de bonne qualité de la boue de péri-plate-forme, réalisée à partir des essais oedomètriques.

La stratigraphie mécanique obtenue peut être utilisée de différente manière pour évaluer le pré-conditionement. Vu les modèles simples de critère de rupture disponibles l'indicateur DI permet d'estimer la stabilité de chaque cellule en intégrant la modification du confinement initial par la surpression de fluide. Il rend cependant compte assez mal de la réalité de la rupture non-drainé.

L'estimation en tout point de la simulation de la cohésion non-drainée S_u serait un progrès, et permettrait d'intégrer l'ensemble du pré-conditionnement dans un modèle prêt à être testé par analyse limite. Cela suppose cependant d'abord de définir une méthode fiable de calcul de celle-ci, à partir d'un modèle robuste de comportement mécanique. Les possibilités d'amélioration futures reposent alors autant sur une meilleure caractérisation du comportement non-drainés des sédiments, par des essais mécaniques fiables, que sur le choix éclairé d'une méthode mécanique de définition de S_u.

Chapitre 5

Article paru dans Sedimentary Geology, 2019

"High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: controls and dynamic of the progradation"

J. Busson[1, 2, 3], P. Joseph[2], T.Mulder[1], V. Teles[2], J. Borgomano[4], D. Granjeon[2], C. Betzler[5], E. Poli[3], M. Wunsch[5]

1. Université de Bordeaux, CNRS UMR5805 EPOC, allée Geoffroy St Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac

Cedex, France

2. Direction Géosciences R16, IFP Energies Nouvelles, 1-4 avenue de Bois Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex – France

3. Projet "Carbonates", Exploration & Production SCR/RD, Total S.A., CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France

4. Aix-Marseille Université, CNRS UMR7330 CEREGE, 3, Place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3, France

5. Institut für Geologie, Universität Hamburg, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg, Germany

Corresponding author : Jean Busson ; jean.busson@u-bordeaux.fr

ABSTRACT

The relationships between the margin sedimentary regime and the platform progradation are studied using forward stratigraphic numerical simulations on the Leeward (Western) prograding margin of the Great Bahama Bank (GBB) during the Quaternary (1.7 - 0 Ma). The corresponding sedimentary regime in the slope and the platform is well known from the ODP leg 166 and Bahamas Drilling Project wells located along the "Western line" seismic transect. However the sedimentary regime on the margin is not well established: the coral reefal margin observed before between 1.7 and 0.8 Ma in the well Clino is not active anymore at present-day, and the Holocene sedimentary regime is geometrically unable to account alone for the progradation. This study is based on three 2D high-resolution forward stratigraphic numerical modeling experiments with the software DionisosFlow that include the platform, margin and slope domains on the "Western Line Section" in the same sedimentary models. The results are compared to the six sedimentary cores and to the present day bathymetry in order to identify the more realistic scenario. The three experiments test different models of carbonate sediment production and transport. Experiment 1 shows that the highstand shedding of the fine-grained uncemented platform production is unable to reproduce the progradation and the present-day profile. Experiment 2 and 3 incorporate cemented facies in the margin, with the best results obtained with the cemented marginal wedges produced in Experiment 2 during platform emersion. From these results a high-resolution interpretation of the margin seismic section is proposed. This study shows that the platform progradation can be decoupled from the highstand shedding of the fine-grained platform production. It is dependent on the accumulation in front of the steep margin of coarse or cemented material. Before 0.8 Ma this corresponds to the coral reef identified in Clino. The transition after 0.45 Ma to 100-kyr large eustatic cycles with total platform flooding created two distinct marginal regimes: (1) during platform flooding aggrading accumulation of non-skeletal sands, and (2) during platform emersion prograding cemented marginal wedges produced in-situ.

KEYWORDS

Bahamas; Forward Stratigraphic modeling; Carbonate slope; Platform Progradation; Lowstand wedges; Cemented margin

1 Introduction

1.1 High-resolution stratigraphic study of a progradational margin

Carbonate sedimentary systems are a major component of the rock record of sedimentary basins, and a major reservoir of geological resources (Schlager, 2005). The margin area is the transition domain from the shallow marine carbonate factory to the slope where sediments are re-sedimented (Mcllreath & James, 1978; Mullins & Cook, 1986; Schlager, 2005; Playton et al., 2010; Reijmer et al., 2015). The sedimentary processes and physiography of the margin controls the stratigraphic evolution of the shallow platform and the sediment export mechanisms towards the slope (Eberli and Ginsburg, 1987; Playton et al., 2010). The evolution of the margin is influenced both by external factors, such as hydrodynamic conditions and tectonics, and internal ones, especially the variety of carbonate producers and the mechanical properties of the accumulated production (Playton et al., 2010).

Forward stratigraphic models such as the DionisosFlow software (Granjeon and Joseph, 1999; Granjeon, 2014) are a reliable tool to reconstruct the facies and geometry of a carbonate sedimentary system through time (Warrlich et al., 2008; Montaggioni et al., 2015; Berra et al., 2016; Lanteaume et al., 2018). This high-resolution stratigraphic model realizes a reliable process-based interpolation of the available geological data. They are used to constrain the geological parameters governing the modelled sedimentary processes (Aurell et al., 1998; Seard et al., 2013; Montaggioni et al., 2015; Kolodka et al., 2016)

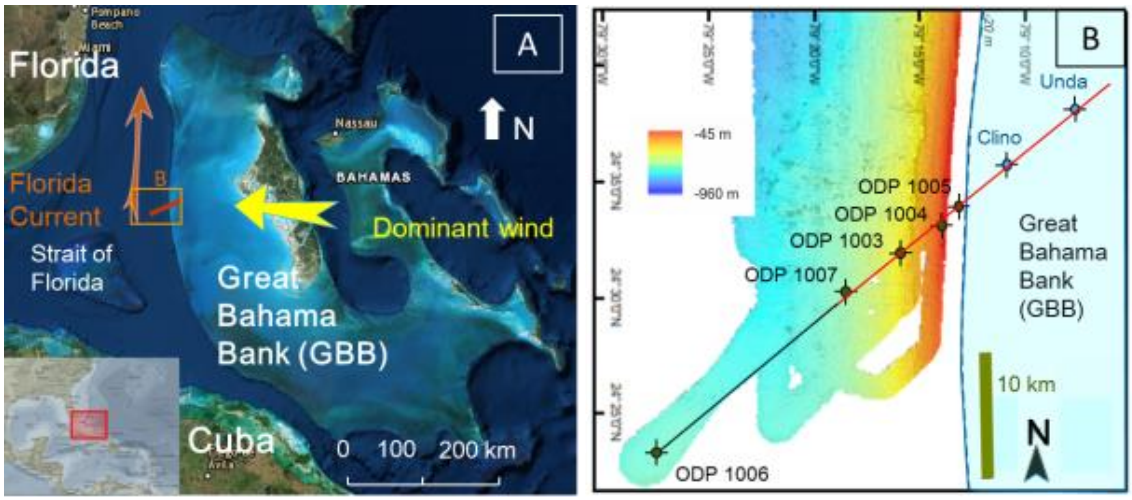


Figure V 1. A: General location of the Great Bahama Bank (GBB) and the leeward western slope. In orange, the area surveyed by the Carambar Leg 1 mission (Mulder et al., 2012), with, in red, the interpreted transect. B: Multibeam bathymetry of the western GBB slope (Principaud et al., 2016) with the position of the "Western line" Seismic transect (Eberli and Ginsburg, 1987), the ODP 166 Wells (Eberli et al., 1997a) and the BDP Platform wells (Ginsburg et al., 2001).

This study focuses on the "Western Line" transect of the Great Bahama Bank (GBB) for the time interval 1.7 Ma to present day (Fig V. 1A and 1B). Different scenarios defined by various carbonate producers and sediment properties are tested under well-constrained external controls. Different margin architectures are then generated and compared to the observations for the most recent deposits (Wilber et al., 1990; Eberli et al., 2004) and to the core sections on the slope and platform (Wilber et al., 1990; Eberli et al., 1997; Ginsburg et al., 2001; Eberli et al., 2004). These results give 1) insights on the internal and external controls of the margin geometry and evolution, and 2) their influences on the stratigraphic evolution of the whole transect. These modeling results provide conceptual insights for the sequential evolution of a leeward carbonate margin.

1.2 Bahamas case study: State of the art

The Bahamas Archipelago is one of the most studied present-day analogues for ancient tropical carbonate systems (Fig V. 1A). It has yielded major contributions on the understanding of carbonate systems (Schlager and Ginsburg, 1981; Mullins and Cook, 1986; Grammer and Ginsburg, 1992; Schlager et al., 1994; Eberli et al., 2004; Betzler et al., 2014; Reijmer et al., 2015). The low-angle leeward western slope of the GBB shows a remarkable progradation of ~15 km into the Strait of Florida during the late Miocene (Eberli and Ginsburg, 1987; Eberli et al., 1997) (Fig V. 1B, Fig V. 2).

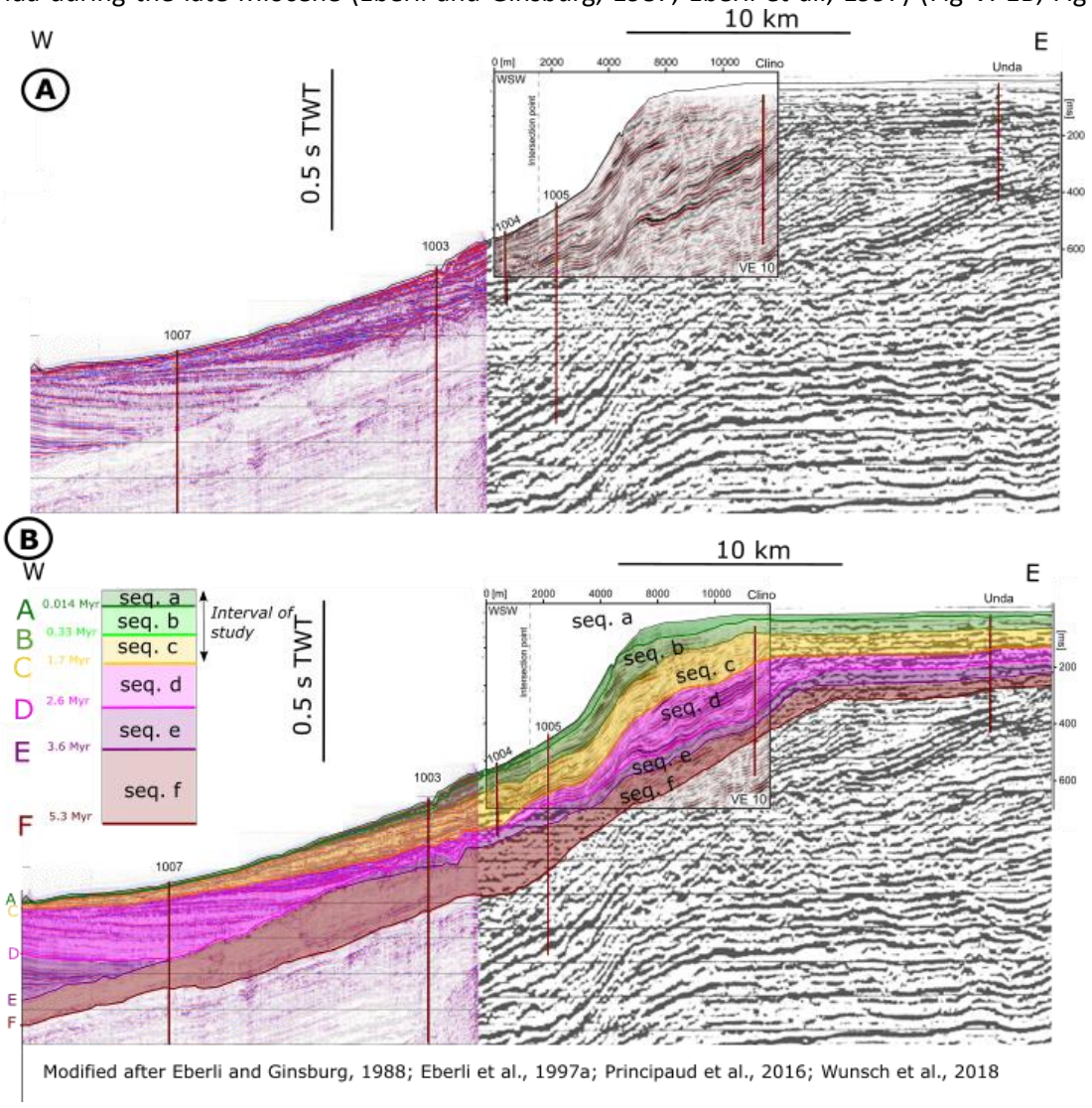


Figure V 2 : « Western Line » platform to basin seismic transect and the six reference wells. A: Original seismic data. B: Sedimentary sequences interpreted on the Western line, following Eberli et al., 1997a nomenclature. The six post-Miocene seismic sequences interpreted by Eberli et al., 1997b are displayed. The

"Quaternary" (1.7 – 0 Myr) refers here to the specific interval studied here. The seismic data come, from left to right, from the Carambar 1 HR data published in Principaud et al., 2016; in the box, the reprocessing of the "Western line" original acquisition published by Wunsch et al., 2018, superimposed on the original " Western Line " data as published by Eberli and Ginsburg, 1987.

The platform and slope architectures are well described on the 2D section known as the "Western line" defined by a continuous seismic platform-to-basin profile (Eberli and Ginsburg, 1987) (Fig V. 1B). Six research wells were core-drilled on this transect during the Bahamas Drilling Project (BDP) (Ginsburg, 2001) on the platform, and during the ODP leg 166 (Eberli et al., 1997a) on the slope. The platform margin however has not been drilled for the Quaternary deposits younger than 1.7 Ma. The recent sedimentary processes on the slope and the platform have been well established (Mulder et al., 2012; Chabaud et al., 2016; Principaud et al., 2016; Harris et al., 2015; Wunsch et al., 2017; Schnyder et al., 2018). However, the margin sedimentary regime is described with good confidence only for the Holocene deposits by Wilber et al. (1990).

1.2.1 Quaternary evolution of the Western margin

The post-Cretaceous evolution of the "Western Line" transect is well constrained by the identification of 3rd order sequences named *a* to *r* from the more recent to the oldest one (Betzler et al., 1999; Eberli et al., 2002; 2004; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018) (Fig V. 2).

During sequence *d* (2.6-1.7 Ma) the non-skeletal grains become abundant on the platform with coral reefs in well Unda (Budd and Manfrino, 2001). The platform margin progrades with the deposition of a thick regressive package but it is of reduced thickness on the slope. (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2016).

Sequence *c* (1.7 to 0.33 Ma) corresponds to another significant progradation pulse of the platform along with a transition from a ramp-like profile to a steeper platform margin profile (Eberli et al., 1997b; Betzler et al., 1999; Principaud et al., 2016). Coevally the carbonate production along the transect becomes almost entirely non-skeletal and peloid-dominated (Eberli, 2000; Kenter et al., 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001). These evolutions can be related to a regional pattern of coral reefs decline and extinction during the Pleistocene, culminating between 1.0 Ma and 0.8 Ma (Reijmer et al., 2002).

The interval 1.7 to 0.8 Ma is expressed by a subaerial exposure hiatus in well Unda and the progradation of a coral reefal margin in well Clino, with an evolution from reefal to reef crest and platform environment. After 0.8 Ma, the deposits in BDP wells Unda and Clino indicates mostly platform top and platform margin environments, respectively (Budd and Manfrino, 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001) (Fig V. 2, Fig V. 4). On the slope, sequence *c* to *a* are dominated by the accumulation of periplatform-ooze wedges exported from the platform during the highstand flooding periods (Eberli et al., 1997a). These packages form periplatform drift wedges (Betzler, et al., 2014) under the action of the Florida Current (Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018). They are separated by condensed cemented intervals related to the platform emersion during glacial lowstands (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000; Rendle and Reijmer, 2002) (Fig V. 4).

1.2.2 Recent margin evolution and sedimentary processes

For the Holocene highstand, at the top of the Western Line sectionthe edge of the bank is gently sloping with a 3-10° slope towards a slope break at 55-60 m of water depth (Wilber et al., 1990; Ginsburg et al., 2001). The platform edge shows a 10 – 30 m thick accumulation of Holocene fine to medium non-skeletal sands (Fig V. 3A). A lithified marginal escarpment marks an abrupt increase in slope reaching more than 30° down to a depth of 140-180 m. Direct sampling of lithified samples a few meters inside the "escarpment wall" have also yielded Holocene ages (G. Eberli, pers. comm.). At the bottom of the escarpment, a plunge-pool and related slope-break deposits result from the hydraulic jump of density cascading currents (Wilson and Roberts, 1992; Wilber et al., 1990; Wunsch et al., 2016; Schnyder et al., 2018).

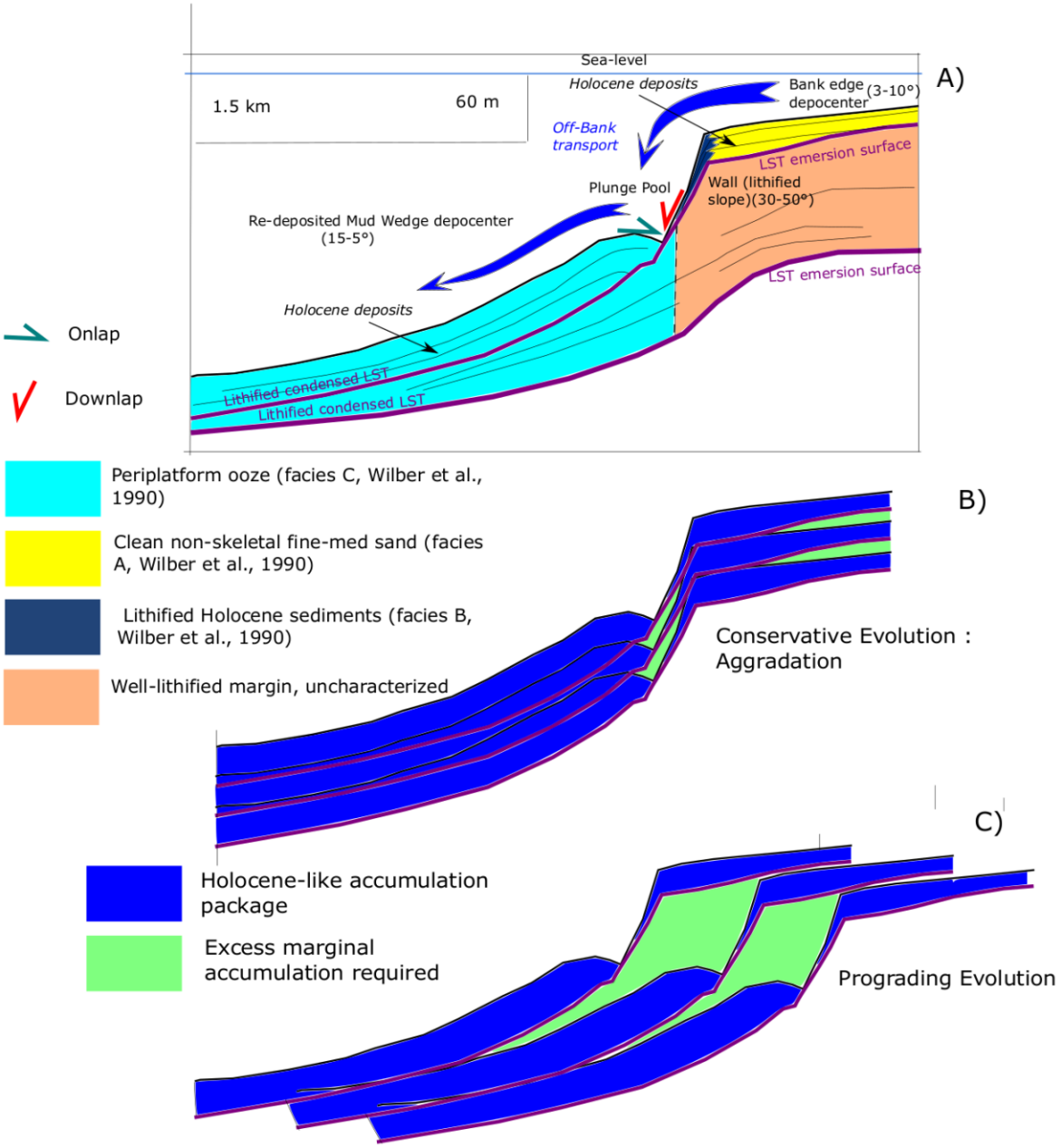


Figure V 3 :. Present-day geometry of the leeward GBB margin, after Wilber et al. (1990), and geometrical implications for the stacking pattern. A: Observed Schematic section of the depositional geometry for the Holocene and the previous interglacial stage, after the drawing of Eberli et al. (2004; Figure V 17 C) and the section of Wilber et al. (1990; Fig V. 3). B: Conceptual scheme of the aggrading stacking pattern resulting from the accumulation of the Holocene deposits of A) minimizing the supplementary material needed. C: Conceptual prograding stacking pattern resulting from the accumulation of the Holocene deposits of A) plus supplementary material in the marginal zone.

Downslope the Holocene deposits form a 10 –to 60 m thick wedge of muddy periplatform oozeIn the profiles of Wilber et al. (1990) the Holocene wedge clearly onlaps on Pleistocene surface of the plunge pool (Fig V. 3A). The Holocene platform edge and thin wall deposits also appear to downlap this same surface in the lower part of the wall. Holocene sediment accretion in front of the escarpment seems severely limited by the strong activity of the downslope currents. Laterally along the GBB Western margin this profile vary with a more or less developed slope wedge (Wilber et al., 1990; Principaud et al., 2016).

If one takes a conceptual look at the architecture resulting from the repetitive stacking Highstand sediments accumulation at the margin identical to the observed Holocene package (Fig V. 3A), it shows an aggrading trend for the platform margin (Fig V. 3B). The construction of any prograding trend would have required additional sedimentary accumulation in front of and at the toe of the wall (Fig V. 3C). So when considering the margin progradation from 0.8 Ma to the Holocene, other types of margin geometries than the observed Holocene geometry would have to come into play at some points. The well-established "highstand shedding" regime of the Western line transect (Schlager et al., 1994; Eberli, 2000; Eberli et al., 2004) is not associated with a progradational geometry for the Holocene highstand on this section.

1.3 Objectives of the paper

We present here a stratigraphic forward numerical investigation of the evolution of the Western GBB margin during the 1.7 – 0 Ma interval (Fig V. 2). During this interval, the sedimentation on the margin is only known by the 1.7-0.8 Ma coral reef found in Clino (Fig V. 4), and the present-day regime of the Holocene margin (Fig V. 3A). Our objective is to investigate the stratigraphic architecture in the uncertain domain between these two records with the following questions in mind:

1) How has the margin evolved between 1.7 and 0 Ma?
2) What is the relationship between the margin geometries and the depositional model? Which external and internal controls can be identified?
3) How does the architecture of the margin influence the progradation of the platform?

To apply a process-based modelling approach, it is necessary to use a unequivocal and consistent stratigraphic framework with time-lines that will be considered as stratigraphic markers across the whole well transect. Numerous chronostratigraphic studies have been published on this transect (Eberli et al., 1997b, McNeill et al., 2001; Eberli et al., 2002; Rendle and Reijmer, 2002; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018; see Table V 1). They present some discrepancies and uncertainties: Eberli et al. (2002) estimate an average error of 0.38 Myr in their estimation of sequence *c*, *b* and *a* in the ODP wells, and on the platform wells only the 1.7 Ma and 0.8 Ma magnetostratigraphic markers can be considered as certain (McNeill et al., 2001). Choices and hypotheses made in this paper are not a new chronostratigraphic model for the "Western line" transect, but only a consistent synthesis of the published data.

The results of the numerical experiments are used in the discussion to propose a high-resolution interpretation of the seismic record at the platform margin ((Eberli and Ginsburg, 1987; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018).

Table V 1: Age, Depth and time position of this study stratigraphic markers in the six wells, compared with the previous publications on this transect. Cf annexe III.

Stratigraphic marker	Age (Myr)	Unda		Clino		1005		1004		1003		1007	
		Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)
***A* (Top MIS 2)**	**0.014**	**5**	**50**	**7**	**62**	**18**	**25**	**18**	**20**	**15**	**20**	**7**	**5**
A (Wunsch et al., 2018)	~0.02					19	24	16	20	13	16	2	3
Ple. 4 (Principaud et al.. 2016)	0.1												
MIS 2 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.014					11.96				11.72		1.22	
A (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	0.1 (0.09-0.16)					20	25	15	20	8	10		
A Eberli et al., 1997b	<0.83			21.3									
A Eberli et al., 2001	<0.83			21.9	62								
A McNeill et al., 2001	<0.83			21.9									
***t6* (Top MIS 6)**	**0.13**	**10**	**50**	**11**	**50**	**30**	**45**	**40**	**48**				
B4 (Wunsch et al.. 2018)	~0.18					33	41	21	26				
***B* (Top MIS 11)**	**0.37**	**26**	**80**	**28**	**92**	**65**	**80**	**46**	**70**	**27**	**30**		
B2 (Wunsch et al.. 2018)	~0.36					65	81	46	58	14	18	11	14
Ple.3 (Principaud et al.. 2016)	0.4												
MIS 10 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.37					70				27			
B (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	0.6 (0.25-0.6)					70	100	65	70	25	30		
B Eberli et al., 1997b	<0.83	30.5		33.5									
B Eberli et al., 2001	<0.83	30.5	89	34	92								
B McNeill et al., 2001	<0.83	30.5		34									
***t12* (Top MIS 12)**	**0.42**	**38**	**90**	**40**	**90**	**123**	**130**	**92**	**121**	**60**	**76**		
B1 (Wunsch et al.. 2018)	~0.43					77	96			21	27		
MIS 12 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.42					123.64				58			
***t20* (Top MIS 20/ Brunhes-Matuyama)**	**0.79**	**53**	**110**	**61**	**114**	**153**	**160**	**112**	**130**	**75**	**92**	**12**	**20**
MIS 20 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.79									72			
C (1.7 Myr)	**1.7**	**56**	**150**	**115**	**200**	**185**	**200**	**140**	**160**	**107**	**110**	**37**	**40**
C (Wunsch et al.. 2018)	2.0					201	219	153	165	107	1117	40	35
Ple.1 (Principaud et al.. 2016)	1.7												
C (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	1.7 (1.2-2.1)					185	200	150	160	100	110	35	40
Rendle & Reijmer. 2002	1.6												
C Eberli et al., 1997b	~2.1	102		162									
C Eberli et al., 2001	1.9-2.1	90.2	152	162	200								
C McNeill et al., 2001	1.9 -2.1	90.2		162									

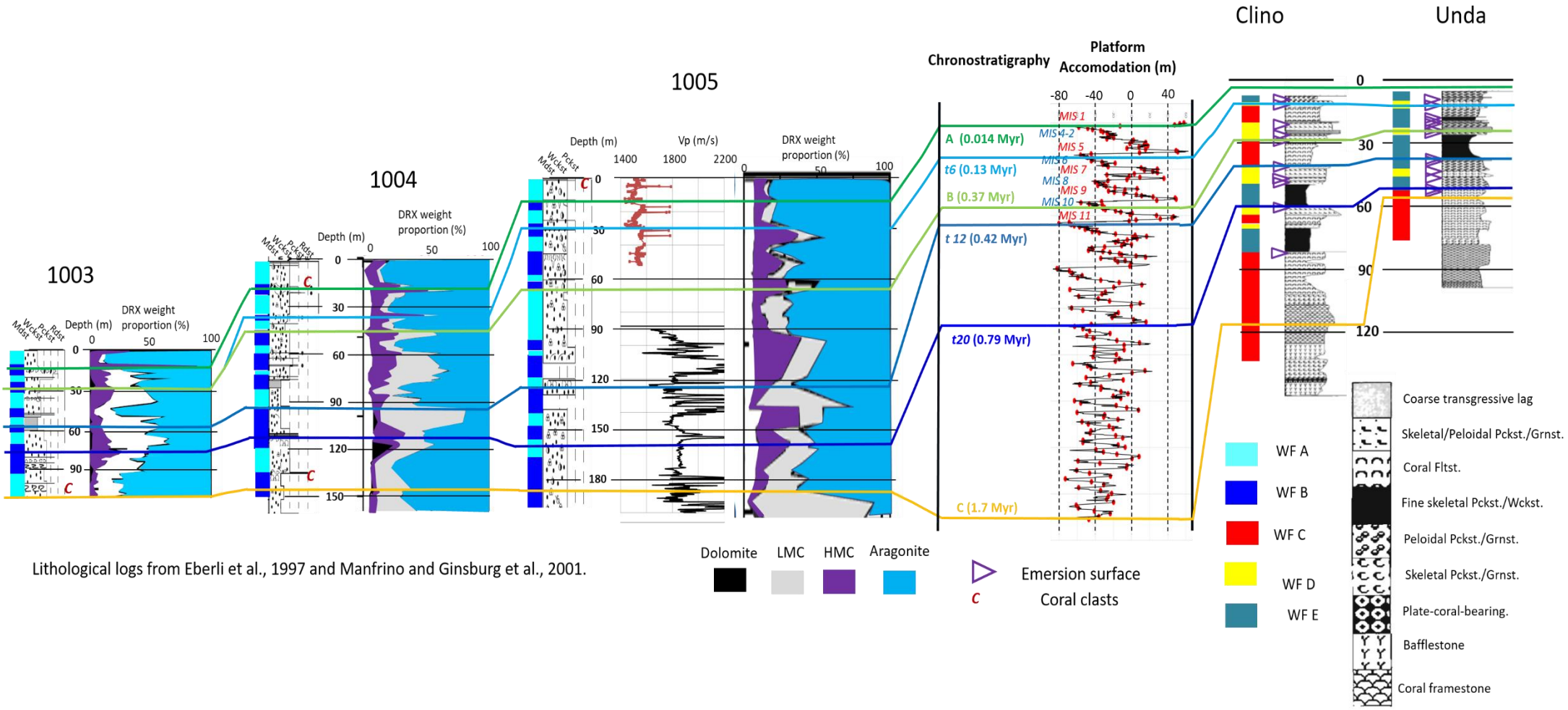


Figure V 4. Well correlation for the ODP wells 1003 to 1005 and the two BDP wells Clino and Unda showing the lithofacies interpretation corresponding to table see Table 2) and the identified stratigraphic markers (described in section 2.1). Left-top corner: Wells positions in the "Western Line" (see Fig V. 1B and Fig V. 2).

For the BDP wells Clino and Unda, from left to right, we present the interpreted lithofacies and the detailed lithological description of Manfrino and Ginsburg (2001). For the ODP 166 wells, from left to right, the interpreted lithofacies and the lithological description of Eberli et al. (1997), for well 1005 the ODP Vp seismic velocity (core (red) and log (black) data of Eberli et al. (1997a)), and the XRD mineralogical composition modified from Eberli et al. (1997a).In the middle the time evolution of the accommodation on platform calculated from the eustatic curve of Miller et al. (2011) with our hypothesis of constant subsidence rate of 34.1 m/Myr.

2 Data and Methods

2.1 Well Data

The ODP leg 166 wells 1005, 1004, 1003 and 1007 were drilled on the slope. They were logged with a full set of wireline tools and a checkshot survey was realized for wells 1003, 1005 and 1007 (Eberli et al., 1997a).

The two wells Clino and Undawere drilled on the platform as part of the Bahamas Drilling Project (BDP) campaign (Ginsburg, 2001). Both are located on a very shallow platform (about 7 m water depth), the well Unda is located 8.5 km inward of the well Clino along the « Western Line » profile (Fig V. 1A and Fig V. 2. Both holes were logged with a standard suite of wireline tools and a continuous vertical seismic profile (VSP) was shot (Ginsburg et al., 2001).

2.1.1 Well Chronostratigraphy

The chronostratigraphy on the ODP leg 166 slope wellsis first based on the planktonic foraminifer and nannofossil biostratigraphic framework built for the Leg 166 initial report (Eberli et al., 1997a). Another dating approach was conducted by Rendle and Reijmer (2002) on the wells 1007, 1003 and 1005, based primarily on $\delta^{18}O$ isotopes, grain size and X-Ray Diffraction (XRD) analyses, U/Th dating and nannofossils bio-events to establish a high-resolution stratigraphy of the Quaternary deposits (Rendle et al., 2000). Wunsch et al. (2018) proposed another high-resolution stratigraphy based on the distal ODP 166 sites 1008 and 1006. They are not located in our zone of interest and record a different sedimentary regime dominated by the Florida current (Rendle and Reijmer, 2002). As these are globally undisturbed sections, compared to the slope wells these records present higher confidence for the local stratigraphy, but higher uncertainity in the correlation with sections on the slope.

For the BDP wells an age model has been established as well using foraminifera, nannofossils, strontium isotope stratigraphy and magnetostratigraphy (Mc Neill et al., 2001).

The chronostratigraphic correlation of the platform (BDP) and the slope (ODP 166 wells) has not been established and published yet. A synthesis of the available literature led us to establish a consistent age/depth correlation for all the wells, based only on geological reasoning in case of contradictory results (Table V 1). We did not endeavour to re-date the cored sections. This work was guided by the premise that exposure surfaces on the platform form time-lines corresponding to condensed and lithified layers on the slope (Eberli and Ginsburg, 1987; Eberli et al., 2002: Wunsch et al., 2016). For the slope wells we considered the correlation of early lithified layers and peaks of High Magnesium Calcite (HMC) (Eberli et al., 1997a; Rendle and Reijmer, 2002).

In this synthesis we identify and correlate the seismic sequence boundaries (SSB) A, B and C defined by Eberli et al. (1997a, 1997b and 2002) (Table V 1, Fig V. 4).

With an age of 1.7 Ma SSB C was correlated with the Top Olduvai datum in the BDP Well Unda and Clino (Manfrino and Ginsburg, 2001). This choice is consistent with the interpretation of SSB C as a major downward shift of the regressive margin (Eberli et al.,1997b; ; Manfrino and Ginsburg, 2001; Principaud et al., 2016).

SSB B was identified on the slope wells by Rendle and Reijmer (2002) with the condensed surface of MIS (Marine Isotope Stage) 10 at 0.37 Ma (Lisiecki and Raymo, 2005).On the platform SSB B was identified as an exposure surface at the top of a thick transgressive reefal unit in BDP well Clino (40 – 28 mbsf) and the corresponding deep lagoonal unit in well Unda (38 - 27 mbsf) (Manfrino and Ginsburg, 2001). We assume it to be the backstepping record of the highly transgressive MIS 11 highstand (Lisiecki and Raymo, 2005; Miller et al., 2011).

SSB A is defined in the ODP slope wells as the base of the Holocene deposits (Eberli et al., 1997a, 2002; Rendle and Reijmer, 2002;).. The corresponding exposure surface has not been recovered in Clino and Unda, but has been identified with the bottom of the Holocene unconsolidated sediments (Manfrino and Ginsburg, 2001; McNeill et al., 2001).

Three additional stratigraphic markers have been tentatively identified in the 1.7 - 0 Ma interval in order to increase the stratigraphic constrains for the comparison of simulations with well sections.
Marker *t20,* corresponds to the top of MIS 20 (0.79 Ma) (Lisiecki and Raymo, 2005). It is identified in well 1003 by Rendle and Reijmer (2002) and is coeval with the Brunhes/Matuyama magnetostratigraphic transition,identified in Clino and Unda by Manfrino and Ginsburg, (2001). This surface was correlated in the ODP slope wells with the first notable peak of HMC composition and a remarkable positive Vp anomaly (Table V 1, Fig V.4).
The second stratigraphic marker, *t12,* corresponds to the top of MIS 12 (0.42 Ma), identified in ODP well 1005 and 1003 (Rendle and Reijmer, 2002). It can be correlated in wells 1004 with an abrupt decrease in Low Magnesium Calcite (LMC) concentration (Fig V. 4). In the BDP wells it was correlated with the base of the transgressive reef/lagoon unit (Manfrino and Ginsburg, 2001) interpreted to correspond to MIS 11 (Table V 1, Fig V. 4).
The third stratigraphic marker *t6* corresponds to the top of MIS 6 (0.13 Ma)(Lisiecki and Raymo, 2005). It is identified in ODP wells 1005 and 1004 as the top of the penultimate condensed level (Fig V. 4), in good agreement with ODP 166 U/Th dating (Henderson et al., 2000). It is absent in well 1003 that exhibits a major hiatus between t10 and the Holocene (Rendle and Reijmer, 2002). In BDP wells Clino and Unda, it was identified as the first transgressive lag cored (Manfrino and Ginsburg, 2001) (Table V1, Fig V.4).

2.1.2 Core lithofacies analysis

A synthetic lithofacies model with five facies was elaborated from the published core descriptions (Eberli et al., 1997a; Kenter et al., 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001; Rendle and Reijmer, 2002). The lithofacies are designated by the Well Facies code (WF) A to G (Table V 2). They are identified by a depositional environment, range of Dunham sedimentary fabric and dominant cementation state and mineralogical composition.
The highstand carbonate sedimentation on the platform is dominantly aragonitic with a fine-grained (Silt and Clay size) and peloidal assemblage (Eberli et al., 1997a; Chabaud et al., 2016; Harris et al., 2015). It originates mostly from aragonitic green algae and seagrass production, especially *Halimeda* sp. and *Thalassia* sp., and whiting events (Eberli et al., 1997a; Manfrino and Ginsburg, 2001; Chabaud et al., 2015; Harris et al., 2015).
WF A is the periplatform ooze slope facies corresponding to the off-bank export of the highstand platform production (Wilson and Roberts, 1992; Schlager et al., 1994; Eberli, 2000;; Wunsch et al., 2018).
WF B corresponds to the condensed deposits associated with glacial sea-level lowstands (Eberli et al., 1997 a; Eberli, 2000; Chabaud et al., 2016; Wunsch et al., 2017).. WF B is aragonite-poor due to 1) the dissolution of aragonite followed by the precipitation of an High-Magnesium Calcitic micro-sparitic cement (Schlager and James, 1978; Mullins et al., 1980; Mullins et al., 1985; Munnecke et al., 1997; Eberli, 2000; Rendle et al., 2000; Melim et al., 2002;) and 2) a higher relative input of calcitic pelagic tests during lowstands (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000; Chabaud et al., 2016). WF B is clearly identifiable with 1) the marked decrease in aragonite composition in the XRD mineralogical log and 2) P-positive Wave velocity anomaly in relation with 3) early lithification state (Eberli et al., 1997a).
Several lower slope sub-facies are incorporated into WF A for synthetic considerations (Eberli et al., 1997a).
WF C corresponds to a variety of coral reef facies (Kenter et al., 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001).
WF D is interpreted by Manfrino and Ginsburg, (2001) as high-energy sandy deposits of inner platform beach and shoals. It as the last member of shallowing upward sequences (Aurell et al., 1995)

WF	Color	Lithology	Depositionnal Environment	Mineralogy & Diagenesis
A		Periplatform ooze (aragonite-rich wackestone)	Lower slope	Aragonite, low diagenesis
B		Cemented & clast rich periplatform ooze (wackestone to floatstone)	Lower slope	HMC dominant, important early diagenesis and cementation
C		Reefal complex: bioconstructed coral reef and talus debris (mostly rudstone and floatstone)	Margin/Inner platform	LMC largely dominant, due to pervasive meteoric diagenesis
D		Laminated skeletal peloidal packstone to grainstone	Inner platform/Margin	
E		Fine-grained skeletal packstone to wackestone	Inner platform	

Table V 2: The five lithofacies identified in the six wells of the study, with their lithology, depositional environment and, mineralogic and diagenetic fabric.

2.2 Seismic data

The seismic interpretation has been performed on a dataset composed of three different acquisitions on the "Western Line" transect (Fig V. 2).

1-The original "Western Line" profile acquired in the 1980's. Resolution in this seismic data is around 30 m in the upper part studied here It is presented in the original undersampled publication format with one trace out of seven (Eberli and Ginsburg, 1987).
2- Wunsch et al. (2018) (Fig V. 9 A) have published the reprocessed version of this seismic, presented also in Eberli et al. (2004) (Fig V. 16, from the platform edge and margin between well 1005 and well Clino for 0 to 700 ms TWTT). . As is clearly visible in Eberli et al. (2004) due to the very high impedance contrasts on the shallow platform, the seismic data have been cut at ~ 0.08 ms TWTT. It gives the outer platform a flat top appearance, whereas it is indeed sloping from 7.6 m water depth in Clino (Manfrino and Ginsburg, 2001) to 60 m at the platform edge (Wilber et al., 1990) (Fig V. 11A).
3- Slope seismic data collected during the seismic survey of Leg 1 of the Carambar cruise (Mulder et al., 2012) have a vertical resolution of 2 m and are relevant down to approximately 1s TWTT

(Principaud et al., 2016). A small displayed section in Figure V 11 is part of the ODP 166 high-resolution dataset studied by Anselmetti et al. (2000).

2.2.1 Well tie

Well-tie data were published for the ODP well sites (Eberli et al., 1997a; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002; Wunsch et al., 2018) providing with time-depth points for the SSB A, B and C (Fig V. 2B). The preservation of reflector continuity for SSB B on the slope gave us a slightly shallower value at well 1005 of 80 ms TWTT versus 100 ms. Eberli et al. (2001) published also well tie data for the platform wells with the reprocessed seismic. We use these values, though for SSB A they fall above the cut at 0.08 s. The time geometry of SSB A and the seafloor was reconstructed based on these points, the reflectors visible at the platform edge and similar to the geometry of Wilber et al., 1990, and the knowledge of the sea-floor depth at the platform edge (55-60 m, Wilber et al., 1990) and at Clino and Unda (7.6 and 6.7 m respectively, Manfrino and Ginsburg, 2001) (Fig V. 11B).

2.3 Stratigraphic forward modeling

2.3.1 Model outlines and strategy

The numerical forward stratigraphic DionisosFlow model (Granjeon and Joseph, 1999) was designed to investigate the 3D development of siliciclastic and carbonate sedimentary systems at the basin scale. It has been used for smaller scale clastic or carbonate systems (Rabineau et al., 2005; Csato et al., 2014; Montaggioni et al., 2015) allowing reconstruction of sedimentary architectures below the fifth order time-scale resolution. The model offers the possibility to test the impact of a conceptual depositional model on the internal stacking pattern and stratigraphic evolution of the resulting sedimentary accumulation (Warrlich et al., 2008; Montaggioni et al., 2015; Lanteaume et al., 2018). In this study the choice of the processes and the values of the parameters are based on the available geological constraints and fitted through a trial and error process. The quality of experiment is determined by the fit of the simulated stratigraphic markers position against their core interpretation and the valid geometry of the reconstructed present-day margin profile.

Three modelling experiments are tested on DionisosFlow (Fig V. 5).

- Experiment 1 looks at the margin geometry associated with a progradation driven entirely by the highstand shedding of the inner platform production.
- Experiment 2 investigates the influence of bio-constructed and early cemented carbonate production at the margin.
- Experiment 3 tries to reproduce the platform evolution after 0.8 Ma under the sedimentary regime described in the Holocene (1.2.2).

The three simulations aim at evaluating the relations between highstand production and shedding and the platform progradation, and the impact of carbonate producers changes under a given eustatic history.

We used here a 42 km long 2D model, with a grid resolution of 50 m. Time is discretized into 340 time-steps of 5 kyr from 1.7 to 0 Ma BP. This pseudo 2D section represents the “Western line” transect projected in a direction orthogonal to the slope (Fig V. 1B). It comprises 12 km of platform domain, and 30 km of slope domain. Due to the limited modeling of the contour current activity in a 2D section, the displayed zone of interest is limited to the slope domain and stops downward of well 1007 (Fig V. 1B), with 12 km of platform domain and 9 km of slope (21 km in total). The ODP and BDP wells were also projected under a cylindricity hypothesis on this modelled section (Betzler et al., 1999).

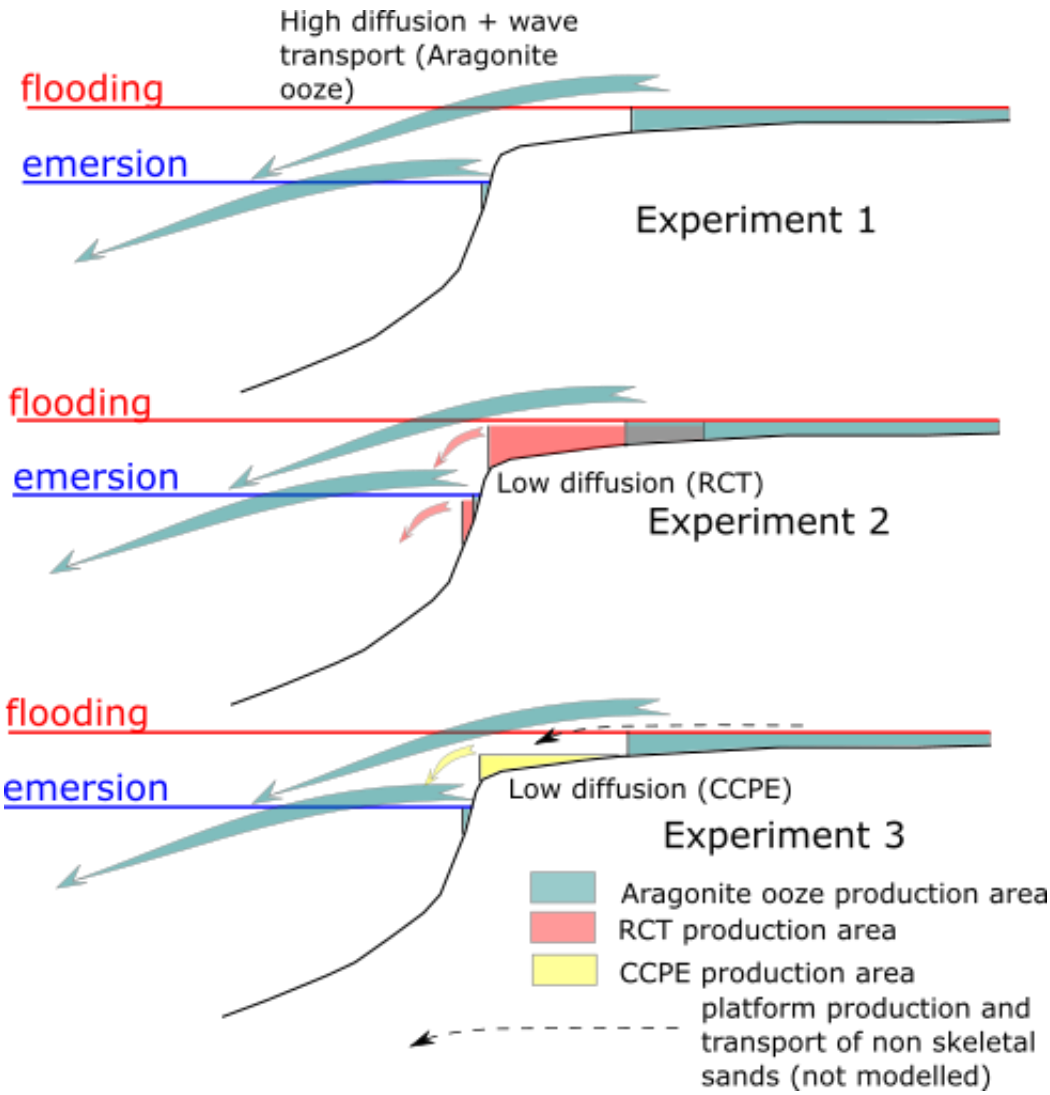


Figure V 5 : Schematic of the three experimental designs for the DionisosFlows simulations after 0.8 Myr. Befor this date they are all similar to Experiment 2.

In DionisosFlow carbonate production is defined through time by the definition of a source function. It describes $CaCO_3$ production rate according to water depth. In this study it is tied to a type of carbonate sediment material that can be more or less easily traced back to a mix of biogenic sources. Depending on the simulated sediment, this sediment source function can integrate already a certain range of mixing, degradation and transport processes in the simulated « production » process. In that case it is would be more aptly described as an "accumulation" rate. The production rates are defined in order to fit, insofar as possible, the observed architecture. They are heavily dependent on the geometry and transport efficiency of the simulation.

The transport processes are modelled in DionisosFlow by a non-linear diffusion law approximation (Granjeon, 2014). Several diffusion coefficients are attributed to each sediment class in order to model the slope-driven transport and the wave-driven transport. The slope-driven transport expresses the sediment flux Qs=K*S where S is the local slope, and K the diffusion coefficient in km^2/kyr. In the western GBB sedimentary system the major part of the transport of the fine-grained production on the platform towards the slope is due to an advection process: density-cascading of sediment-laden water from the platform (Wilson and Roberts, 1992; Eberli, 2000; Wunsch et al., 2016). This remobilization of sediment on the platform was simulated in DionisosFlow using a 1D

wave model defined with a wave base action depth at 20 m (fair-weather waves). The bathymetry-dependent wave energy function allows the remobilization of the sediment according to the local wave energy. Sediment transport on the platform is actually driven by the wind and the shallow tidal currents (Harris et al., 2015). This wave-driven diffusion function is used as a diffusion boost to account for these complex shallow transport processes on the flat platform. The reworked sediment is then transported according to the local slope under the rules of gravity-driven diffusion.

2.4 Simulations parameters

2.4.1 External controls

A constant and uniform subsidence rate of 34.1 m/Myr was assumed as there is no evidence of vertical relative sediment displacement along the transect (Eberli and Ginsburg, 1987; Eberli et al., 2004; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018). This value is calibrated by the reconstitution of the correct present-day position for SSB C line and the 56 m thick accumulation observed at well Unda. The eustasy parameter was derived from the curve of Miller et al. (2011) resampled at 5 kyr resolution. In order to better constrain the real accommodation space and sedimentation rate, we also simulated the mechanical compaction.

The definition of the initial basement topography is a key assumption for the whole simulation (Montaggioni et al., 2015; Lanteaume et al., 2018). We considered the depth of the SSB C in the six wells of the section to draw a 1.7 Ma topographic profile consistent with the seismic interpretation. The initial sea-level position at 1.7 Ma was derived from the location of the first onlap in the seismic interpretation. The platform level is thus set at 40 m above sea-level at 1.7 Ma.

The Santaren Current is considered as a major external control, limiting sediment accumulation at the toe-of-slope (Betzler et al., 1999; Rendle and Reijmer, 2002; Betzler et al., 2014; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018). It was integrated in the pseudo-2D DionisosFLow with an open boundary condition on the basin section westward of well 1007. A constant northward discharge of 0.01 km^3/Myr of fine-grained sediment is applied. It prevents deposition in the basin fixes the toe of the progradation at ~10 km from the platform break.

In the model the contour current effect was activated after 0.8 Ma, though it has likely been active since the Pliocene (Rendle and Reijmer, 2002; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018). This is consistent with the sedimentary profile of the ODP well 1007, with 25 m of deposits between 1.7 Ma and 0.8 Ma, and only 12 m after.

2.4.2 Definition of carbonate producers

Three different carbonate producers are considered in our experiments for the Quaternary interval (1.7 - 0 Ma). They are simulated by different bathymetry-dependent source functions (Fig V. 6), and different high-diffusion or low-diffusion gravity driven transport laws, determining respectively low or high slope angle of accumulation (Granjeon, 2014). Following the analysis of Kenter (1990) the slope of accumulation of the carbonate production is directly related to its dominant sediment fabric.

As explained in section 4.1 the value of the wave transport coefficients for the same facies can vary between different experiments in order to keep a comparable off-bank sediment flux (Table V 3). The contrast in wave-driven diffusion coefficients expresses the easy mobilization of fine-grain uncemented sediment in respect to the cemented material accumulated *in situ*.

The contrast between the high-diffusion and low-diffusion facies is always preserved. Low slope-driven diffusion coefficients (Table V 3) expresses the ability of cemented, bioconstructed/binded or coarse grained facies to build stable accumulations with steep slopes (Kenter, 1990; Playton et al., 2010).

Simulation parameters	Values
Slope-driven diffusion coefficient (equilibrium slope)	0.12 $km^{2/}$kyr for the aragonite ooze
	0.0004 $km^{2/}$kyr for the RCT facies
	0.0005 $km^{2/}$kyr for the CCPE facies
Wave-driven diffusion coefficient (wave remobilization)	3 $km^{2/}$kyr for the "aragonite ooze" in Exp.1
	12 $km^{2/}$kyr for the "aragonite ooze" in Exp.2
	6 $km^{2/}$kyr for the "aragonite ooze" in Exp.3
	0.01 $km^{2/}$kyr for the RCT facies
	0.01 $km^{2/}$kyr for the CCPE facies

Table V 3: Values of transport coefficients for the DionisosFlow simulation.

The first producer, designed as "aragonite ooze", corresponds to the fine-grained aragonite ooze produced on the platform.It has a very high gravity diffusion coefficient, constrained by the very low slope angle of periplatform ooze accumulation (Kenter, 1990; Playton et al., 2010) (Table V 3). The ooze deposits cannot form any relief on the platform nor accumulate on the steep margin (Fig V. 5).It is easily remobilized by the hydrodynamic currents on the platform and exported to the slope (Fig . 5). It is simulated with a high value of wave driven-diffusion coefficient (Table V 3).

Two other producers were defined to account for the marginal production and accumulation. Both are cemented low-diffusion sediment accumulating in steep marginal configurations (Kenter, 1990; Grammer and Ginsburg, 2012; Betzler et al., 2016). The low diffusion value limits also their transport in the low-angle slope domains. They have a low wave-driven coefficient as they accumulate *in-situ*.
The first one is named as "reef & cemented talus" (RCT). It aims at simulating the lowstand coarse cemented wedge described by Grammer and Ginsburg (1992), supplied in particular by a fringing reef development.
The second one is named as "coarse & cemented platform edge" (CCPE). It aims at simulating the sandy and cemented accumulation described at the platform edge by Wilber et al. (1990). They are transported by shallow platform currents to this outer and deeper platform edge depocenter at water depth extending from 10 to 60 m (Wilber et al., 1990). As explained in section 4.1 the crudel model of hydrodynamism on the platform in these simulations is unable to simulate consistently this transport toward the platform edge where the sediment is accumulated and cemented. As a consequence the CCPE material is directly simulated as a cemented low-diffusion sediment, and its source function is actually an accumulation curve in the platform edge depocenter. Since it is composed of non-skeletal grains (ooids, pelletoids and grapestone) produced on the inner platform (Wilber et al., 1990; Harris et al., 2015) the CCPE producer is active in the simulation during platform flooding only.
A mechanical compaction curve was associated to each producer. For the « aragonite ooze » it was designed from experimental results of five oedometers tests on periplatform ooze samples from sediment cores of the Little Bahama Bank (LBB) northern slope, and three oedometer tests on periplatform ooze of the same slope published in Lavoie et al. (1988). The proposed curve is consistent with the porosity trend of the four ODP Leg 166 wells on the slope. For the RCM and CCPE material, the "coarse" compaction curve of Caspard et al (2004) calibrated for the platform margin of the "Western Line" section was used.

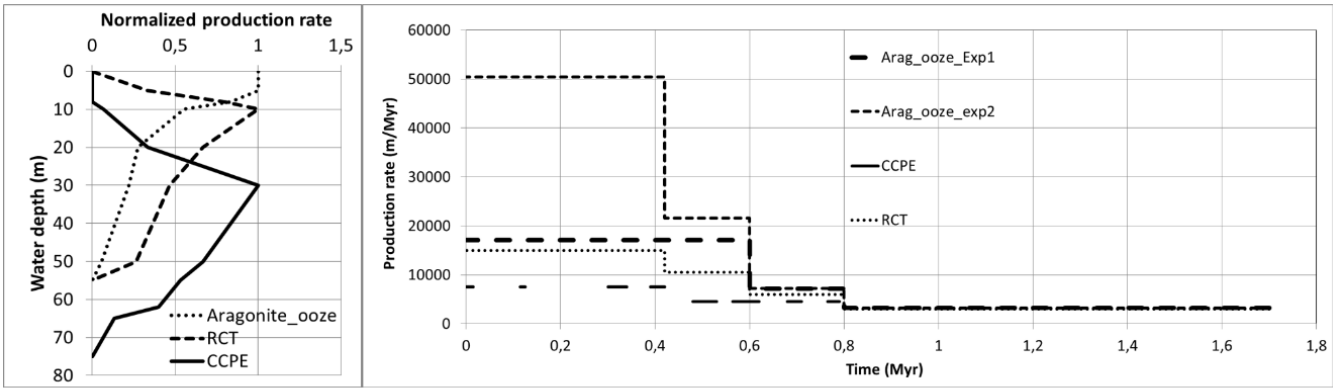


Figure V 6: DionisosFlow production laws. Left: the normalized production profiles for the three producers. Right: time evolution of the maximum production value for the three producers, with the difference between Exp.2 and Exp 1&3 for the aragonite ooze production. The production of the CCPE facies (in Exp. 3) is discontinuous with time.

2.4.3 Production laws

The production of the "aragonite ooze" facies occurs during whitings event and with the degradation of green algae and seagrasses (*Halimeda* sp., *Thalassia* sp.) on the shallow platform (0-10 m water depth) (Schlager and Ginsburg, 1981; Manfrino and Ginsburg, 2001; Harris et al., 2015). It decreases progressively with the light intensity and stops at 50 m water depth corresponding to the base of the present-day photic zone in Bahamas (Schlager et al., 2005) (Fig V. 6).

The production function for the RCT facies is defined with maximum production at 10 m water depth as observed for corals (Pomar and Hacq, 2016) (Fig V. 6). This production is also restricted to the high wave energy domain above 80W/m^2 in order to prevent it reaching in the shallow platform interior. The sustained production rate between 30 and 50 m allows to account for an oligotrophic component (Betzler et al., 2016) and the gravity driven accumulation of erosional lithoclasts (Grammer and Ginsburg, 1992).

The production of the CCPE facies is defined with a similar shape but it creates slighty deeper accumulation down to the mesophotic zone (Wilber, et al., 1990) (Fig V. 6).

The values of the production rate vary during the simulation (Fig V. 6). These variations come mostly from the trial-and-errors calibration of the best fit for all the three experiments. They also account for the general warming that followed the end of the Mid-Pleistocene Transition and the Mid-Bruhnes event (~0.45 Ma) (Reijmer et al., 2002; Wunsch et al., 2018). The increasing trend for the "aragonite ooze" and "CCPE" facies production corresponds to the increase in the flooded surface of the platform during the highstands (Kievmann, 1998). The very high values of the "aragonite ooze" production for Experiment 2 are explained in section 4.4.

2.4.4 Definition of resulting lithofacies

The definition of five simulated lithofacies, based on the sediment composition and sedimentation rate, allows to highlight and understand the interplay between the muddy aragonitic highstand sediments in the platform and slope and the coarser or more cemented margin sediments (Table V 4).

The two slope facies (below 150 m) "Periplatform ooze" and "cemented ooze" are distinguished only by a sedimentation rate threshold of 1000 m/Myr. The diagenetic signal of early cementation is simulated here (Fig V. 7, Fig V. 8) using the sedimentation rate as a proxy.

Simulated lithofacies	Aragonite ooze composition	Sed. rate	Bathymetry
Reef and Cemented Talus (RCT)	<45 %		< 150 m
Coarse and Cemented Platform Edge (CCPE)	<45 %		< 150 m
Platform	> 45 %		< 30 m
Periplatform ooze	> 45 %	> 1000 m/My	> 150 m
Cemented ooze	> 45 %	< 1000 m/My	> 150 m

Table V 4: Definition of the simulated lithofacies from the output of the DionisosFlow simulations.

3 Results

3.1 Experiment 1: fine-grained uncemented margin

Experiment 1 is constructed with reefal production between 1.7 and 0.8 Ma only, leaving only the inner platform aragonite ooze production between 0.8 and the present (Fig V. 6). The result shows a remarkable contrast between these two. During 1.7-1.4 Myr interval, the accumulation of mostly reefal production on the upper margin profile creates a lowstand wedge, both prograding downslope and onlapping upslope. It finally covers the whole platform domain during the 1.5-1.4 Ma transgression (Fig V. 7A). During this period there is bypass on the steep margin and reduced deposition in the slope. During the following 1.4-0.8 Ma interval the prograding/aggrading evolution of the margin evolves towards a more forced prograding pattern. Vertical accretion on the platform is much reduced, but becomes dominated by aragonite ooze production (Fig V. 9A). Accumulation of reefal production at the front of the margin ensures the profile progradation as the slope accumulation is much reduced.

Overall during this period the platform margin has prograded and steepened. It has created an accretionary slope profile with a constant gradient and a flat-top platform (Fig V. 7A).

The profile geometry is considerably modified after 0.8 Ma until 0.42 Ma. There is almost no deposition in the system and no effective progradation of the platform (Fig V. 7C). This general modification is due to both the end of low-diffusion reefal production and the change of eustatic regime with lower maximum values and two marked falls at 0.6 and 0.42 Ma (MIS 16 and 12) that reduce the available accommodation space.

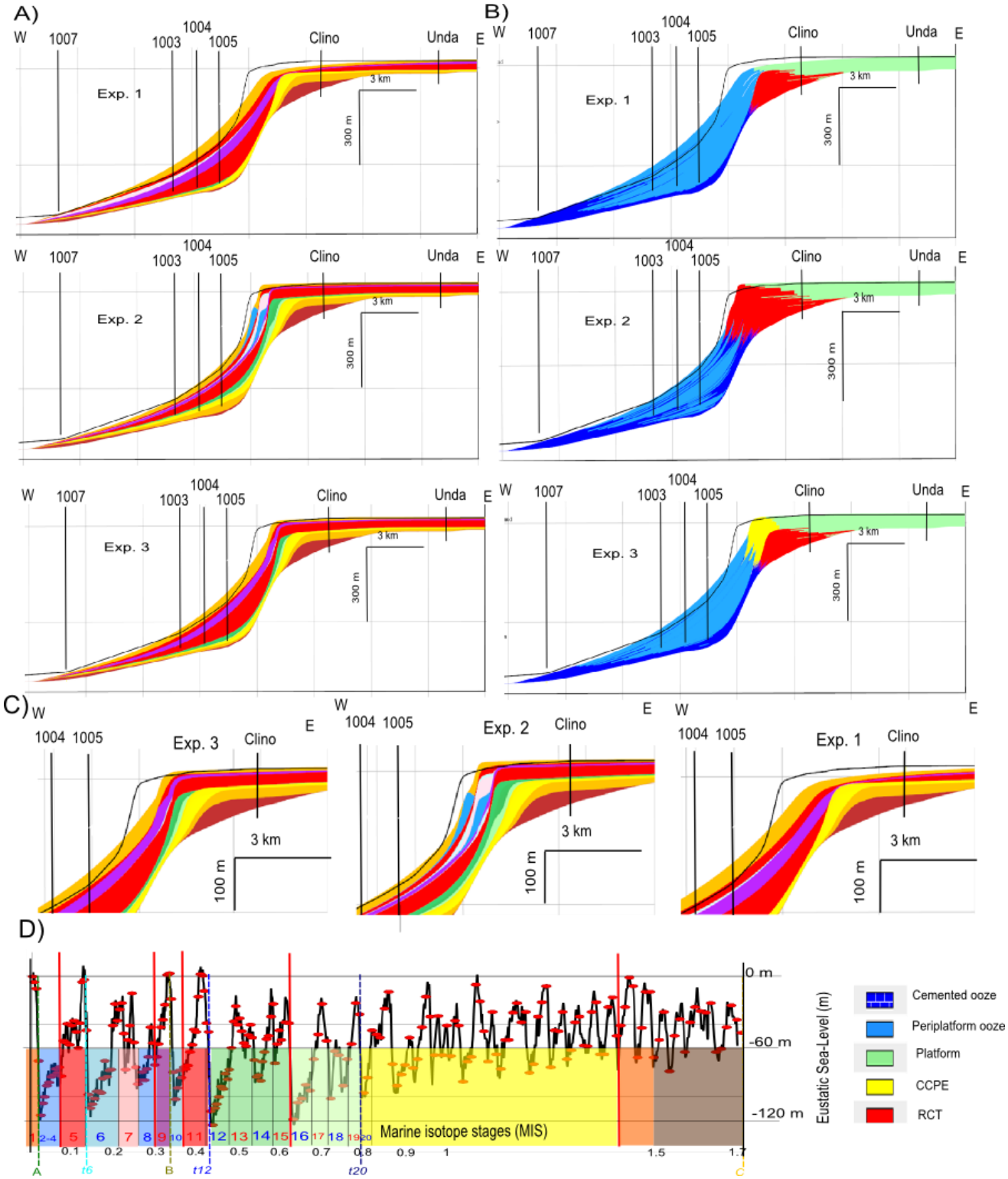


Figure V 7 : Simulated sections at 0 Myr. A: Age results for the three experiments, following the color chart presented in D). B: Lithofacies results for the three experiments, according to Table V 3.The black line indicates the observed present-day profile. C: Detail view of the age results of the experiments for the margin and slope. D: Eustatic Sea-level variations for the simulated interval, after Miller et al. (2011) in black line, and selected data points for the DionisosFlow simulation (in red). The color indicates different time periods, corresponding after 0.8 Myr to MIS 19 to 1.

With the major transgression of MIS 11 (0.42 – 0.37 Ma) the platform is flooded again allowing accumulation of aragonite mud on the platform and export downslope of a very large onlapping highstand wedge (in red on Fig V.7A). The successive flooding of MIS 9 (0.34 – 0.30 Ma) and 5 (0.13 – 0.07 Ma) leaves no large accumulation on the platform, but two slope wedges that onlap progressively above the platform edge (Fig V.7). This succession creates an accretionary prograding margin and a smooth slope profile with a very open platform margin (Fig V.7 C). Consequently the Holocene leaves a continuous prograding tract of mud, without the onlap of a distinct slope wedge (Fig V.7 A).

Experiment 1 results partially reproduce the platform accumulation in wells Clino and Unda. On the slope it captures the general increase of sedimentation rates after 0.8 Ma and the alternation of thick interglacial highstand packages with condensed lowstand surfaces.
However it oversestimates the sediment thickness in the slope wells after 0.42 Ma, and underestimates it before 0.8 Ma (Fig V. 9A). There is construction of a progradational margin but the progradation is not developed enough (Fig V. 7C).
Most importantly, the steepening trend and the present-day profile are not reproduced (Fig V. 7A). A constant smooth slope is instead realized as only one diffusive material is accumulated. Any increase in production and export would lead to larger progradation but also greater overestimation of the slope accumulation. A decrease would result in loss of progradation or even no margin deposition after 0.8 Ma, though the thickness at the slope well would be more correct. The constant slope depositional profile is unable to reproduce the steep margin and low angle slope transect evolution.
This experiment of highstand progradation of uncemented fine-grained sediment tracts is not consistent with the progradation of the observed section. Another depositional model must be considered for the Quaternary leeward slope.

3.2 Experiment 2: Cemented margin

For the 1.7-0.8 Ma period, experiments 1 and 2 are fairly identical, except for the thickness of the downslope aragonite mud deposits (Fig V. 9B). This might be a consequence of the increased wave diffusion coefficient (export efficiency) in experiment 2 (Table V 3).

However, after 0.8 Ma, the depositional architecture is quite different: during the 0.8-0.4 Myr interval, deposition of cemented facies occur on the margin, maintaining the steepening trend under a forced regression regime (Fig V. 7A and B). Export of aragonite mud on the slope also occurs (Fig V. 9B). Similarly, the MIS 11 flooding after 0.42 Ma leads to aragonite mud accumulation on the platform and the slope (Fig V. 8). However the onlapping slope wedge is in a lower position and of smaller volume than in experiment 1. There is aggradation of RCT material in the margin, maintaining the steep profile. RCT material also backsteps on the platform (Fig V. 7B). This can be related to the reefal accumulation observed in well Clino between 48 and 35 mbsl (Fig V. 9B) and interpreted by Manfrino and Ginsburg (2001) as a reefal backstep. Accumulation is relatively reduced during MIS 9 (0.34 – 0. 3 Ma) on the platform and the onlapping slope wedge. The MIS 8-6 (0.3 - 0.13 Ma) interval shows only accumulation of cemented material on the margin, forming a lowstand prograding wedge onlapping up to the platform edge and dowlapping down to the top of the slope (Fig V. 7C). MIS 5 (0.13 – 0.07 Ma) repeats the depositional pattern of MIS 11 (0.42 – 0.37 Ma) with a reduced thickness and no backstepping of the marginal cemented accumulation. The sea-level fall during MIS 2-4 (0.07-0.01 Ma) leads to the deposition of another lowstand marginal wedge of cemented material. It evolves into an aggrading margin with the Holocene transgression and the deposition of the platform and onlapping slope highstand deposits (Fig V. 7C).

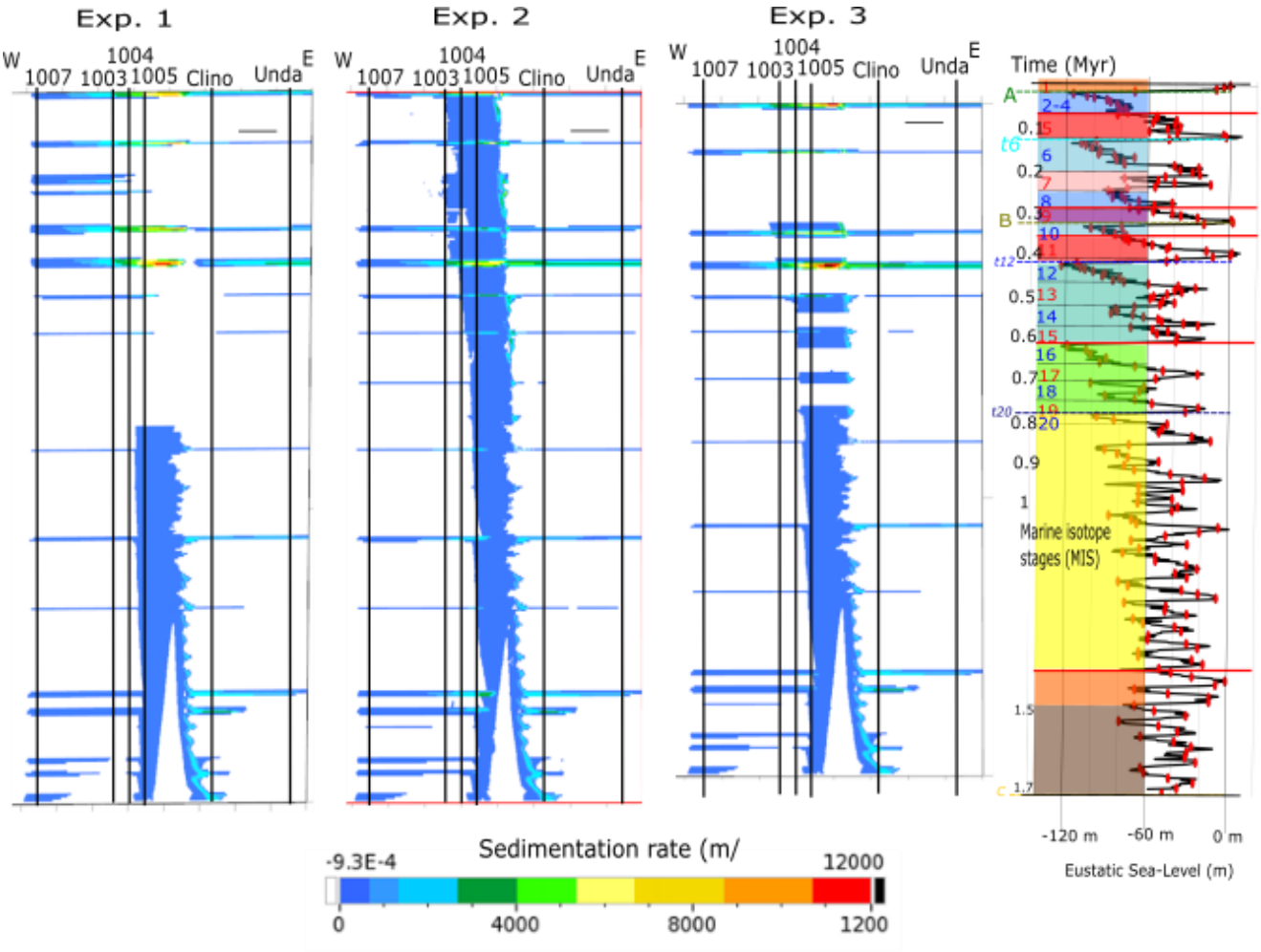
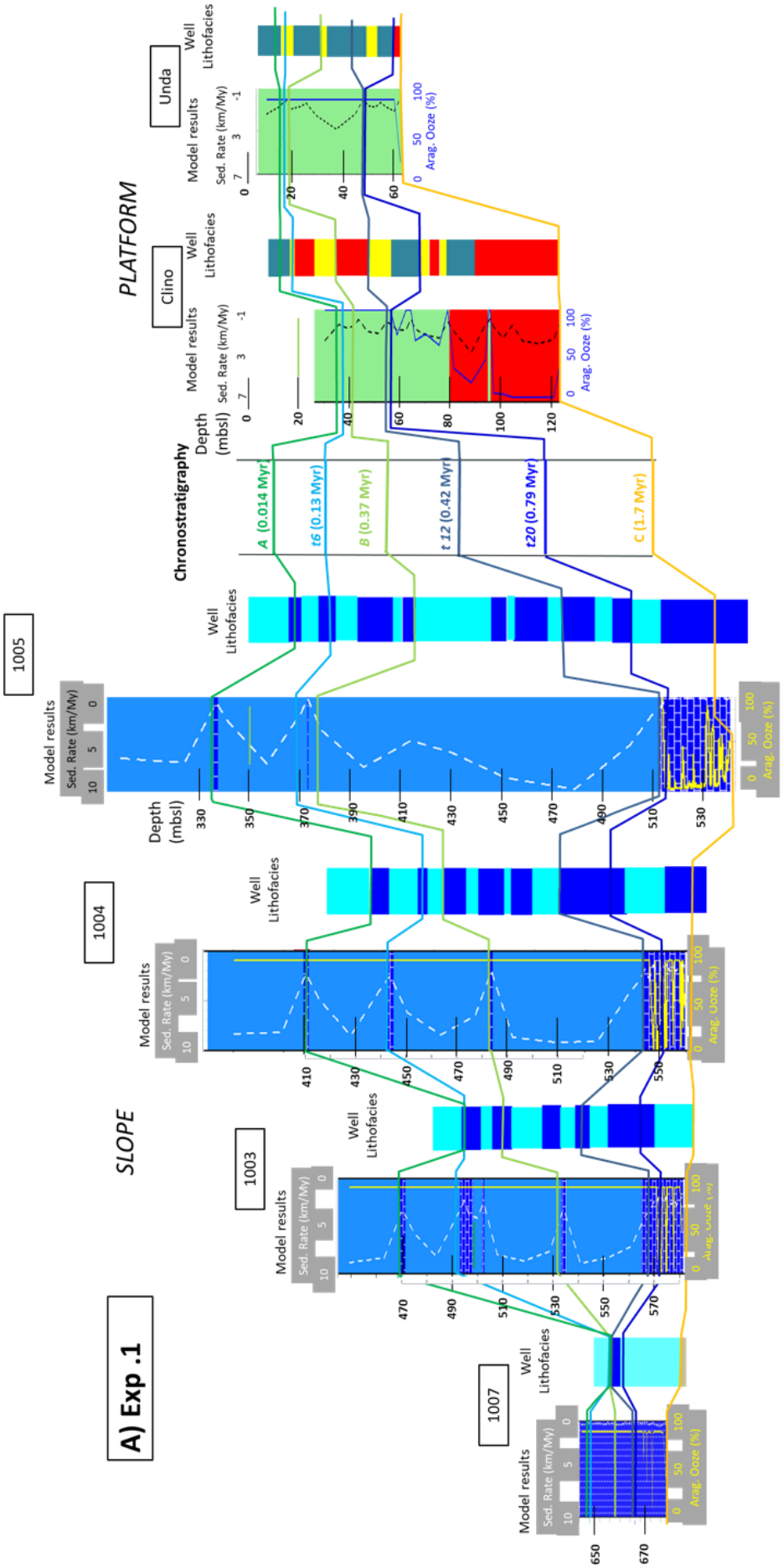
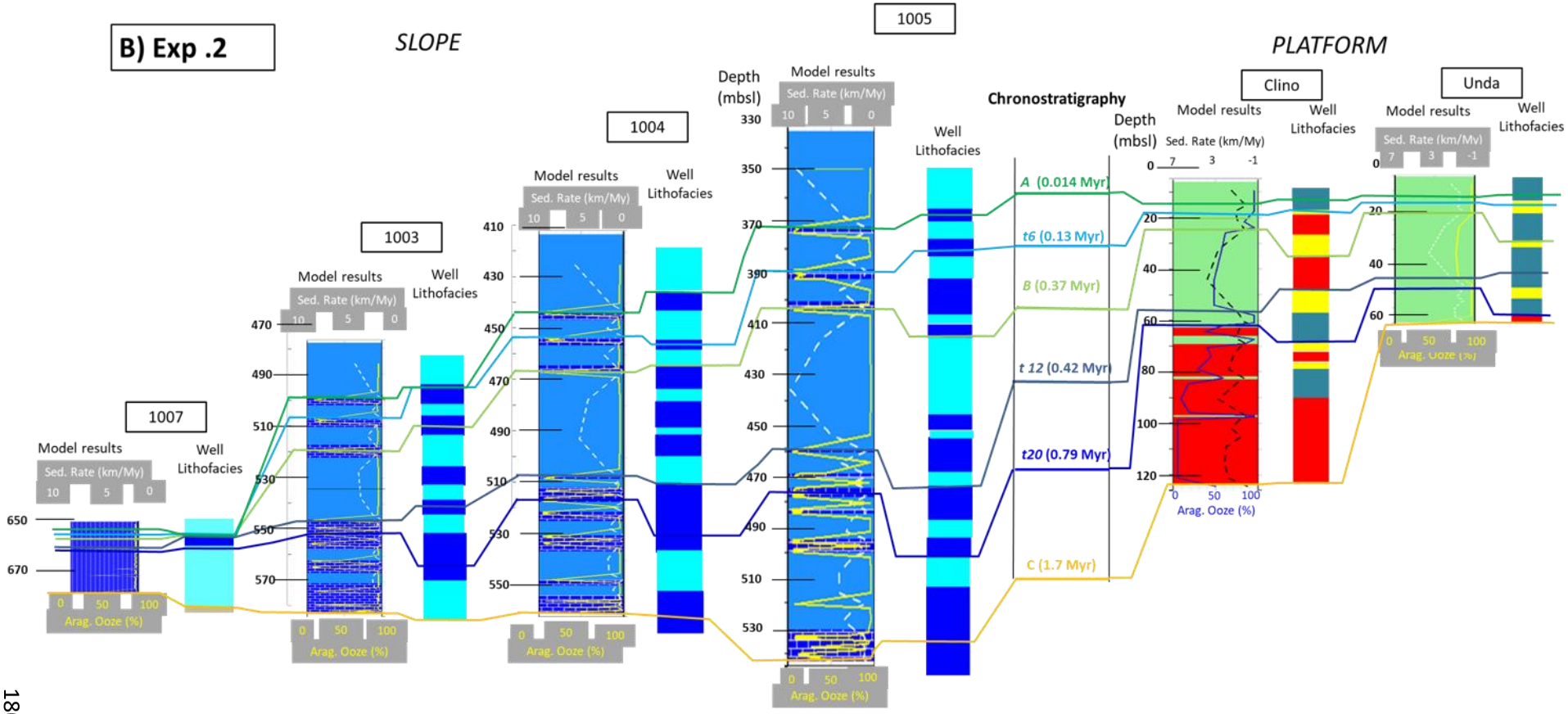


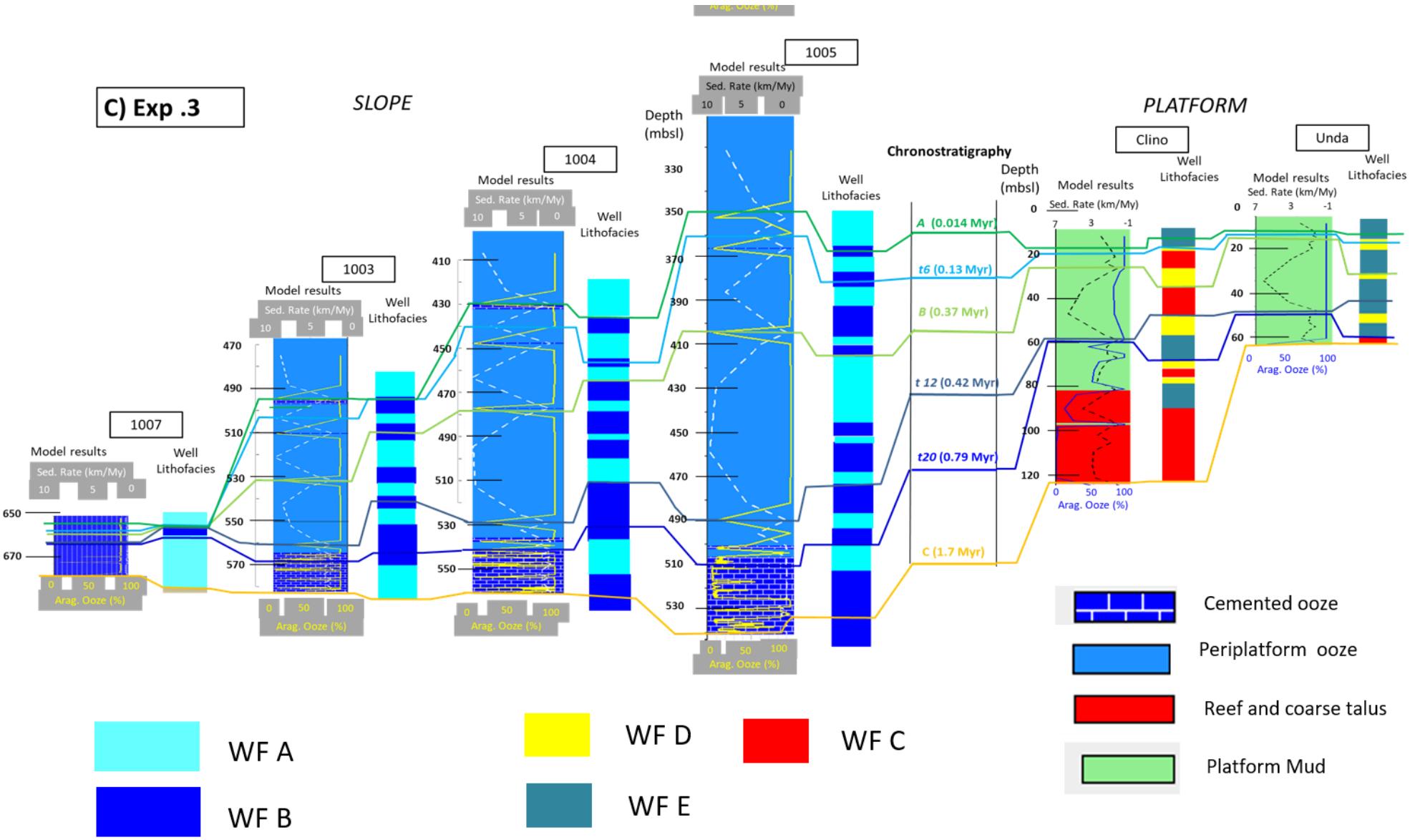
Figure V 8 : Wheeler diagram for the three experiments results, expressing the sedimentation rate. The position of the wells is indicated. On the right the eustatic sea-level variations for the simulated interval, after Miller et al. (2011) in black line, and selected data points for the DionisosFlow simulation (in red). The color indicates different time periods, corresponding after 0.8 Myr to MIS 19 to 1.

This experiment reconstructs fairly well the steepening trend and the present-day geometry of the profile (Fig V. 7A). The well succession on the slope and platform is well reproduced, especially in terms of the different sedimentary packages and the total thickness (Fig V. 9B). However the thicknesses of the highstand packages after 0.33 Ma are always moderately underestimated (Fig V. 9B). The repartition of the two simulated facies is in good agreement with the information from the wells. The highstand shedding pattern of off-bank mud export into onlapping slope wedges is well reproduced in this experiment. The « Aragonite mud » is accumulated on the inner platform and on the slope, in onlapping highstand wedges separated by aragonite poor glacial layers. The cemented facies accumulates in the margin in two positions. It creates lowstand marginal wedges during the platform emersion periods, especially during the MIS 16 (0.68 – 0.62 Ma) (, MIS 12 (0.48 – 0.42 Ma), MIS 8-6 (0.3 – 0.13 Ma) and MIS 4-2 (0.07-0.01 Ma) intervals. Its ability to accumulate at steep slopes allows to fill part of the accommodation space available on the margin during these periods. The cemented facies also aggrades at the platform edge during flooding periods, maintaining a steep margin profile. However this affects the exact restitution of the platform depositional profile. Very flat-top platform morphology are created, as early as 1.5 Ma, whereas the present-day profile show a sloping geometry seaward of Clino and a more open margin (Fig V. 7C). The RCT accumulation at the margin creates an inconsistently steep and shallow geometry.

The accumulation of cemented facies in lowstand marginal wedges allows for steepening of the profile and the progradation of the platform (Fig V. 7C). The architecture obtained is that of a composite prograding margin. This experiment 2 proposes a satisfying forward reconstruction, but the exact nature and existence of the prograding cemented lowstand wedges need to be assessed.


A) Exp .1
SLOPE
PLATFORM
1005
1004
1003
1007
Clino
Unda
Model results
Sed. Rate (km/My)
Arag. Ooze (%)
Well Lithofacies
Depth (mbsl)
Chronostratigraphy
A (0.014 Myr)
t6 (0.13 Myr)
B (0.37 Myr)
t 12 (0.42 Myr)
t20 (0.79 Myr)
C (1.7 Myr)


B) Exp .2
SLOPE
PLATFORM
1007
1003
1004
1005
Clino
Unda
Model results
Sed. Rate (km/My)
Arag. Ooze (%)
Well Lithofacies
Depth (mbsl)
Chronostratigraphy
A (0.014 Myr)
t6 (0.13 Myr)
B (0.37 Myr)
t 12 (0.42 Myr)
t20 (0.79 Myr)
C (1.7 Myr)


C) Exp .3
SLOPE
PLATFORM
1007
1003
1004
1005
Clino
Unda
Model results
Sed. Rate (km/My)
Well Lithofacies
Depth (mbsl)
Chronostratigraphy
A (0.014 Myr)
t6 (0.13 Myr)
B (0.37 Myr)
t 12 (0.42 Myr)
t20 (0.79 Myr)
C (1.7 Myr)
Arag. Ooze (%)
Cemented ooze
Periplatform ooze
Reef and coarse talus
Platform Mud
WF A
WF B
WF D
WF E
WF C

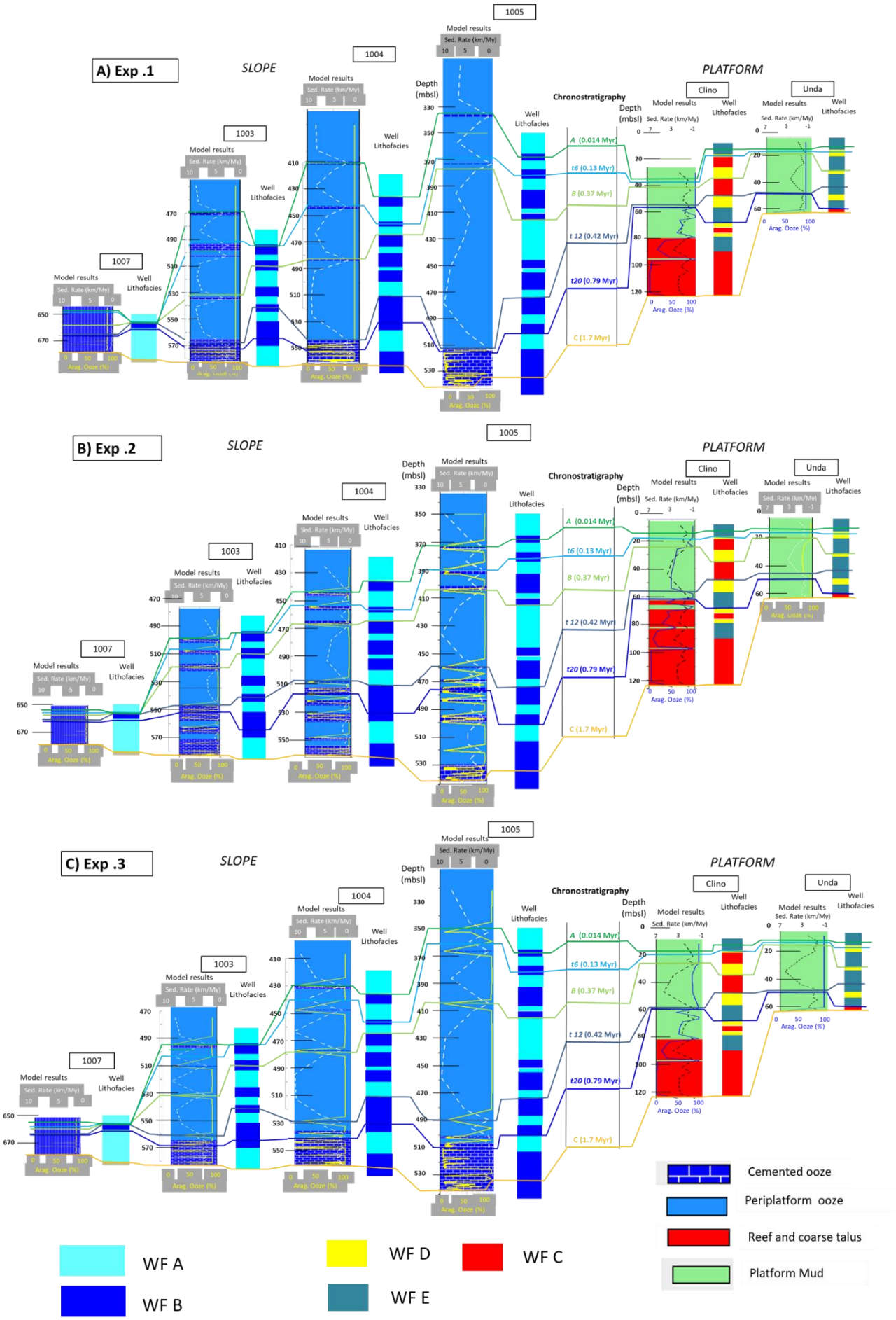


Figure V 9. Basin to platform well correlation showing side by side the interpreted well and modelled deposits at the well location (right and left, respectively). The interpreted lithofacies log is represented on the right. On the left the simulated lithofacies column is shown, with the « aragonite ooze » facies composition log (solid line) in opposition to the sedimentation rate log (in dashed black line).

3.3 Experiment 3: Cemented margin during highstand only

The results of experiment 3 stand in-between those of Experiment 1 and 2. Indeed it comprises a cemented facies, as Experiment 2, but the production after 0.8 Ma is nevertheless limited to the highstand periods (Fig V. 8). Before 0.8 Ma the results are very similar to Experiment 1, with the same deficit of export to the slope, probably related to the relatively low value of the wave-diffusion coefficient (Fig V. 9C and Table V3). During the critical period between 0.8 and 0.42 Ma the production is limited to the margin area with the CCPE in a forced regression configuration (Fig V. 7A and B). The reality of non-skeletal carbonate production for the CCPE accumulation during this period of very limited platform flooding is debatable. This is why reduced production values were attributed to this facies during this period (Fig V. 6). After 0.42 Ma the results for the slope domain are similar to the Experiment 1, with very high sedimentation rates (Fig V.8). The margin profile is however similar to Experiment 2, but with less progradation (Fig V. 7C). In the absence of lowstand production the cemented margin is simply aggrading, as proposed in Figure V 3B.

In this last experiment, the general architecture is well reconstructed, except in the slope (excess of sediment) and in the reduced platform progradation. In contrast with experiment 1, the simulated section in Clino is fairly correct (Fig V. 9C). Indeed the platform profile is well-reproduced in this scenario, with a steep margin escarpment but still a relatively convex and open platform to margin transition (Fig V. 7A). This is a good validation of the reproduction of the Holocene platform edge depocenter described by Wilber et al. (1990). The accumulation of cemented material during highstand flooding periods allows building a steep leeward margin profile, but the major drawback of this simulation is the absence of progradation even with very high rates of export and sedimentation on the slope. In a transect dominated by leeward offbank transport and highstand shedding, the presence of the lowstand marginal wedges of experiment 2 still appear critical for the progradation of the platform.

3.4 Platform-to-basin Stratigraphic evolution

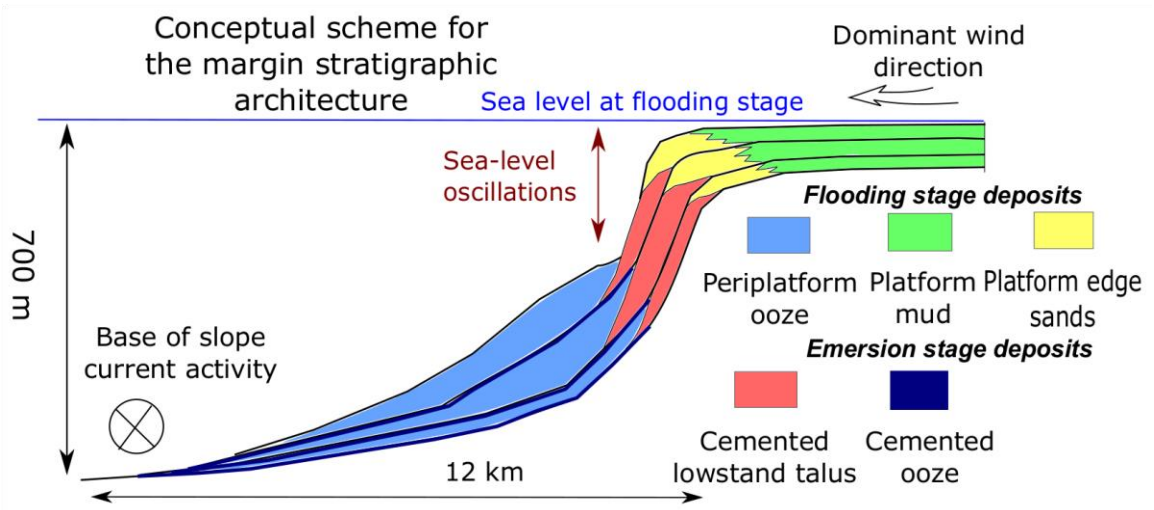


Figure V 10 : Conceptual model of margin and slope architecture for the GBB leeward slope during the 100-kyr large sea-level oscillation period (0.45 - 0 Myr)

The DionisosFlow simulations defines two major periods for the Quaternary interval. They are separated by a transition interval between 0.8 and 0.4 Ma that corresponds to the transition from 41-kyr eustatic cycles to the 100-kyr eustatic cycles (Fig V. 7D). After the sea-level fall at 1.7 Ma, a

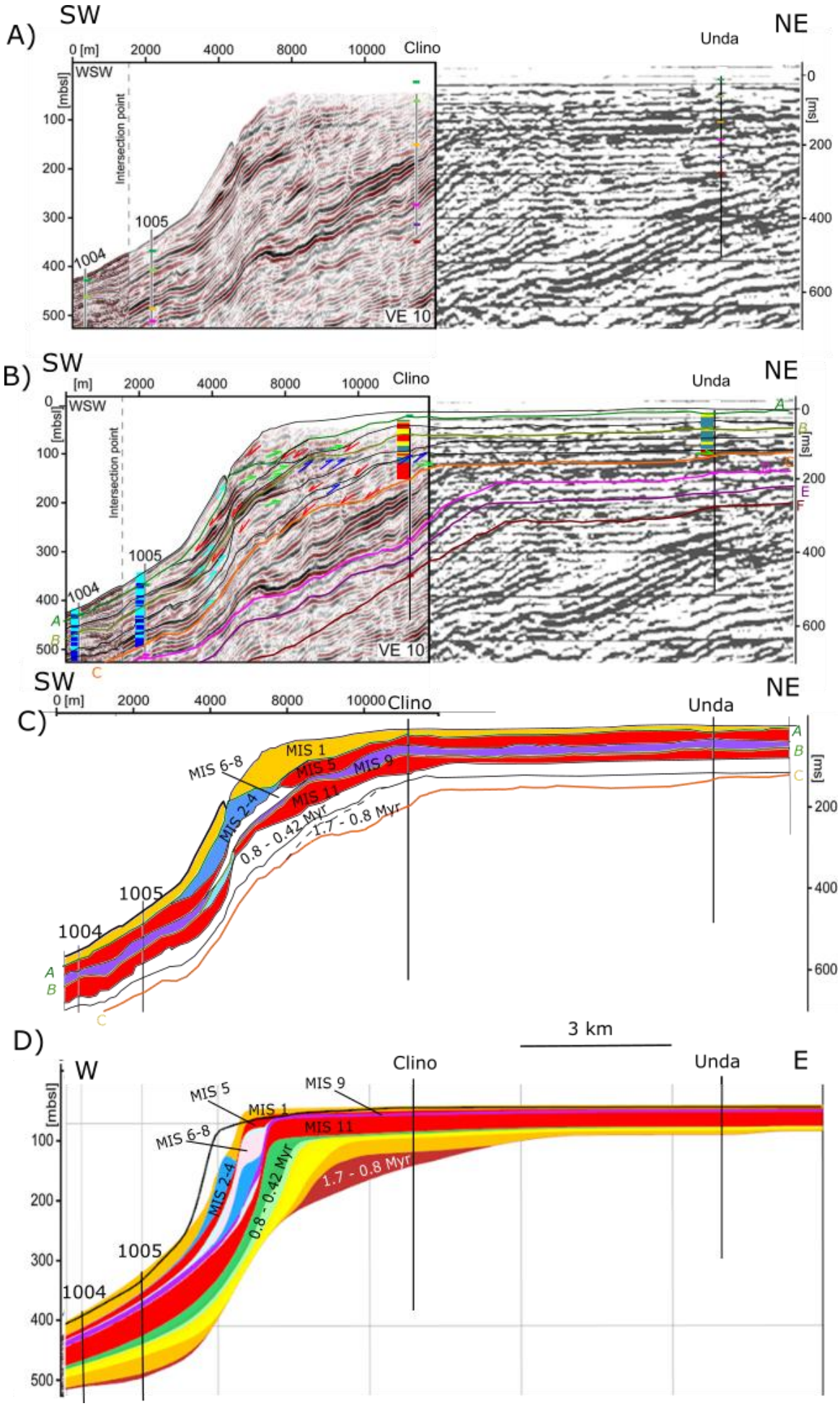
well-developped coral reef progrades in the upper margin (Budd and Manfrino, 2001). The progradation of the reef and lagoon unit is clearly reproduced in all the Dionisosflow experiments. It is illustrated in well Clino by the vertical succession of coral framestone, coral floatstone and lagoonal mud until 70 mbsf (Manfrino and Ginsburg, 2001) (Fig V. 4 and Fig V. 10). The Dionisos experiments correlate this growth episode with the 1.7–1.4 Ma time interval which corresponds to a general sea-level rise (Fig V. 7D). Deposition in the slope is limited and seems to start after the more widespread flooding of the platform landward of well Unda after 1.5 Ma (Fig V. 8).

After the initial build-up of this aggrading/prograding reefal wedge at the margin, the simulated stratigraphy evolves towards a regressive pattern. Important changes take place during the normal to forced regressive interval (0.8 - 0.42 Ma) (Fig V. 6) with very little accumulation on the platform (Fig V. 7A). In Clino, a 10-m-thick lagoonal mud interval may indicate a significant flooding possibly related to the relative sea-level highstand of MIS 17 (0.71 – 0.68 Ma) or MIS 19 (0.79 – 0.76 Ma). Otherwise the lithologic records in wells Clino and Unda for this period show reduced accumulation, with four emersion surfaces in 20 m of stacked platform deposits (WF D and E) (Fig V. 4). This corresponds to the globally low sea-level values of the eustatic curve. This eustatic evolution between 0.8 and 0.42 Ma ensures that the sediment accumulation is limited to the margin domain (Fig V. 8). The lower accumulation rates on the slope combined with the margin progradation lead a steepening of the profile. (Fig V. 7A).

After the warming phase corresponding to the Mid-Brunhes Event at ~0.45 Ma (Reijmer et al., 2002; Montaggioni et al. 2015; Wunsch et al., 2018), the very large trangression of MIS 11 (0.42 – 0.37 Ma) is the first flooding of the whole GBB platform (Aurell et al., 1995; Kievmann et al., 1998). It is well expressed in the three simulations as well as in the platform wells (Fig V. 9). On the platform, a retrograding transgressive package compound of interlayered coral floastone and lagoonal mud correlates in experiment 2 with a major increase of “Aragonite ooze” sediment (Fig V. 7A and Fig V. 9). The coeval sediment bypass in the marginal escarpement and the thick onlapping deposit in the slope (53 m in well 1005) are well apparent in the three experiments (Fig V. 7A). Flooding of the platform occurs during MIS 9 (0. 34 – 0.3 ma) and 5 (0.13 – 0.07 Ma) (Aurell et al., 1995; Kievmann, 1998; Rendle and Reijmer, 2002) (Fig V. 9). MIS 7 sea-level peak is distinctively lower (Lisiecki and Raymo, 2005; Miller et al., 2011) and might not have flooded the whole platform (Fig V. 7D). Concerning the platform and margin, the detailed identification in wells and seismic record of the highstand packages between SSB B and A is relatively difficult (Eberli et al., 2013). Deposition during MIS 10-6 (0.37 – 0.13 Ma) appears very limited in Clino and Unda, with mixed skeletal/non skeletal accumulation in the former (Fig V. 9). MIS 5 (0.13 – 0.07 Ma) highstand is instead well-associated with platform deposits in both Unda and Clino.

A remarkable result of the Dionisos simulation is the simulation of the actual sedimentation rates on the section (Fig V. 8). They can reach up to 8 m/kyr during the MIS 11 (0.42 – 0.37 Ma) transgression. Such high-values are driven by the very short duration of effective sedimentation period and are similar to those of Wilber et al. (1990) for the Holocene. For instance the Holocene slope wedge with sedimentation rates above 5 m/kyr is mostly deposited after 5 kyr B.P., when the platform flooding is effective, and not since the beginning of MIS 1 (14 kyr BP) (Lisiecki and Raymo, 2005; Montaggioni et al., 2015; Chabaud et al., 2016).

Figure V 11 : High-resolution seismic interpretation for the GBB leeward margin on the data from Wunsch et al. (2018) and Eberli and Ginsburg (1987). From top to bottom: A) original seismic data, B) High-resolution interpretation, with the downlap (red), toplap (blue), marine onlap (light blue) and coastal onlap (light green). The colored line corresponds to the seismic surfaces identified by Eberli et al. (1997a), the black line to the additional time-line reflectors identified in this study. C) The interpreted margin section, with the stratigraphic stages colored as in Fig V.7. D) Simulated margin section from Experiment 2, with the same time-color code from Fig V. 7. This section is a projection of the seismic line orthogonal to the slope, therefor the bathymetric profile is steeper and the horizontal scales are not matched.


A)
SW
NE
0 [m]
2000
4000
8000
10000
Clino
Unda
WSW
[mbsl]
Intersection point
1005
1004
VE 10
[ms]
B)
SW
NE
Clino
Unda
WSW
Intersection point
1005
1004
VE 10
A
B
C
D
E
F
C)
SW
NE
Clino
Unda
MIS 1
MIS 5
MIS 9
MIS 6-8
MIS 11
MIS 2-4
0.8 - 0.42 Myr
1.7 - 0.8 Myr
1005
1004
A
B
C
D)
3 km
W
E
Clino
Unda
MIS 5
MIS 9
MIS 1
MIS 11
MIS 6-8
MIS 2-4
0.8 - 0.42 Myr
1.7 - 0.8 Myr
1005
1004

4 Discussion

4.1 Numerical experiments limitations

Several limitations exist in the DionisosFlow numerical simulations, affecting the validity of the detailed simulated architectures.They do not suppress however the consequences of the initial design of the three numerical experiments on the obtained architecture, and the subsequent conclusions.

Sub-aerial erosion is mostly limited to carbonate dissolution in Present-day systems (Schlager et al., 2015). Values of 100 m/Myr or 250 m/Myr were inferred by Kolodka et al. (2016) and Montaggioni et al. (2015). Considering an emersion period of 0.1 Myr this would lead to a destruction of 10 to 25 m of platform material, which is up to half of the record for the simulated period on the platform. This is also not in agreement with the remarkable preservation of MIS 5 deposits all around the Bahamas archipelago (Aurell et al., 1995). As a consequence a no-erosion approximation was used in our simulations. This hypothesis provides a very tight control of the subsidence rate parameter.

A more accurate integration of erosion would bring valuable refinements to the problem. Gravity, karstic and wave erosion probably occur at the steep margin wall during subaerial exposure (Grammer and Ginsburg, 1992; Rankey and Doolittle, 2012; Fauquembergue et al., 2018). The interpreted seismic surfaces also show convexe upward geometries at the platform edge that might suggest sub-aerial or wave erosion (Fig V. 11B). These geometries are not very well reproduced, showing instead flatter architecture in the experiments (Fig V. 11D). Improvement on the use of sub-aerial and shallow water transport model in further experiments could yield better results.

The high-resolution production and export balance on the platform is modelled without a specific model of the shallow hydrodynamic regime and transport. As a consequence, the values of the wave diffusion coefficient and the production function for the mud are not independent. They have to be set together to achieve the amount of export required for the slope section in response to a given wave energy configuration at the platform edge. The simulated wave-energy field depends on the margin geometry as it is depth controlled. As the resulting wave energy pattern becomes more favorable, the diffusion coefficient needed for a given flux of sediment decreases the volume of accommodation space is also positively affected by the off-bank export increase. As a result, both the production law and the diffusion coefficient must be jointly decreased in order to maintain the balance between platform accumulation and off-bank export. This is particularly notable for experiment 2, with the existence of a reefal shallow margin that strongly decreases the wave energy at the platform edge. The « aragonite ooze » facies is also produced on a very large platform area, more than 100 km in W-E length (Harris et al., 2015), but here only a small section of 12 km is considered. The production values must be artificially raised to account for the actual amount of mud producedon a much larger surface.

As a consequence of the no-erosion hypothesis and the very high platform production values, the accommodation space on the platform is filled very quickly. This differs from the present-day GBB platform that appears partially underfilled (Harris et al., 2015). The total produced volume simulated is directly controlled by the total accommodation space created during a flooding phase. This leads to an overestimation of the sediment accumulation on the platform during a marked transgression like MIS 11. Then the available accommodation space for the following flooding phase like MIS 9 or 5 is artificially reduced. The discrete sampling of the eustasy curve contributes to this result by missing out the maximum peaks, especially for MIS 5.

Here, the influence of contour currents is limited to an open lateral boundary condition. It controls the position of the lower slope periplatform drift in the experiments. The control of the morphology of the periplatform drift by the current action (Betzler et al., 2014; Wunsch et al., 2016) or by

gravitational failures (Rendle and Reijmer, 2002; Principaud et al., 2015; Principaud et al., 2016; Schnyder et al., 2016) are integrated into the diffusion approximation by the value of the diffusion coefficient for the "aragonite ooze".

4.2 Mechanisms and controls of the margin progradation

4.2.1 Importance of cemented facies at the margin

All the three modeling experiments show a progradation of the platform for the interval 1.7-0.8 Ma through the construction of a reefal margin (Fig V. 7B). After 0.8 Ma, only the experiments 2 and 3 show a progradation with an acceptable final profile geometry (Fig V. 7C). The accumulation of early cemented material at the margin is essential in these two experiments to obtain these results. However they simulate two different marginal architectures originating from two different sedimentary systems. Experiment 2 is based on the development of marginal fringing reefs and an associated debris talus during platform emersion. This model is able to fill the accommodation space in front of the margin by accumulating material in this zone of steep topography during emersion periods. The resulting general architecture corresponds to a dominantly reefal margin with a filled lagoon. Experiment 3 model is based on the accumulation during highstand periods exclusively of coarse and cemented platform production at the platform edge and on the margin. The resulting general architecture is that of an open platform margin with a deeper prograding escarpment. These are two conceptual hypotheses that can be compared to available observations in the section and other margin depositional models.

4.2.2 Lithological and stratigraphic characteristics of the prograding margin

In the model of Grammer and Ginsburg (1992) for the slopes of Tongue of The Ocean, MIS 2-4 lowstand carbonate production is realized by fringing reefs feeding a steep (35-45°) cemented sand and debris talus. In their study on the LBB margin, Hine and Neumann (1977) observed reefal growth on the leeward margin during the Holocene transgression. After the platform flooding they are buried however by the leeward export of platform sands. Coral floatstone intervals are observed until MIS 6 (0.19 – 0.13 Ma) in well Clino (Manfrino and Ginsburg, 2001) as well as several rare occurences of coral debris in the OPD leg 166 cores for the Quaternary (Eberli et al., 1997a) (Fig V. 4). All these observations indicate simply the persistence of coral production in fringing reefs (Hine and Neumann, 1977; Grammer and Ginsburg, 1992) after the regional peak of coral extinction described by Reijmer et al. (2002). This does not support the scenario of experiment 2 of a coral reefal margin constantly accumulating during flooding and emersion of the platform.

Indeed the role of coral production in the margin after 0.8 Ma appears much reduced compared to its extent in experiment 2. The margin is on the contrary dominated by the non-skeletal sand accumulation described by Hine and Neumann (1977) and Wilber et al. (1990) as modelled in experiment 3.

Interestingly the opposite trend is observed in the Pacific, with an increase in coral reef developpments after MIS 11 (0.42 – 0. 37 Ma) (Montaggioni et al., 2015). Contrasting regional environmental changes might be at play, but most probably the first cause of the relative disparition of coral reefs lies in the onset of large muddy production on the flooded platform (Hine and Neumann, 1977). However during emersion phases this inhibition is absent and coral production can be maintained in fringing reefs as proposed by Grammer and Ginsburg (1992).

Lowstand prograding marginal bodies have been described, by Grammer and Ginsburg (1992) as sandy talus sourced by a fringing reef factory. Mulder et al. (2017) identified possible coarse lowstand shelf-edge tidal deltas or gravity collapse deposits on the northern slope of the LBB . Betzler et al. (2016) also described MIS 2-1 coarse lowstand wedges on the slope of the Maldives atolls. They are dominated by rodoliths and large benthic foraminifers produced in situ. A relevant

ancient analogue for lowstand wedges could be found in the Messinian marginal reefal clinoforms described by Reolid et al. (2014) in the Cariatiz carbonate platform (Spain). Clinoforms are 80 m high and 200 m long bodies, prograding by redistribution of the coral and Halimeda marginal production and through episodes of mass-failure redeposition of very coarse debris during sea level falls. The very steep (30 -60 °) upper slope is preserved by early lithification of the corals by microbialith crusts. In regards of these observations the hypothesis in Experiment 2 of coarse lowstand talus, with a fraction of coral component, appears conceivable. These wedges are critical in the experiments for the filling of the accommodation space in front of the margin (Cemented Lowstand Talus in Figure V 10). However they do not have the development of the reefal margin observed before 0.8 Ma, during a different regime of eustatic oscillations (Manfrino and Ginsburg, 2001; Miller et al., 2011).
According to experiment 3, the escarpment is the site of accumulation of sandy platform material. This is compatible with the present-day observations on the GBB leeward margin (Wilber et al., 1990). The accumulation at the steep margin by cementation of the platform production would be comparable in geometry to the deep boundstone factory described by Playton et al. (2010). However in this case the progradation of the planar clinoforms of the margin is realized by the accumulation of debris apron resulting from frequent autogenic collapse.Such wedges of marginal progradation are lacking in experiment 3. As this non-skeletal sands observed in the Holocene corresponds only to flooding periods, we propose a conceptual model combining lowstand talus during emersion periods and aggrading platform edge sand bodies during flooding periods (Fig V. 10).

As a conclusion the sedimentary accumulation at the margin has changed between 1.7 Ma and the Present-day. It has evolved from a reef-dominated margin to the Present-day cemented sand accumulation. The progradation of the platform before 0.8 Ma has been mostly realized by a coral reef barrier. After 0.8 Ma the geometry obtained with experiment 2 is the more consistent with the observed Present-day geometry. It supports a conceptual model of lowstand cemented talus wedges alimented by an undefined carbonate source, possibly reefal in part. It is distinct from the cemented non-skeletal sand accumulation deposited only during platform flooding periods in an aggrading pattern. The progradation of the margin after 0.8 Ma is realized by the succession of these two sandy and early cemented accumulations during emersion and flooding phases (Fig V. 10).

4.2.3 Extrinsic and intrinsic controls

From the simulations results the interaction between extrinsic and intrinsic factors and the evolution of the margin architecture can be discussed.
The situation before 0.8 Ma of a partial flooding of the platform (Kievmann, 1998) appears more favorable to the progradation than later when the platform is completely flooded during every highstands. The change in the eustatic regime between 0.8 and 0.42 Ma with a net increase of accommodation space is influential in this change of sedimentary regime with the increase of non-skeletal production. After a regressive phase of accumulation on the margin, the sediment deposition is now concentrated on the platform and slope. The second period (0.42-0 Ma) corresponds to an overall increase in accommodation space, with higher amplitude sea-level rises and falls than during the first period and the abrupt transition from a sloping reefal margin to a steep cemented margin. The resulting comprehensive flooding of the GBB platform inhibits coral growth at the margin, and leads instead to the aggrading accumulation of non-skeletal sands at the margin (Fig V. 10). This promotes a steepening of the margin profile, accentuating in turn the contrast between total emersion phases, with the development of a steep cemented talus *in front* of the margin, and the aggradation *on* the margin during flooding of the whole platform.
The very pronounced series of sea-level falls starting at 0.6 Myr also enhance the development of a steep marginal escarpment (Wilber et al., 1990; Eberli et al., 2004; Rankey and Doolittle, 2012; Mulder et al., 2017) (Fig V. 7).
Chabaud et al. (2016) observed a similar major change in sedimentary regime at MIS 11 (0.43 – 0.37 Ma) for the northern slope of the LBB, corresponding to the flooding of the whole bank.

Remarkably the higher sea-level has led to increased production and export of sediment to the slope (highstand shedding), but only to minor platform progradation (Fig V. 6 and Fig V. 7A). This modification of the sedimentary regime corresponds to the change of the margin geometry. In turns, it seems to be controlled by the type and mechanical properties of the carbonate production as well as by the eustatic regime. The progradation regime is not controlled primarily by the ratio of production rate and accommodation rate, but by the properties of the carbonate production. As the dominant muddy production cannot accumulate on the steep slopes inherited from the reefal progradation, it is built by early cementation of the coarse accumulations. The reduced volume and the geometry of this sandy platform edge depocenter favour an aggradational stacking pattern as observed in experiment 3 (Fig V. 7C).

The activity of the Santaren Current is undoubtedly a major control parameter of the sediment accumulation on the slope and basin, especially of the geometry of slope wedges (Rendle and Reijmer, 2002; Betzler et al., 2014; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2017; Wunsch et al., 2018). By preventing the sediment accumulation at the toe of slope, it enhances the steepening of the transect indifferently of the progradation or aggradation of the platform edge. It seems actually to have no direct influence on the margin geometry: in Wilber et al. (1990) the geometry of the platform-edge depocenter is very stable for all the transect, whereas the varying slope geometry further down is indeed related to spatial variations in the current activity.The active off-bank density currents (Wilson and Roberts, 1992; Betzler et al., 2014; Wunsch et al., 2016; Schnyder et al., 2018) are probably one of the main controls of the aggrading geometry of the platform-edge depocenter. They create erosive plunge-pools at the base of the margin wall (Wilber et al., 1990; Schnyder et al., 2018), and probably limit sedimentary accumulation along the steep wall.

4.3 Interpretation of the stratigraphic architecture in the seismic

The high-resolution geometries and stacking patterns simulated with DionisosFlow offer a consistent template of the margin evolution (Fig V. 7). The interpretation of the seismic geometries at the margin *per se* is difficult, as the cored wells do not really constrain the physiography of the margin domain. Moreover the reflectors can be difficult to pick in this area of high-frequency impedance contrasts and variations (Eberli et al., 2004). It is however possible to propose an interpretation of different genetic bodies using the results of the forward stratigraphic modeling (Fig V. 11).
The seismic section of the margin was analyzed in terms of reflectors terminations: downlap, toplap and onlap distinguishing between coastal onlap due to deposition at the base-level on the platform or the margin and marine onlap due to deposition in the slope underwater. Reflectors with good amplitude and continuity and significant terminations relationships were highlighted. The variations in amplitude of the reflectors in the margin were also used by interpreting the very bright reflectors as indicative of early cementation.

SSB C is downlapped by a well-organized prograding unit on the flatter upper margin, with moderate amplitude and low continuity reflectors (Fig V. 11B). Deposition is further reduced below 270 ms TWTT, on the steepest part of SSB C profile, down to a lower slope marine onlap at 400 ms TWTT.
More continuous but lower amplitude reflectors underline a forced regressive architecture, carrying the platform edge down to a remarkable downlapping/onlapping suspended body at 200 ms TWTT. Accumulation is still reduced on the lower margin and the slope (Fig V. 11B). As a consequence the steepening of the margin profile increases. This phase seems to end with a general retrogradation of the system highlighted by the development of a cemented surface at the very edge of the platform. Deposition occurs then on the slope, with new marine onlap, and is also backstepping on the relatively flat platform up to the very bright reflector identified as SSB B (Fig V. 11B).
This evolution is very consistent with the results of the numerical experiments. The forced regressive evolution between 0.8 and 0.42 Ma (Fig V. 6) as well as the final retrogradation during MIS 11 (0.42

– 0. 37 Ma) are well observed in all the experiments. The new profile of SSB B is more similar to the present-day profile than SSB C (Fig V. 11C). .

Above 180 ms TWTT the geometries appear quite different on the margin (Fig V. 11B). Platform-edge bodies, delimited by bright sub-horizontal reflectors and with internal downlaps can be identified with the platform edge depocenters described in Wilber et al. (1990) (Fig V. 10). They are onlapped by steep margin wedges with very bright reflectors indicating probably cemented material. In the slope bodies with moderate amplitude and very continuous reflections are onlapping the steep margin (Fig V. 11C). Downlapping cemented marginal wedges are observed in the seismic (Fig V. 11B) similar to the cemented marginal wedges of experiment 2 (Fig V. 7C). Coastal onlaps that indicate an accumulation during platform emersion especially MIS 6-8 and MIS 2-4 (Fig V. 11B).
The interpretation of the margin stacking pattern in the seismic yields an architecture consistent with the numerical results. The early geometries show the progradation of a reefal margin. The progradation/aggradation after 0.42 Ma appears to involve platform edge bodies and prograding marginal cemented wedges. The observed geometry of the present-day Holocene mud wedge stands out from the earlier MIS 5 or 11 slope periplatform wedge, but it might not correspond to the preserved highstand geometry (Fig V. 11C).

5 Conclusions

The use of numerical forward stratigraphic modelling allowed us to investigate the high-resolution evolution of the Quaternary leeward margin of the GBB. Maximum information has been extracted from the quality data of the platform and slope wells, as well as the reprocessed seismic of Wunsch et al. (2018) by comparison with the results of several conceptual models.

This study has shown that the evolution of the margin during the Quaternary interval of interest (1.7 – 0 Ma) can be divided in two different phases, with a transition period between 0.8 and 0.42 Ma. The first period (1.7–0.8 Ma) corresponds to a period of partial flooding of the platform and progradation of dominantly coral reef and lagoon system. The second period (0.8-0.42 Ma) corresponds to a period of short and discrete flooding episodes of the whole platform triggering massive muddy offbank transport, and lowstand periods of margin accumulation and progradation.

The evolution of the transect architecture during this period cannot be explained only by the offbank transport of the fine-grained platform production. The Present-day sedimentary architecture and profile is actually only indicative of the recent Holocene platform-flooding highstand conditions. It has been shown that different sedimentary regimes have probably existed during the Quaternary not only before MIS 11 transgression (0.42-0.37 Ma) but also after during the long-duration emersion periods.

The numerical investigation shed some light on the controls of the margin architecture and the progradation of the platform. The margin profile as interpreted in the seismic and observed at present day seems always due to the marginal accumulation of a cemented or bio-constructed material, different from the fine-grained inner platform-production exported off-bank. This marginal material is well known before 0.8 Myr as a coral reef drilled in Clino. The numerical experiments do not give an unequivocal identification of the undrilled material after this date. It shows nevertheless that the Present-day platform edge accumulation of platform sands is not sufficient to explain the architecture of the observed Present-day margin.

The experiments demonstrated the role of lowstand marginal accumulation in the progradation of a leeward carbonate margin. A carbonate factory has to be producing and accumulating at the steep margin area during platform emersion. Its characteristics differ from the fine-grained Present-day platform production to be able to accumulate there, meaning coarser grain sizes, cementation or bio-construction. Such a lowstand component is not visible in studies of the slope area, as shown in our experiments, and can be overlooked in the model based primarily on geophysical and

sedimentary data from the slope (Principaud et al., 2016b; Wunsch et al., 2016; Wunsch et al., 2018). However coarse and cemented lowstands prisms have been described in recent systems, notably in the Maldives by Betzler et al. (2016) and in the Bahamas by Grammer and Ginsburg (1992). In that latter case the carbonate source proposed was lowstand fringing coral reefs, but other carbonate sources like red algae or large benthic foraminifera could be considered as well (Betzler et al., 2016).

The evolution of the architecture of the platform-to basin transect during the Quaternary appeared controlled by the eustasy as well as the characteristics of the carbon production. Eustasy produces a strong control on the timing of the evolution but the geometry is controlled by the carbonate production. The diffusive DionisosFlow model highlights the critical role of the stability domain of carbonate grains and early cementation (Kenter, 1990; Playton, 2010) to build the steep margin/low angle slope accretionary profile of the GBB leeward slope.

The change in carbonate production after 0.42 cannot be disconnected from the evolution of the eustatic regime toward high transgression of 100-kyr cycles. The resulting comprehensive flooding of the platform and large leeward off-bank transport of sediments was probably an important factor in the demise of large coral reefs. The diminishing importance of the coral production is coeval with a reduction of the progradation rate of the system.

This high-resolution forward modeling approach could be implemented in on a wider extent on the well mapped Leeward GBB Bahamas slope (Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018), or other slopes. A 3D approach could fully integrate the effect of the contour currents. This approach could be conducted further for “source-to-sink” estimations of production, transport and deposition balances of sediments in the whole carbonate system. The inputs of the data from the Bahamas Drilling Project wells Clino and Unda (Ginsburg et al., 2001) were invaluable in this study. New subsurface drilling investigations of present-day carbonate margin can bring major insights in the dynamic and controls of carbonate platforms.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank Gregor Eberli for his insightful comments and for his discussion on the present-day GBB margin and on the acquisition of the seismic dataset.

This work is sponsored by the TOTAL R&D in the « Carbonates project » and has been realized in the framework of the Research Chair « Sedimentology and reservoir modelling » funded by TOTAL at IFP School and owned by P. Joseph.

J. Busson’s Ph.D. Grant is also funded by TOTAL.

DECLARATION OF INTERESTS: none

REFERENCES CITED: cf. bibliographie du manuscrit

Chapitre 6:

Projet d'article

"High-resolution forward numerical modeling of mechanical stratigraphy and precondition for carbonate slope failures"

A. Introduction

Large submarine landslides are identified as a major process of sediment deposition and remobilisation in sedimentary basins (Wynn et al., 2000; Canals et al., 2004; Urgeles and Camerlenghi, 2013). They can even completely reshape the basin record and geometry (Ferry and Flandrin, 1979; Callot et al., 2008; Urgeles et al., 2016). Although the term « landslide » may be debatable (Shanmugam, 2015), it clearly refers to the large-scale slides and mass flows resulting from the gravity-controlled mechanical failure of a sedimentary accumulation with a given slope geometry (Locat and Lee, 2002; Masson et al., 2006; Leynaud et al., 2009; Talling et al., 2014).
They pose a considerable threat to anthropic activities in the oceanic and coastal domains: they can damage subsea infrastructures (Sultan et al., 2004; Migeon et al., 2011; Vanneste et al., 2014), cause local submersion and trigger regional tsunamis (Schnyder et al., 2016). Appraising the location and timing of such events in the past is of critical importance for the hydrocarbon exploration of a sedimentary basin (Haflidason et al., 2004; Masson et al, 2006; Gee et al., 2016).
Large-scale failures of sedimentary slopes are therefore a phenomenon of major geological, economical and societal importance (Locat and Lee, 2002; Masson et al., 2006).

Large submarine landslides have been extensively identified and studied on silicoclastic and volcanic margins (Locat and Lee, 2002; Canals et al., 2004; Masson et al., 2006; Leynaud et al., 2009; Migeon et al., 2011; Urlaub et al., 2013;). They are also widespread on past and present carbonate margins (Arnaud, 1979; Crevello and Schlager, 1980; Labaume et al., 1987; Fulthorpe and Melillo, 1988; Spence and Tucker, 1997; Payros and Pujalte, 1999; Hennuy, 2003; Trofimovs et al., 2010; Jo et al., 2015; Le Goff et al., 2015; Principaud et al., 2015; Reijmer et al., 2015; Tournadour et al., 2015). In carbonate systems gravity-induced failures and flows play a major role in the remobilisation and distal transport of the carbonate production (Mullins et al., 1986; Saller et al., 1989; Wilson et al., 1992; Spence and Tucker, 1997; Borgomano, 2000; Eberli et al., 2004; Brookfield et al., 2006; Pireno et al., 2009; Playton et al., 2010; Caldarelli and Robinson, 2013; Reijmer et al., 2015). Slope failure deposits can represent important hydrocarbon reservoirs in carbonate provinces (Saller et al., 1989; Pireno et al., 2009; Caldarelli and Robinson, 2013).

I. Precondition and trigger of slope failure

A slope failure results of a mechanical disequilibrium of the gravitational forces over the resisting forces for a given volume of sediment material (Locat and Lee, 2002). The potential energy of the failed mass is then progressively converted into kinetic energy as the slope failure is evolving into a gravity slide or flow by a complex transformation process (Locat and Lee, 2002; Shanmugam, 2015).
In order to understand the occurrences of large-scale slope failure events in the history of a sedimentary basin, one must look at the physical controls of these phenomena (Sultan et al., 2004; Vanneste et al., 2014).
A prediction of the slope failure must investigate and quantify the physical factors that control the mechanical equilibrium of the sediment volume over space and time. Two types of factors must be

investigated : the preconditioning factors and the triggering factors (Canals et al., 2004; Masson et al., 2006; Leynaud et al., 2009; Vanneste et al., 2014; Leynaud et al., 2016).

The pre-conditionning factors are local or regional, allogenic or autogenic factors setting the mechanical conditions closer to failure for a given sediment volume (Vanneste et al., 2014). As a consequence of this precondition, should the system be perturbed, this volume will reach the instability threshold and fail. The trigger factors correspond to the external events perturbing the mechanical state of the system, increasing the gravitational stress or reducing the resisting stress, and driving the preconditioned volume to the failure condition (Leynaud et al., 2009). For the sake of illustration, one can consider the simple case of snow avalanches (Schweizer et al., 2003): the precondition is the combined formation of rigid snow slabs and weaker snow layers. The trigger factor is some external excess loading that provoke the slab break-up. It is possible, at least in theory, that the precondition is so much developed that it leads directly to the failure of the system, for instance if the development of pore-fluid overpressure leads to a complete loss of cohesion of the material (Sultan et al., 2004). However in most of the cases the failure of the pre-conditioned slope occurs due to a trigger event (Leynaud et al., 2009).
It is worth noting that, though the existence of a precondition does not preclude in itself the occurrence of a failure, it can be investigated knowing the history, the geometry and the geo-technical properties of the sedimentary material in the volume (Sultan et al., 2004; Vanneste et al., 2014; Urlaub et al., 2015, 2018). Precondition can also be studied *in situ* as it develops in existing and still stable systems.
On the other hand possible trigger factors are hard to identify *a priori*, as they can be virtually any unobserved and unexpected perturbation of the system, and as they lead to the destruction of the system affected. Actually any reliable investigation of the action of trigger factors on a system requires first a reliable estimation of its precondition (Sultan et al. 2004; Vanneste et al., 2014).
Therefore many external control factors can be identified and looked upon for large-scale slope failures (sea-level changes, earthquakes, erosion or high sedimentation rates, gas liberation, etc …) but the failure is always also controlled by the mechanical structure of the sedimentary accumulation (Eberli et al., 1988; Spence and Tucker, 1997; Leynaud et al., 2009; Piper and Normark, 2009; Flemings et al., 2012; Vanneste et al., 2014; Urlaub et al., 2015; Sun et al., 2017).

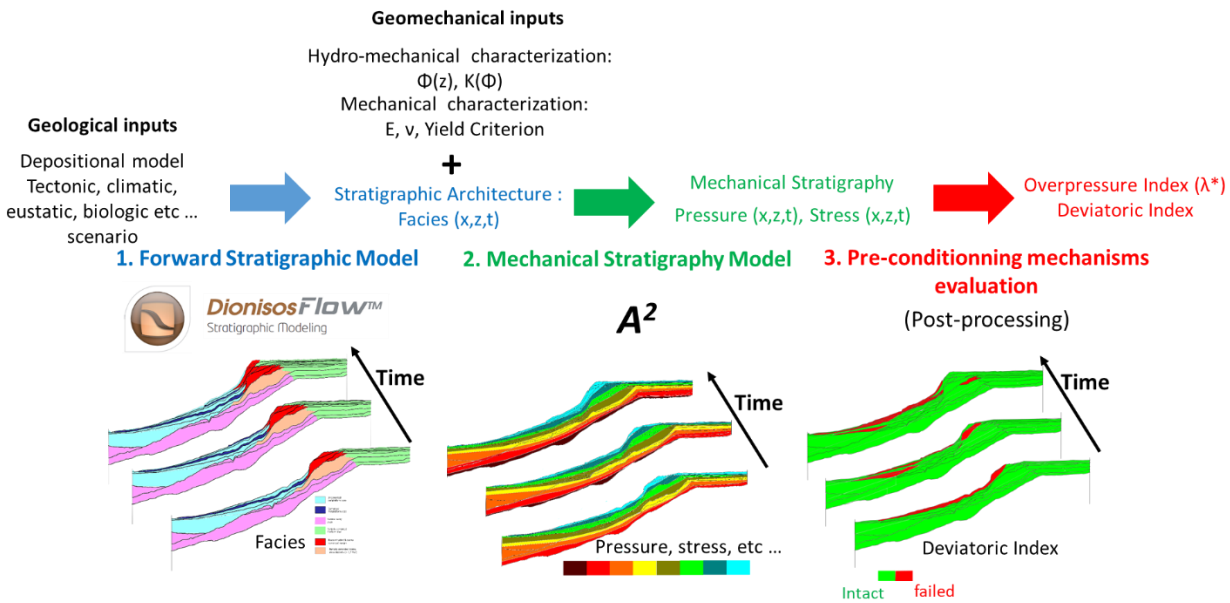


Figure VI. 1: Numerical modeling workflow used in this study, with the three successive steps of forward stratigraphic modeling, mechanical stratigraphy calculations and pre-conditioning evaluation. The inputs needed are on the one hand geological conceptual inputs, and on the other hand a geomechanical characterization of the sedimentary materials.

In a geological perspective, one needs to integrate over time the geotechnical properties of the sedimentary material and the stratigraphic history of the system (sedimentation rates, burial or

surrection, sea-level variations, diagenesis) in order to determine for each time-step and at each point of the system the stress state of the sedimentary system that will be called hereafter the «mechanical stratigraphy». The mechanical stratigraphy is directly controlled by the depositional architecture of the slope: the spatial and time distribution of different facies in the slope (Sultan et al., 2004; Eberli et al., 1988; Urlaub et al., 2018).
The reconstruction of the mechanical stratigraphy (be it qualitative and conceptual or explicitly quantitative) is a necessary step when trying to assess the timing, location and controls of slope failures in a given sedimentary system (Vanneste et al., 2014).

II. Objective and modeling strategy

The objective of this study is to demonstrate the use of this workflow for the assessment of the preconditions of the leeward (Western and South-Western) slope of the Great Bahama Bank (GBB) for the late Quater (1.7 to 0 Ma).
The high-resolution forward numerical modeling of the mechanical stratigraphy is realized on the 2D « Western Line » section of the slope. The simulation is running during the time interval 1.7 – 0 Ma, but it investigates the failure behaviour of the post-Messinian accumulation that is all the sedimentary pile younger than 5.3 Ma, in accordance with Principaud et al. (2015) (Figure VI. 3).
The innovative workflow combines forward stratigraphic modeling, basin modeling and mechanical stability computation in three successive steps (Figure VI. 1):

Step 1: Simulation of the high-resolution forward stratigraphic record based on the sedimentological model and structural data from the 6 wells on the section, with DionisosFlow™. It provides 1) time-lines corresponding to successive stages of the slope geometry through time, 2) the distribution of different sedimentary facies between these lines, and also 3) an estimation of sedimentation rates and of associated mechanical load through time.

Step 2: The obtained grids are transferred into the basin modelling software A^2 (Guy et al., 2017) with relevant hydromechanical (compaction and permeability laws) and mechanical parameters (elastic parameters and yield criterion) for each defined sedimentary facies. The software A^2 then runs a coupled hydromechanical simulation computing porosity, pore fluid flow, pressure and full stress tensors at each time step.

Step 3: Several post processing computations are performed on the simulation results in order to obtain spatial and time variation of several relevant quantitative indicators of the overpressure state and the degree of pre-conditioning in each cells.

Two major components of the mechanical stratigraphy are scrutinized in this study in order to address the hypotheses raised on the GBB slope failures.

1) The timing and location of pore fluid overpressure, potentially as a pre-conditioning factor. In particular this study addresses the appearance of pore fluid overpressure in the slope and the margin either during lowstand period of platform emersion, or highstand period of platform flooding and off-bank export to the slope. It looks also into the locus of the high overpressure values in relation with the slope failures described in the slope by Principaud et al. (2015) or Jo et al. (2015). In order to address the effect of the piezometric regime in the emerged platform during lowstand periods, additional simulations are realized with the basin modelling software TemisFlow on the same stratigraphic grid.
2) The impact of cemented levels in the pre-conditioning in relation with this failure (Eberli, 1988; Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016).

B. Geological Data

I. Western Great Bahama Bank case study

The Bahamas Archipelago is one of the best and most studied present-day analogue for tropical carbonate systems (Schlager and Ginsburg, 1981; Mullins and Cook, 1986; Grammer and Ginsburg, 1992; Schlager et al., 1994; Ginsburg et al., 2001; Eberli et al., 2004). It comprises large flat-top platforms linked to deep basins by low-angle accretionary and high-angle bypass slopes (Schlager and Ginsburg, 1981; Reijmer et al., 2015).

Several large-scale slope failures have been identified in the flanks of its platform, especially the Little (LBB) and Great Bahama Bank (GBB) (Figure VI. 2). In the Exuma Sound Basin, an elongated gulf inside the GBB, several debrites and megaturbidites deposits have been identified, indicating large-scale failure of the platform margin (Crevello and Schlager, 1980; Reijmer et al., 2015). In the Northern slope of the LBB and the Western slope of the GBB several large scale failures and subsequent MTDs of the periplatform drift (Betzler et al., 2014) have also been observed (Figure VI. 2C and Figure VI. 3) (Principaud et al., 2015; Tournadour et al., 2015; Tournadour et al., 2017; Wunsch et al., 2016).

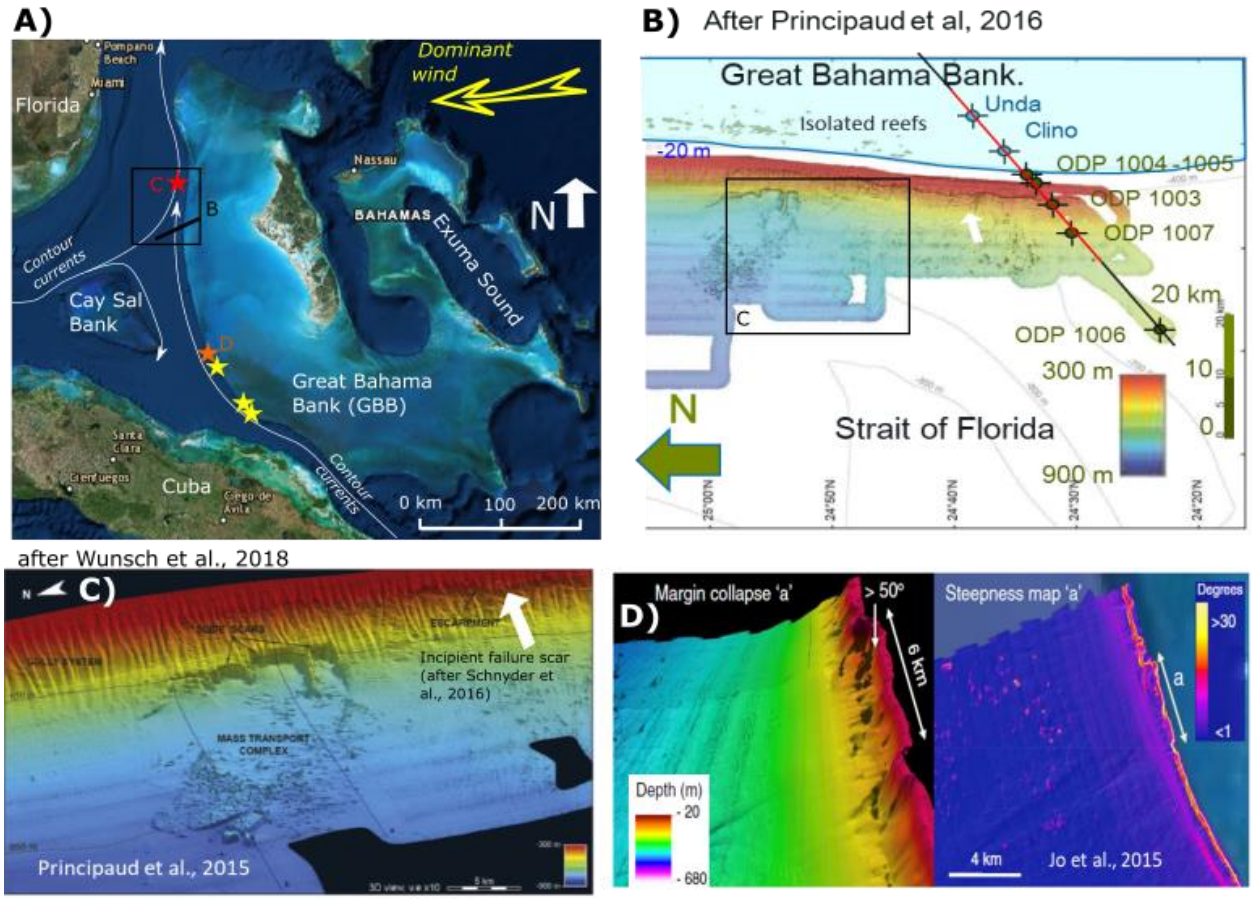


Figure VI. 2: A) General map of the GBB area and locations of the large-scale submarine slope failures referred to in this study. The black line refers to the reference « Western Line » section. The red star points to the location of the lower slope failure illustrated in C). The orange and yellow stars to the locations of the marginal failures described by Jo et al., (2015), and illustrated in D) for the orange one. B) Detailed bathymetry of the « Western Line » area after Principaud et al. (2016a) with the location of the reference wells. In red the simulated section of the « Western Line ». C). Bathymetry 3D view of the lower slope landslide described in Principaud et al. (2015). D). Bathymetry and steepness 3D view of the margin failure described by Jo et al. (2015).

In the Southwestern slope of the GBB Jo et al (2015) described also large-scale slope failures of the platform margin and upper slope (Figure VI. 2D & Figure VI. 3). These different events are probably of a Quaternary (Crevello and Schlager, 1980; Reijmer et al., 2015; Jo et al., 2015; Principaud et al., 2015; Wunsch et al., 2016) or Pliocene age (Tournadour et al., 2015; 2017).

The stratigraphic history and sedimentary processes at play during the Quaternary are remarkably well described on the Bahamas slopes (Reijmer et al., 2015). In particular the Western and South-Western slope of the Great Bahama Bank benefited from a succession of research efforts for the last 30 years. They provided with a complete seismic platform-to-basin transect (Eberli and Ginsburg, 1987); 7 wells on the slope drilled during the ODP leg 166 (Eberli et al., 1997) and two research wells on the platform (Ginsburg et al., 2001); and several recent bathymetric, sub-bottom and High-Resolution seismic, and sediment cores datasets (Mulder et al., 2012; Wunsch et al., 2016; Principaud et al., 2017; Wunsch et al., 2018) (Figure VI. 2B). The recent sedimentary processes on the slope and the platform have been well established (Wilber et al., 1990; Mulder et al., 2012; Harris et al., 2015; Chabaud et al., 2016; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2017; Schnyder et al., 2017).

A synthetic study of the Western and South-Western GBB slope failures (later denominated the GBB slope failures) has been realized by Schnyder et al. (2016). From the detailed geological dataset it can only suggest general hypotheses for the precondition and trigger of the slope failures studied:

- Both the high sedimentation rates during platform flooding (interglacial periods) and the sea-level fall during glacial periods are suggested to cause pore fluid overpressure in the lower slope sediments, through undercompaction for the former (Sultan et al., 2004) and high relict pore-water pressure (Spence and Tucker, 1997).
- The attested presence of early-cemented lowstand layers (Eberli et al., 1997) is proposed as a preconditioning mechanism following Principaud et al. (2015) and Eberli (1988). It is unclear however if they are indeed mechanically weaker interfaces, or fluid barrier impending fluid pressure equilibrium, or simply more resistant interface limiting the failed mass.
- Seismic activity associated with the collisional suture between Cuba and the Bahamas Platform that is still active in the Santaren anticline (Masaferro et al., 1999**)** is proposed as the trigger mechanism (Schnyder et al., 2016).

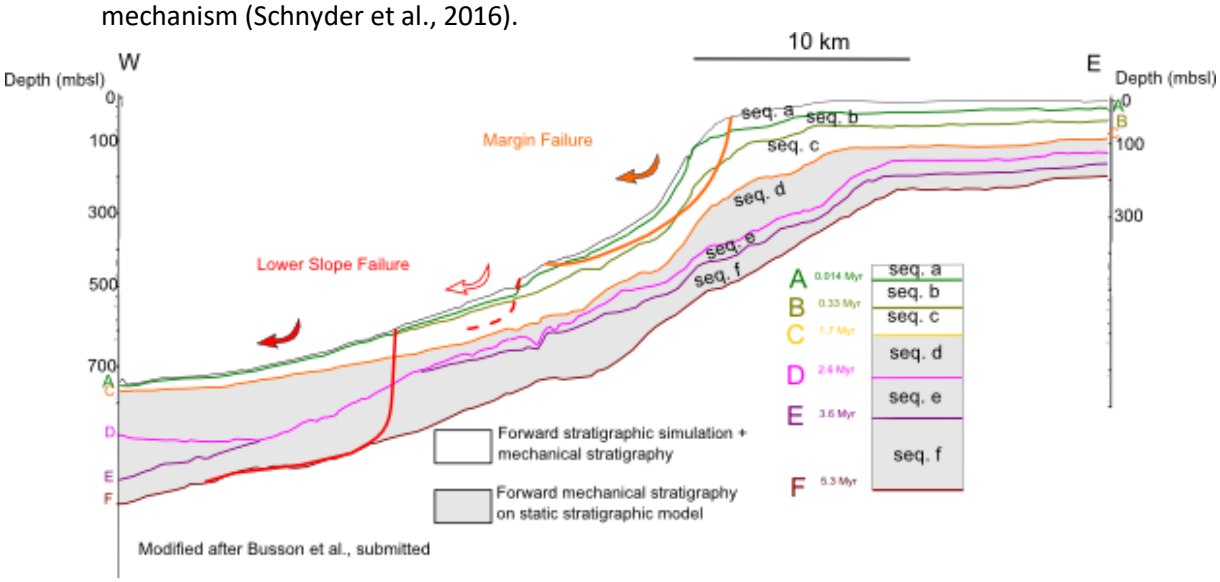


Figure VI. 3: Schematic section of the Western Line transect, with the major stratigraphic markers A to F between 5.3 Ma and the present. In grey and white the two divisions of the forward stratigraphic model, below and above 1.7 Ma (SSB C). Projected on this section, the interpreted failure mechanisms for the lower slope failures in red (Principaud et al., 2015 ; Schnyder et al., 2016) and margin failure in orange (Jo et al., 2015).

These hypotheses are relatively generic for large-scale slope failures, especially if we add the possible oversteepening of the South-Western upper slope, possibly in relation with contour current activity (Jo et al., 2015; Wunsch et al., 2017). They are however very difficult to ascertain, as there are no fluid pressure

data available. The undrained shear strength measurements in the ODP well cores presented by Schnyder et al., 2016 bear aberrant low values most probably related to the lack of overburden stress on the core during measurements on the ship deck (Eberli et al., 1997; Leynaud et al., 2016).
The detailed description of the intact sedimentary record in the "Western Line" section and the good constraints on the sedimentary processes locally at play during the Quaternary make it an excellent case on which apply the forward modeling method. These datasets guarantee a good calibration of the stratigraphic model on which the computation of the mechanical stratigraphy can be implemented. The simulation of the mechanical stratigraphy will allow testing the hypothesis for precondition proposed by Schnyder et al. (2016). Their relation with the timing and the location of the slope failure can also be improved.

II. The "Western Line" reference section

This study is based on the existing seismic stratigraphic interpretation of the "Western Line" transect combined with 6 core-drilled wells on this transect (Figure VI. 1).
The original "Western Line" transect has a SW-NE orientation with a ≈ 48° angle to the strike of the slope (Betzler et al., 1999) (Figure VI. 1). The 2D section is corrected of this angle to obtain a true dip geometry for the stratigraphic and mechanical stratigraphy simulations.

1. Well data

The ODP wells 1005, 1004, 1003 and 1007, were drilled in the slope during the ODP Leg Spring 166 (Eberli et al., 1997a). Two wells, Clino and Unda, were drilled on the platform of the GBB in 1990 during the Bahamas Drilling Project (BDP) campaign (Ginsburg, 2001).
All sites were drilled and logged with a full set of wireline tools (Eberli et al., 1997; Ginsburg et al., 2001). The standard ODP operations on the shipboard core include sedimentology, biostratigraphy, mineralogy (XRD), paleomagnetism and geochemistry analyses (Eberli et al., 1997a). As a consequence very good sedimentological descriptions along the well profiles are available (Eberli et al., 1997a and 1997b; Eberli, 2000; Kenter et al., 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001) (Figure VI. 5).

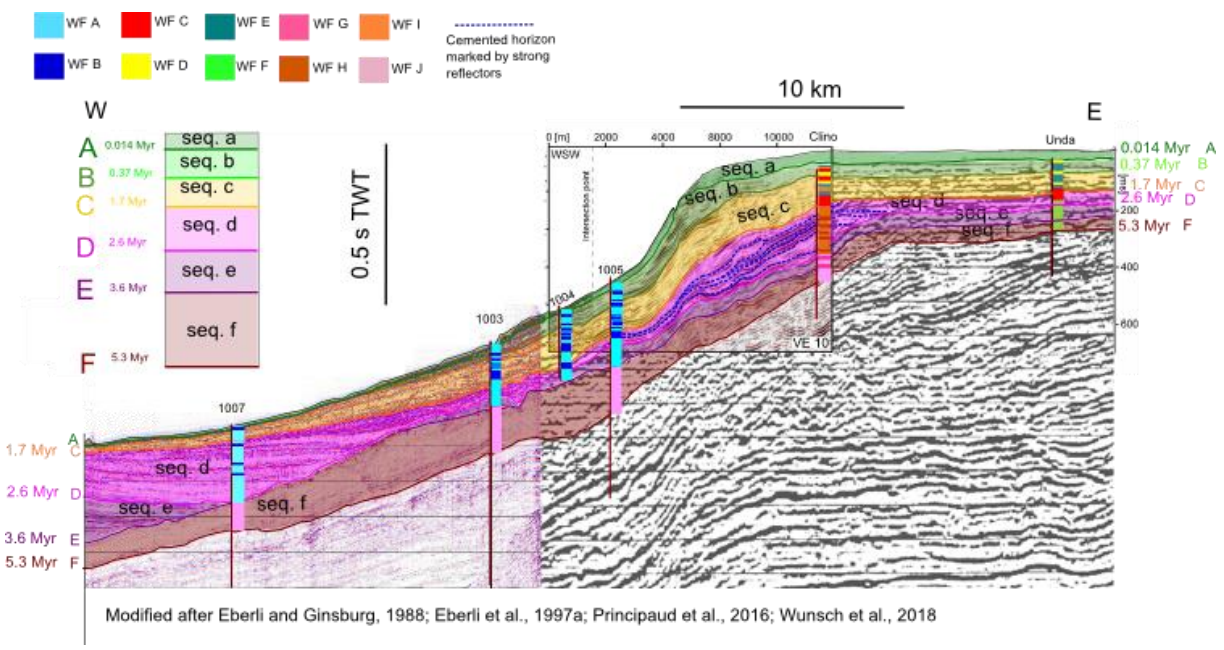


Figure VI. 4: Interpretation of the seismic section composed of the several published datasets on the Western line, with the sedimentary facies interpreted in the wells (see Table VI 1).

The second dataset was published for the platform edge and margin between well 1005 and well Clino for 0 to 700 ms TWTT by Wunsch et al. (2018) (Fig. 9 A) . It is a reprocessed version of the original "Western Line" seismic, presented also in Eberli et al. (2004) (Fig. 16). The resolution is improved by the selection of higher frequency bands (Eberli et al., 2001). The seismic data have been cut at 0.1 - 0.08 ms TWTT giving the outer platform a flat top appearance that was manually completed with the real bathymetric profile (see Figure VI. 17 in Eberli et al. (2004) and explanation in Busson et al. (2018)).
For the slope seismic data were mostly collected during the seismic survey of Leg 1 of the Carambar cruise (Mulder et al., 2012). The processed data have a vertical resolution of 2 m with a maximum penetration of 1s TWTT (Principaud et al., 2016).

III. Stratigraphic and depositional history

1. Stratigraphic framework

The first seismic interpretation of the Western Line transect was performed on the Western Geophysical data, identifying aggrading and then prograding post-Cretaceous mega sequences (Eberli and Ginsburg, 1987). Based on the ODP leg 166 wells (Eberli et al., 1997a), a sequence stratigraphy analysis was realized by Eberli (2000) on the "Western line" slope transect identifying 17 Seismic Sequence Boundaries (SSB) named A to R from the more recent to the oldest one. The corresponding sequences themselves are named *a* to *q*, SSB A being the base of the sequence *a*, and so on. Our study is focused on the sequences *f* to *a*, from the end of the Messinian at SSB F (5.3 Ma) to the Present, following this stratigraphic framework initially proposed by Eberli et al. (1997a), extended to the BDP wells (Eberli et al., 1997b, 2001; McNeill et al., 2001; Kenter et al., 2001) (Figure VI. 5).

The SSB A to F are identified as sea-level fall surfaces, marked by the onlap of sediments or erosional truncations on the platform (Eberli et al., 2001) (Figure VI. 4). These major sequence boundaries correspond to lithological changes reflecting the sea-level variations (Eberli et al., 1997a and b, 2001; Kenter et al., 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001). They often appear as strong reflectors, due to the associated lithological and diagenetic contrasts (Eberli et al., 2002).

Detailed chronostratigraphic studies in the ODP and BDP wells combined with a reliable well tie with the seismic data (Eberli et al., 1997a for the slope; Eberli et al., 2001 for the platform) provide good constraints for the chronostratigraphy of the section (Figure VI. 4). The chronostratigraphy on the slope wells (1007, 1003, 1004 and 1005) is based on the planktonic foraminifer and nannofossil biostratigraphy of the ODP Leg 166 initial report (Eberli et al., 1997a). Rendle and Reijmer (2002) conducted another dating study on the wells 1007, 1003 and 1005, based primarily on $\delta^{18}O$ isotopes, grain size and mineralogical XRD analyses, U/Th dating and nannofossils bio-events to establish a high-resolution stratigraphy of the Quaternary deposits (Rendle et al., 2000). For the BDP wells another age model has been established by Mc Neill et al. (2001) using foraminifera, nannofossils, strontium isotope stratigraphy and magnetostratigraphy).

The chronostratigraphic and time-depth locations of the SSB A to F are not always consistent in the existing literature and contain several uncertainties (on average, 0.38 Ma for each SSB in Eberli et al. 2002) (Eberli et al. 1997a, b, 2001, 2002; Anselmetti et al., 2000; Kenter et al., 2001; McNeill et al., 2001; Rendle and Reijmer, 2002; Principaud et al., 2017a; Wunsch et al., 2018 and Busson et al., 2018 for further discussion)

This study follows the data synthesis realized by Busson et al. (2018) over the whole transect for the simulated time interval between 1.7 and 0 Ma. The chronostratigraphy determination of the earlier sequences (*d*, *e* and *f)* is of lesser importance, as their deposition is not simulated through time. The datation and location of the corresponding SSB are discussed in the following sections.

2. Lithofacies description

A synthetic lithofacies model of 12 facies interpreted in the 4 ODP wells (1007, 1006, 1005, 1003) and the 2 BDP wells (Clino and Unda) and the associated depositional model were elaborated from the published core description (Eberli et al., 1997a; Kenter et al., 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001; Rendle and Reijmer, 2002). After correlation with the seismic, this lithological model is used to constrain the forward stratigraphic model and populate the geo-mechanical model (Figure VI. 5 and Table VI 1).

The 12 lithological facies are designated by the Well Facies code (WF) A to I (Table VI 1). These lithofacies are identified by a depositional environment, a range of Dunham sedimentary facies, and a dominant grain type or mineralogical composition (i.e., aragonite-or calcite-dominated). The unlithified or lithified state of the sediment is also a discriminating criterion related to the mineralogical composition, eogenesis and depositional history of the sediment.

The long term marine diagenesis on the slope tends to modify the dominant mineralogy of the sediment towards Low Magnesium Calcite (LMC) (Eberli et al., 1997a, 2000; Munnecke et al., 1997; Melim et al., 2002) (Figure VI. 5). As a consequence the identification of the slope facies below 200 mbsf (i.e. roughly for sequences *d* and older) is more hypothetical.
It is necessary to integrate this information to link the geological processes and the mechanical preconditioning of the slope (Eberli, 1988; Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016). In the ODP and BDP wells, the acoustic velocity Vp measured on cores and during well logging are good proxies of the cementation state. For ODP cores, the cementation level is described through 3 types: unlithified, partially lithified or lithified levels.(Eberli et al., 1997a) (Figure VI. 5).

3. Sequence e and f (5.3 – 2.6 Ma)

SSB F and E relate to the sea-level falls respectively at the end of the Messinian (5.3 Ma) (Kenter et al., 2001: Principaud et al., 2017a) and at 3.6 Ma. (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017a).
Sequences *f* and *e* (5.3-2.6 Ma) correspond to the Pliocene deposition in a general transgressive context of pelagic ooze accumulation on the slope from well 1007 to Clino well (WF J and G), and in deep shelf environment in the Unda well (WF F) (Eberli et al., 1997a; Kenter et al., 2001) (Figure VI. 4).

1. Sequence d (2.6-1.7 Ma)

SSB D corresponds to the major Pliocene-Pleistocene sea-level fall at 2.6 Ma (Principaud et al., 2017) marked by strong downlapping reflectors in the seismic profile (Figure VI. 4).
Sequence *d* creates a large regressive wedge at the platform margin (Kenter et al., 2001). It is of reduced thickness on the slope, except at well 1007 with a very thick accumulation of debrites deposits (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017a) (Figure VI. 4). The marginal regressive package observed in well Clino is a packstone to grainstone facies, of dominant aragonitic and peloidal composition (WF I) (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001). It is partially lithified, except for 6 well-cemented intervals with a more skeletal composition (WF H), related to sea-level lowstands (Kenter et al., 2001) (Figure VI. 5 and Figure VI. 4).
In this study the detailed facies composition of the sequence *d* debrites, drilled in well 1007, is not addressed. As they are dominated by resedimented periplatform ooze facies (WF A) (Eberli et al., 1997a) they are described under this facies, with cemented intervals (WF B) between the re-sedimented bodies.

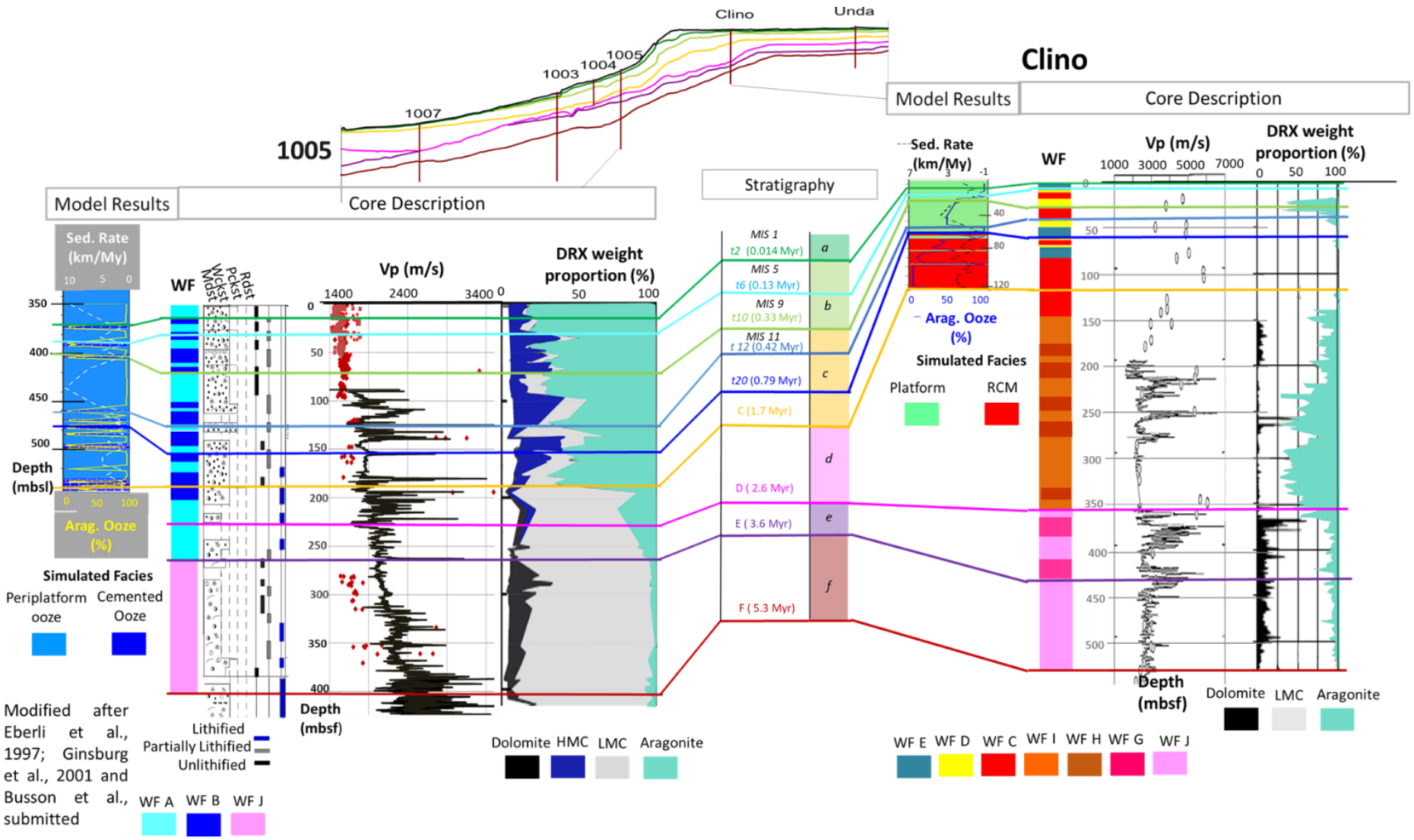


Figure VI. 5: Stratigraphic correlation between wells 1005 and Clino, combining the results from the forward stratigraphic modeling and the core description. The Model results are presented with the simulated lithofacies and the simulated sedimentation rates and proportion of « Aragonite ooze » source material. The core description is presented with the interpreted well lithofacies WF column (see Table 1), the core description for well 1005, the Vp log and core plug measurements (dots) and the DRX mineral analysis.

2. Sequence c (1.7-0.37 Ma)

Following Manfrino and Ginsburg (2001) we locate SSB C at 1.7 Ma BP with the end of the reef (68 Mbmp) in BDP well Unda and with a reef at its early stage at well Clino location (130 mbmp) (Figure VI. 5). This choice is consistent with the previously published interpretation of SSB C as a major downward shift with regressive seaward margin migration and a change in the sedimentation regime (Eberli et al., 1997a, 1997b; Betzler et al., 1999; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2001; Kenter et al., 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001; McNeill et al., 2001; Principaud et al., 2017). This corresponds with the Top Olduvai (1.66 Ma) datum in accordance with SSB C dating in the ODP slope wells between 1.8 and 1.6 Ma (Eberli et al., 2002). In agreement with our definition of an SB, we use the younger age of 1.7 Ma considering the end of the sea-level fall.

During Sequence *c* (1.7 to 0.37 Ma) the platform transitions from a ramp profile to a steeper platform margin profile with a significant progradation (Eberli et al., 1997b; Betzler et al., 1999; Principaud et al., 2016a; Busson et al., 2018) (Figure VI. 4). The 1.7 to 0.8 Ma interval is expressed by the progradation of a coral reefal margin in well Clino, (Budd and Manfrino, 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001). These varieties of well-lithified coral reef facies, are designated as WF C (Table VI 1). Marginal reefal accumulations are mixed with WF D occurrences corresponding to the high-energy margin, beach and shoal deposits (Aurell et al., 1995; Manfrino and Ginsburg, 2001). They are well lithified (Figure VI. 5).

The slope is dominated by the alternation of WF A and B for the whole Quaternary (Figure VI. 5).
WF A and B are wackestones with different lithification state and mineralogical composition (Eberli, 2000). WF A is generally in an unlithified, muddy state, and clearly aragonite dominated, it corresponds to the well-identified peri-platform ooze facies (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000). WF B is in a partially-lithified to lithified state and richer in calcite (Eberli et al., 1997a). It exhibits coarser grains originating from the occasional erosion of the emerged platform margin and in situ or resedimented nodules of cemented peri-platform sediment.
Under low accumulation rates and with relatively high permeability in coarser facies the aragonite of the off-bank sediment load is dissolved by sea-water and a High-Magnesium Calcitic micro-sparitic cement can precipitates (Schlager and James, 1978; Mullins et al., 1980; Mullins et al., 1985; Eberli et al., 1997a; Munnecke et al., 1997; Eberli, 2000; Rendle et al., 2000; Melim et al., 2002; Rendle and Reijmer, 2002; Chabaud et al., 2016). This process explains the calcitic composition of WF B (Eberli et al., 2000). The calcite also derives from a higher concentration of calcitic pelagic tests (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000; Chabaud et al., 2016). WF B is clearly identifiable in the ODP core descriptions as well as in the core logs using two proxies (Figure VI. 5). The DRX mineralogical analysis log shows the marked decrease in aragonite composition and, the Vp logs expresses positive velocity anomalies in the cemented facies comparatively to the uncemented WF A (Eberli et al., 1997a).
The succession of WF A and WF B is interpreted respectively as the alternation of sea-level highstand periods of platform flooding and off-bank export and sea-level lowstand periods of platform emersion (Eberli et al., 1997 a; Eberli, 2000; Chabaud et al., 2016; Wunsch et al., 2017). In this regard the WF B deposits (a few meters thick) are good stratigraphic markers and potential mechanical discontinuities (Eberli, 1988; Eberli et al., 1997a, 2002; Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016; Wunsch et al., 2017).

The deposits in the BDP wells Unda and Clino indicates mostly platform top and platform margin environments respectively after 0.8 Ma (Budd and Manfrino, 2001; Manfrino and Ginsburg, 2001; Betzler et al., 1999; Principaud et al., 2016) (Fig. 4). It mixes WF C, WF D and WF E, a fine-grained packstone to mudstone similar to the present-day inner platform aragonitic muddy sedimentation (Harris et al., 2015). It is often poorly lithified (Manfrino and Ginsburg, 2001). After 0.42 with the total flooding of the platform during the MIS 11 interglacial highstand (Aurell et al., 1995; Kievmann, 1998; Busson et al., 2018). It induces the fast deposition of a large periplatform wedge in the slope (Busson et al., 2018) (Figure VI. 5).

WF	Lithology	Depositionnal Environment	Mineralogy & Diagenesis	Forward Stratigraphic model	Mechanical Lithofacies
A	Periplatform ooze (aragonite-rich wackestone)	Lower slope	Aragonite dominant, LMC increasing with depth	Periplatform Ooze	Periplatform Ooze
B	Cemented & clast rich periplatform ooze (wackestone to floatstone)	Lower slope	HMC dominant, important early diagenesis and cementation	Cemented Ooze	Cemented Ooze
C	Reefal complex: bioconstructed coral reef and talus debris (mostly rudstone and floatstone)	Margin/Inner platform	LMC dominant, due to pervasive meteoric diagenesis	RCM	Margin
D	Laminated skeletal peloidal packstone to grainstone	Inner platform/Margin			
E	Fine-grained skeletal packstone to wackestone	Inner platform		Platform Mud	Shallow Platform
F	Peloidal – skeletal wackestone to grainstone	Flooded shelf/platform			Deep Platform
G	Cemented skeletal pack- to grainstone	Slope	LMC, extensive marine burial diagenesis and cementation		Cemented Ooze
H	Cemented skeletal-peloidal pack to grainstone	Upper slope			
I	Peloidal dominated pack to grainstone (aragonite-rich)	Upper slope	Aragonite & LMC, reduced marine burial diagenesis and cementation		Skeletal Ramp
J	Nannofossil – and foraminiferal ooze & chalk skeletal dominated (aragonite-poor. wackestone to packstone)	Slope	LMC dominant, marine-burial diagenesis. Minimal Cementation		Pelagic Ooze

Table VI 1: Correspondance table between the sedimentary well facies with their characteristics, the simulated sedimentary facies and the litho-mechanical facies used in the forward mechanical stratigraphy modeling.

3. Sequence b and a (0.37 – 0 Ma)

Following notably Rendle and Reijmer (2002) Busson et al. (2018) proposed an age of 0.37 Ma for SSB B. SSB A is well dated in the slope at the top of the Pleistocene (0,014 Ma).

Sequences *b* and *a* show a prograding-aggrading evolution of a platform with a steep margin geometry (Figure VI. 4). During platform flooding WF J accumulates on the platform and large periplatform drift wedges of WF A are deposited on the slope (Eberli et al., 1997a; Betzler et al., 2014; Busson et al., 2018) (Figure VI. 4). Outside of these very brief windows of platform flooding the slope sedimentation is marked by the very slow rate accumulation and formation of WF B (Rendle and Reijmer, 2002). Cemented marginal lowstand wedges (WF G) are deposited on the steep platform margin (Wilber et al., 1990; Busson et al., 2018).

C. Numerical Simulation method

I. Forward Stratigraphic Simulation

The 2D forward stratigraphic simulation used in this study corresponds to the Experiment 2 described in Busson et al. (2018). Here only the major points of this simulation's design are presented.

1. Principles

The DionisosFlow numerical model (Granjeon and Joseph, 1999; Granjeon, 2014) offers the possibility to build a stratigraphic architecture corresponding to the response of a conceptual depositional model to external factors at high resolution (Seard et al., 2013; Busson et al., 2018).

For this simulation the external factors such as the eustasy oscillations, the subsidence or the initial topography are based on geological constrains and published literature (Busson et al., 2018). The Carbonate production is simulated by ad-hoc by ad-hoc source functions, describing $CaCO_3$ production rates according to water depth (see Busson et al., 2018, for further discussion on these).
The transport processes are modelled in DionisosFlow by a non-linear diffusion-law approximation (Granjeon and Joseph, 1999: Granjeon, 2014). Two diffusion coefficients are attributed to each sediment class in order to model the diffusive slope-driven transport and the diffusive wave-influenced transport. Their combination allows the simulation of the off-bank transport of the fine-grained production by density-cascading cannot be modelled by the slope driven transport (Wilson and Roberts, 1992; Eberli, 2000; Betzler et al., 2014; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2017 and 2018; Busson et al., 2018).

2. 2D Model definition and external controls

The 2D simulation grid corresponds to the "Western line" transect projected in a direction orthogonal to the slope. The ODP and BDP wells were also projected to the reference profile to serve as references (Betzler et al., 1999). The grid is 42 km long with a resolution of 50 m and comprises 12 km of platform domain, and 30 km of slope domain (Figure VI. 12). The displayed zone of interest is limited to the slope domain and stops downward of well 1007 (Fig. 2B), with 12 km of platform domain and 9 km of slope (21 km in total). Time is discretized into 340 time-steps of 5 kyr from 1.7 to 0 Ma BP.
A constant subsidence rate of 34.1 m/Ma was defined (Eberli and Ginsburg, 1987; Eberli et al., 2004; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018). The eustasy parameter comes from the curve of Miller et al. (2011) resampled at 5 kyr resolution (Figure VI. 7).
The Florida Current activity limits sediment accumulation at the toe-of-slope and influences the resulting architecture (Betzler et al., 1999; Rendle and Reijmer, 2002; Betzler et al., 2014; Principaud et al., 2016; Wunsch et al., 2018). It was integrated as an open boundary condition in the simulation. (Busson et al., 2018).

II. Forward mechanical stratigraphy

1. Principles

The mechanical stratigraphy is computed by the A^2 hydro-mechanical calculator (Guy et al., 2017). It relies on the coupling of two computing codes, the software Arctem™ (Faille et al., 2014) for the hydro-mechanical evaluation, and Code_Aster (www.code-aster.org) for the stress/strain estimation.

Arctem™ is a basin modelling tool that reconstructs the past geometry of the system at each time step with a backstripping algorithm. It computes a first evaluation of the porosity in each cell based on compaction laws and performs the associated computation of pore fluid pressure, flow and temperature.

The values of the pressure field are then integrated as input of Code_ Aster. Code_Aster uses this estimation of the stress state and computes the corresponding porosity state, based on a compression

cap elaborated from the compaction laws. The new porosity field is then used for a new Arctem™ run, giving a new pressure field for Aster code and so on until convergence is reached, for each time step.

The results of the run are analyzed in order to identify precondition mechanisms. A precondition mechanism is the combination of the precondition in a certain area and the pre-conditionning factor setting it. It is distinct from the possible associated failure mechanism, that is an effective failure surface associated to a given trigger solicitation. The two mechanisms are obviously linked, but a rigorous mechanical analysis would be needed to explicit and confirm this link in the presence of a given trigger.

Several parameters of interest are computed for the mechanical stratigraphy model. See Annexe A at the end of the paper for some useful mechanical definition.

- The first one is the λ^* parameter, that indicates, for each cell, the ratio of the pore-fluid overpressure to the local vertical effective stress at hydrostatic conditions (Lafuerza et al., 2009; Flemings et al., 2012; Urlaub et al., 2015).

$$\lambda^* = \frac{p - \rho_w g z}{\sigma_v - \rho_w g z}$$

With p the pore fluid pressure , ρ_w the density of water, g the gravity, σ_v the vertical stress and z the depth coordinate.

The λ^*parameter can take physical values between 0 and 1, corresponding respectively to the hydrostatic condition and the liquefaction condition, with a null vertical effective stress. These parameters allow to assess the impact of the overpressure build-up on the confining stress, independently of the depth considered (Figure VI. 6).

- The second one is the yield criterion. It is modelled with the Drucker Prager law defining a linear relationship between the confining mean effective stress P' and the maximum deviatoric stress Q as

$Q_c = M * P' + C$, M the slope of the criterion and C the cohesion (Figure VI. 6).

Considering this failure criterion, the λ^* parameter comes quite handy for an estimation of the strength reduction caused by the overpressure build-up. Indeed from an initial state of confinement at P'_o the cell is lead toward a new mean effective stress value of $P' = P'_0 * (1 - \lambda^*)$. Considering that C/M is generally small before P', especially for uncosolidated sediments, the equivalent shear strength reduction is also of $\approx (1 - \lambda^*)$.

Another major parameters for the stress state characterisation is the so called, « lateral earth pressure coefficient » K_0 that is simply the ratio between the horizontal effective stress and the vertical effective stress.

This parameter gives the relation between the, and the unknown horizontal stress and the vertical effective stress that is the effective weight of the vertical column above the cell, which can be determined quite easily. This coefficient might take two values at failure of the system, corresponding respectively to the active and passive stress states (Rankine, 1857):

In the active stress state, the vertical stress is higher than the horizontal stress and it corresponds therefore to a collapse mechanism under gravitary loading (Extensive regime)

In the passive stress state, the horizontal stress is higher than the vertical stress. It means that there is an element of lateral compression that is causing the failure (Compressive regime).

In our system the active stress state is more likely to predominate at collapse.

The dominant stress state will actually be the oedometric condition, corresponding to the stress state of an infinite plane of horizontally stratified materials. It is given by the Poisson ratio of the material considered, with

$$K_{0oedo} = \frac{\nu}{1 - \nu}$$

2. Precondition indicators

These definitions of the oedometric state are particularly useful in order to design quantitative indicator of precondition from the mechanical stratigraphy.

These are:

1) The λ^*overpressure parameter discussed above

2) The Kstate indicator that evaluates the lateral stress state in the system. It is defined as

$$K_{state} = (1 - K_0)/(1 - K_{0oedo})$$

So that oedometric stress state gives Kstate = 1. The oedometric condition is also an active stress state. The occurrence of gravitational collapses will be marked by higher values of the lateral earth pressure coefficient, and so Kstate >1 indicating even more active stress conditions. On the opposite Kstate < 1 indicates a less active condition, with an increase of the horizontal stress relative to the vertical stress. It does not mean a passive stress condition however, that would be obtained with Kstate < 0.

3) The Deviatoric Indicator, DI, that indicates the precondition of the cell, that is its distance to the deviatoric stress required for the failure. It is weighted by the distance between the critical deviatoric stress for failure and the deviatoric stress at the oedometric condition Q_{oedo}. It is defined as:

$$DI = \frac{(Q - M * P' + C)}{(Q_{oedo} - M * P' + C))}$$

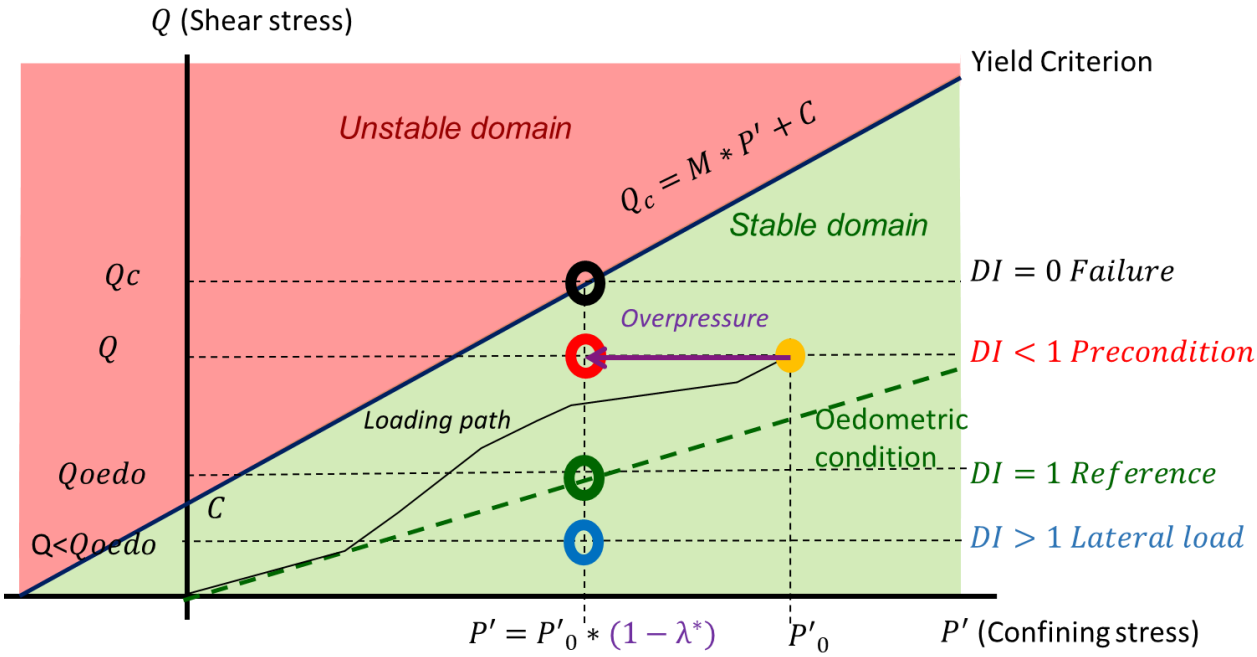


Figure VI. 6: Representation in the (P',Q) plane of the possible stress state of a cell in the system, and the Drucker-Prager Yield criterion separating the stable domain (in green) from the failure domain (in red). The black line indicates a possible loading path for a cell, and the purple arrow the results of an overpressure build-up of λ*. The possible intervals of deviatoric indicator (DI) values for a cell at an effective confining stress of P' are indicated by the colored circles. The reference oedometric condition is indicated by the green dotted line for different values of effective confining stress.

This definition is actually based on a strong hypothesis of a vertical loading path for the considered cell toward the failure (Figure VI. 6). In most of the cases this is probably wrong insofar as the loading of cell toward from its evaluated state at (P', Q) to the failure will take a different path, and so the failure will not occur with $Q_c = M * P' + C$, but at different confining and deviatoric stress value. However the evolution

of the mechanical stratigraphy is still accurately given by this indicator in our simulation, and values of DI = 0 actually corresponds to a theoretical failure state.

Most of cells will give values of 0< DI <1, indicating a partial pre-conditioning from the oedometric state (DI = 1) (Figure VI. 6). DI > 1 means on the contrary an increase in horizontal compressive stress from its value in oedometric condition, closing towards the value of the vertical compressive stress. It indicates then a less active or less “extensive “stress condition, in correlation with Kstate <1.

3. Fluid and boundary conditions

The fluid used in the simulation is the standard sea-water. The mechanical boundary conditions give a free surface at the top of the section, and zero deformation condition at the lateral and bottom limits of the model. The same boundaries are given a no-flux condition for fluid flows, however flow is free at the top, in agreement with the piezometric condition. As a consequence the bottom boundary of the model was located at 3000 mbsl, with a 1500 m thick layer of generic limestone facies acting as a buffer in order to avoid boundary effects in stress or pore pressure computations.
Lateral limits are also no flux boundary conditions for temperature. The bottom temperature boundary condition is a constant heat flux of 43mW.m^{-2} as suggested by the ODP Leg 166 reports (Eberli et al., 1997a). The values at sea-floor were taken at 11°C for the basin, 25°C at the top of the platform, and in between the values measured at the ODP Leg 166 well sites.

4. Piezometric conditions

A most important boundary condition is the location of the free surface for the water mass filling the pores. For the emerged domain the default boundary condition in the A^2 model is that of a fully saturated rock mass, thus the piezometric level corresponds exactly to the topography. During most of the simulation the platform domain is emerged with the sea-level varying on the steep margin. This situation creates an important piezometric head on the platform. It is obviously a major approximation. Its reality and its implications are discussed in sections 5.1, 6.1 and 6.3.

Another condition was tested in the basin modeling software TemisFlow, with an identical simulation but with a piezometric level attached at the sea-level position for all time step. As a consequence during most of the simulation duration the emerged domain is completely desaturated with the pore fluid. This is also a major approximation, discussed in the same sections. TemisFlow is not able to calculate the complete stress tensor, and instead computes only the vertical stress and the pore fluid pressure in the section.
Pore fluid pressure results with this two different conditions in TemisFlow, respectively « saturated » or « desaturated » can be compared (section 5.1 and Figure VI. 13). However for the full mechanical simulations with A^2 only the « saturated « condition will be considered.

5. Time and space resolution

The forward stratigraphic simulations yielded 340 time-steps at a 5 kyr time interval. This time resolution has heavy numerical costs, especially in terms of storage size for the whole simulation, with a limited scientific interest as the sediment production occurs mostly during limited time pulses representing less than 10 % of the total simulation duration.

An irregular selection of the time step of interest was realized (Figure VI. 7). It aimed at capturing the major phases of geometric change on the section corresponding to flooding periods. It focused also on the major sea-level falls of the late Quaternary after 0.45 Ma: the high temporal resolution is crucial during these periods in order to capture adequately the pore pressure response to the changing sea-level condition.

For the mechanical simulation the minimal vertical size of the grid cells was fixed at 0.4 m, in a compromise between facies discretization and computational costs.

D. Litho-Mechanical facies definition

I. Lithofacies definition and distribution

1. Simulated stratigraphic architecture and facies

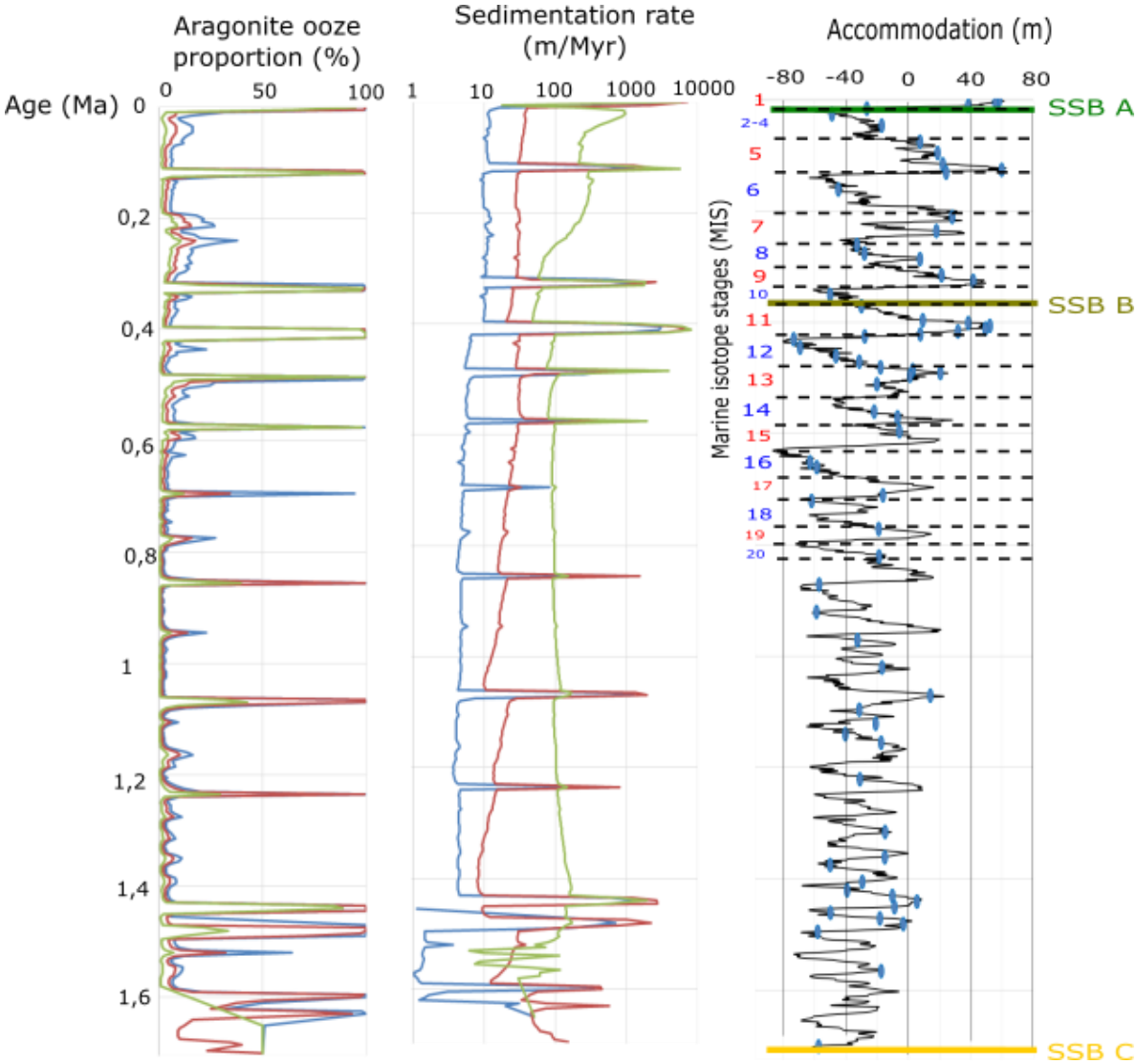


Figure VI. 7: Results of the forward stratigraphic simulations: Left the composition in « aragonite ooze » sedimentary material, right the sedimentation rate for the locations of lower slope well 1003 (in blue), upper slope well 1005 (in red) and in the margin (point III on Figure VI. 12) (in green). On the right the accommodation curve, computed with the eustatic curve of Miller et al. (2011) combined with the subsidence rate of 34.1 m/Ma of the simulation. The blue points indicate the mechanical stratigraphy simulation steps.

Two different carbonate sources are used, corresponding respectively to the fine-grained inner platform production, named “Aragonite ooze” and the early cemented marginal production, named “RCM” (Reefs & Cemented Margin). They are characterized in the model by respectively high-diffusion and low-diffusion transport laws (Busson et al., 2018).

Four simulated lithofacies were defined based on the sedimentary source composition and sedimentation rate (Table VI 1). The calcite-rich ”RCM” (Reef and Cemented Margin) lithofacies is defined by its simulated sedimentary material composition with a maximum threshold of 45 % of “aragonite ooze”, it

corresponds to WF C and D. The inner platform lithofacies “platform mud” is defined by a minimum composition threshold of 45 % of “aragonite ooze” and corresponds to WF E.

The two slope facies (below 150 m) “periplatform ooze” and “cemented ooze” are distinguished only by a sedimentation rate threshold of 1000 m/Ma. They are respectively equivalent to WF A and WF B (Table VI 1 and Figure VI. 12).

The high time resolution of the simulation allows an accurate description of the relation between sea-level position, sedimentation rate and facies composition of the slope accumulation (Figure VI. 7). These three parameters influence the mechanical stratigraphy. Simulating at this detailed scale their coeval variation is essential to evaluate their impact.

2. Litho-mechanical facies definition

The description of the simulated section in terms of sedimentary facies has to be transformed into a description in terms of litho-mechanical facies for the forward simulation of the mechanical stratigraphy (Table VI 1).

For sequences *c* to *a* the litho-mechanical facies distribution is based on the forward stratigraphic simulation (sequence *c* to *a*). For the previous interval (sequences *f* to *d*) it combines the results of the seismic interpretation especially for the identification of cemented facies and the distribution of Caspard et al. 2004 (Figure VI. 12). The mechanical description in the slope aims at highlighting on one hand the lateral contrast between the coarse and cemented platform margin and the muddy slope facies, and on the other hand the vertical contrasts between the uncemented periplatform ooze (WF A), the partially lithified to lithified deeper Pliocene ooze (WF J) and the cemented intervals of WF B, H and G (Figure VI. 5). Contrary to Caspard et al. (2004) the cemented levels (Kenter et al., 2001) are explicitely described according to their apparent position as strong reflectors in the seismic data (Figure VI. 4)

For sequences *f* and *e* the lithofacies of “Pelagic ooze” is used, corresponding to WF J (Figure VI. 12). The corresponding shelf facies is the facies “Deep Platform” defined by Caspard et al. (2004). For sequence *d,* the slope, is coered by the “Periplatform ooze” facies, equivalent to WF A (Figure VI. 12). The upper slope regressive wedge is dominantly made of the “skeletal ramp” lithofacies corresponding to WF I. The platform domain is covered with the “Deep Platform” lithofacies.

For sequences *c*, *b* and *a,* slope facies are divided between “Periplatform ooze” and “cemented ooze” lithofacies, according to the forward stratigraphic results. The margin area of RCM forward stratigraphic facies is with the “margin” facies defined by Caspard et al. (2004). It changes laterally to the lithofacies “shallow platform” defined by Caspard et al. (2004) for the recent platform sediments (Figure VI. 12).

Below SSB F until 1500 mbsl a uniform litho-mechanical facies « Substrate » is used, adapted from Caspard et al. (2004) as a convenient generic material for the cemented and buried Cenozoïc carbonates outside of the zone of interest of the model. For the deeper 1500 m (1500 – 3000 mbsl) the generic limestone facies of the basin modelling tool TemisFlow is used.

II. Hydro-Mechanical parameters

The lithofacies characteristics used in the simulation come from experimental trials on sediment samples or from the literature.
An emphasis was put on the fine-grained periplatform mechanical characterisation. Five samples of periplatform ooze were collected in quasi-homogeneous gravity cores and sediment boxes retrieved during the Carambar 1.5 survey in the North-Eastern slope of the Little Bahama Bank (Fauquembergue et al., 2018) (Figure VI. 8).
Oedometer consolidations were realized on these samples in order to obtain relationships between confining stress and porosity (compaction laws) in one hand and between porosity and permeability (permeability laws) in the other hand. These experimental data were combined with similar results

obtained on deeper periplatform ooze samples from the ODP Well 630 B retrieved at depth of 10.9, 41.0 and 79.4 mbsf (Lavoie, 1988) (Figure VI. 8).
For the other litho-mechanical facies, the compaction and permeability laws were derived from the literature, especially from the model of Caspard et al. (2004), or calibrated on sets of literature data from Chen et al. (1993), Melim et al. (2001) and Dugan et al. (2004).
Shear strength, density and porosity profiles are available for the 4 cores of the wells 1005, 1004, 1003 and 1007. However, the values of vane shear strength test are unusually low, staying under 50 kPa until 80 mbsf in well 1005 or 120 mbsf in well 1003 (no measure below) (Eberli et al., 1997a). This could either express hugely unusual underconsolidation, or more probably the confining stress relief experienced by the core during shipboard measurements. The porosity values measured from core sediment plugs are also likely overestimated. The ODP leg 166 core data were not directly used for the determination of the mechanical parameters.
There are no permeability measurements available for the sediment cores of the slope wells from ODP leg 166. Porosity and permeability logs and plugs measurements are however available for wells Clino and Unda.

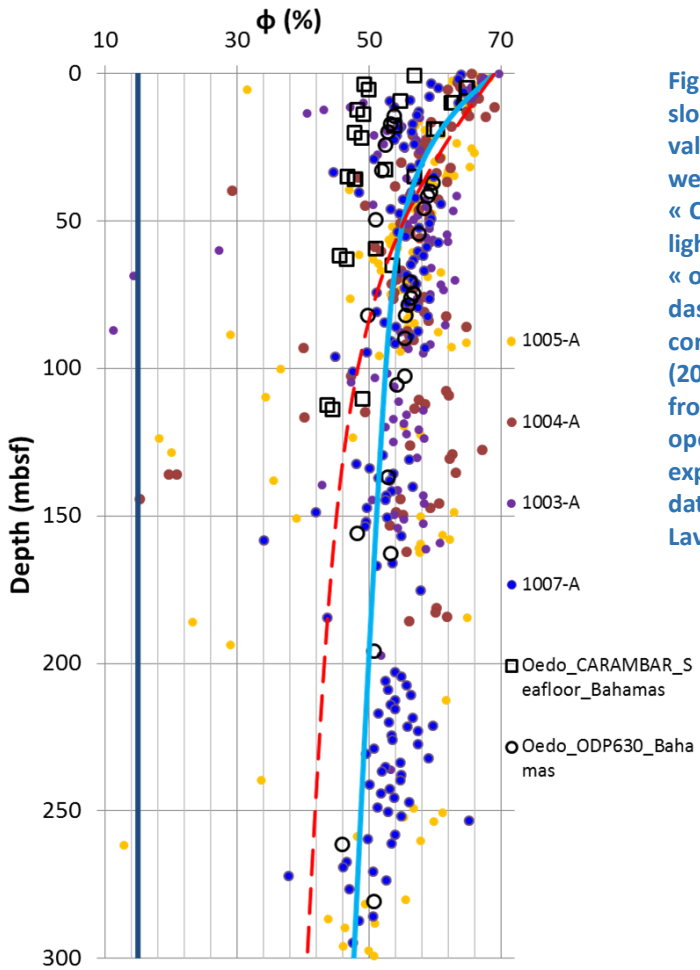


Figure VI. 8: Compaction model for the slope litho-mechanical facies and porosity values measured on the core of the slope wells. The dark blue line, on the left, is the « Cemented ooze » compaction model, the light blue line on the right represents the « ooze » compaction mode and the red dashed line represents the « platform » compaction model from Caspard et al. (2004). Color-filled dots are porosity values from core plugs (from Eberli et al., 1997a); open squares are oedometer data from our experiments; open circle are oedometer data from ODP 630 samples published by Lavoie (1988).

The characterisation proposed here bears important uncertainties discussed in section 6.1.3 and 6.2.3. It does not stand as a detailed characterisation of the sedimentary material present in the section, but as a first quantitative appreciation of the behaviour of this material for the problem considered.

1. Compaction laws

Only the apparent mechanical compaction is considered in our modeling. As described by Melim et al., (2001) and Croizé et al., (2010), early cementation of carbonate sediments generates significant deviation from the mechanical compaction trend. However in the slope of our 2D section early cementation is restricted to the cemented ooze lithofacies. The rest of the slope sediment, especially the periplatform

ooze and pelagic ooze lithofacies, appears to be mostly dominated by apparent mechanical compaction in a continuous trend (Eberli et al., 1997a). It is possible to consider the early cemented interval in the slope as a class of facies with a quasi-immediate chemical compaction process and as a result a uniform porosity with depth (dark blue line in Figure VI. 8). A constant porosity value of 15 % was chosen, based on the lower values observed on the ODP core and on the plug measurements on the cemented levels of the sequence *d* (WF H) in Clino (Melim et al., 2001) (Figure VI. 8).

Mechanical lithofacies	Compaction model	Permeability law	Permeability Anisotropy	Elastic Model	Yield Criterion
Periplatform Ooze	ooze	Periplatform Ooze	0.1	v = 0.39; E= 0.01 Gpa	M =0.57; C=0.037 MPa
Shallow Platform	Platform	Platform	0.01	v = 0.32; E= 15 Gpa	M= 1.4; C = 4 Mpa
Margin					
Deep Platform					
Cemented Ooze	Cemented ooze	Cemented ooze	1	v = 0.32; E= 10 Gpa	M=0.98; C =0,5 Mpa
Skeletal Ramp	ooze	Microporous	0.1	v = 0.32; E= 5 Gpa	M=1.0; C = 1.0 Mpa
Pelagic Ooze	ooze	Pelagic ooze	0.1	v = 0.32; E= 1,76 Gpa	M=0.98; C=0.5 MPa

Table VI 2: Hydro-mechanical (compaction and permeability model) and Mechanical (elastic parameters and yield criterion) characterisation of the litho-mechanical facies of the simulation.

For the rest of the slope sediments (Table VI 2) a mechanical compaction is based on the consolidation trials on the periplatform samples (compaction model "ooze" in light blue on Figure VI. 8). This mechanical compaction model appears in good agreement with the porosity trend from the slope wells. The apparent overconsolidation and underconsolidation respectively of the gravity core samples and the ODP can be noticed. For the platform sediments, the "coarse" compaction curve of Caspard et al (2004) (compaction model "platform" in red Figure VI. 8) calibrated for the same platform section was used. It averages and integrates mechanical and chemical compaction for these sediments (Figure VI. 8).
These two compaction laws follow the formulation of Schneider et al. (1994).

$$\varphi = \varphi_r + \varphi_a e^{-\sigma/E_a} + \varphi_b e^{-\sigma/E_b}$$

Five parameters define the porosity evolution with the confining stress σ: residual porosityφ_r ; two scales of porosity reduction under « early » φ_a and « late » compaction, φ_b, each controlled by a damping modulus (E_a et E_b) representing a vertical scale of the compaction domain.
For the Ooze model the Schneider law parameters are : $\varphi_r = 35\%$; $\varphi_a = 20\%$; $\varphi_b = 14\ \%$; E_a=5,3 MPa ; E_b=0,15 MPa. For the Platform model they are : $\varphi_r = 25\%$; $\varphi_a = 23\%$; $\varphi_b = 21\ \%$; E_a=6,8 MPa ; E_b=0,36 MPa.

2. Permeability laws

Semi Logarithmic linear relationships between permeability and porosity were used to describe the permeability as $\ln(k) = A + B\Phi$. They are based either on literature data or permeability estimation from the oedometer consolidation trials.
For the « Periplatform Ooze » permeability model, the resulting cloud of points was considered along with measurements from oedometer consolidation trials on periplatform ooze sample from the carbonate Queensland margin (Well ODP 817, in Chen et al., 1993) (Figure VI. 9).

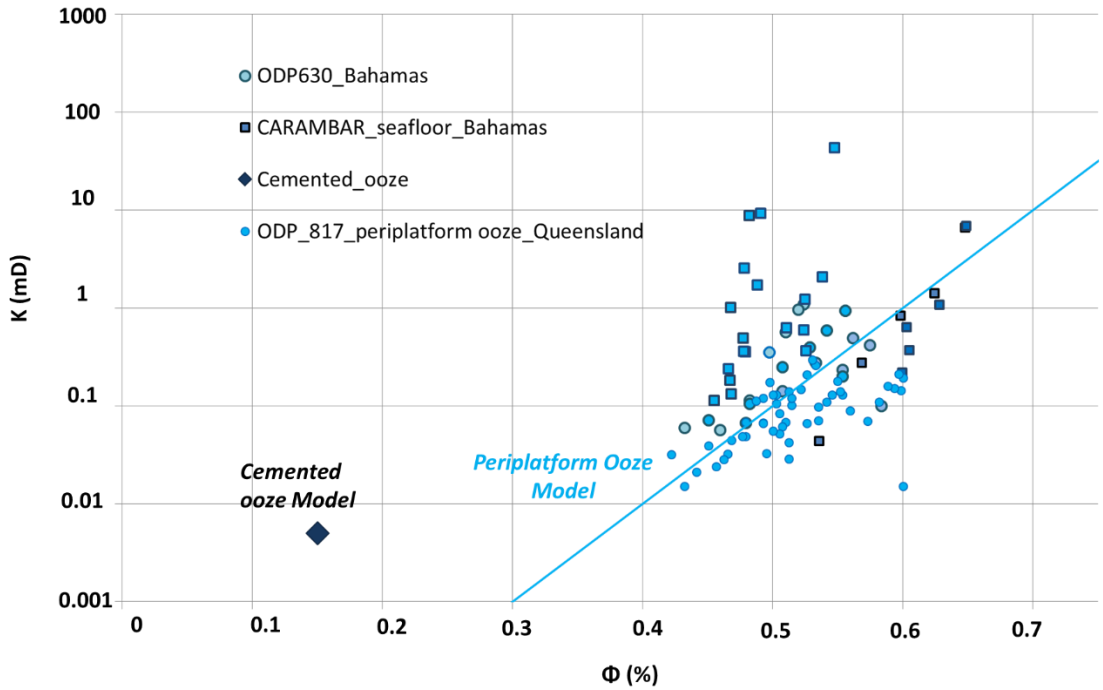


Figure VI. 9: Permeability models for the slope litho-mechanical facies after 1.7 Ma with the calibration data from this study, Lavoie (1988) and Chen et al (1993).

For the « cemented ooze » permeability model, a constant permeability value was assigned to the constant porosity value, based on the data from plug measurements on the cemented levels of the sequence *d* (WF H) in Clino (Melim et al., 2001).
The "Platform" permeability model is the permeability law defined by Caspard et al. (2004) in order to fit the permeability measurements in Clino and Unda (Figure VI. 10 and 11).
A different model was adopted for the margin of sequence *d*, identified in well Clino by Melim et al. (2001) with a specific microporous facies. The "microporous" permeability model is based on core plug data for this facies published by Melim et al. (2001) (Figure VI. 10).
The « Pelagic ooze » model is based on oedometer measurements on sample of carbonate nannofossil ooze from two ODP wells: Well ODP 815 offshore the Queensland margin (Chen et al., 1993) and Well IODP 194 (Dugan et al., 2004) on the Marion Plateau (Figure VI. 10).

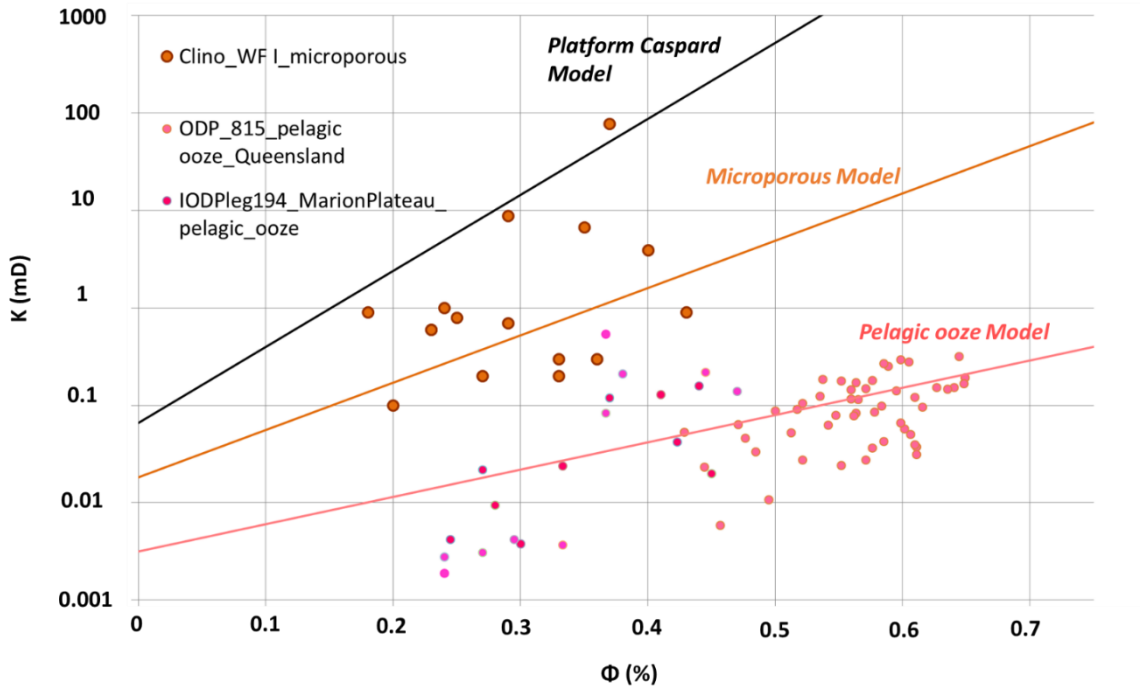


Figure VI. 10: Permeability models for the platform and early slope lithofacies, with the calibration data from Chen et al. (1993), Melim et al. (2001) and Dugan et al. (2004).

In addition to the permeability a permeability anisotropy coefficient defined as the ratio of vertical to horizontal permeability was chosen, based on Caspard et al. (2004) estimations (Table VI 2).

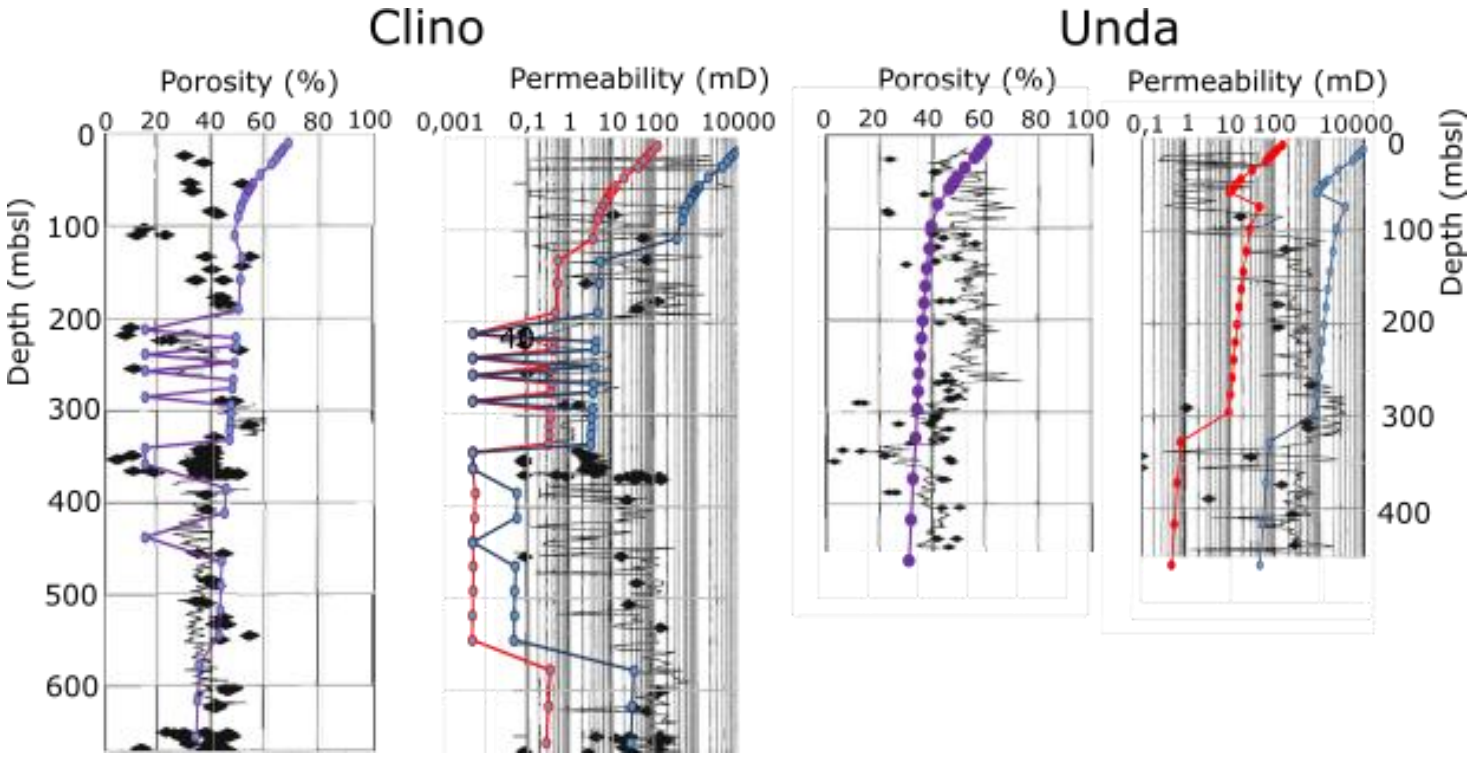


Figure VI. 11: Porosity and permeability profiles for the cores of Clino and Unda, and the simulated values in the model. Black diamonds are core plug values (Melim et al., 2001), black line are continuous measurements on the core (Melim et al., 2001). In purple the simulated porosity values, and in red and blue the simulated vertical and horizontal permeability values respectively.

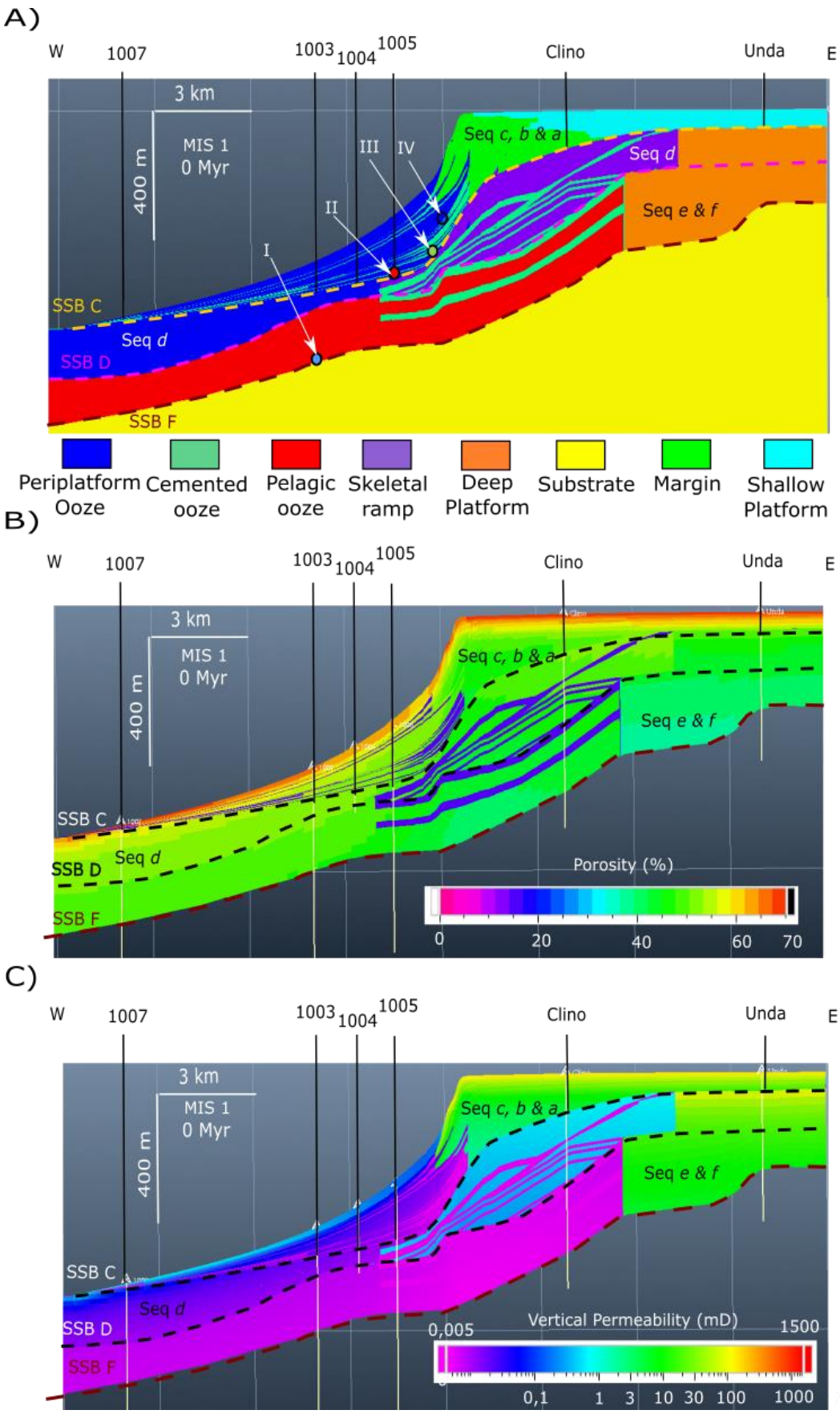


Figure VI. 12: Definition of the simulated section for mechanical stratigraphy modeling at present day configuration; A) litho-mechanical facies B) Porosity values C) Vertical permeability values. In A) the colored dots I-IV indicate reference cells for pre-conditioning evaluation in Figure VI. 15.

III. Mechanical parameters

Mechanical parameters were mostly derived from literature values on relevant analogues. However *a priori* choices have also been made for certain litho-mechanical facies in order to increase the geological validity of the model, or on the opposite to accommodate numerical constraints (Table VI 2).

1. Elastic parameters

In A^2 software the elastic parameters of the material are Poisson's ratio v and Young's modulus E.

Poisson's ratio for the partially lithified to lithified material in the model was defined at 0.32. This is close to the values adopted in comparable studies for carbonate materials (Bouchez et al. (1997) and Resor and Flodin (2010); 0.3-0.35; Rusciadelli et al. (2003) 0.3-0.33).
However for the unlithified material, i.e. the periplatform ooze (WF A), values are much higher. Estimation in well ODP Leg 166 cores of Vp between 1500 and 1700 $m.s^{-1}$ and of Vs between 50 and 200 $m.s^{-1}$ in well ODP 630 (Lavoie et al., 1988) give Poisson's ratio of more than 0.45. Such high values were also described by Bouchez et al. (1997) and used by Resor and Flodin (2010). The mechanical formulation of A^2 imposes an upper bound on the Poisson's coefficient value that leads us to choose a value of 0.39 for the « Periplatform Ooze » litho-mechanical facies.
The values of Young's modulus were also chosen in order to express stiffness contrasts between the different litho-mechanical materials. High values of 15 GPa are given for the platform and margin material following Bouchez et al. (1997). The « Skeletal ramp » and « Pelagic ooze » partially lithified litho-mechanical facies are given lesser values, lower than the early cemented « cemented ooze » at 5 GPa, all in the range observed by Bouchez et al. (1997) (Table VI 2).
A very low value of 0.01 GPa was chosen for the «Periplatform ooze » litho-mechanical material. It is actually lower than the values proposed in Bouchez et al. (1997) and Resor and Flodin (2010) (i.e. 1-4 GPa), and suggested by the seismic velocities in the ODP Leg 166 cores (1-2 GPa).

2. Yield criterions

The definition of the critical slope M and a cohesion C for the Drucker-Prager yield criterion was based on literature results (Table VI 2).

For the «Periplatform Ooze » litho-mechanical facies the triaxial tests realized by Lavoie (1988) on the three sample of Well ODP 630 yielded critical friction angles Φ of respectively 14°, 12° and 18.5°, with little or no cohesion. We used a generic value of 15°, that is M = 0.57 with $M = {(6\sin\Phi)}/{(3-\sin\Phi)}$.

A reduced cohesion element was introduced by defining C = 37 kPa.

For the platform and margin lithified material the values of Bouchez et al. (1997) indicate a friction angle of 35° that we translated into $\tan\beta$= 1.4 using the same formula. The observed cohesion of 4 Mpa was also chosen.

Once again the characterisation of the intermediate facies of sequences *d*, *e* and *f* (Skeletal ramp and pelagic ooze) as well as the « cemented ooze » appeared more delicate and was driven by considerations of internal consistency. Equivalent facies in Bouchez et al. (1997) have friction angles between of 25 or 30° and low cohesion of 0,5-1 MPa. The lower values were chosen in defining M=1 or M=0.98 and C = 0.5 Mpa for the pelagic ooze and 1 Mpa for the coarser and more lithified « skeletal ramp ».

E. Simulation results

I. Pore-fluid overpressure development: sea-level and platform piezometry

The simulation results show the possibility of large overpressure development in the slope but limited in space and time. For the « saturated » simulation scenario, overpressure appears in close relation with sea-level lowstands and platform emersion (Figure VI. 13).

During emersion periods, the location of the overpressure development is remarkable. It occurs systematically and exclusively in the sediments located seaward of the shoreline in a submersed position, with a maximum in shallow levels immediately next to the shoreline (Figure VI. 13). Two areas of large overpressure development (λ* ≥ 0.3) are consistently observable for every major sea-level falls:

- A marginal overpressure area, affecting the Quaternary deposits, especially the sediments of sequences *c*, *b* and *a* over 1-2 km basinward of the shoreline, and then rapidly declining basinward and downward. The maximum overpressure values are obtained here with λ* well over 0.6. The general organisation of this overpressure center does not seem to be much controlled by the litho-mechanical facies, either « ooze » or « mixed » (Figure VI. 13).

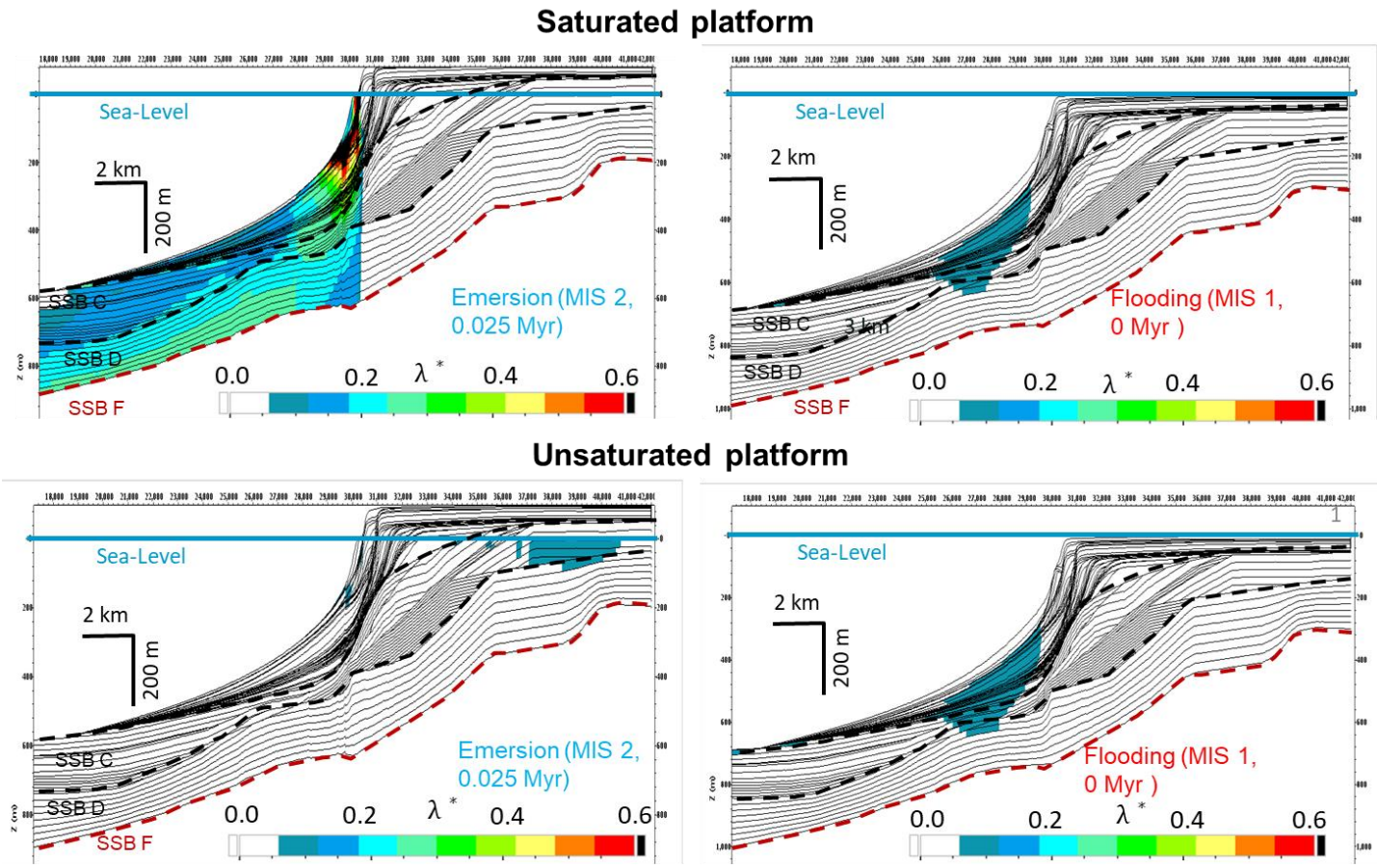


Figure VI. 13: Results of the overpressure simulation with the TemisFlow software, above with the saturated platform, below with the unsaturated platform, for the Last Glacial Maximum (MIS 2) and the present day. Only the cells of interest above 5.3 Ma are shown.

- A deeper slope overpressure center located around SSB F in the Pliocene sediments and the underlying substrate. It is elongated under the lower slope domain, with a maximum area under seafloor depth of 450 to 550 mbsl. λ* values here can reach up to 0.45. They decrease rapidly upward below 350

m seafloor depth. The development of overpressure here seems more closely associated with the « pelagic ooze » lithofacies, as it decreases rapidly above SSB D surface (Figure VI. 13).

These two overpressure areas are joined by a large zone of λ* ≥ 0.2, but most of the low angle slope domain below 350 mbsl for sequences *d* to *a* is outside of this zone. Shallow overpressure in this area never reaches 20 % of the vertical effective stress. There is no large (superior to 10% of the vertical confining stress) contrast of overpressure development that could be related to the existence of cemented levels. The shallowest 10 to 30 m of sediments have no overpressure development (Figure VI. 14). Conversely during platform flooding the high sedimentation rate on the slope seems to be related to limited overpressure in the Quaternary slope deposits below the area of high sedimentation (300 – 450 mbsl). However these are low values (λ* ≤ 0.15) that may not be very significant (Figure VI. 13).

Comparing the results between the « saturated » and « unsaturated » TemisFlow simulation is extremely instructing on the main control mechanism of the overpressure development in these simulations (Figure VI. 13). In the « unsaturated » scenario periods of large sea-level fall and platform emersion do not show any significant overpressure development in the section. In the « saturated » scenario during flooding periods limited overpressure can be observed in the slope in possible relation with high sedimentation rates (Figure VI. 7).

Two main results stand out from these simulations:

1) Pore-fluid overpressures in this section develop during and are caused by sea-level falls and lowstands. However their development appears dependent on the existence of a large piezometric head in the emerged platform. It occurs preferably in the steep marginal area, close to the shoreline, and in the deep pliocene deposits of the lower slope. The intensity of the overpressure development appears controlled by the altitude difference between the platform top and the sea level, i.e. the piezometric head.
2) Even with the very high sedimentation rates observed in the slope (> 5m/kyr) during platform flooding there is no, or very little, overpressure development during those periods.

II. Influence of cemented levels on overpressure development

For the « saturated platform » scenario, A^2 simulation results with cemented levels of « cemented ooze » in sequences *c*, *b* and *a,* have been compared with the ones obtained in the case where these levels have been populated with the « ooze » facies. They show a reduction in the intensity of the overpressure in the absence of cemented levels, especially in the lower slope (Figure VI. 14).

The spatial pattern is nevertheless remarkably similar, with the same marginal and deeper slope overpressure center. In the Figure VI. 14, for MIS 2 lowstand the modified scenario shows a reduced volume and intensity with λ* generally under 0.35 in most of the margin. During flooding periods there is simply no overpressure development in the lower slope, compared to the 0-0.2 λ*values observable in the presence of cemented levels (Figure VI. 14).

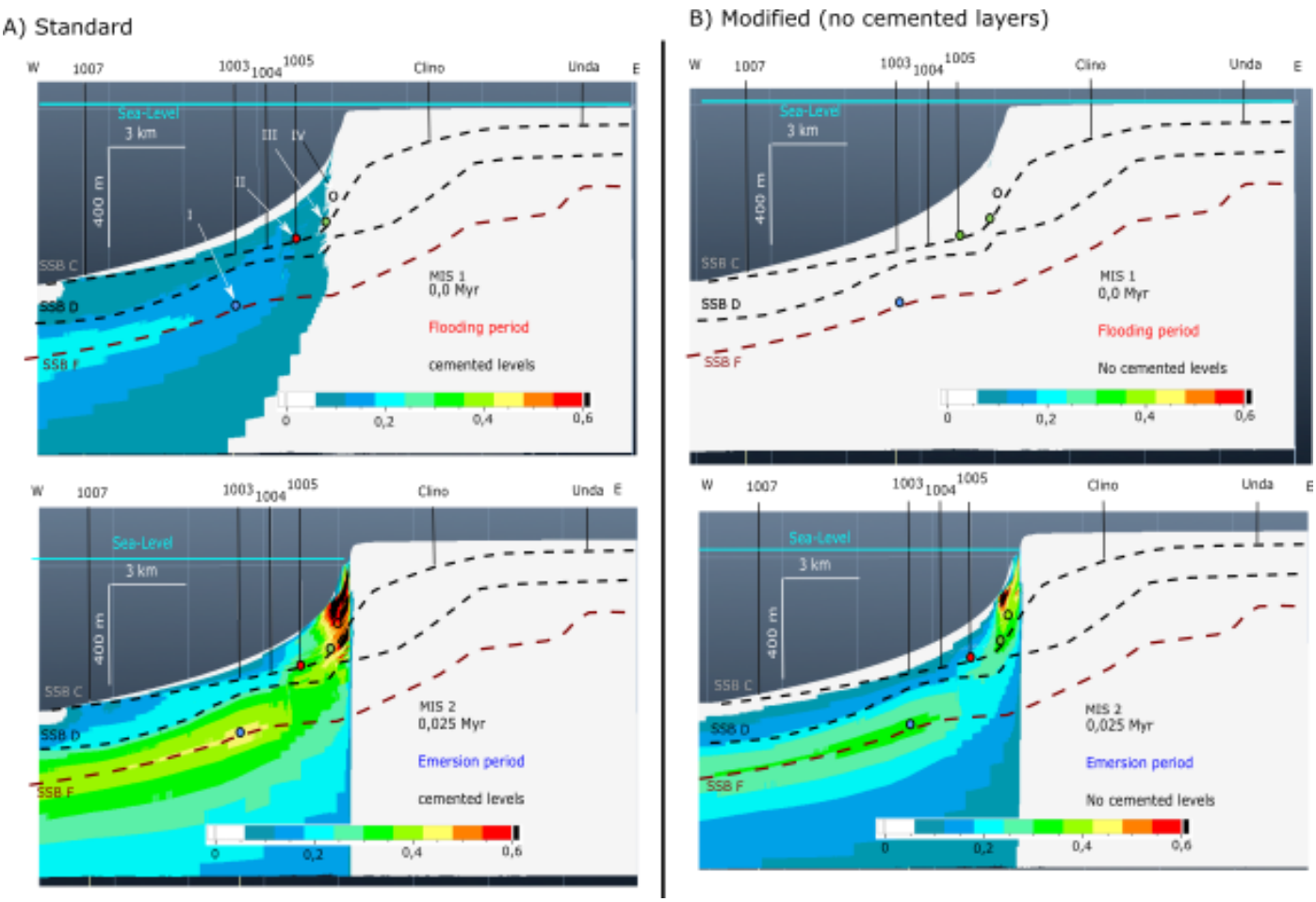


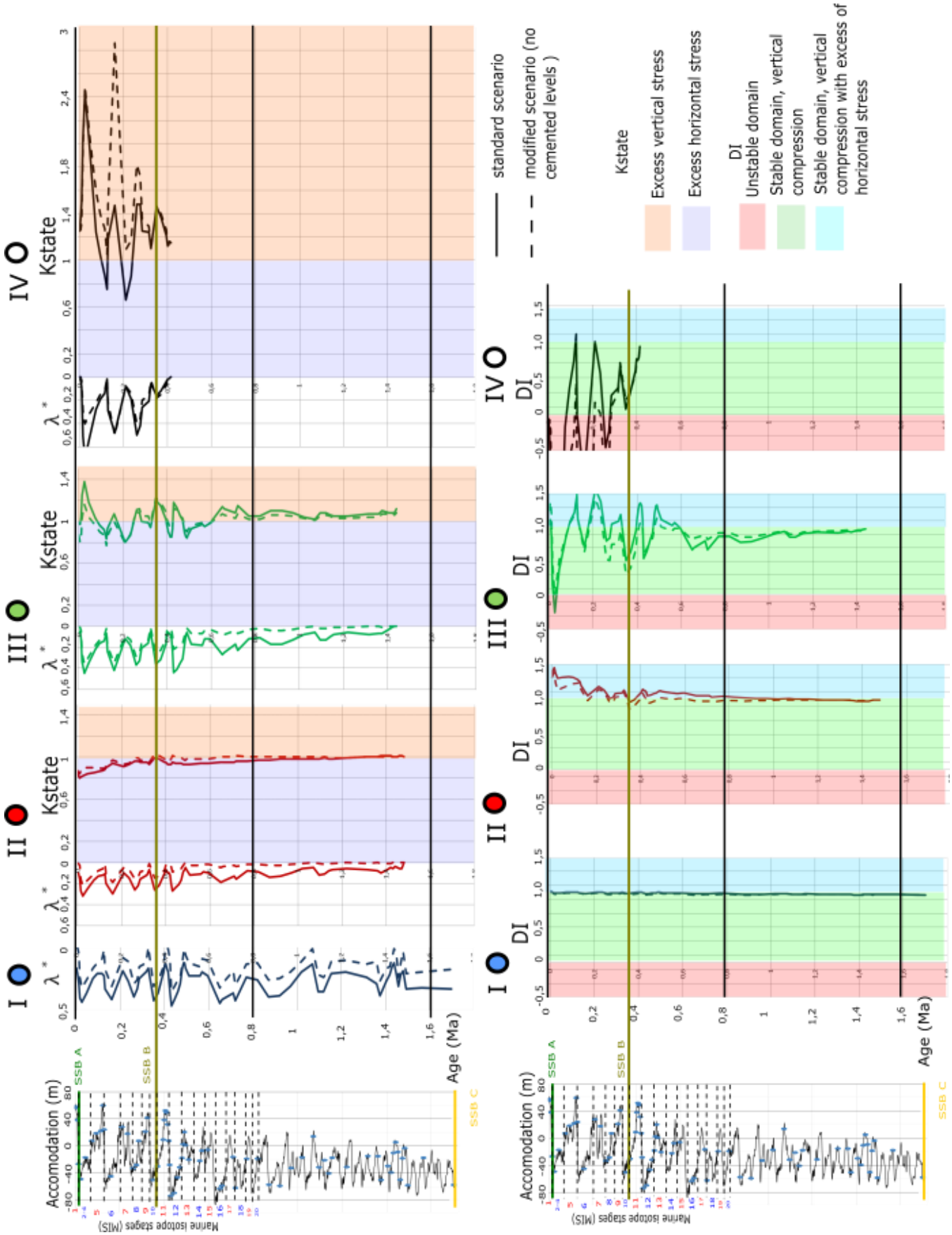
Figure VI. 14 Overpressure estimation with the A2 software for the standard « saturated » scenario (A) and the modified scenario without cemented levels (B). Top corresponds to the Holocene highstand configuration, bottom to the lowstand of the Last Glacial Maximum (MIS 2). Dots referenced I to IV refer to cells for pre-conditioning evaluation in Figure VI. 15.

The temporal pattern is exactly the same, with the overpressure developed during sea-level falls and lowstands. Similarly the magnitude of the overpressure development is proportional to the magnitude of the piezometric head (Figure VI. 15).

As a consequence cemented levels do not appear to exert a strong control on the modality of overpressure development in our section. They only lower the effective permeability of the section, especially of the slope sediments, increasing the magnitude of overpressure created by another factor.

Looking in details, it is possible to spot finer differences in the spatial pattern for the Quaternary slope sequences (*d* to *a*) between the continuous decrease of overpressure above SSB D in the modified scenario, and the more stepwise pattern in the original scenario (Figure VI. 14). The concentration of cemented levels may constitute permeability barrier allowing a higher magnitude of overpressure to be kept in the sequences below. It is therefore possible to pass in less than 10 m in the original scenario from $\lambda^*=0$ to $\lambda^*=0.2$, whereas the spatial dampening of overpressure is more continuous in the absence of early cemented levels. Such contrast are anyway of low intensity and may be close to the error margin of the model: they are at best a second order factor in the slope precondition.

Figure VI. 15 Time evolution of pre-conditioning indicators for the standard (full line) and modified (dotted lines) scenarios, referring to the four references points of Figure VI. 12, 14 and 16.


I
II
III
IV
λ*
Kstate
DI
Accomodation (m)
Marine isotope stages (MIS)
SSB A
SSB B
SSB C
Age (Ma)
standard scenario
modified scenario (no cemented levels)
Kstate
Excess vertical stress
Excess horizontal stress
DI
Unstable domain
Stable domain, vertical compression
Stable domain, vertical compression with excess of horizontal stress

III. Identification of preconditioning mechanisms

The evaluation of the Deviatoric Indicator (DI) for the original « saturated » scenario shows a clear precondition of the section in the steep margin domain (Figure VI. 16).
The zone of DI ≤ 0 (unstable domain) is mostly contained below the steepest margin section, with the highest values in the « ooze » lithofacies intervals of sequence *c*, *b* and *a*. It is more developed during sea-level lowstand periods with the build-up of pore fluid overpressure in the marginal overpressure center. One must note howevermore cells present DI ≤ 0 values in the margin during the Holocene flooding period (MIS 1) than during the MIS 10 lowstand (Figure VI. 16). The Holocene architecture appears to be well pre-conditioned, even without the development of pore-fluid overpressure in the margin (Figure VI. 15). This is not the case however for older flooding periods, like MIS 11 highstand (Figure VI. 16).
In all these cases the maximum precondition occurs in the steep domain of margin (Figure VI. 16). The geometric pattern between these two conditions is nevertheless distinct when considering the whole section: during emersion periods the DI < 1 values are mostly concentrated basinward of the shoreline, indicating a strong relation with the development of overpressure, whereas during flooding periods, it is more located around the platform edge, underlying the importance of the topographic control.

An important distinction can then be made between the geometry before and after MIS 11. Indeed it is only after MIS 11 that the lithified margin progrades above thick unlithified packages of « ooze » litho-mechanical facies. It is precisely those packages that are affected by the very low DI values during the Holocene. Remarkably the much stronger overlying cemented wedges of « mixed » litho-mechanical facies are not (Figure VI. 16).

From these observations two distinct preconditioning mechanisms are identified in this system.

1) ***Mechanism 1:*** During emersion periods with large sea-level fall and under associated high piezometric head large overpressure (λ* ≥ 0.3) develops in the margin domain (Figure VI. 15). It is especially high it in steepest part where the piezometric head is dissipated. As a consequence the zone of λ* values corresponds to the zone of steepest topography and maximum deviatoric stress Q in the section.
   The combination of these factors create a zone of low DI going from the seafloor down to 150 – 200 mbsf over less than 1.5 km immediately basinward of the shoreline. This preconditionned package regroups both the cemented margin deposits and the slope deposits (Figure VI. 16). However cemented slope levels tend to be less affected with higher DI values in relation with their more resistant properties. The overall precondition might be moderate, with DI > 0 even during a large sea-level fall like MIS 10.
2) ***Mechanism 2:*** after MIS 11 the platform is prograding with cemented lowstand wedges deposited over highstand periplatform ooze slope wedges. This creates a mechanical overloading in the steep marginal area that brings the overlain slope close to failure (DI < 0) (Figure VI. 16).

Contrary to mechanism 1, mechanism 2 is independent of the pore fluid overpressure build up, but it is combined to mechanism 1 during lowstand periods.

The simulation does not develop a preconditioning mechanism in the lower slope domain basinward of 350 mbsl. In this low angle slope domain the absence of a high deviatoric stress and the limited magnitude of overpressure generation keep DI ≥ 1.

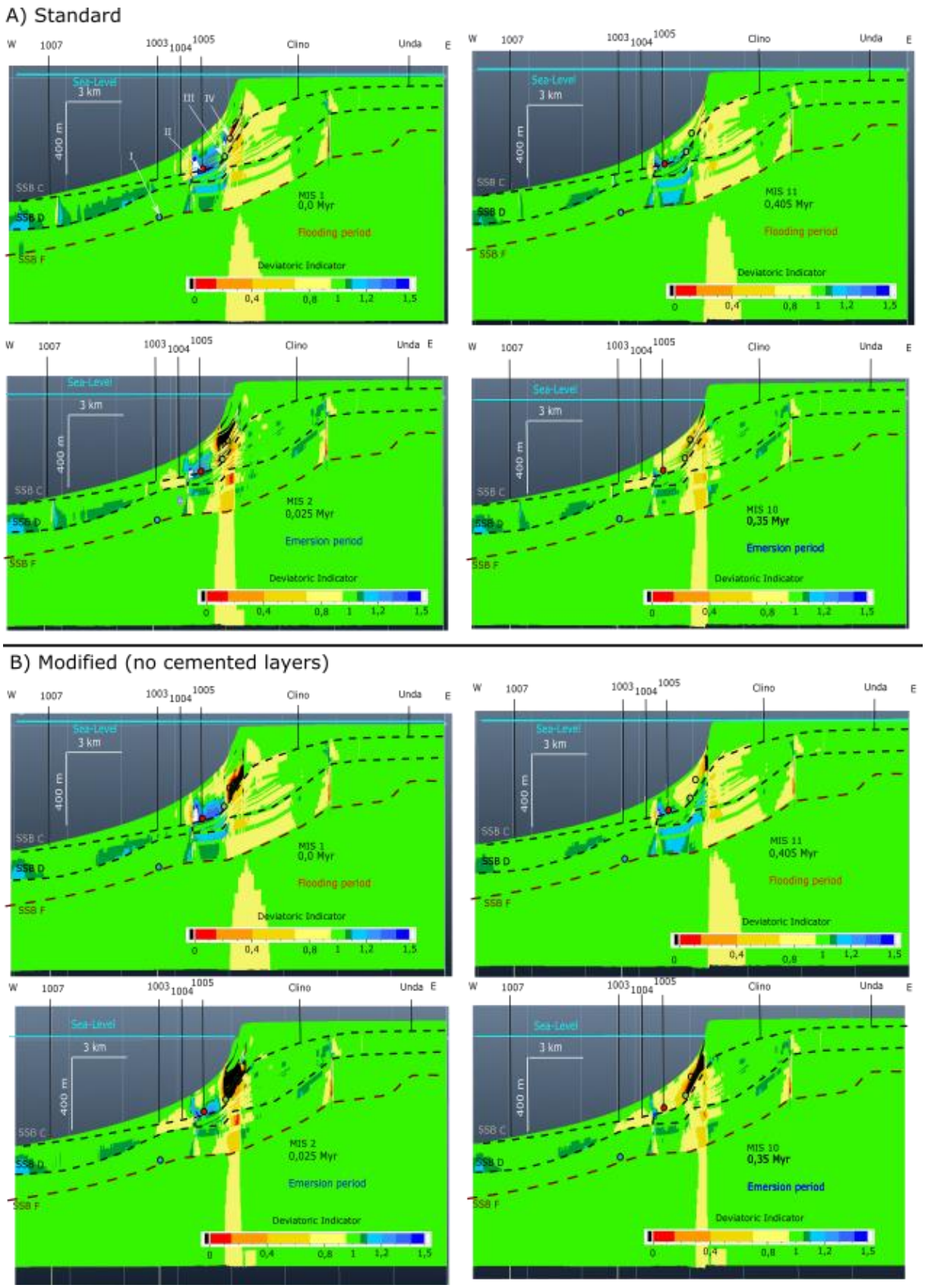


Figure VI. 16 Results of Deviatoric Indicator calculations for the Standard (A) and the modified scenario without cemented layers (B). The colored dots referenced I to IV refer to the points of Figure VI. 15.

IV. Influence of cemented levels on precondition

Comparing the mechanical stratigraphy obtained for the modified scenario with no more cemented levels after 1.7 Ma two pre-conditioning mechanisms can be identified, identical to those described in the standard scenario. The differences between the results of the two scenarios are not large, however they are clear, highlighting the role played by the lowstand slope cemented levels.

In contrast with the standard scenario, values of DI ≤ 0 (unstable domain) are observed for MIS 10 and even MIS 11, and are much more pervasive for MIS 2 and for the Holocene. The absence of the numerous cemented levels in the sequence *c*, between 50 and 100 mbsf creates a large volume of preconditioned ooze below the margin (Figure VI. 16). This configuration obviously amplifies the effect of mechanism 2 "overloading" in the margin in the absence of the more resistant cemented levels.
Higher levels of pre-conditioning are reached in a system that is globally less over-pressured. It is especially remarkable for MIS 10 lowstand with a geometry that does not allow the development of mechanism 2. With similar or even slightly lower overpressure in the margin area it is much more pre-conditioned with a large band of DI ≤ 0 (Figure VI. 16).
In the absence of the strong cemented levels the margin appears much more fragile, and is highly pre-conditioned under the influence of mechanism 1 and 2 after 0.35 Ma.

V. Passive and active stress state development

As detailed in section 4.1 the definition of our Deviatoric Index and the Kstate index allows to qualify the lateral stress state of the system. The two scenarios effectively show areas with a lower deviatoric stress than what would be imposed in the oedometric situation (DI >1). They are areas of higher horizontal stress, indicating a shift towards a more "compressive" regime, although it is still far from being reached. It corresponds to the lateral push exerted by the growing and prograding platform on the slope. The three main observations that emerge from the simulations on this point are:

1) Maximum excess lateral stresses develop at the top of the lower slope, below 250 to 400 m below seafloor, and affect the whole sedimentary pile above SSB F. Minor lateral stress in excess are observed in the lower slope, especially in the thick distal sequence *d* basinward of well 1007 (Figure VI. 16). This stress state increases in magnitude over time with the sediment accumulation on the slope and with the platform progradation (Figure VI. 15). The affected area is also growing progressively through time. Higher lateral stress values are more developed during the flooding of the platform, and they are reduced with overpressure development that favours more active stress conditions (Figure VI. 15).

3) In general the modified scenario with no cemented layers seems to have slightly less lateral excess stress in the slope (Figure VI. 15). It might be due to the influence of the cemented layers in the distribution of the platform mechanical load in the slope domain, whereas in the modified scenario it is applied more vertically in the margin area.

These observations for the Deviatoric Index must however be interpreted keeping in mind the spatial and temporal pattern of overpressure build-up. Indeed the overpressure build-up moves the deviatoric stress closer to the critical value, decreasing DI, but depending on the initial deviatoric stress it can also move it closer to the oedometric value (Figure VI. 6). This is the case for area of initial stress state close to isotropy, that is less "extensive "and with DI > 1.
This explains why, even though substantial overpressure exist during lowstand periods in the lower slope, especially around SSB F (Figure VI. 14), the DI values in the same region at the same time are close to the oedometric values. In fact the low DI values in this area around well 1007, close to 1, are surprising considering the toe of slope position. This indicates the counteracting effect of the lateral

loading of the platform at the toe of slope. It creates a less active stress state that neuters the local effect of overpressure build-up.

F. Discussion

I. Uncertainties on preconditioning mechanisms

These modelling results cannot be compared to any pressure or stress data that are absent in the literature at present-day. It is therefore difficult to assess the quality of these results.

The uncertainties in the simulation results are also not very well quantified. The comparison for, instance of the results in the λ* calculation from the TemisFlow and the A^2 calculator can give a sense of the uncertainties (Figure VI. 13 and 14). Similarly the comparison of the standard and modified scenarios in A^2 shows a good stability in calculated behaviour of the system (Figure VI. 15).

The numerical values of mechanical stratigraphy should indeed be taken with care, as they results from a hydro-mechanical characterisation of the system affected by many approximations. However the precondition pattern can be considered with confidence, keeping in mind the main uncertainties factor detailed below. Geological constraints like the identification of lithified, rigid rocks and unconsolidated sediments are major controls of the results. In particular the development of pore-fluid overpressure is dependent on the piezometric condition prescribed to the platform domain at emersion, and will be discussed specifically in part 6.2.

1. Lower slope precondition

The major control of precondition in this low angle domain would be the development of very large overpressures, with λ*> 0.8. Very high values are required due to the geometric configuration of the transect that favors less active stress conditions in the toe of slope supporting the lateral pressure of the platform. The values of overpressure obtained in the results are lower than 0.6, and not high enough to provoke effective precondition. The presence of cemented levels, with a strong hydro-mechanical and mechanical contrast with the other materials, seems to have no major impact, it only slightly increases the overpressure (Figure VI. 14).

It is possible that a more refined model for the bulk sedimentary material of the slope would highlight a clearer lower slope pre-conditioning mechanism. It would be especially true if mechanical and sedimentological investigations characterized a significantly weaker layer. However it does not seem to be the case, ant it can be reliably assumed that the cemented levels do not constitute such a weak failure plane.

2. Margin precondition

The margin precondition is caused by the overpressure build-up and the internal geometry of the prograding margin. The latter point is actually crucial, but it is difficult to lift these uncertainties except by direct drilling in the margin (Busson et al., 2018). Considering the proposed prograding architecture the mechanical characterisation of the « periplatform ooze » material is of primary importance, especially in this location below the prograding platform.

3. Limitations in mechanical characterisation

As explained above, the definition of the litho-mechanical characteristics of the litho-mechanical facies are one of the main factors of uncertainties in the forward mechanical stratigraphy modeling. Those limitations are not too high regarding the mechanical properties of the lithified materials of the platform and margin. These deposits have been largely exposed during the simulation and well cemented by meteoritic diagenesis. These are also the easiest to sample and to characterize in the

present day as their properties are not varying with depth for the considered range of burial, because of the early diagenetic chemical compaction (Croizé et al., 2010)

On the other hand, the unlithified sedimentary material of the slope is not well characterized. Its plastic behaviour under increasing vertical loading is well described by the compaction law, and the choice of the Young Modulus is actually of little influence in the absence of unloading of the system. However the impact of the consolidation on the value of the shear resistance of the material is not investigated, as it would be for instance in critical state models like the Cam Clay model (Schofield and Wroth, 1968).
The confidence in results obtained is therefore limited. The inability to reproduce lower slope failures can be related to this simplified uniform description of the periplatform ooze behaviour. The model chosen is identical for the ooze sediment at 10 mbsf, or 150 msbsf. As a consequence there are very sharp transitions at the interface between materials, especially at SSB D and F. It would be of great interest to translate the heterogeneity in the sediment mechanical state visible in the Vp log into a more heterogeneous model (Figure VI. 5).

In this regard, it is especially noteworthy that the early-cemented levels (WF B) clearly observed in the Quaternary section of the ODP Leg 166 cores were never really characterised in terms of porosity, permeability and mechanical strength. These critical characteristics of the cemented levels are not very well constrained. The lack of published characterisation of such layers is understandable as they often appear as hardened material in an otherwise unconsolidated media and are neglected in sampling or require another range of testing apparatus. It is however remarkable that the same layers, though untested, are often invoked as critical parameters in the destabilisation of carbonate slopes (Eberli, 1988; Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016; Wunsch et al., 2016). In our characterisation, quite high values for the yield criterion were chosen, in order to test the role of these levels with the slope precondition. It appears that the cemented levels have a relatively minimal effect on the mechanical stratigraphy, and it is a stabilizing one. Setting « softer » values would not have bring more information than our « modified » scenario, and « stronger » values would have been probably unrealistic and not led the slope closer to instability.
Dedicated geo-mechanical investigations of these layers are sorely needed. More generally the mechanical evolution of the sediment, between the seafloor and the first lithified rock need to be better defined. This is especially true for the characterisation of the semi-lithified « pelagic ooze » in sequences *e* and *f* that is probably one of the more poorly characterized in this study.

II. Uncertainties and controls of overpressure

As shown in the simulation results pore-fluid overpressure can cause a severe precondition of the slope during platform emersion. They do not appear to be related in a delay in equilibrium with the sea-level fall, as proposed by Spence and Tucker (1997). It seems that the sediment pile is able to reach a vertical equilibrium with the falling sea-level, at least in 5 kyr which is our shortest time interval of investigation. The low permeability of the ooze and cemented ooze assemblage does not seem to be enough to keep a vertical pressure unbalanced for such time interval. It is however still possible that some transient pore-fluid overpressure would build up within a shorter time-step.

During platform flooding the very high sedimentation rates do not seem to cause overpressure larger than $\lambda^* = 0.2$. However, as shown by the comparison between the overpressure estimation with TemisFlow and A^2 it seems reasonable to give the overpressure estimation an uncertainty of 0.1 -0.2, and probably more for the very shallow levels. There is therefore some uncertainty on the magnitude for this effect of high sedimentation rates in the shallow levels. However this mechanism is secondary compared to the margin precondition by the piezometric head.

1. Piezometric situation during lowstand periods

The decisive influence of a piezometric head from the saturated platform during lowstand periods is a major result of this study. It corresponds however to an *a priori* boundary condition. However is such a configuration geologically relevant?

There is of course no direct information regarding the piezometric regime of the GBB during Pleistocene glacial lowstand periods. With sea-level falls of more than 10 m the GBB becomes a very large island long of 600 km and large of 200 km in its western branch with a positive relief of more than 100 m for the larger sea-level falls.

The islands piezometric regimes are controlled by their homogeneous and dissolution-prone carbonate rock composition. The development of the Carbonate Island Karst Model (CIKM) by Mylroie and Mylroie (2007) integrates the various components controlling cave and karst development on carbonate islands by aggressive dissolution by mixed waters. It considers the Bahamas Islands as Simple Carbonate Island, where the piezometric level is assigned by the sea-level altitude minus the fresh water lens small positive head. This implies the vertical development of vadose fast flow routes through the developed vertical cavities (Mylroie and Mylroie, 2007) that would be able to drain entirely the emerged rock mass.
This model is at odds with a saturated piezometric condition for the platform. That condition appears difficult to consider as a permanent regime for an emerged platform (Jones and Banner, 2003). However the possibility of a fully unsaturated rock mass is also to be considered with care especially as a permanent hypothesis. The situation of the piezometric regime in the island interior can be considered as the result of a competition between matrix flow by vadose percolation (Carrière et al., 2016) and the fast flows through vertical conduits. The development of karstic systems is a relatively fast process in a geological time framework, but its time scale of development is similar to the sea-level fluctuations (Larson and Mylroie, 2018), leaving a certain delay between sea-level fall and effective readjustment of the drainage system. The development of these systems might be also hampered by the presence of less permeable layers in the Pliocene deposits. The actual density of blue holes in the GBB is difficult to assess, as many are filled with sediments (Larson and Mylroie, 2018).
Two points in particular are worth noting:

1) The eogenetic carbonate material of the top of the platform is more prone to vadose percolation (Larson and Mylroie, 2018).

2) The very large size of the GBB Island gives it a very high ratio of catchment area vs perimeter that will impede efficient drainage of the meteoritic recharge. Larson and Mylroie (2018) argue that this leads to a development of conduit networks in islands over 40 km of size in order to dissipate this recharge. The reverse argument can actually be made, that unless or until a dense conduit network effectively develops, the piezometric level in the island interior will rise (Jourde et al., 2014; Lesparre et al., 2016).

Larson and Mylroie (2018) discuss also the dominance of vadose percolation at short distances (< 40 km) of the margin. This configuration would be more favourable to transient high piezometric levels in the margin. Conversely the presence of large karstic conduits, in relationship with gravitary tensile fracture network (Mylroie and Mylroie, 2007) would mean a mechanically weakened margin, but with less predisposition for high piezometric levels. In any case during glacial sea-level lowstands it is probable that a dual system of drainage through matrix flow and karstic conduits existed in the GBB Island (Carrière et al., 2016). It probably led to a low piezometric level, in contrast with the simulated piezometric heads, but its drainage efficiency is very difficult to ascertain (Jones and Banner, 2003).

However during high precipitation events it is quite probable that this more or less developed karstic system could become saturated, both in the matrix and in the conduit, at least for several hours or days (Jones and Banner, 2003; Jourde et al., 2014;. Lesparre et al., 2016). This would effectively

establish the piezometric head condition simulated, leading to transient overpressure generation in the slope (Lesparre et al., 2016).

2. Climate during glacial lowstand periods

It is therefore of importance when studying the precondition of the submarine slope to discuss briefly the climate of the GBB Island during Pleistocene glacial periods. Uncertainties are of course very large on this matter, and most of the climatic characteristics discussed here apply mostly for the Last Glacial Maximum period (MIS 2) and are poorly representative of the pluriannual or seasonal climatic variability.

It is generally understood that the colder sea water during glacial periods provoke cooler and drier conditions than at present day (Grimm et al., 2006; Roche et al., 2007). The Bahamas archipelago would have known a tropical savannah regime, actually not too different from the present day conditions (Roche et al., 2007). Detailed studies of LGM floras in the Little Bahamas Bank have observed traces of pine woodlands or grasslands (savannahs), as observed also for Florida (Grimm et al., 2006; Steadmann et al., 2015). This model has to be combined with the coastal carbonate sand dunes (eolianites) common on the actually emerged GBB Island (Schlager and Ginsburg, 1981), that indicates more arid conditions. Arid conditions can actually mean a lesser development of the karstic network (Whitaker and Smart, 1997).

The size of the emerged GBB Island means that it could well have experienced climatic gradients between a cooler and wetter northern extremity, and warmer and drier southern extremity (Whitaker and Smart, 1997). A climatic gradient also probably exists between the influence of Gulf of Mexico waters on the Western coast and colder Atlantic waters on the Eastern coast (Donders et al., 2011). The non-negligible positive topography of the island could well have provoked orographic rainfall (Whitaker and Smart, 1997), with a complex retroaction with the vegetation cover.

This complex pattern has to integrate the thousand year scale climatic variations associated to the Heinrich events during glacial periods. Pollen analyses from Lake Tulane in Florida (Grimm et al., 2006) indicated not only that it kept water continuously during a 60 kyr interval, but give also insights on these climatic variations. Warmer and wetter conditions associated to Heinrich events are indicated by abundance of pine pollen and elevated lake levels (Grimm et al., 2006), for Heinrich events H1 to H6, all occurring during MIS 2. These events correspond actually to colder Atlantic water and a reduction of the thermohaline circulation. As a consequence the tropical Atlantic and the Gulf of Mexico retained more warmth inducing greater precipitations during wet summers for a few thousand year each time (Grimm et al., 2006; Donders et al., 2011). Analyses of isotopic ratios on speleothem from a little Bahama Bank cave on the Atlantic facade (Abaco island) were interpreted as indicating cooler and more arid climate during Heinrich events (Arienzo et al., 2015 and 2017). This contrasting pattern can be explain by the differences between the Eastern Atlantic and Western Gulf coast of the GBB, our study addressing the latter case.

These few available highlights on the climatic regime of the GBB island do not really constrain the bounds of the precipitation regime, especially during extreme events. This would require more detailed studies, especially with regional scale climatic modelling. No reasons nevertheless appear to rule out high precipitation during glacial periods, at least only under specific configurations, and so the subsequent transitory piezometric heads.

3. Limitations in Hydro-mechanical characterisation

The hydrodynamic modeling is also affected by the uncertainties on the hydro-mechanical characterisation of the sedimentary material.

The uncertainty pattern is almost reversed compared to mechanical parameters: the compaction and permeability laws for the «Periplatform Ooze » litho-mechanical material appear relatively well constrained. More importantly a permeability law with higher values, as is observed in the calibration

dataset, would probably not predict higher overpressures in the lower slope. The calibration of the « pelagic ooze « material appears also quite reliable though it does not fit well with the sequence *e* and *f* deposits below the platform, as can be observed in the comparison with the data of Clino between 350 and 550 mbsl (Figure VI. 11). This underestimation of the permeability does not seem to have a major effect on the overpressure pattern. It might probably be explained by a different diagenesis history than coeval slope sediments, with more dissolution. This shows also the limit of the mechanical compaction and linear porosity permeability law modeling for carbonate rocks (Melim et al., 2001; Croizé et al., 2010). The lack of permeability in the ODP wells prevents also a meaningful comparison and a better characterisation.
The low value of permeability for the « cemented ooze » level was chosen as a lower bound in order to maximize the potential aquitard effect of these layers. Lower values would probably lead toward slightly higher overpressure, but as shown in our results that is no major effect from the cemented layers. Obviously higher permeability values would decrease even more the role of cemented layers in overpressure build-up.

On the platform the successive diagenetic imprints led to very heterogeneous values of the permeability with a high vertical variability and varying trends with depth. The characterisation of Caspard et al. (2004) that we followed succeed in reproducing the general evolution and order of magnitude. More refined permeability models would represent an improvement, but it seems according to our results that it would not have a major effect on the overpressure build-up.

III. Relationships with observed slope failures

The slope failures observed by Jo et al. (2015) and Principaud et al. (2015) that motivated this study are not determined by the sole precondition of the slope. They correspond to limit conditions or catastrophic events that pushed the system towards the effective failure. This point must be kept in mind when trying to understand their control: contrary to the precondition that is related to a quasi-permanent state and a continuous evolution of the system, the failure can be caused by an extraordinary condition that may be difficult to observe or even conceptually understand.

The discussion of the genetic link between the simulated preconditioning mechanism and the actual failure is therefore only tentative. One must also remember that the simulated western line section is not the exact section where failure occurs: This simulation exposes only general pre-conditioning mechanisms at play on the western GBB slope. But it is possible that a specific local factor, including a geometric or lithological feature, was implicated in the failure that actually occurred

1. Margin failure

The identification of an important margin precondition during transient meteoritic full recharge of the emerged platform is a major result of this study. It is compatible with the margin failure scenario proposed by Jo et al. (2015). The failure geometry shows no major imprint into the platform, indicating that only the outer margin was unstable, as in our results. The slope deposits appear to have been remobilized over a depth of 50 to 100 m: considering the accumulation rate of sediment in this southwestern location on the slope wedge (Wunsch et al., 2018), this is in good agreement with a failure in the sequence *c* deposits which lay at this depth and that are clearly the more preconditioned in our simulations (Figure VI. 16).

Jo et al. (2015) proposed that the trigger mechanism could be the seismic acceleration associated to earthquakes in the northern Cuban fold and thrust belt. Five earthquake with Mw = 4.1-5 were recorded in the spring 2014 less than 100 km away from the failure location (Jo et al., 2015). The role of the rigidity contrast between the prograding platform and the underlying soft slope sediments is well identified in our simulations and was proposed as a mechanism by Jo et al. (2015). However it is probable that the south-western segment of the margin where these failures happen is less

prograding than at the Western Line, especially due to a stronger contour current (Wunsch et al., 2016). This effect might then not be really active here. On the other hand slope erosion and remobilization by contour currents may have provoked a progressive oversteepening of the upper slope deposits.

Failure of the steep margin seems to be a recurrent phenomenon, with four scars identified by Jo et al. (2015). It is also quite reminiscent of the hypotheses of failure proposed by Crevello and Schlager (1980) for the megaturbidite event they described in Exuma Sound. However it is not observed along the western margin of the GBB: maybe different climatic and piezometric conditions can explain this contrast (Figure VI. 1).

2. Lower slope failure

The absence of an effective precondition in the lower slope is the other main result of the simulation. The existence of significant overpressure in the lower slope, with $\lambda^* > 0.4$ is however still significant: it means that the confining stress is decreased of this amount, and as such this area is more prone to failure. Remarkably though this new stress state is close to the oedometric conditions, hence of DI of 1. These results come from the counter effect of the lateral stress exerted by the platform loading. The geometry of the transect is therefore inhibiting lower slope precondition. As a result an extremely large overpressure build-up would be necessary to reach the failure condition.

Regardless of this simulation result, slope failures of the low-angle periplatform wedge seem to occur frequently during lowstands (Wunsch et al., 2016, 2018), but at lower scale than the events described by Principaud et al. (2015).

Overpressure generation by undercompaction or eustatic modification of the hydrostatic gradient at shallow depth (< 50 m) is quite implausible given the permeability values for the “ooze” material . The depth of more than 500 mbsl would decrease the possibility of cycling loading by waves. The response of the slope material to seismic loading would need to be investigated.

In any case it seems that the stronger cemented levels act more as default basal sole, as they remain unaffected by the failure of the softer slope sediments. They do not constitute weak layers by themselves. A more detailed sedimentological and mechanical description of the slope deposits might help to identify real weak layers. Following the discussion in Urlaub et al. (2015) and Urlaub et al. (2018), fine layers of skeletal material with high compressibility or retarded compaction could act as weak layers when consolidated. The results of Lavoie (1988) in the Little Bahama Bank slope could indicate that such behaviour is possible in Bahamas slope deposits.

Nevertheless this study fails at identifying a preconditioning mechanism accounting for the large slope failures of Principaud et al. (2015). They are remarkably isolated in the Western GBB slope. One might wonder if there is not a local preconditioning mechanism controlling their occurrence. A good candidate would be a local steepening of the lower slope due to the current-driven convex drift accumulation, that is now erased by the slope failure. An analogue morphology would be observed in the lower slope failures of the recent northern slope of the Little Bahama Bank (Tournadour et al., 2017).

G. Conclusion

This study illustrates the implementation of a forward numerical workflow for the high-resolution modeling of the mechanical stratigraphy of a carbonate slope, based on the DionisosFlow and A^2 softwares. The simulations allow the identification of the major preconditioning mechanisms developed during the Late Quaternary (1.7 – 0 Ma) on the western GBB slope. Their relation with the

stratigraphic evolution of the prograding system and the glacio-eustatic oscillations is fully investigated with high space and time resolutions.

Three main results may be highlighted:

1) Pore-fluid overpressure build-up is the major preconditioning factor at play in the system. It is especially developed on the margin during sea-level lowstands and platform emersions. It is not developed in the slope under the high sedimentation rates corresponding to the platform flooding periods.

This result is in agreement with the model of Spence and Tucker (1997) for carbonate slope failures during lowstand periods. However the overpressure build-up does not appear to be controlled by the eustatic shift of the hydrostatic gradient, but by the piezometric head in the emerged platform. The precipitation and piezometric regimes of the platform appear therefore as major control factors for carbonate slope failures.

2) Precondition of the platform margin appears to be caused by overpressure build-up and by the progradation of rigid cemented platform material over unconsolidated slope material, as discussed by Resor and Flodin (2010). Although pore-fluid overpressure build-up is observed in the lower slope, it appears there to be much less pre-conditioned due to the high lateral stress geometric effect.

3) The presence of lowstand cemented levels in the slope appears to have only a second order impact on the slope precondition. They do not significantly control the pore-fluid pressure regime and do not appear as weak mechanical layers.

This forward numerical simulation of preconditioning mechanisms is also in good agreement with the margin failures observed by Jo et al. (2015). But it contradicts several hypotheses made without any *in situ* data regarding the building of overpressure and development of weak layers in the lower slope (Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016).

Developments of the mechanical characterisation of the slope sediments, especially by *in situ* investigations between the seafloor and 100-200 m of depth would bring valuable constraints for this numerical approach. The results of this study show that an accurate characterisation of the hydro-mechanical properties of the sediment is needed in order to formulate valid hypotheses on slope instabilities.

This numerical workflow appears as a useful tool in order to test the physical link between carbonate slope failures and the internal and external controls of the system. This method could be applied to other cases, especially carbonate systems with different platform-to-basin geometries and in a greenhouse climatic context.

H. Annexe A

$$P' = \frac{(\sigma'_v + \sigma'_h + \sigma'_{lat})}{3}$$

$$Q = \frac{1}{\sqrt{2}}\sqrt{(\sigma'_h - \sigma'_{lat})^2 + (\sigma'_v - \sigma'_{lat})^2 + (\sigma'_h - \sigma'_v)^2 + 3\tau_{xy}^2 + 3\tau_{yz}^2 + 3\tau_{xz}^2}$$

σ'_h and σ'_{lat} represent respectively the effective horizontal stress in the longitudinal direction of the 2D section, and the effective horizontal stress in the orthogonal direction. σ'_v corresponds to the vertical effective stress $\sigma_v - \rho_w gz$.

It can be deduced that in the oedometric condition the deviatoric stress of the cell will be given by:

$$Q_{oedo} = {3P'(K_{0oedo} - 1)}/{2(K_{0oedo} + 1)}$$

With the lateral earth pressure coefficient

$$K_0 = \frac{\sigma'_h}{\sigma'_v}$$

I. Résultats de simulations supplémentaires

Cette sous-partie présente des résultats de simulations supplémentaires réalisées sur le transect occidental du GBB. Dans un premier lieu elle décrit les résultats obtenus avec des scénarios alternatifs de paramètres mécaniques et de lois de perméabilité. Ces résultats permettent d'obtenir une première estimation de la sensibilité du résultat vis-à-vis de ces paramètres. Dans un second lieu elle expose les résultats qualitatifs obtenus par la méthode d'analyse limite sur un cas simplifié pour la pente occidentale du GBB.

I. Variation des paramètres

1. Paramètres mécaniques

Plusieurs autres simulations ont été réalisées dans le cadre de cette thèse, présentant des variations par rapport au scénario « standard » présenté au chapitre précédent. Celles-ci ont notamment portées sur la définition des paramètres mécaniques des différent faciès litho-mécaniques. L'étude détaillée de ces résultats pourrait être présentée en vue d'une discussion fine sur le comportement des sédiments et les détails de la mise en place des instabilités. Le cas de la pente occidentale du GBB étudié ici présente cependant un caractère très classique, basé sur la projection d'une section qui ne montre pas de traces d'instabilités à l'actuel. Il permet d'identifier les principaux mécanismes de pré-conditionnement mais il ne permet pas une discussion précise sur la géométrie des ruptures. Le peu d'informations disponibles sur l'âge, la géométrie, les conditions de déclenchement des instabilités réellement observées (Jo et al., 2015 ; Principaud et al., 2015) n'autoriserait pas de toutes façons une telle comparaison. Par ailleurs la plupart des paramètres mécaniques ont été choisis à partir de données de littérature, en acceptant une marge importante d'incertitude. Dans ces conditions la valeur exacte des variables simulées et leurs variations d'un scénario à l'autre doit être considéré avec précautions.

Une simulation a été également effectuée, utilisant la même paramétrisation mécanique pour l'ensemble des faciès, à savoir un coefficient de Poisson v = 0,38 ; un module d'Young E= 2 Gpa; une pente d'état critique M = 0,85 et une cohésion C= 425 kPa. Ces valeurs de M et C signifient une diminution de la résistance des faciès de plate-forme et de la marge, et une augmentation de la résistance de ceux de la pente.

Il est alors possible de distinguer leur impact sur le résultat de celui des paramètres élastiques.

Le calcul de l'indice de pré-conditionnement DI est effectué deux fois pour cette simulation : dans la configuration standard qui reprend les valeurs de M et C définies pour le scénario standard et dans la configuration modifiée qui utilise les valeurs indiquées ci-dessus, moins résistante. Le calcul de DI est en effet par définition un post-traitement, et les valeurs du critère de rupture en cisaillement n'ont pratiquement pas d'incidence sur le calcul de la stratigraphie mécanique. La comparaison des valeurs de DI obtenues dans ces deux configurations de calcul permet d'estimer l'impact de la résistance des matériaux sur le pré-conditionnement.

On s'intéresse ici également aux résultats obtenus pour le système au Calabrien (1,375 Ma) au début de la séquence *c*, marqué par un profil moins raide et la progradation de la marge récifale sans dépôt de pente majeur.

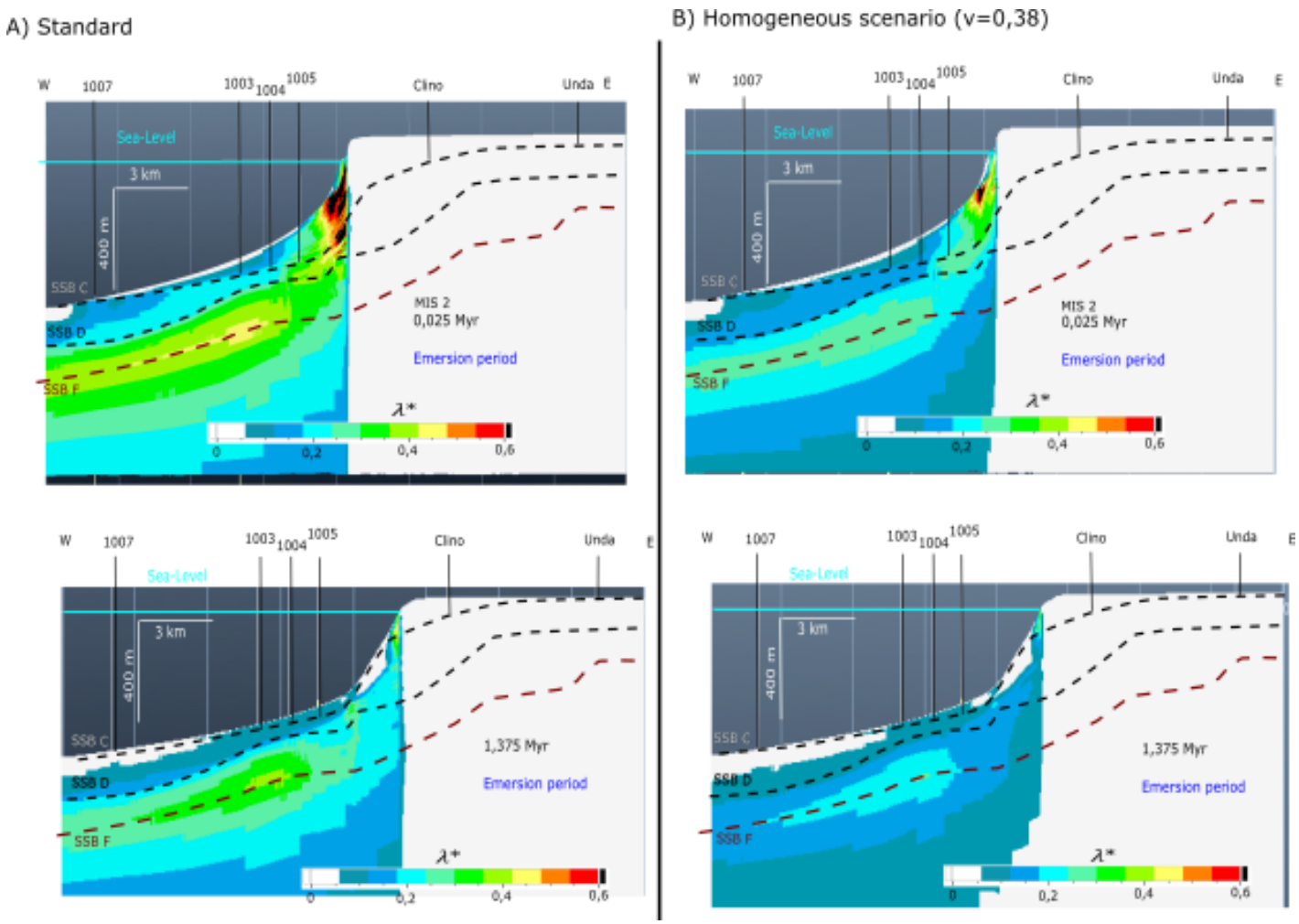


Figure VI. 17: Evaluation de la surpression pour le scénario standard (A, à gauche) et le scénario homogène (B, à droite), pour le MIS 2 (en haut) et le Calabrien en bas (1,375 Ma).

Les résultats en termes de surpression montrent des valeurs nettement plus faibles pour le scénario alternatif homogène en particulier dans la pente (Figure VI. 17). Les lois de perméabilité et de compaction utilisées étant exactement les mêmes pour ces deux simulations ce résultat est probablement la conséquence de l'augmentation du coefficient de Poisson pour la plupart des faciès (hormis la boue de péri-plate-forme). Ce paramètre a donc un rôle important dans le contrôle de la stratigraphie mécanique du système. On peut néanmoins observer que la structure spatiale de la surpression est très bien conservée, et qu'elle est toujours associée à la charge piézométrique de la plate-forme saturée (Figure VI. 17).
Cet effet est d'ailleurs moins marqué pour la configuration précoce (1,375 Ma) étant donné précisément la plus faible amplitude d'émersion (Figure VI. 17). La plus faible épaisseur de formations peu perméables (boue de péri-plate-forme) explique aussi sans doute ces valeurs.
Les surpressions sont également davantage amorties sur la marge (Figure VI. 17), dominée par des litho-matériaux plutôt perméables (*skeletal ramp* et *RCM*). On n'observe pas le développement extrême visible dans la marge au MIS 2.

Les résultats en termes de pré-conditionnement confirment l'impact limité du choix des paramètres mécaniques sur les mécanismes de pré-conditionnement (Figure VI. 18). C'est plutôt la comparaison des géométries différentes au MIS 2 et à 1,375 Ma qui montre le plus de différences.

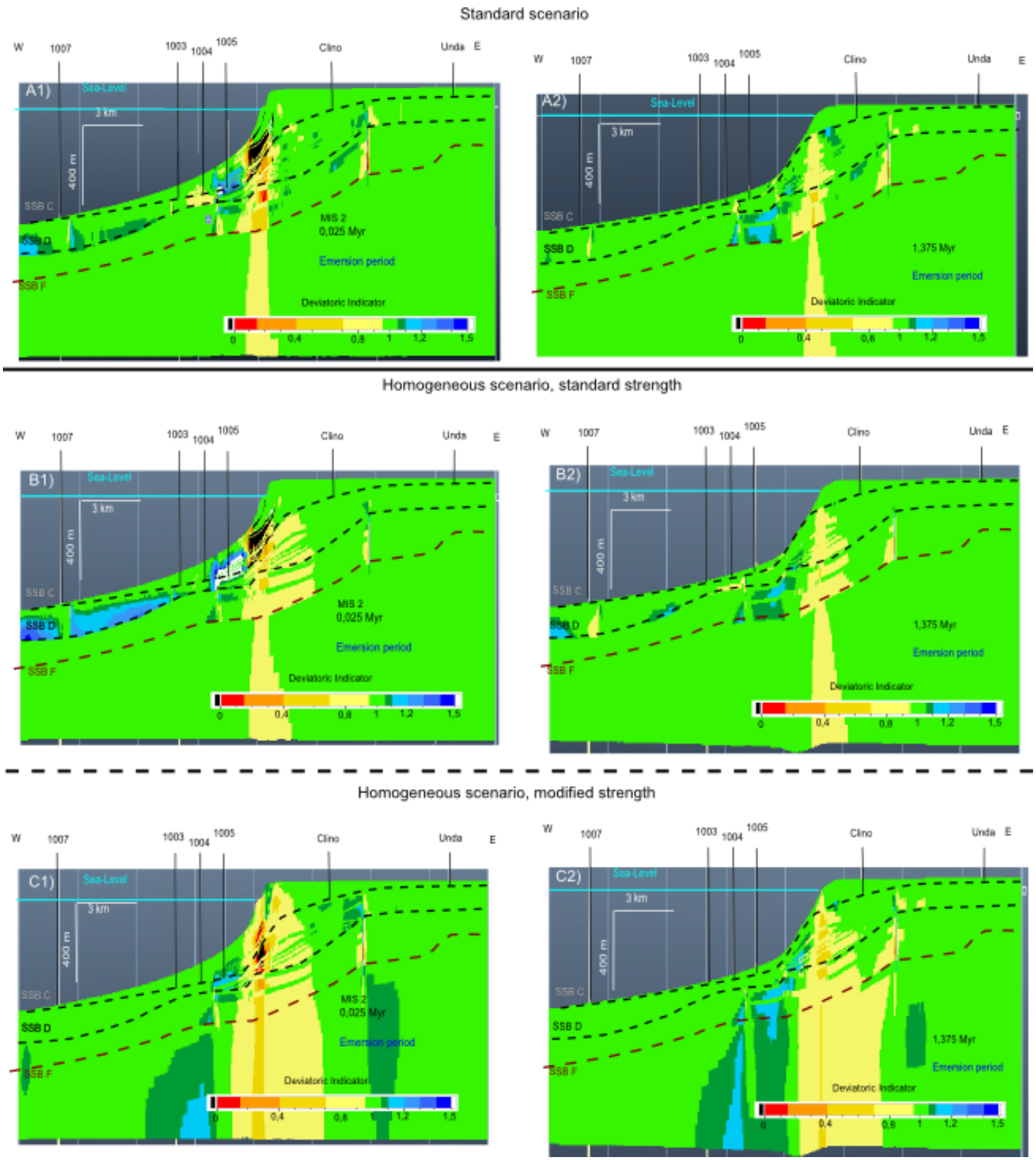


Figure VI. 18: Evaluation du pré-conditionnement pour le scénario standard (en haut A1 et A2), le scénario homogène avec les paramètres standards de résistance (au milieu B1 et B2) et le scénario homogène avec les paramètres modifiés de résistance (en bas C1 et C2). La colonne de gauche considère la situation au MIS2, la colonne de droite au Calabrien (1,375 Ma).

Dans le cas du MIS 2, si l'on considère le modèle de rupture standard, appliqué au scénario homogène (Figure VI. 18 B1), on obtient un préconditionnement de la marge au moins aussi

important que pour le scénario standard (Figure VI. 18 A1). On peut notamment remarquer que les niveaux de la séquence *d* s'éloignent davantage des conditions œdométriques au niveau de la plate-forme (Figure VI. 18 B1). La pente au contraire montre une condition mécanique beaucoup moins active, avec des DI nettement supérieurs à 1. Cette observation est cohérente avec un moindre développement des surpressions de fluide sur la pente. On observe ainsi une configuration où les écarts au régime oedomètrique sont davantage exprimés, dans un sens passif ou actif pour la pente et la marge respectivement. Cela semble cohérent avec le comportement plus souple qu'implique un coefficient de Poisson plus élevé.
Les résultats obtenus avec le modèle de résistance modifié (Figure VI. 18 C1) sont assez remarquables : la résistance de la boue de péri-plate-forme ayant considérablement augmentée, la pente se retrouve relativement plus proche de l'état œdométrique, et reste très stable. Le pré-conditionnement de l'ensemble de la marge augmente nettement en termes de volume impliqué, mais son intensité diminue avec l'augmentation de la résistance de la boue. Ainsi si le modèle de résistance standard implique plutôt une déstabilisation des prismes marginaux récents par effondrement de la boue sous-jacente, le modèle de résistance modifié suggère plutôt une sollicitation active de l'ensemble de la marge, y compris en profondeur. Il est moins évident qu'elle se traduise par une rupture rotationnelle de la marge.

Pour la géométrie à 1,375 Ma, les différences entre le scénario standard (Figure VI. 18 A2) et le scénario homogène avec le modèle de résistance standard (Figure VI. 18 B2) sont assez peu marquées. Dans les deux cas le pré-conditionnement de la marge est assez réduit, beaucoup plus faible que pour le MIS 2, ce qui correspond autant à des pentes plus faibles qu'à une surpression réduite.
Par contre si on considère le modèle modifié de résistance, le degré de pré-conditionnement augmente modérément (DI ≥ 0,4) (Figure VI. 18 C2). Cette évolution contraire à celle observée pour le cas du MIS 2 (Figure VI. 18 C1) s'explique par l'architecture du système, qui montre la progradation de la marge récifale sur les dépôts de la séquence *d*, avec un bypass de la pente supérieure. Les dépôts de boue de péri-plate-forme ne jouent pratiquement aucun rôle dans cette configuration, à l'inverse des géométries plus tardives. Il est intéressant de noter qu'on observe toujours dans les résultats du modèle homogène les contrastes entre niveaux de faciès cimentés ou non, qui correspondent à des modèles de compaction toujours différents. Les lois de compaction sont donc aussi des facteurs de contrôle de la stratigraphie mécanique.

Ainsi les simulations effectuées avec différentes configurations de paramètres mécaniques montrent des variations locales des valeurs de l'indice de pré-conditionnement (DI), mais ne modifient pas sensiblement la structure du mécanisme de pré-conditionnement. Il privilégie toujours l'instabilité de la marge raide de la plate-forme, de plus en plus développée au cours du temps avec l'augmentation de la pente topographique. L'évolution géométrique du système est ainsi par contre un paramètre essentiel du pré-conditionnement.
La pente inférieure boueuse reste toujours stable, dans un régime de cisaillement actif réduit par la charge latérale de la plate-forme. L'utilisation de critères de rupture plus faibles pour la boue de péri-plate-forme pourrait bien sûr rapprocher de la condition de rupture, mais ne modifie par la situation physique.

2. Lois de perméabilité

Une variation remarquable des mécanismes de pré-conditionnement a été par contre obtenue dans un scénario alternatif basé sur des perméabilités plus élevées pour les sédiments de pente (à l'exception des dépôts cimentés). De manière générale la perméabilité des sédiments de pente, en particulier dans les niveaux superficiels, reste assez mal contrainte. L'objectif de l'étude présentée au chapitre 6 était notamment d'évaluer la génération des surpressions de fluide dans la pente, et elle a été conduite en privilégiant une fourchette basse de valeurs de perméabilité, variant pratiquement de 1 à 0.005 mD. Le scénario présenté ici est construit sur des hypothèses très optimistes amenant à

des valeurs effectives entre 0,5 mD et 1 D (Figure VI. 19). Les autres paramètres de la simulation sont conservés à l'identique.
Les résultats correspondants (Figure VI. 20) montrent sans surprise un effet important sur la position et l'intensité des surpressions générées. Cet effet est aussi visible dans l'évaluation du pré-conditionnement (Figure VI. 20), mais à un degré mineur, confirmant l'identification de deux mécanismes complémentaires de pré-conditionnement. En période d'inondation les résultats en pression sont très proches, hormis l'absence de surpression résiduelle dans le scénario de perméabilité augmentée (Figure VI. 20).

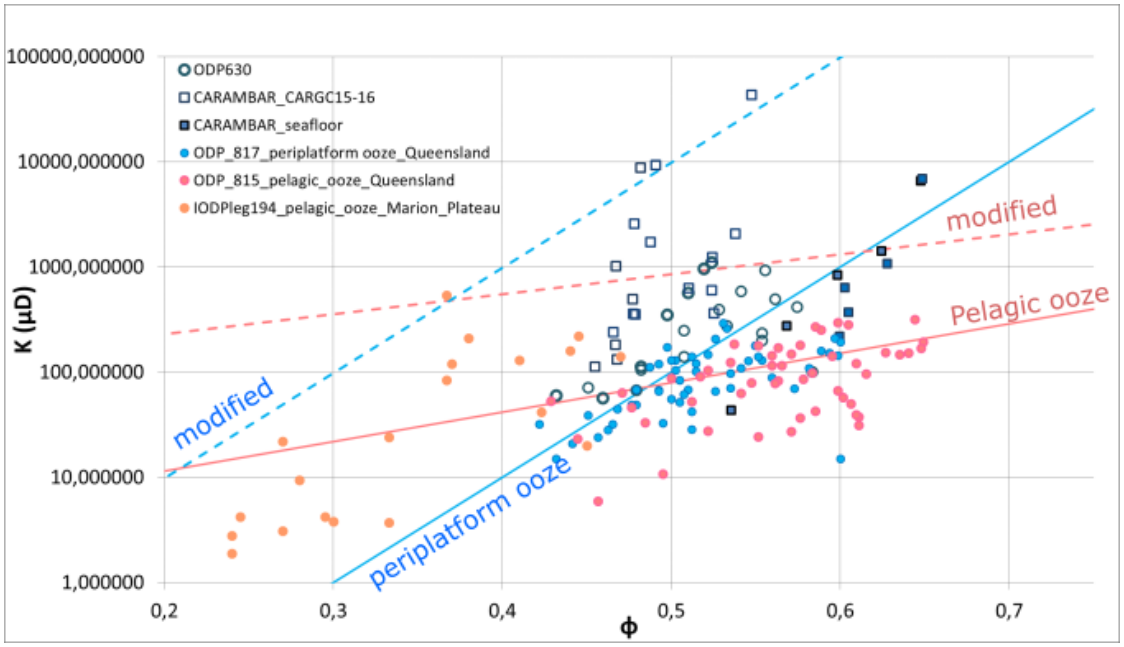


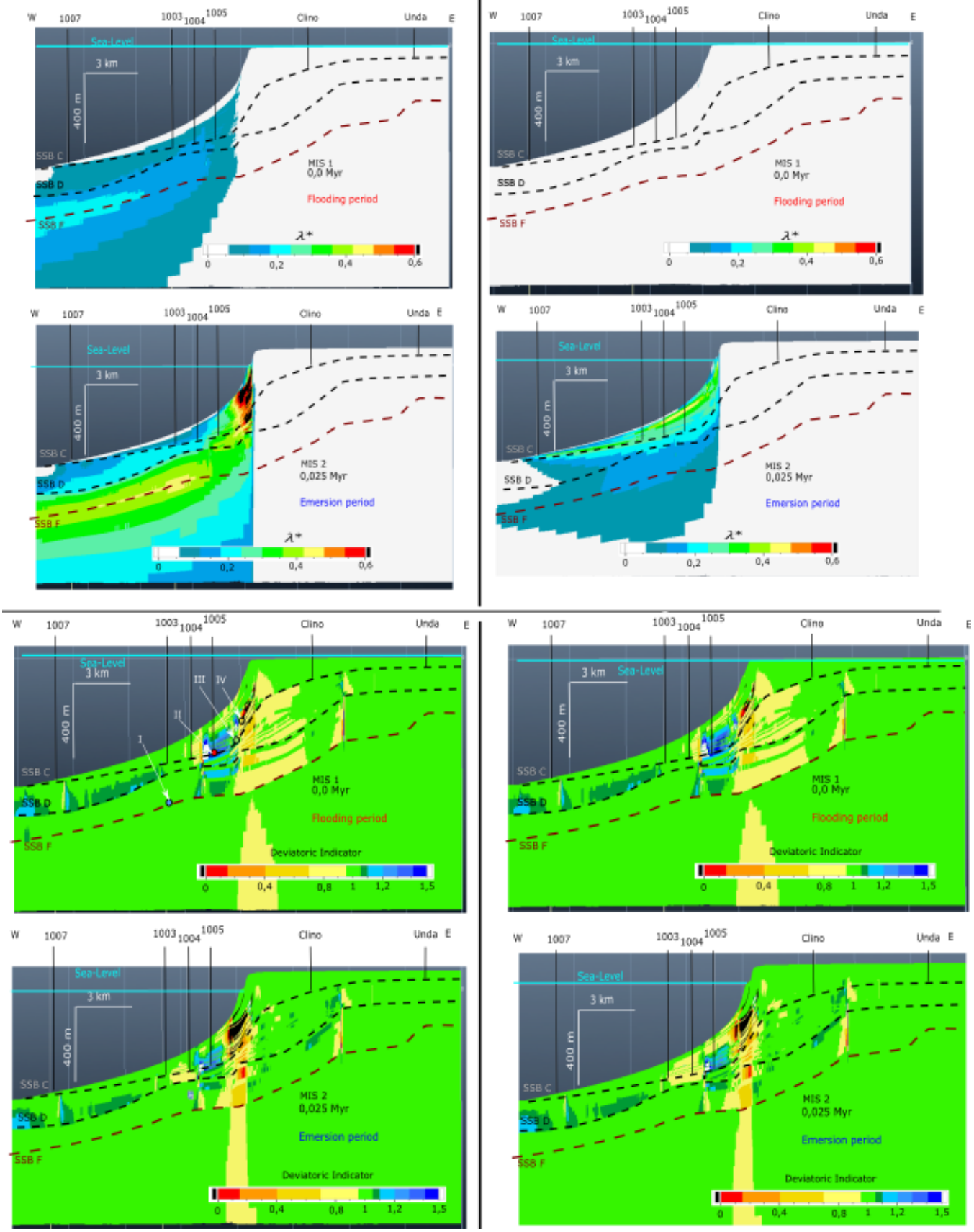
Figure VI. 19 : Lois de perméabilité utilisées pour les faciès de pente dans le scénario standard (trait plein) avec leurs données de calage et le scénario modifié (traits pointillés).

Par conséquent les résultats en termes de pré-conditionnement sont aussi très proches pour les périodes d'inondation (Figure VI. 20). Ce dernier point montre d'ailleurs qu'une variation du champ de surpression dans la pente de l'ordre de λ*=0.1-0.2 n'a pas d'effet important sur le pré-conditionnement.
Des différences importantes sont par contre visibles en période d'émersion de la plate-forme saturée. A l'opposé du résultat standard, montrant deux centres de surpression, dans la marge raide au-dessus de la SSB C et autour de la SSB F à l'aplomb des puits 1004 et 1003, le scénario modifié montre une surpression dévelopée dans l'ensemble du prisme de pente, particulièrement au-dessus de la SSB C (Figure VI. 4). Ainsi dans la pente inférieure les dépôts des séquences *f*, *e* et *d* connaissent moins de surpression que les dépôts des séquences supérieures, à l'inverse du résultat standard.
Cependant les intensités de surpression atteintes dans le scénario modifié sont plus faibles, toujours inférieures à λ*=0.5, avec une moyenne autour de λ*=0.3 (Figure VI. 20). Ce résultat s'interprète assez bien par la réduction du contraste de perméabilité entre les sédiments de pente et de la plate-forme, ce qui permet l'évacuation de la surcharge piézométrique de la plate-forme directement à travers les dépôts superficiels de pente. Ceux-ci sont alors en surpression, mais on n'observe pas les valeurs de surpressions extrêmes simulées dans le cas standard à l'interface entre la marge perméable et les prismes de pente (Figure VI. 20).

Figure VI. 20 : Evaluation de la surpression (en haut) et du pré-conditionnement (en bas) pour le scénario standard (A, à gauche) et le scénario avec les perméabilités augmentées (B, à droite). On compare les résultats obtenus pour le MIS 1, en période d'inondation de la plate-forme, et le MIS 2 en période d'émersion.

A) Standard

B) Modified (higher slope sediments permeability)



Les résultats obtenus pour le pré-conditionnement montrent effectivement un développement modéré des conditions de cisaillement actives dans la pente, avec des valeurs de DI de l'ordre de 0,8 (Figure VI. 20). Les zones de DI = 0 sont également présentes dans la pente supérieure, sous la marge progradante. Elles semblent légèrement moins développées, mais elles suggèrent néanmoins le même mécanisme de pré-conditionnement que dans le scénario standard, en présence de surpressions beaucoup plus faibles (divisés par deux environ).

Il semble donc qu'une part importante du pré-conditionnement de la marge soit associée à sa géométrie. Ce pré-conditionnement est particulièrement favorisé pendant les phases de progradation en bas niveau marin, avec l'installation des prismes cimentés rigides sur les dépôts boueux antérieurs. Ce phénomène est particulièrement développé au MIS 2.

II. Etude par analyse limite

Comme exposé au chapitre 4 et dans l'annexe III, la méthode d'analyse limite permet de calculer, pour un problème mécanique donné, la charge nécessaire et la surface de rupture associée pour une ruine du système. Celles-ci sont exprimées par deux solutions numériques représentant des bornes supérieures et inférieures pour la charge à la rupture.

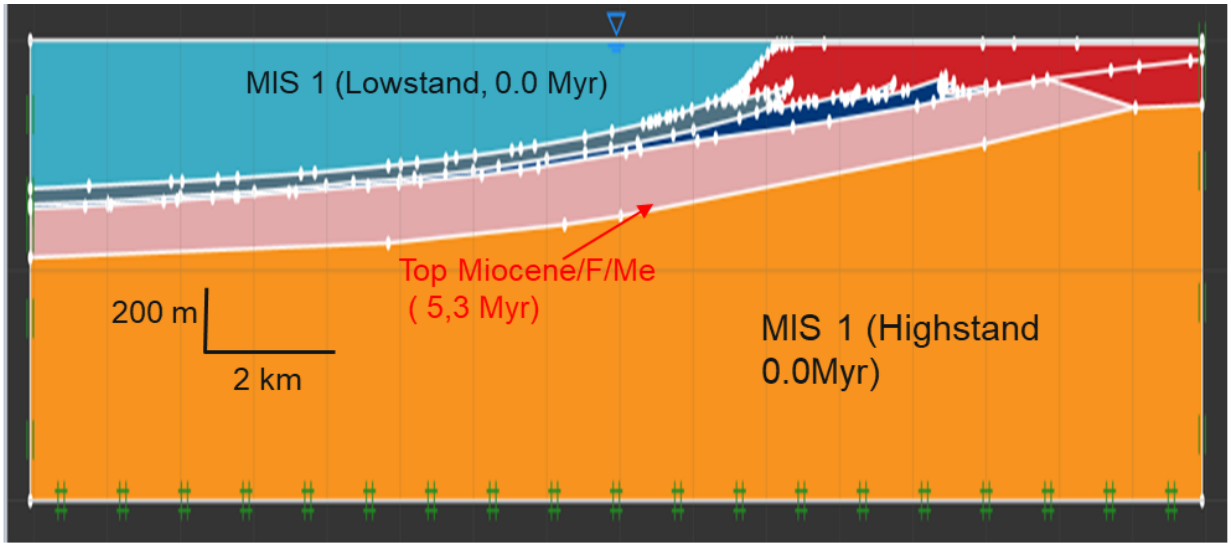
L'analyse limite dépasse la description du pré-conditionnement pour calculer une surface de rupture associée à un chargement supplémentaire. Le résultat de ce calcul repose cependant sur des hypothèses sur l'état initial de contrainte dans la mesure où il détermine la résistance des sédiments. Les résultats présentés ci-dessous sont donc très limités dans la mesure où ils n'intègrent pas une description réaliste de la résistance des dans cette thèse.
Cette méthode a été appliquée à l'aide du logiciel de calcul Optum G2 (optumce.com; Lyamin et Sloan, 2002a, 2002b ; Krabbenhoft et al., 2005 ; Sloan, 2013) sur un modèle simplifié du transect occidental plate-forme/bassin du GBB. L'objectif était d'obtenir une évaluation rapide des mécanismes d'instabilités dominants sur le transect.

L'usage de cet outil fait peser des contraintes majeures sur la définition du problème. Non seulement la géométrie doit être considérablement simplifiée pour conserver une durée raisonnable de calcul et une lisibilité des résultats, mais le problème a été réduit à deux configurations, à l'actuel (plate-forme inondée) et au dernier maximum glaciaire (MIS 2) avec un niveau d'eau abaissé. Par ailleurs, Le logiciel Optum G2 n'inclut pas la variable de pression de fluide de pores, donc les phénomènes de surpression ne sont pas pris en compte.

Le modèle mécanique utilisé est très simplifié (Figure VI. 21) : outre un faciès de calcaire lithifié profond (*deep slope*) et un faciès de plate-forme lithifié (*platform & margin*), la pente est modélisée par la superposition de la boue de péri-plate-forme (*PPooze*), représentant schématiquement les niveaux postérieurs à 0,8 Ma, plus boueux, d'un niveau de boue de péri-plate-forme cimenté (*PPooze cemented*) représentant schématiquement le début de la séquence (1,7-0,8 Ma) plus riche en niveaux cimentés, et enfin les boues pélagiques du Pliocène et du Gélasien (séquence *d*) (faciès *Pliocene Ooze*).

Les paramètres utilisés sont globalement similaires à ceux utilisés dans les calculs sur A^2, étant aussi inspirés de valeurs de Bouchez et al. (1997). La boue de péri-plate-forme est (*PPooze*) quant à elle modélisée avec un modèle de type Cam-Clay reprenant les coefficients de compressibilité et de gonflement obtenus à partir des essais œdométriques présentés au chapitre 4. La pente d'état critique (M=1,4) a été fixée de manière relativement arbitraire, c'est un compromis par rapport à la valeur obtenue dans les essais triaxiaux (M=1,9). Elle correspond à un angle de frottement critique de 34,5°.

A)



B)

Sat. Weight (kN/m³)	Dry Weight (kN/m³)	E (Gpa)	v	Phi /CSL °	C (Mpa)	Facies
22,5	20,1	15	0,3	35	4	Platform & Margin
16,5	10,3	κ=0,01 λ=0,13 (E=0,01)	0,2	M=1,4	0	PPooze
20,7	17,2	3	0,3	25	0,5	PPooze cemented
21,5	18,5	1,76	0,3	25	0,5	Pliocene Ooze
22,4	19,9	6	0,3	30	2	Deep Slope

Figure VI. 21 : Présentation du calcul d'analyse limite à l'aide du logiciel Optum G2. A) géométrie du modèle pour la configuration MIS 1. B) Table VI VIau des paramètres mécaniques pour les différents matériaux utilisés.

L'analyse limite en elle-même est effectuée sur la base d'un scénario de chargement gravitaire, c'est-à-dire avec une augmentation de la norme de la gravité. Le FS (facteur de sécurité, ou FOS Factor of Safety) indique alors le multiplicateur de la gravité nécessaire pour obtenir la rupture. Un FS > 1 indique une configuration stable.
Les résultats obtenus sont très proches pour les deux cas de Figure VI., ce qui est assez normal sachant que les effets de pression de pore ne sont pas pris en compte (Figure VI. 22). Les FS >1, très proches, indiquent une configuration stable Ce résultat est en accord avec les calculs du pré-conditionnement effectués avec A^2 pour les configurations de plate-forme inondée (pas de surpression). La configuration testée ici est par ailleurs plus résistante, vu les paramètres utilisés et l'importance donnée à la couche cimentée dans la pente.

Le résultat probablement le plus remarquable de ces expériences numériques est de nouveau l'identification d'un mécanisme de rupture à la marge de la plate-forme (Figure VI. 22A-22C), émergeant à environ 200 m de la bordure de plate-forme. Un tel mécanisme est tout à fait compatible avec la localisation du préconditionnement simulé. On peut d'ailleurs remarquer que, dans les deux cas, l'instabilité n'affecte pas les dépôts Pliocène. Ce résultat similaire souligne encore

l'importance de la géométrie du problème, et le pré-conditionnement induit par la progradation de la plate-forme.

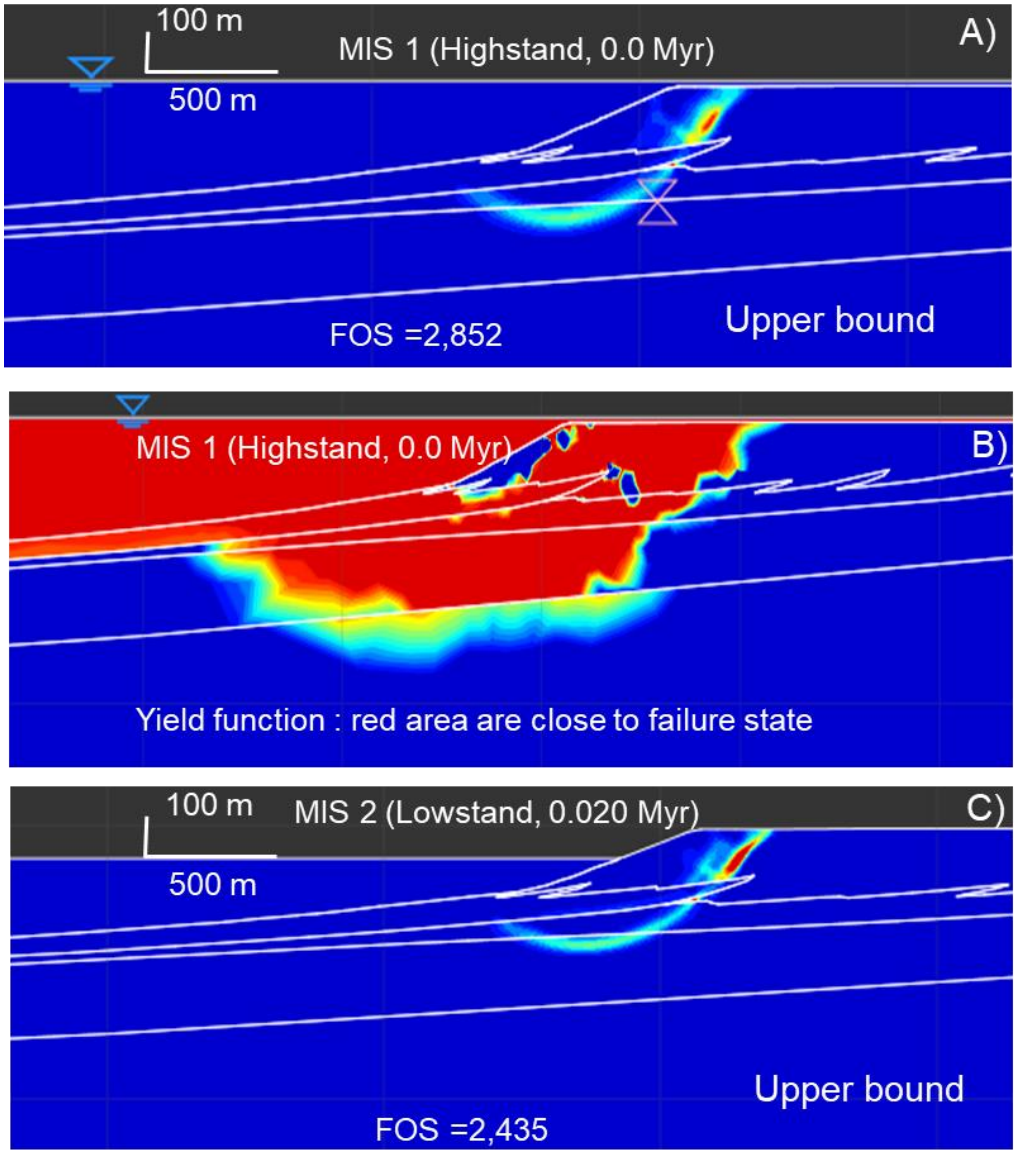


Figure VI. 22 : Résultats des calculs d'analyse limite (borne supérieure, chargement gravitaire en conditions non-drainées) pour les configurations MIS 1 (déformation cisaillante A, fonction de rupture B), et pour le MIS 2 en C (déformation cisaillante). En A et C les couleurs chaudes représentent une intensité importante de cisaillement, donc les couleurs non bleue foncées dessinent en pratique la surface de rupture. En B la fonction de rupture indique la distance à l'état de contrainte à la rupture, avec une valeur nulle pour le rouge : Il s'agit d'un résultat qui peut-être qualitativement comparé aux simulations de DI dans notre méthodologie, sans coublier que le résultat obtenu ici correspond à une gravité augmentée de 2,8 environ.

La Figure VI. 22B illustre aussi assez bien le rôle de la surface supérieure du Miocène dans le pré-conditionnement de la pente : elle ne constitue absolument pas une surface fragile, au contraire. Mais les dépôts miocènes étant plus résistants que les dépôts plus superficiels, avec un incrément significatif, ils sont nettement plus éloignés de l'instabilité (couleurs médianes en 22B). De ce fait la surface de rupture peut suivre le sommet du Miocène comme observé par Principaud et al. (2015) (ce n'est pas le cas ici, cf 22A et 22C), mais c'est en vertu de sa plus grande résistance, non pas parce qu'elle réduit la résistance des matériaux.

Les incertitudes sur la paramétrisation mécanique des sédiments semblent n'affecter ces résultats qu'au niveau de l'évaluation quantitative du niveau de pré-conditionnement. Elle mériterait d'être levée par des études supplémentaires. En particulier pour la boue de péri-plate-forme car on peut remarquer qu'avec les valeurs définies dans Optum G2 le prisme boueux semble relativement instable en conditions non-drainées (Figure VI. 22B).

Chapitre 7 : Conclusion

A. Synthèse des instabilités gravitaires quaternaires aux Bahamas

I. Bilan de la simulation du transect du GBB occidental

Les résultats de simulation du pré-conditionnement proposent une vision nettement différente de celles proposées jusqu'à présent (Eberli, 1988 ; Principaud et al., 2015; Schnyder et al., 2016). La génération de surpressions de fluide est bien le principal moteur du pré-conditionnement. Elle ne résulte cependant pas d'un retard à la compaction due à la faible perméabilité des sédiments (Schnyder et al., 2016). En testant une gamme de valeurs réalistes pour la perméabilité de la boue de péri-plate-forme, la génération de surpressions superficielles par retard à la compaction est très limitée, même avec les très forts taux de sédimentation associés aux périodes d'export. Les surpressions ne résultent pas non plus d'un déséquilibre transitoire avec le nouveau gradient hydrostatique mis en place lors des chutes du niveau marin (Spence et Tucker, 1997). Cela est particulièrement visible dans les résultats des simulations avec une plate-forme désaturée.
Les niveaux cimentés, bien que modélisés avec une valeur très faible de perméabilité, comme des bancs continus, n'ont qu'une influence très secondaire sur les surpressions.
Les fortes surpressions de fluide observées sont plutôt causées par une charge piézométrique latérale, en régime d'émersion. Ce résultat a été discuté dans le chapitre précédent. Il ramène l'attention du géologue sur les circulations de fluides dans le système. Elle rappelle en même temps que les observations faites à l'actuel, pendant une des rares et brèves périodes d'inondation du banc, doivent elles-mêmes être considérées avec beaucoup de prudence. La simulation réalisée dans cette thèse devrait être complétée par des modèles plus complets de l'hydrologie de la plate-forme et de ses pentes, si possible en 3D et en considérant plus finement les hétérogénéités du système. Cette question du contrôle de la surpression par les flux latéraux mérite d'être traitée de manière exhaustive, pour les contextes d'émersion et d'inondation.
Les études de géochimie des sédiments et des eaux interstitielles réalisées dans les puits du leg ODP 166 (Eberli et al., 1997a) permettent d'évoquer d'autres facteurs d'instabilité des sédiments associés aux fluides de pores. Les sédiments plio-quaternaires connaissent aussi une activité sulfato-réductrice importante au-dessus de 100 m de profondeur, qui s'accompagne de la présence d'H_2S gazeux. (Kramer et al., 2000). Cette activité est facilitée par la teneur importante en matière organique des sédiments de la pente, qui peut atteindre un TOC de 4% (Eberli et al., 1997a).

Des concentrations élevées de méthane d'origine au moins partiellement biogénique (Kramer et al., 2000), sont observées dans le puits 1005 en dessous de 150 m de profondeur. La question d'un apport de gaz d'origine thermogénique plus profond reste posée (Eberli et al., 1997a). Des indices d'hydrocarbures ont en effet été relevés dans les sédiments profonds de nombreux puits des Bahamas (Dale, 2013) et en particulier dans les dépôts Miocène du puits 632 (Austin et al., 1986). Les profils de salinité sont aussi interprétés comme pouvant révéler une source profonde correspondant à la dissolution des dépôts évaporitiques du Jurassique et du Crétacé Inférieur (Kramer et al., 2000). Ces points mériteraient une étude plus poussée qui sort du cadre de cette thèse. Cependant là encore, ces données peuvent ne correspondre qu'à des conditions en vigueur seulement à l'Holocène, et très dépendantes des changements climatiques et eustatiques (Kramer et al., 2000).

Le rôle des couches cimentées de bas niveau a été examiné dans cette thèse avec un modèle de bancs continus rigides et imperméables. Ces dépôts restent cependant mal caractérisés, car difficile à échantillonner dans les niveaux superficiels et peu consolidés. Ils peuvent aussi y apparaître comme des niveaux hétérogènes, avec des passés grossiers à fabrique de *floatstone*, riche en lithoclastes correspondants notamment à des nodules de boue cimentée. Il est possible que certains de ces dépôts correspondent en réalité à des niveaux plus grossiers, partiellement cimentés mais globalement peu cohésifs, qui seraient des niveaux privilégiés d'écoulement de fluide et de localisation de surpression, tels que proposés par Eberli (1988) pour les niveaux détritiques grossiers. En réalité la caractérisation précise de ces dépôts, basée sur une description sédimentologique détaillée couplée à des mesures géotechniques fiables reste une tâche nécessaire, quoique matériellement ardue.

L'ensemble des résultats de la modélisation du pré-conditionnement montre un développement de ce dernier en conditions strictement actives (extensives), au niveau de la marge raide de la plate-forme. Ce pré-conditionnement est activé en période de saturation de la plate-forme émergée, mais son intensité augmente progressivement avec la construction progressive de cette marge raide. Celle-ci se développe surtout en réponse au régime de transgressions épisodiques, mais de grande ampleur, des MIS 11 et suivants (0.42-0 Myr). Ce régime eustatique fait évoluer la marge de la plate-forme vers un régime à la fois plus aggradant et plus raide que précédemment (Busson et al., accepté).

On retrouve alors sur ce cas d'étude deux des grandes explications classiquement proposées pour la mise en place d'effondrements et de méga-brèches sur les pentes carbonatées : la chute de niveau marin (Crevello et Schlager, 1980 ; Spence et Tucker, 1997) et le déséquilibre d'une géométrie en excès de pente (Playton et al., 2010). Cependant ces deux facteurs de pré-conditionnement interviennent à des échelles de temps différentes : l'excès de pente se met en place progressivement pendant 0,5 Ma, alors que les chutes du niveau marin sont des intervalles de 20-50 ka, tous les 0,1 Ma. Ainsi si l'on observe ce système à l'échelle géologique, il sera difficile de distinguer quel facteur commande la mise en place des instabilités. Le degré d'investigation temporelle offert par la simulation *forward* de la stratigraphie mécanique permet d'identifier le rôle nécessaire de la surcharge piézométrique pour le pré-conditionnement effectif de cette accumulation raide.

Ce mécanisme de pré-conditionnement correspond bien aux multiples cicatrices récentes décrites par Jo et al. (2015). A l'inverse on n'observe pas le développement d'un pré-conditionnement effectif correspondant à la déstabilisation du MTC décrit par Principaud et al. (2015). Celui-ci semble être associé à un mécanisme de décollement profond, au niveau des dépôts pliocènes, pourtant un tel niveau de décollement ne se manifeste nulle part ailleurs sur l'ensemble de la marge. Ainsi la modélisation reproduit bien la situation de stabilité observée sur l'ensemble de la marge qui contredit l'hypothèse du développement d'un niveau stratigraphique régional de décollement spécifique.

Il semble qu'il faille plutôt chercher un contrôle local à ce mécanisme d'effondrement, soit par une modification local de la composition et de la résistance des dépôts pliocènes, soit par une géométrie particulière. Le rôle fondamental de la géométrie d'accumulation dans les résultats obtenus attire l'attention vers les variations latérales du profil du *periplatform drift*.

Ce mécanisme d'instabilité de la pente n'entraîne pas réellement de transfert majeur de sédiments.

II. Comparaison avec la pente d'Exuma et du LBB (Little Bahama Bank)

On peut alors considérer avec intérêt le *drift* contouritique décrit par Tournadour (2015) dans la pente Nord du Little Bahama Bank (LBB), constitué principalement de sédiments pliocènes déposés également avec de faibles taux de sédimentation (~5 cm /kyr).

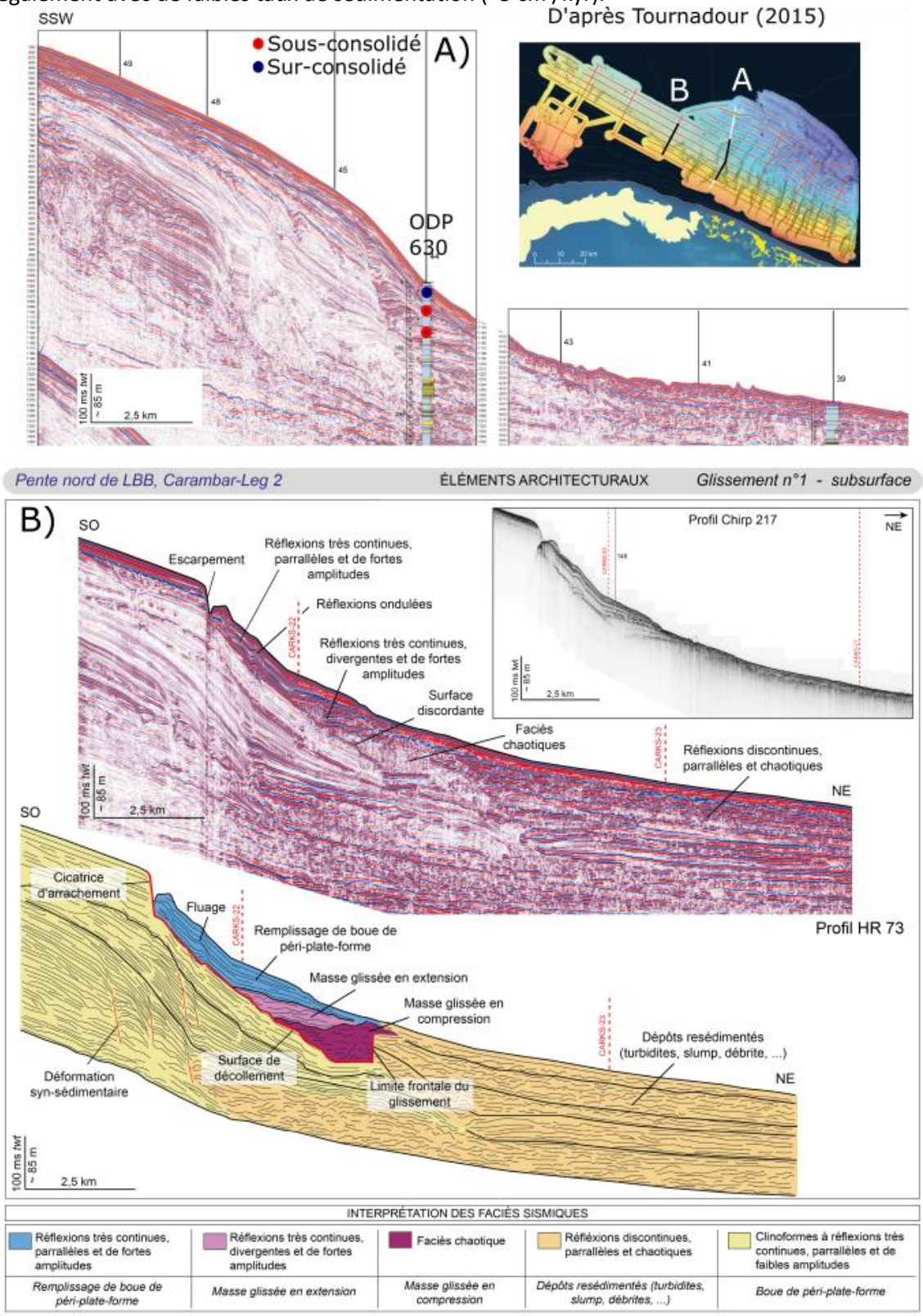


Figure VII 1: Lignes sismiques de la mission Carambar 1, sur la pente nord du Little Bahama Bank (LBB), d'après la thèse d'E. Tournadour (2015), pour des profondeurs entre 600 et 1000 m environ. Les pentes les plus fortes ne dépassent pas 3°. A) section passant par le puits ODP 630, avec la position des échantillons œdométriques analysés par Lavoie (1988). B) section sismique passant par un effondrement gravitaire à la rupture de pente. On remarquera sur ces deux sections sismiques les marques d'instabilités gravitaires répétées dans les dépôts du drift.

Il est affecté de très nombreux glissements (Figure VII 1), localisés de manière répétitive au niveau de la pente convexe maximale de 2,5 ° entre 600 et 1000 m de profondeur, contre 1,5° et 5° respectivement au-dessus et au-dessous. A l'actuel les cicatrices correspondantes paraissent être en remplissage, reconstituant progressivement le profil du *drift* contouritique.
Le mécanisme de pré-conditionnement principal dans ce cas semble être encore la géométrie dde l'accumulation, comme proposé par Miramontes et al. (2018) pour des accumulations contouritiques similaires.
Cependant il est remarquable que les dépôts du *drift* étudiés par Lavoie (1988) à partir d'échantillons du puits 630, situé au cœur du drift, apparaissent sous-consolidés (OCR = 0,5-0,8) (Figure VII 1A).
Une telle valeur peut être interprétée de deux façons :
Soit les deux échantillons sous consolidés à 41 et 79 m de profondeur n'ont pas évolués en conditions drainées, à la pression hydrostatique, ce qui implique des surpressions assez considérables, de nature à augmenter nettement le pré-conditionnement du *drift*. Soit cette conservation anormale de la porosité est due à un retard à la compaction mécanique, qui peut par exemple être porté par les coquilles résistantes des foraminifères de granulométrie importante (tailles de sables) (Lavoie et al., 1988 ; Urlaub et al., 2015). Une telle configuration est aussi très favorable au pré-conditionnement de la pente, car elle implique une compensation de ce retard mécanique lors de l'enfouissement plus profond, qui s'accompagne alors d'une importante libération de fluides pouvant générer des surpressions de fluide (Urlaub et al., 2015, 2018).

Les mécanismes d'effondrements gravitaires du tablier de pied de pente d'Exuma Sound ont également été étudiés avec N. Fabregas dans le cadre de son stage de master (Fabregas, 2018). L'application de la méthode d'étude de la stabilité de pente infinie a notamment permis d'estimer l'effet possible de l'accélération sismique sur la stabilité des dépôts de pente.
La formulation utilisée s'écrit ainsi (Tisot et Mulder, 1988)

$$FS = S_u/(\sigma'_v.\sin\alpha.\cos\alpha + \sigma_v.A_h.cos^2\alpha)$$

Avec A_h l'accélération horizontale du sol, donnée en fraction de g, l'accélération de la pesanteur, α l'angle de la pente topographique locale, et FS le facteur de sécurité, égal à 1 pour une pente à la rupture. Pour les 51 glissements identifiés avec leur angle de pente et leur profondeur de rupture, il est possible de calculer la cohésion non-drainée en utilisant la formule de Schofield et Wroth (1968) :

$$S_u = 0{,}5.\sigma'_v.M.e^{(\kappa/\lambda^{-1})}$$

Les valeurs de κ et λ viennent des essais œdométriques (voir chapitre 4), et la valeur de M choisie correspond aux valeurs d'angle de friction critique obtenues par Lavoie (1988). La condition de rupture est obtenue pour des accélérations supérieures ou égales à 0,045g, c'est à dire la valeur d'accélération donnée avec une probabilité de 10% pour une période de retour de 50 ans (*Caribbean Disaster Mitigation Project*, 2001).
Il s'agit bien entendu d'un résultat très partiel. La méthode d'analyse de pente infinie avec un angle de pente unique et une composition sédimentaire homogène représente déjà une approximation considérable. Mais la modélisation des effets d'un séisme par une simple valeur d'accélération intégrée est évidemment très limitée : elle ne tient pas compte des spécificités du signal oscillant reçu par l'accumulation, et de la réponse cyclique des matériaux (Sultan et al., 2004). La valeur régionale d'accélération utilisée pour cette étude n'a enfin elle aussi qu'une précision limitée : une

valeur locale tenant compte des effets de site serait en effet beaucoup plus pertinente, en particulier pour ce contexte de fosse abrupte d'Exuma Sound, où les effets de relief pourraient être importants. La rupture peut également être obtenue pour des surpressions supérieures à λ*=0,5, ce qui est somme toute assez similaire aux résultats obtenues au chapitre 6. La question de la génération d'une surpression de fluide dans les dépôts Pliocène d'Exuma Sound où s'enracine la plupart de ces glissements reste aussi complètement ouverte. Il est tout de même certain, au vu les taux de sédimentation réduits, que l'hypothèse d'une surpression par simple sous-consolidation est assez peu probable.

De cette étude comparée des autres cas d'instabilités de pente étudié aux Bahamas trois conclusions se détachent :

1) La géométrie des dépôts de pente est probablement un facteur de pré-conditionnement très important. Ceci vaut en particulier pour les pentes au profil de dépôt dominé par l'activité des courants de contour, comme la pente nord du LBB et la pente occidentale du GBB. L'activité du courant de contour peut favoriser des pentes convexes, plus raides que le profil diffusif concave, ceci en fonction du régime d'écoulement et d'érosion/accumulation local. Pour la pente d'Exuma Sound les pentes élevées sont présentes dans le profil antérieur hérité.
2) L'étude rapide et simplifié effectuée sur l'impact de la sismicité régionale pour la pente d'Exuma Sound valide la possibilité d'un déclenchement par des séismes régionaux, au moins par les plus vigoureux (Mw > 6) (Fabregas et al., 2018). Ce facteur est aussi très probablement actif sur la pente occidentale du GBB, située beaucoup plus près de la suture cubaine, qui apparaît modérément sismogène. L'éloignement beaucoup plus important de la pente N du LBB laisse en suspens la question du déclenchement sismique.
3) Tous ces glissements peuvent être attribués à la déstabilisation de sédiments fins du Pliocène, riches en nannofossiles et foraminifères planctoniques, associés à un contexte transgressif régional. Le caractère sous-consolidé de ces sédiments dans le puits ODP 630 (Lavoie, 1988) pose sérieusement la question de leur capacité à générer des surpressions de fluide. On peut former l'hypothèse qu'ils constituent une couche fragile à l'échelle régionale, qui demande à être validée par une caractérisation sédimentologique et mécanique adaptée.

L'hypothèse d'une crise tectonique régionale au Gélasien peut aussi être proposée pour expliquer ces similarités. Ces deux dernières hypothèses ne s'excluent cependant pas. Dans le cas de la pente occidentale du GBB, on observe aussi également des grandes déstabilisations de la marge pendant la séquence *d* (dépôts A3, voir chapitre 3) (Principaud et al., 2106). Cependant le MTC de pente décrit par Principaud et al. (2015) est au moins en partie d'âge Pléistocène postérieur au Gélasien.

B. L'analogue Bahamien ? Héritages, variations et contrôles

L'étude des processus de remobilisation gravitaire aux Bahamas amène à reconsidérer la notion d'analogue pour ce système. En effet des facteurs qui sont apparus comme capitaux, tels que la morphologie héritée et ses implications sur le régime de production présentent des caractéristiques exceptionnelles dans le système des Bahamas. La taille d'une plate-forme isolée comme celle du GBB, son très faible relief aboutissant au fonctionnement en « tout-ou-rien » de la production boueuses, la faible production récifale et le degré de structuration des fosses profondes et des canyons associés sont pratiquement sans équivalent à l'actuel. Dans l'enregistrement ancien, rares

sont les systèmes isolés aisément comparables en terme de système de production et de structuration.

Dans le même temps l'état de ce système à l'holocène présente une vision particulièrement biaisée de la plate-forme du GBB pendant le Quaternaire. Il correspond certes à une de ces phases de quasi-ennoiement qui sont à l'origine d'une majorité écrasante de la production du dernier million d'années (Busson et al., accepté). Mais ces phases sont marquées par un régime singulier de rampes plus ou moins asymétriques établies entre les îles émergées et par un rebord entre 20 et 60 m de profondeur débouchant sur l'escarpement marginal (Wilber et al., 1990 ; Grammer and Ginsburg, 1992 ; Fauquembergue et al., 2018). Ces rampes sont bien développées dans la direction sous-le-vent, avec un domaine interne boueux et une ceinture externe de dunes sableuses cimentées (Wilber et al., 1990) alors que la direction au-vent conserve simplement une ceinture de production marginale sableuse (Harris et al., 2015). Un tel régime se surimpose en réalité à la géométrie de la plate-forme pendant 95 % du Quaternaire. A savoir, celle d'une île émergée entourée d'une ceinture de production marginale plus ou moins étroite, à dominante squelettique et grossière, probablement cimentée, ou simplement d'un escarpement érosif pendant les maxima de chute eustatique (Grammer and Ginsburg, 1992; Busson et al., soumis). Ce dernier régime agit en tant qu'héritage structural pour les phases d'ennoiement, mais il est lui-même établi depuis moins d'un million d'années et succède à un système antérieur de rampe progradante à récif entre 2,6 et 0,8 Ma (Busson et al., soumis ; Kenter et al., 2001).

Concernant le régime quaternaire, il est d'ailleurs important de noter plusieurs points :

1) Si la plate-forme du GBB montre effectivement une progradation dans la direction sous-le-vent depuis le Miocène moyen, la modélisation du régime quaternaire découple le phénomène de progradation et le phénomène d'export dans la direction sous-le-vent de la production fine (Busson et al., soumis). Ce dernier phénomène est associé des géomètries aggradantes. La progradation apparaît en réalité d'abord possible par la combinaison d'une production *in-situ* et d'un espace d'accommodation assez réduit pour être comblé.

Un mécanisme de progradation strictement identique pourrait fonctionner sur la pente orientale, si celle-ci n'était pas, pour des raisons d'héritages structuraux, beaucoup plus inclinée, et ceci de manière constante depuis le Miocène au minimum (Figure VII 2).

2) Les données recueillies à l'actuel montrent en réalité une énergie hydraulique plus importante sur les marges sous-le-vent que sur les marges au-vent (Harris et al., 2015). Les marges sous-le-vent sont d'ailleurs en toute logique marquées par un espace d'accommodation non comblé, des bathymétries plus importantes, et des accumulations grossières remaniées (Wilber et al., 1990; Harris et al., 2015).

3) Le profil bathymétrique de la plate-forme présente de ce fait une asymétrie impressionnante, avec un profil descendant régulièrement depuis le bord oriental jusqu'au bord occidental, sous-le-vent (Figure VII 2). La zone orientale semble alors correspondre à la rampe interne, mais en réalité celle-ci s'interrompt brutalement, dans la direction interne… sur un escarpement de 2000 m de dénivelé (!), d'une stabilité temporelle remarquable. Cette rampe est ainsi adossée « au vide », surmonté seulement par une fabrique très étroite sur la marge orientale.

Une telle configuration pose la question de l'influence d'un héritage, soit sédimentaire associé éventuellement aux remaniements éoliens quaternaires, soit structural.

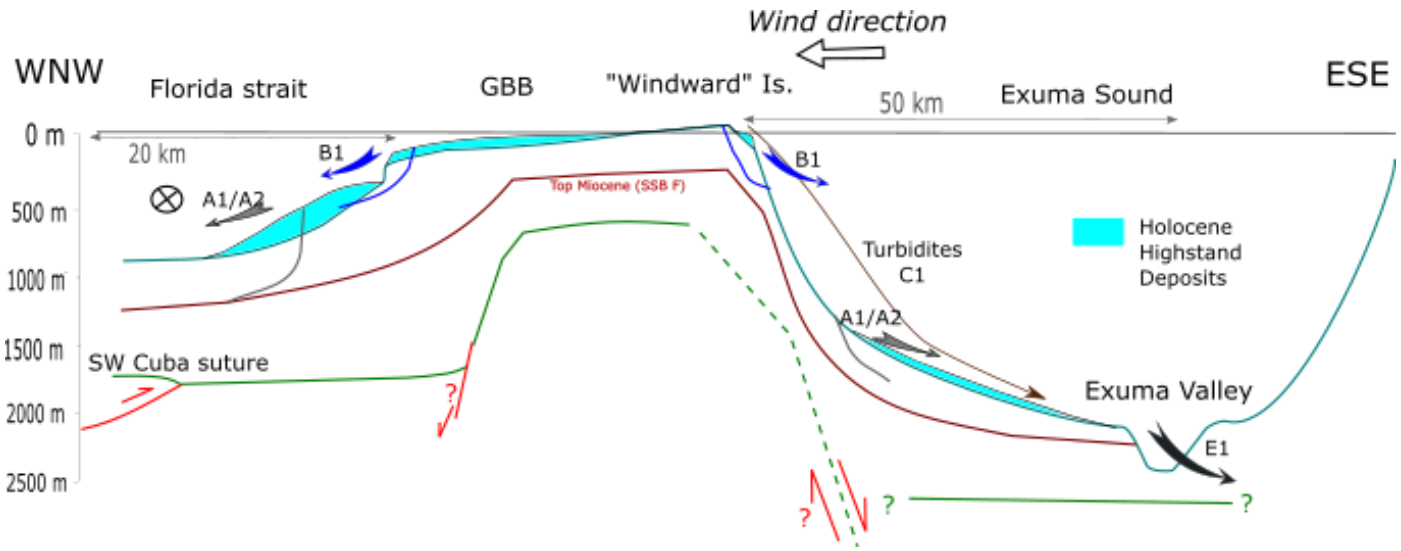


Figure VII 2: Section schématique du Grand Banc des Bahamas, associant la pente occidentale sous le vent et la pente orientale donnant sur Exuma Sound. La plate-forme du GBB est donc considérablement « raccourcie » : Il manque notamment la fosse de Tongue of the Ocean et le paléo-détroit d'Andros (Eberli & Ginsburg, 1988). Cependant ces deux dépressions peuvent être considérés comme similaires dans leur structure à la fosse d'Exuma (Schlager & Ginsburg, 1981). Le GBB présente alors la même structure centrée autour de horsts Crétacés (Eberli & Ginsburg, 1988) de manière répétitive, ici simplifié. La transition entre la détroit de Floride et la fosse d'Exuma se fait ainsi en réalité de manière plus graduelle, avec la succession d'au minimum trois horsts. Les relations structurales entre les différents blocs Crétacés restent hypothétiques, comme les mécanismes de failles normales dessinés ici.

De la même manière l'île d'Andros et les îles d'Exuma présentent un profil bathymétrique similaire (Harris et al., 2015) regroupé ici sous l'appellation « Windward » island. Les dépôts coloriés en bleu clair correspondent aux dépôts du cycle actuel d'inondation. Les flèches et les abréviations renvoient à la Figure III 36 du chapitre III.

On constate ici de nouveau que les phases de production carbonatée constituent des périodes relativement brèves, aux modalités changeantes. Elles résultent des interactions entre une configuration topographique héritée et une association fonctionnelle (*profil de fabrique*) ainsi qu'entre un régime environnemental (notamment climato-eustatique) et une association de producteurs. La notion d'analogue ne vaut ainsi que pour une de ces phases, et est donc assez relative dans le temps. Le système du GBB, considéré à une échelle géographique assez large pour en restituer les héritages structuraux, et une échelle temporelle assez longue pour appréhender les évolutions de la fabrique de carbonate apparaît alors davantage comme une succession de systèmes singuliers que comme un analogue type. L'observation plus détaillée, dans l'espace et dans le temps, ne fait apparaître que des systèmes sédimentaires particuliers résultant de conditions d'héritage et de production bien spécifiques. Les interactions entre héritage et profil de fabrique déterminent le type d'accumulations mise en place. Celles-ci mettent ensuite en place des mécanismes de pré-conditionnement propre à leur géométrie, leur architecture stratigraphique et au contexte environnemental.

La morphologie héritée contrôle à la fois les modalités d'accumulation de la production, et les possibilités de déstabilisation et les modalités de transport sur une topographie de parcours donnée. Pour la pente occidentale du GBB, l'héritage d'une grande plate-forme plane et d'une pente plus ou moins modérée, explique la mise en place en haut-niveau du *peri-platform drift* boueux, et la progradation de la marge sur ces derniers en période d'émersion. Pour le système d'Exuma Sound, la taille limitée de la ceinture de production associée à la forte pente structurale héritée en bypass explique à la fois la mise en place d'un tablier de bas de pente et sa composition sableuse et turbiditique (Figure VII 2).

Enfin, l'exemple du système profond vallée d'Exuma/San Salvador montre l'importance absolument capitale de l'héritage topographique dans la capacité de transfert gravitaire du système. Il est par ailleurs remarquable que ce système semble se mettre en place de manière contemporaine à la construction des pentes d'Exuma Sound comme des pentes à fort dénivelé et en bypass. Si l'on imagine une fosse d'Exuma privée de cet exutoire, il est probable qu'elle aurait connu une accumulation plus importante de sédiments en pied de pente. Il est difficile d'établir que cette configuration aurait abouti à des pentes plus douces pour le bassin d'Exuma, voire à son comblement, mais à l'inverse il est certain que l'existence de l'exutoire de la vallée d'Exuma contribue à réduire l'accumulation de sédiment en pied de pente et à entretenir leur relief, remarquablement stable depuis 15 Million d'années environ. Eberli & Ginsburg (1987) ont établi la possibilité du comblement d'une dépression de dimensions similaires au sein du GBB à l'Oligo-Miocène. Ce comblement s'explique notamment par les apports boueux du paléo-banc d'Andros situé à l'Est, sous l'île du même nom. Cependant de tels apports existent aussi dans Exuma Sound et Tongue of the Ocean, à partir des plates-formes respectivement d'Eleuthera, Cat, Long Island, et New Providence, de taille totale similaire. Le comblement de ces bassins connectés avec des canyons profonds (Schlager et Ginsburg, 1981) n'a cependant pas eu lieu.

Il est difficile d'affirmer avec certitude que les pentes d'Exuma Sound (et de Tongue of the Ocean) sont associées à des héritages tectoniques, mais c'est une des hypothèses les plus probables, par analogie avec la paléo-dépression du détroit d'Andros, contrôlées par des failles d'âge Crétacé (Eberli et Ginsburg, 1987) (Figure VII 2, et chapitre III. A). Elles ne sont par contre pas associées à des courants de contour comparables aux circulations océaniques majeures qui transitent dans le détroit de Floride (Wunsch et al., 2016). Pourtant la pente occidentale du GBB connaît une accrétion importante de sédiments. Cette accrétion est clairement contrôlée par le régime de courants, et est associée à des zones locales d'érosion et des zones complémentaires de construction. Le même résultat s'observe sur l'important drift Plio-Quaternaire de la pente Nord du LBB (Tournadour, 2015). Les zones de bypass développées sur ces pentes dominées par les courants sont compensées par de zones d'accumulation. Ces morphologies d'accumulation sont parfois le lieu privilégié d'instabilités gravitaires, notamment pour les géométries convexes de *plastered drift* (Tournadour et al., 2015 ; Miramontes et al., 2018) mais elles sont entretenues et maintenues par comblement sous l'action des courants. L'activité des courants de contour est donc un facteur de contrôle géométrique du pré-conditionnement des accumulations de pente. Mais elle possède une influence secondaire, comparée à l'existence d'héritages topographiques

Comme discuté au chapitre 6, le rôle de la cimentation précoce apparaît relativement limité dans le pré-conditionnement des dépôts de pente. Les phénomènes de cimentation jouent cependant un rôle important dans le maintien et la mise en place des héritages topographiques. La cimentation précoce, généralement associée à des taux de cimentation faibles, tend ainsi à stabiliser les pentes en bypass, y compris avec des angles élevés. Elle limite aussi les possibilités d'érosion et de remaniement du système : ainsi la cimentation partielle du drift de la pente Nord du LBB est considérée comme un des facteurs de son maintien en limitant les possibilités d'érosion régressive (Tournadour et al., 2018). On peut noter que la cimentation d'une pente déjà raide tend à orienter l'évolution future du système vers un fonctionnement en bypass, créant une boucle de rétroaction positive, jusqu'à une possible perturbation catastrophique du système.

La question du contrôle tectonique sur les morphologies héritées des Bahamas reste affectée par un manque de données disponibles, dû d'abord à la production abondante de carbonate dissimulant les marques tectoniques directes. Les éléments géodynamiques présentés en chapitre 3 soutiennent la vision d'une zone des Bahamas modérément active, en particulier au SW en lien avec la suture cubaine (Figure VII 2). Cette activité tectonique n'est pas encore vraiment prise en compte dans les modèles de l'activité sédimentaire des Bahamas (Principaud et al., 2016 ; Wunsch et al., 2016 ; Busson et al., soumis ; *a contrario* Jo et al., 2015). Elle a pourtant des conséquences importantes sur le maintien des morphologies héritées. Elle peut expliquer les variations spatiales des accumulations

sur les plate-formes et dans les pentes par des variations spatiales du taux de subsidence. Elle contrôle aussi le rythme et l'intensité de la sismicité locale, et les circulations de fluides profonds. Faute de données sismiques profondes à grande échelle, faute aussi d'étude régionale intégrée des signaux géochimiques, stratigraphiques ou géophysiques ce paramètre est encore difficile à intégrer dans la compréhension de la zone. Il est en particulier intéressant de noter que les taux de subsidence à long terme pour le Tertiaire et le Quaternaire dans les puits profonds ODP 626 et du Great Isaac au Nord du GBB indiquent des taux de subsidence inférieurs à 10 m/Myr depuis l'Oligocène (Austin et Schlager, 1988). Ces valeurs sont très différentes du taux de subsidence de 34,1 m/Myr utilisé pour le Quaternaire (1.7-0 Ma) dans notre modélisation forward.

C. Questions ouvertes

La caractérisation géomécanique des sédiments de pente a été abordée de manière inégale dans cette thèse. Les résultats des essais œdométriques en termes de caractérisation hydro-mécanique de la boue de péri-plate-forme ont permis d'invalider la théorie d'une génération de surpression de fluide dans ce sédiment par simple sous-compaction.
Cependant la caractérisation du comportement mécanique à la rupture de ce matériel est toujours à mener à bien. La caractérisation géomécanique des sédiments plus profonds constitués de boue pélagique du Pliocène reste elle aussi insatisfaisante, en particulier au regard du potentiel de génération de surpression de fluide par retard de compaction.

Une meilleure connaissance du comportement mécanique de ces sédiments passe aussi par une compréhension de leur évolution en profondeur, contrôlée à la fois par la compaction mécanique et les phénomènes de diagénèse précoce. Des modèles quantitatifs d'évolution pétrophysique en profondeur seraient très souhaitables, si possible en lien avec les données de logs disponibles dans les puits ODP. Il est possible de résoudre ces problématiques par des modèles simplifiés, comme dans cette thèse, mais cette approche entraîne des incertitudes non négligeables sur les valeurs de stratigraphie mécanique calculées.
Non seulement, une telle étude suppose un approfondissement important en pétrophysique et diagénèse des sédiments superficiels, mais elle suppose aussi d'obtenir une vision robuste des circulations de fluide dans la pente. De nombreuses données géochimiques disponibles grâce au leg ODP 166 (Eberli et al., 1997a) peuvent constituer une solide base de départ. Cependant une telle étude doit intégrer de multiples échelles. Elle demande une bonne vision des échanges de matière associés aux processus de diagénèse. Elle doit aussi idéalement tenir compte des échanges avec les sédiments plus anciens et la croûte.

Dans cette logique, la question de la compréhension structurale de la zone des Bahamas, encore très parcellaire pour les dépôts mésozoïques (Eberli et Massaferro, 2002), doit être poussée plus loin, ce qui requiert certainement des études géophysiques supplémentaires. La compréhension de la tectonique de la zone est utile à la fois à court terme pour évaluer les possibilités de déclenchements sismiques, et à long terme pour comprendre les contrôles des architectures sédimentaires.
L'étude du pré-conditionnement de la pente n'a pas identifié de niveau de décollement particulièrement évident dans le transect type, mais plutôt des zones fragiles sous la marge en progradation. La notion de niveau de décollement est cependant toujours très présente dans la compréhension des grands évènements d'effondrements gravitaires. Il semble pertinent de poursuivre l'étude des géométries et des configurations mécaniques associées à ces évènements dans d'autres systèmes carbonatés. Pour les cas étudiés une meilleure caractérisation des dépôts pélagiques pliocènes pourra permettre de progresser sur cette question.

La question des mécanismes de déclenchement et de leur lien avec le pré-conditionnement simulé n'a pas été réellement abordée au cours de cette thèse. Cela s'explique par l'absence d'outils numériques combinant les facilités des systèmes DionisosFlow et A^2 pour la modélisation *forward*, et les capacités de calculs mécaniques pour simuler la rupture. Il est possible d'envisager une poursuite du développement des méthodologies numériques pour parvenir à cette intégration. Cependant l'étude des mécanismes de déclenchement suppose aussi d'obtenir des données fiables sur les perturbations du système à tester. En particulier une meilleure caractérisation de la sollicitation sismique possible sur les différents systèmes de pente, incluant les effets de site et de topographie, est nécessaire.
Ces travaux soulignent l'intérêt prospectif des évènements gravitaires de grande ampleur impliquant la marge de la plate-forme. Ces mécanismes d'instabilité se développent pendant les périodes de bas niveau marin et d'émersion de la plate-forme et constituent une source d'écoulements sableux sur de grandes distances. Ils semblent associés à des dépôts hybrides (Talling, 2013), combinant des membres de type débrites boueuses et des membres sableux granoclassés. La compréhension des mécanismes d'écoulements et de dépôts associés à ces évènements est alors un sujet de recherche important pour estimer le potentiel de prospection des dépôts gravitaires carbonatés.

D. Bilan & Perspectives

Les résultats obtenus au cours de cette thèse peuvent se résumer en quatre points :

1) Une typologie des systèmes carbonatés construite autour de profil de fabrique, du matériel carbonaté dominant et du profil hérité permettant d'évaluer l'intérêt prospectif des systèmes gravitaires associés.
2) Une ré-évaluation de l'évolution stratigraphique quaternaire de la marge occidentale du GBB à l'aide d'une simulation stratigraphique *forward*, qui fait l'objet d'une publication à *Sedimentary Geology*. L'expérimentation numérique permise la modélisation stratigraphique interroge les liens entre *highstand shedding* et progradation de la marge sous le vent, en mettant l'accent sur la construction de prismes marginaux en périodes de bas-niveau marin.
3) La conception et la mise en œuvre d'une méthodologie de modélisation numérique *forward* pour l'évaluation du pré-conditionnement de la pente à partir de la modélisation stratigraphique. Cette méthodologie a été mise en œuvre à haute-résolution sur la pente occidentale du GBB, mettant en valeur le pré-conditionnement de la marge de la plate-forme en période d'émersion par surcharge piézométrique.
4) Une étude comparée des systèmes gravitaires de la pente occidentale du GBB et de l'ensemble Exuma Sound/San Salvador, mettant l'accent sur le rôle des héritages structuraux dans la différenciation de ces systèmes. Elle souligne l'intérêt des phénomènes d'effondrement à grande échelle de la marge pour le potentiel de prospection de ce type de système gravitaire.

Les travaux de cette thèse, combinant l'approche de caractérisation de cas anciens et actuels et la modélisation *forward* sur l'analogue des Bahamas, insistent sur le lien entre la mise en place de l'architecture stratigraphique des accumulations et les systèmes d'effondrements gravitaires. L'architecture stratigraphique, contrôlée par l'interaction entre des facteurs géologiques internes et externes, actuels et hérités, détermine elle-même les possibilités de pré-conditionnement. Ce pré-conditionnement est généralement associé à des phénomènes de contrôle agissant à plus court terme et distincts de ceux contrôlant la mise en place de l'accumulation. L'intégration de la modélisation stratigraphique *forward*, contrôlée par les facteurs géologiques et du calcul du pré-

conditionnement à partir des paramètres hydro-mécaniques des accumulations permet une analyse pertinente du comportement du système.

Ces liens ont pu être étudiés sur l'analogue des Bahamas au Quaternaire, mettant en valeur les mécanismes d'instabilité à la marge de la plate-forme, bien identifiés dans la pente occidentale du GBB et la zone d'Exuma Sound comme une source d'écoulements sableux sur de grandes distances. Ces mécanismes d'instabilité se développent pendant les périodes de bas niveau marin et d'émersion de la plate-forme. Le pré-conditionnement du système combine deux phénomènes agissant à des échelles temporelles différentes : à long terme la construction d'une marge raide associée à une évolution globalement aggradante, à plus court terme le dépôt d'accumulations marginales progradantes lors des chutes de niveau marin, associé à la génération de surpressions par surcharge piézométrique transitoire.

Ce mécanisme mériterait d'être examiné sur d'autres cas, en particulier sur les systèmes de rampes externes sableuses identifiées comme sources d'importants transferts gravitaires (voir Annexe I). Ils semblent aussi être déterminants par les périodes de chutes eustatiques et de progradation du système. L'impact de la réponse stratigraphique de ces systèmes sur le pré-conditionnement ainsi des différences de matériaux mis en jeu et de profils hérités associés pourrait ainsi être testé.

La question de la mise en œuvre opérationnelle de la méthodologie développée ici reste quelque peu ouverte. La capacité à évaluer correctement le pré-conditionnement dépend de la caractérisation mécanique des sédiments et de la prise en compte des aspects complexes de leur rhéologie. Il pourrait être utile de développer une base de données robuste des paramètres des différents systèmes carbonatés, des lois d'évolution intégrant les phénomènes diagénétiques et des méthodes de caractérisation mécanique à partir de différentes mesures géotechniques ou géophysiques disponibles.
Au-delà de la qualité de la caractérisation, il semble également utile de poursuivre l'intégration du modèle stratigraphique *forward* et du calculateur mécanique pour réaliser de manière continue l'évaluation du pré-conditionnement lors de la simulation stratigraphique. Il serait alors possible de modéliser le retrait des volumes effondrés de l'accumulation simulée, voire même de coupler cette simulation avec des modèles de transports gravitaires. Un tel projet requiert cependant de nombreux développements. Il peut être effectué par l'intégration d'un calculateur explicite de rupture, de type « analyse limite », pour lequel il faudrait indiquer des gammes de perturbation du système agissant comme facteurs déclenchants à chaque pas de temps.
Une telle approche peut sembler lourde à mettre en œuvre, et pose la question des grandes incertitudes qualitatives et quantitatives sur les perturbations provoquant le déclenchement. A l'échelle de la modélisation stratigraphique, celles-ci ne peuvent pas être des évènements discrets, mais des variables statistiques. Il semble alors que l'évaluation du pré-conditionnement, associé à des seuils de sensibilité arbitraires et des critères géométriques simples de délimitation de la rupture, pourrait permettre plus facilement d'intégrer la simulation des effondrements gravitaires dans la modélisation *forward*.

Références Bibliographiques

Alam M. M., Borre M. K., Fabricius I.L., Hedegaard K., Røgen B., Hossain Z., Krogsbøll A.S. (2010), Biot's coefficient as an indicator of strength and porosity reduction : Calcareous sediments from Kerguelen Plateau, Journal of Petroleum Science and Engineering; 70, 282-297

Allen P. A. & Allen J.R. Basin Analysis: (2005). Principles and Application to Petroleum Play Assessment. Second edition in Blackwell Publication.

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 current. Bulletin of the Geological Society of America 112 (6), 829–844.

Arienzo, M. M., Swart, P. K., Broad, K., Clement, A. C., Pourmand, A., and Kakuk, B. (2017). Multi-proxy evidence of millennial climate variability from multiple Bahamian speleothems. Quaternary Science Reviews. Volume 161, 18-29.Arienzo, M. M., Swart, P. K., Pourmand, A., Broad, K., Clement, A. C., Murphy, L. N., ... Kakuk, B. (2015). Bahamian speleothem reveals temperature decrease associated with Heinrich stadials. Earth and Planetary Science Letters, 430, 377-386.

Arnaud H. (1979). Surfaces d'ablation sous-marines et sédiments barrémo-bédouliens remaniés par gravité du Barrémien au Cénomanien entre le Vercors et le Dévoluy (SE de la France), Géologie Alpine, t. 55, p. 5-21.

Arnaud H. (1981). De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Büech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Thèse de doctorat Universite Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981.

Aurell, M., Badenas, B., Bosence, D. W. J., Waltham, D. A., 1998. Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp (Kimmeridgian, Iberian basin, NE Spain): evidence from outcrops and computer modelling. Geological Society, London, Special Publications 149 (1), 137–161.

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. Journal of Sedimentary Research, 65B (1b), 170–182.

Austin, J.A., Jr., Schlager, W. et al. (1986). Proceedings of the Oceanic Drilling Program, Initial Reports, vol 101: College Station, TX (Ocean Drilling Program)

Basin, P., Escarpe, M. (2005). Field Evaluation Report – North America – Mescalero Escarpe and Scharb Fields. Permian Basin, New Mexico, U.S.A. C & C Reservoirs

Berra, F., Jadoul, F., Binda, M., & Lanfranchi, A. (2011). Large-scale progradation, demise and rebirth of a high-relief carbonate platform (Triassic, Lombardy Southern Alps, Italy). Sedimentary Geology.

Berra, F., Lanfranchi, A., Smart, P. L., Whitaker, F. F., & Ronchi, P. (2016). Forward modelling of carbonate platforms: Sedimentological and diagenetic constraints from an application to a flat-topped greenhouse platform (Triassic, Southern Alps, Italy). Marine and Petroleum Geology, 78, 636–655.

Berthelon J., Yuan X., Bouziat A., Souloumiac P., Pubellier M., Cornu T,, Maillot B.,(2018)Mechanical restoration of gravity instabilities in the Brunei margin, N.W. Borneo, Journal of Structural Geology, 111, 148-162.

Betzler C., Hübscher C., Lindhorst S., Lüdmann T., Reijmer J. J.G., Braga J.-C (2016) Lowstand wedges in carbonate platform slopes (Quaternary, Maldives, Indian Ocean). The Depositional Record 2016 2 (2), 196–207

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G. P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., …, Hübscher, C. (2014). Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology, 42(10), 871–874.

Betzler, C., Reijmer, J. J. G., Bernet, K., Eberli, G. P., & Anselmetti, F. S. (1999). Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). Sedimentology, 46(6), 1127–1143.

Borgomano, J. R. F. (2000). The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: A model of platform-to-basin transition. AAPG Bulletin, 84(10), 1561–1588.

Bouchezy J., Caristan Y., Mariotti C. (1997). Stabilité des pentes sous-marines de l'atoll de Mururoa sous sollicitations dynamiques. Revue française de géotechnique w781 er trimestre. Département d'analyse et surveillance de l'environnement.

Bouma, A. (1964). Turbidites. Developments in Sedimentology, 3(C), 247–256.

Brookfield, M. E., Blechschmidt, I., Hannigan, R., Coniglio, M., Simonson, B., & Wilson, G. (2006). Sedimentology and geochemistry of extensive very coarse deepwater submarine fan sediments in the Middle Jurassic of Oman, emplaced by giant tsunami triggered by submarine mass flows. Sedimentary Geology, 192(1–2), 75–98.

Budd, A. F., & Manfrino, C. M., (2001). Coral assemblages and reef environments in the Bahamas Drilling Project Cores. In Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70, 41–60.

Busson J., Joseph P., Mulder T, Teles V., Borgomano J., Granjeon D., Betzler C., Poli E., Wunsch M..High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: controls and dynamic of the progradation .Sedimentary Geology Accepted.

Caldarelli, C., & Robinson, M. (2013). New Insights into the Mesozoic Tectono-Stratigraphic Evolution of the Platform to Basin Transition in the Southern Adriatic Sea Area : Searching for Stratigraphic Traps *, 50797.

Callot, P., Sempere, T., Odonne, F., Robert, E., 2008. Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian–Coniacian transition: the Ayabacas Formation, southern Peru. Basin Research 20, 333–357.

Cameselle A. L. Urgeles R., (2016). Large-scale margin collapse during Messinian early sea-level drawdown: the SWValencia trough, NW Mediterranean. . SpainBasin Research 1–20. Department of Marine Geosciences. Barcelona,

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J. L., Mienert, J., Cattaneo, A, …, Bryn, P. (2004). Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: Case studies from the COSTA project. Marine Geology, 213(1–4), 9–72.

Caribbean Disaster Mitigation Project, 2001. Seismic Hazard Maps: The Bahamas and the Turks and Caicos Islands.

Carriere S. D., K. Chalikakis, C. Danquigny, H. Davi, N. Mazzilli, C. Ollivier and C. Emblanch (2016) The role of porous matrix in water flow regulation within a karst unsaturated zone: an integrated hydrogeophysical approach, Hydrogeol J., 14p.,

Cartwright R.A. (1985), Provenance and sedimentology of carbonates turbidites from two deep-sea fans, Bahamas, Msc. Thesis, University of Miami

Caspard, E., Rudkiewicz, J. L., Eberli, G. P., Brosse, E., Renard, M., (2004). Massive dolomitization of a Messinian reef in the Great Bahama Bank: A numerical modelling evaluation of Kohout geothermal convection. Geofluids 4 (1), 40–60.

Cattaneo A., Hassoun V., Larroque C., Corradi N., Fanucci F. and al. (2011) .Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessmentSe´bastien Migeon. Mar Geophys Res 32,225–243.

Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: Concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences, 35(1), 1–43.

Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy.

Catuneanu, Octavian; Abreu, V.; Bhattacharya, J. P.; Blum, M. D.; Dalrymple, R. W.; Eriksson, P. G.; Fielding, Christopher R.; Fisher, W. L.; Galloway, W. E.; Gibling, M. R.; Giles, K. A.; Holbrook, J. M.; Jordan, R.; Kendall, C. G. St.C.; Macurda, B.; Martinsen, O. J.; Miall, A. D.; Neal, J. E.; Nummedal, D.; Pomar, L.; Posamentier, H. W.; Pratt, B. R.; Sarg, J. F.; Shanley, K. W.; Steel, R. J.; Strasser, A.; Tucker, M. E.; and Winker, C., (2009). Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy. Papers in the Earth and Atmospheric Sciences. Paper 238.

Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Reijmer, J. J. G., Conesa, G., … Ross, L. (2016). Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank. Marine Geology, 378, 213–229.

Chen Z., Wang X., Haberfield C., Yin J.H., Wang Y. (2001) A three-dimensionnal slope stability analysis method using the upper bound theorem Part I : theory and methods, International Journal of Rock Mechanics & Mining Science ; 38, 369-378

Colacicchi, R., & Baldanza, A. (1986). Carbonate turbidites in a mesozoic pelagic basin: Scaglia formation, apennines-comparison with siliciclastic depositional models. Sedimentary Geology, 48(1–2), 81–105.

Cooper, D. J. W. (1989). A longitudinal carbonate fan from the Jurassic of the Oman Mountains: the Guweyza limestone formation of the Hamrat ad Duru. Sedimentary Geology, 61(3–4), 253–275.

Counts, J. W., Jorry, S. J., Leroux, E., Miramontes, E., & Jouet, G. (2018). Sedimentation adjacent to atolls and volcano-cored carbonate platforms in the Mozambique Channel (SW Indian Ocean). Marine Geology. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.07.003

Courjault, T., Grosheny, D., Ferry, S., & Sausse, J. (2011). Detailed anatomy of a deep-water carbonate breccia lobe (Upper Jurassic, French subalpine basin). Sedimentary Geology, 238(1–2), 156–171. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.04.010

Crevello, P. D., & Schlager, W. (1980). Carbonate Debris Sheets and Turbidites, Exuma Sound, Bahamas. Journal of Sedimentary Research, Vol. 50 (4), 1121–1147.

Csato, I., Catuneanu, O., Granjeon, D., (2014). Millennial-Scale Sequence Stratigraphy: Numerical Simulation With Dionisos. Journal of Sedimentary Research 84 (5), 394-406.

Dale, A.J., (2013) Crustal type, tectonic origin, and petroleum potential of the Bahamas Carbonate Platform, Msc. Thesis, Faculty of the Department of Geology, University of Houston.

Darcy H.P.G. 1856 Les Fontaines publiques de la Ville de Dijon.

De Kruijf M., de Boer R. A., Kranenburg J., Reijmer J.J.G., Slootman A., Borgomano J., Poli E., Experiments on the hydrodynamic behaviour of settling carbonate grains: Implications for calciturbidites, Geophysical Research Abstracts Vol. 20, EGU2018-1173, 2018 EGU General Assembly 2018

Doligez, B., Bessis, F., Burrus, F., Ungerer, P., Chenet, P.Y. (1986) Integrated numerical simulation of the sediment heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin: the Themis Model. In: J. Burrus (ed), Thermal modelling in sedimentary basins, Technip, 173-195.

Donders, T.H., de Boer, H.J., Finsinger, W. et al. (2011) Impact of the Atlantic Warm Pool on precipitationand temperature in Florida during North Atlantic cold spells. Clim Dyn 36, (1–2), 109–118

Droxler, A. W., Bruce, C. H., Sager, W. W., & Watkins, D. H. (1988). 16. Pliocene-Pleistocene variations in aragonite content and planktonic oxygen-isotope record in Bahamian periplatform ooze, hole 633A, in Austin J.A., Jr., Schlager, W. et al., 1988, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, vol. 101, 221-244

Drucker D. C. and Prager W. (1952) Soil mechanics and plastic analysis or limit design, Quarterly of applied mathematics, 10(2), 157-165.

Drzewiecki, P. A., & Simó, J. A. (2002). Depositional processes, triggering mechanisms and sediment composition of carbonate gravity flow deposits: Examples from the late cretaceous of the South-Central Pyrenees, Spain. Sedimentary Geology (Vol. 146).

Dugan, B., & Stigall, J. (2007). Origin of Overpressure and Slope Failure in the Ursa Region, Northern Gulf of Mexico. Submarine Mass Movements and Their Consequences, 28(13), 167–178.

Eberli G.P. (2000) 16. The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas transect – Leg 166 synthesis, in Swart P.K., Eberli G.P., Malone M.J., and Sarg J.F. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific. Results., Vol. 166

Eberli G.P. and Ginsburg R.N. (1987), Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank, Geology; 15, 75-79

Eberli G.P., 2000. 16. The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas transect – Leg 166 synthesis, in Swart P.K., Eberli G.P., Malone M.J., and Sarg J.F. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific. Results. Vol. 166

Eberli, G. P. (1988). 21. Physical properties of carbonate turbidite sequences surrounding the Bahamas – implication for slope stability and fluid movements, in Austin J.A., Jr., Schlager, W. et al., 1988, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, vol. 101, 305-314.

Eberli, G.P., Swart P.K., Malone M.J., and al., (1997a). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., Swart, P. K., McNeill, D. F., Kenter, J.A.M, Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., (1997b). A synopsis of the Bahamas Drilling Project: Results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., et al. (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Leg 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G. P., Anselmetti, F. S., Kroon, D., Sato, T., Wright, J. D.,(2002). The chronostratigraphic signicance of seismic reflections along the Bahamas Transect. Marine Geology 185, 1–17.

Eberli, G.P., Anselmetti, F. S., Kenter, J.A.M., McNeill, D.F., Melim, L.A., (2001). Calibration of Seismic Sequence Stratigraphy with Cores and Logs in Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70.

Eberli, G. P., Anselmetti, F.S., Betzler, C., Van Konijnenburg, J.-H., Bernouilli, D., (2004). Carbonate Platform to Basin Transitions on Seismic Data and in Outcrops: Great Bahama Bank and the Maiella Platform Margin, Italy. Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems: AAPG Memoir 81, 207–250.

Eberli, G. P., (2013). The uncertainties involved in extracting amplitude and frequency of orbitally driven sea-level fluctuations from shallow-water carbonate cycles. Sedimentology 60 (1), 64–84.

Esmerode, E. V., Lykke-Andersen, H., & Surlyk, F. (2008). Interaction between bottom currents and slope failure in the Late Cretaceous of the southern Danish Central Graben, North Sea. Journal of the Geological Society. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-138

Faille I. , Thibaut M., Cacas M.-C. , Havé P. , Willien F. , Wolf S. , Agelas L. , Pegaz-Fiornet S., (2014) .Oil Gas Sci. Technol. – Rev. IFP Energies nouvelles 69 (4) 529-553

Fabregas N., Mulder T., Gillet H., Recouvreur A., Busson J., Hanquiez V., Borgomano J. (2018), Glissements sous-marins sur la pente d'Exuma Sound (Bahamas), poster 26ème Reunion des Sciences de la Terre, Lille.

Fauquembergue, K., Ducassou, E., Mulder, T., Hanquiez, V., Perello, M. C., Poli, E., Borgomano, J. (2018). Genesis and growth of a carbonate Holocene wedge on the northern Little Bahama Bank. Marine and Petroleum Geology 96, 602-614.

Ferry S., Flandrin, J.,(1979), Mégabrèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo — « hard-grounds » sur la marge vocontienne au Barrémien et à Aptien inférieur (Sud-Est de la France), Géologie Alpine, t. 55, 1979, p. 75-92

Ferry, S. & Grosheny, D. (2013). Excursion du Groupe Français du Crétacé. Turbidites et brèches carbonatées (Jurassique et Crétacé du bassin subalpin) Organisée par : Serge Ferry et Danièle Grosheny.

Ferry, S., Grosheny, D., Backert, N., & Atrops, F. (2015). The base-of-slope carbonate breccia system of Ceüse (Tithonian, S-E France): Occurrence of progradational stratification in the head plug of coarse granular flow deposits. Sedimentary Geology, 317, 71–86. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.07.001

Flemings, P.B., John, C., and Behrmann, J., (2012). Expedition 308 synthesis: overpressure, consolidation, and slope stability on the continental slope of the Gulf of Mexico. In Flemings, P.B., Behrmann, J.H., John, C.M., and the Expedition 308 Scientists, Proc. IODP, 308: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.308.215.2012

Flory, R., Whitaker, F., Smart, P.L. and Reijmer, J.J.G. (2014). Submarine slope stability: Advances in modelling the anatomy of carbonate slope systems. AAPG Congress, Houston, April 2014.

Fulthorpe C. S., and. Melillo A J (1988). Middle miocene carbonate gravity flows in the straits of Floridaat site 6261 in Austin, J. A., Jr., Schlager, W., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 101. 12

Gee, M.J.R., Uy, H., Warren, J., Morley, C.K.,Lambiase, J.J., 2007. (2007) The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. Marine Geology 246, 9–23.

Ginsburg, R. N., (2001). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publications 70

Godet, A., Adatte, T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Carrio-Schaffauser E., Vermeulen J. (2016), Approche multidisciplinaire des séries hauteriviennes à aptiennes: étude d'un transect allant de la plateforme jurasienne et du Vercors au bassin Vocontien, Excursion du Groupe Français du Crétacé

Grammer, G. M., & Ginsburg, R. N. (1992). Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. Marine Geology, 103(1–3), 125–136.

Granjeon, D. (2014). 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys. In From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin.

Granjeon, D., & Joseph, P. (1999). Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. SEPM Special Publication, 62(May), 197–210.

Granjeon, D., 2014. 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys. In Martinius, A. W., Ravnås, R. , Howell R. J., ,Steel, J. A.,Wonham J. P., From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin. International Association of Sedimentologists. Gent.

Grimm, E. C., Watts, W. A., Jacobson, G. L., Hansen, B. C. S., Almquist, H. R., and Dieffenbacher-Krall, A. C. (2006). Evidence for warm wet Heinrich events in Florida. Quaternary Science Reviews. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.008

Grosheny, D., Ferry, S., & Courjault, T. (2015). Progradational patterns at the head of single units of base-of-slope, submarine granular flow deposits ("Conglomérats des Gas", Coniacian, SE France). Sedimentary Geology. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.10.007

Guy N., Colombo D., Frey J., Vincke O. and Gout C. (2017) Method for exploitation of hydrocarbons from a sedimentary basin by means of a basin simulation taking account of geomechanical effects, U.S. Patent Application No. 15/382, 746

Guy N., Enchéry G. and Renard G. (2012) Numerical Modeling of Thermal EOR: Comprehensive Coupling of an AMR-Based Model of Thermal Fluid Flow and Geomechanics, Oil & Gas Science and Technology, 67(6) 1019-1027.

Hairabian, A., Borgomano, J., Masse, J. P., & Nardon, S. (2015). 3-D stratigraphic architecture, sedimentary processes and controlling factors of Cretaceous deep-water resedimented carbonates (Gargano Peninsula, SE Italy). Sedimentary Geology, 317, 116–136.

Hamilton E.L. (1974) Prediction of Deep-Sea Sediment Properties: State-of-the Art, in A.L. Inderbitzen (Ed.) Deep-sea sediments physical and mechanical properties, Marine Science Volume 2, 1974

Hanquiez, V., Principaud, L., Mulder, T., Ducassou, E., Chabaud, L., Eberli, G. P. … Le, P. (2014). First Discovery of Channel – Levee Complexes in a Modern Deep-Water Carbonate Slope Environment, 1139–1146.

Harris, P. (1986). Depositional environments of carbonate platforms. Colorado School of Mines Quarterly, 80(4), 31–60.

Harris, P. M. M., Purkis, S. J., Ellis, J., Swart, P. K., & Reijmer, J. J. G. (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology, 62(2), 566–589.

Heim, A. (1932). Bergsturz und Menschenleben. Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.

Helwany S. (2007) Applied Soil Mechanics with Abaqus Applications, John Wiley & Sons, Inc.

Henderson, G. M., Rendle, R. H., Slowey, N. C., & Reijmer, J. J. G., (2000). U-Th dating and diagenesis of Pleistocene highstand sediments from the Bahamas slope. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results 166, 23–31.

Hennuy J. (2003) Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique, Thèse de doctorat, université d'Aix-Marseille

Hine A.C., Neumann A.C. (1977); Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. AAPG Bulletin, 61 (3): 376–406.

Hine A.C., Brooks, G.R., Davis, R.A. Jr., Duncan D.S., Locker S.D., Twichell D.C., Gelfenbaum G.,

The west-central Florida inner shelf and coastal system: a geologic conceptual overview and introduction to the special issue Marine Geology 200 (2003) 1-17

Hobson, J. P., Caldwell, C. D., and Toomey, D. F. (1985). Sedimentary Facies and Biota of Early Permian Deep-Water Allochthonous Limestone, Southwest Reagan County, Texas. SEPM Core Workshop (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), (6), 93–139.

Hodson J. M., 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 (2010) 80 (6): 515-528.

Hunt, D., Tucker, M. E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology 81 (1–2), 1–9.

Hunt, D. et Tucker M.E. (1993). Sequence Stratigraphy of Carbonate Shelves with an Example from the Mid-Cretaceous (Urgonian) of Southeast France. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, and G.P. Allen, eds., Sequence stratigraphy and facies associations: International Association of Sedimentologists Special Publication, Blackwell, v.18, p 307-341

Hunt, J. E., Wynn, R. B., Talling, P. J., & Masson, D. G. (2013). Frequency and timing of landslide-triggered turbidity currents within the Agadir Basin, offshore NW Africa: Are there associations with climate change, sea level change and slope sedimentation rates? Marine Geology, 346, 274–291.

Ineson J. R., and Surlyk F. (1999). Greenlandcontext; evidence from the Cambrian of NorthCarbonate megabreccias in a sequence stratigraphicMarine and Petroleum Geology 06

Ineson, J. R., & Surlyk, F. (2000). Carbonate Megabreccias in a Sequence Stratigraphic Context; Evidence From the Cambrian of North Greenland. Geological Society, London, Special Publications, 172(1), 47–68.

Jacquin, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Ravenne, C., & Vail, P. R. (1991). Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. Marine and Petroleum Geology, 8(2), 122–139.

Janson, X., Kerans, C., Playton, T., Clayton, J., Winefield, P., & Burgess, P. (2012). Stratigraphic Models and Exploration Plays of Slope and Basin-Floor Carbonates. Search and Discovery, 50637, 511–532.

Jo, A. (2013). Carbonate slope morphology and sedimentary processes along Southwestern Great Bahama Bank, Open Acess Thesis., Paper 455

Jo, A., Eberli, G. P., & Grasmueck, M., (2015). Margin collapse and slope failure along southwestern Great Bahama Bank. Sedimentary Geology 317, 43–52.

Jones I.C., Banner J.L., (2003) Hydrogeologic and climatic influences on spatial and interannual variation of recharge to a tropical karst island aquifer, water resources research, vol. 39, no. 9, 1253

Joseph, P., Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O. (1989). - Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II, p. 1031-1038.

Joseph, P., Beaudoin, B., Sempéré, T., Maillart, J., 1988. Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises). Bull. Soc. Géol. Fr. 4, 363-374.

Jourde H., Lafare A., Mazzilli, Belaud G., Neppel L., Dörfliger N., Cernesson F., Flash flood mitigation as a positive consequence of anthropogenic forcing on the groundwater resource in a karst catchment Environ Earth Sci (2014) 71:573–583

Kenter, J. A. M., & Schlager, W. (1989). A comparison of shear strength in calcareous and siliciclastic marine sediments. Marine Geology, 88(1–2), 145–152.

Kenter, J. A. M. (1990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. Sedimentology, 37(5), 777–794;

Kenter J. A. M., Ginsburg R.N., Troelstra S.R. (2001), Sea-Level-Driven sedimentation patterns on the slope and margin, in Subsurface Geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication No.70

Kievman, C. M. 1998. Match between late Pleistocene Great Bahama Bank and deep-sea oxygen isotope records of sea level. Geology 26 (7), 635–638.

Kolodka, C., Vennin, E., Bourillot, R., Granjeon, D., Desaubliaux, G., 2016. Stratigraphic modelling of platform architecture and carbonate production: a Messinian case study (Sorbas Basin, SE Spain). Basin Research 28 (5), 658-684.

Krabbenhoft K., Lyamin A.V., Hjiaj M., Sloan S.W. (2005) A new discontinuous upper bound limit analysis formulation, Int. J. Numer. Meth. Engng; 53, 1069-1088

Kramer P.A., Swart P.K., De Carlo, E.H., Schovsbo N.H., (1988) 17. Overview of interstitial fluid and sediment geochemistry, sites 1003–1007 (bahamas transect) In Austin, J. A., Jr., Schlager, W., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 101

Labaume P., Mutti E., Seguret M. (1987). Megaturbidites : A depositionnal Model from the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain, Geo-Marine Letters ; 7, 91-101

Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Frigola, J., Bernet, S., Jouet, G., … Sierro, F. J. (2009). Overpressure within upper continental slope sediments from CPTU data, Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea. International Journal of Earth Sciences, 98(4), 751–768.

Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Lastras, G., Cattaneo, A., Frigola, J., … Berndt, C. (2012). Failure mechanisms of Ana Slide from geotechnical evidence, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. Marine Geology, 307–310, 1–21.

Lanteaume C., Fournier F., Borgomano J., Pellerin M., (2018) Testing geological assumptions and experiments in carbonate exploration: insights from integrated stratigraphic, diagenetic and seismic forward modeling, Leading Edge 37 (9), 672-680.

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(6), 1307–1322.

Larson E.B. , & Mylroie J. E. (2018). Diffuse Versus Conduit Flow in Coastal Karst Aquifers: The Consequences of Island Area and Perimeter Relationships. Geosciences 8, 268.

Lavoie, D. (1988). 22. Geotechnical properties of sediments in a carbonate-slope environment : Ocean Drilling Program site 630, northern Little Bahamas Bank, in Austin J.A., Jr., Schlager, W. et al., 1988, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, vol. 101, 305-314.

Le Goff, J., Cerepi, A., Swennen, R., Loisy, C., Caron, M., Muska, K., & El Desouky, H. (2015). Contribution to the understanding of the Ionian Basin sedimentary evolution along the eastern edge of Apulia during the Late Cretaceous in Albania. Sedimentary Geology, 317, 87–101.

Lesparre N., F. Boudin, C. Champollion, J. Chéry, C. Danquigny, H.C. Seat, M. Cattoen, F. Lizion and L. Longuevergne (2016) New insights on fractures deformation from tiltmeter data measured inside the Fontaine de Vaucluse karst system. Geophys J Int 2016; 208 (3): 1389-1402.

Leynaud, D., & Sultan, N. (2010). 3-D slope stability analysis: A probability approach applied to the nice slope (SE France). Marine Geology, 269(3–4), 89–106.

Leynaud, D., Mienert, J., & Nadim, F. (2004). Slope stability assessment of the Helland Hansen area offshore the mid-Norwegian margin. Marine Geology, 213(1–4), 457–480.

Leynaud, D., Mienert, J., & Vanneste, M. (2009). Submarine mass movements on glaciated and non-glaciated European continental margins: A review of triggering mechanisms and preconditions to failure. Marine and Petroleum Geology, 26(5), 618–632.

Leynaud, D., Mulder, T., Hanquiez, V., Gonthier, E., & Régert, A. (2016). Sediment failure types, preconditions and triggering factors in the Gulf of Cadiz. Landslides, (November 2014), 1–16.

Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography, 20(1), 1–17. https://doi.org/10.1029/2004PA00107

Locat, J., & Lee, H. J. (2002). Submarine landslides: advances and challenges. Canadian Geotechnical Journal, 39(1), 193–212.

Long, H., Flemings, P. B., Germaine, J. T., & Saffer, D. M. (2011). Consolidation and overpressure near the seafloor in the Ursa Basin, Deepwater Gulf of Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 305(1–2), 11–20.

Lüdmann, T., Betzler, C., Eberli, G. P., Reolid, J., Reijmer, J. J. G., Sloss, C. R., … Young, J. R. (2018). Carbonate delta drift: A new sediment drift type. Marine Geology.

Lyamin V., Sloan S.W., (2002a) Lower bound limit analysis using non-linear programming International journal for numerical and analytical methods in geomechanics 2002; 55:573–611

Lyamin V., Sloan S.W., (2002b) Upper bound limit analysis using linear finite elements and non-linear programming International journal for numerical and analytical methods in geomechanics 2002; 26:181–216

Macllreath I.A., James N.P. (1978). Facies Models 13. Carbonate slopes, Geoscience Canada; 5, 4, 189-199

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). Bulletin of the Geological Society of America, 113(7), 881–894.

Manfrino C., Ginsburg R.N. (2001) Pliocene to Pleistocene depositional history of the upper platform margin, in Subsurface Geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank,: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication No.70

Masaferro, J. L., Poblet, J., Bulnes, M., Eberli, G. P., Dixon, T. H., and McClay, K. E. N. (1999). Palaeogene-Neogene/Present Day (?) Growth Folding in the Bahamian Foreland of the Cuban Fold and Thrust Belt. Journal of the Geological Society. https://doi.org/DOI: 10.1144/gsjgs.156.3.0617

Masson, D. G., Harbitz, C. B., Wynn, R. B., Pedersen, G., & Løvholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences, 364(1845), 2009–2039.

Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. (2009) The Rock Physics Handbook, 2nd Edition, Tools for seismic analysis of porous media, Cambridge University Press

McKiernan, A.W., and Saffer, D.M., 2006. Permeability and consolidation properties of subducting sediments off Costa Rica, ODP Leg 205. In Morris, J.D., Villinger, H.W., and Klaus, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 205: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–24.

McNeill, D. F., Eberli, G. P., Lidz, B. H., Swart, P. K., & Kenter, J. A. M. , (2001). Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank. In Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70, pp. 101–136.

Melim, L. A., Westphal, H., Swart, P. K., Eberli, G. P., & Munnecke, A. (2002). Questioning carbonate diagenetic paradigms: Evidence from the Neogene of the Bahamas. Marine Geology, 185(1–2), 27–53.

Melim, L. A., Westphal, H., Swart, P. K., Eberli, G. P., and Munnecke, A. (2002). Questioning carbonate diagenetic paradigms: Evidence from the Neogene of the Bahamas. Marine Geology, 185(1–2), 27–53. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00289-4

Mestat P. (1998) Etat de contraintes initiales dans les sols et calcul par éléments finis, Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 215, 15-32

Middleton, G.V. et Hampton, M.A., 1973, Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition, In: Middleton, G.V. et Bouma, A.H. (dir.), Turbidity and Deep Water Sedimentation, SEPM, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, pp. 1-38.

Miller, K.G., G.S. Mountain, J.D. Wright, and J.V. Browning., (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography 24 (2), 40–53.

Miramontes E., (2018). Morphological control of slope instability in contourites: a geotechnical approach Landslides ·

Montaggioni, L. F., Borgomano, J., Fournier, F., Granjeon, D., (2015). Quaternary atoll development: New insights from the two-dimensional stratigraphic forward modelling of Mururoa Island (Central Pacific Ocean). Sedimentology 62 (2), 466–500.

Mourgues, R., Lacoste A., and Garibaldi C. (2014), The Coulomb criticaltaper theory applied to gravitational instabilities, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, 754–765,

Mulder T., Alexander J., (2001a). Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. Marine Geology 175, 221-235.

Mulder, T., & Alexander, J. (2001b). The physical character of subaqueous sedimentary density flow and their deposits. Sedimentology, 48(2), 269–299.

Mulder, T., Ducassou, E., Eberli, G. P., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., …. Pakiades, M. (2012). New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. Geology, 40(7), 603–606.

Mulder, T. et equipage scientifique, (2017a), Mission Carambar 2 30/11/2016 - 03/01/2017 Compte rendu scientifique

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., Busson, J. (2017b) Carbonate slope morphology revealing sediment transfer from bank-to-slope (Little Bahama Bank, Bahamas).Marine and Petroleum Geology

Mulder T., Gillet H., Hanquiez V., Reijmer J.J.G., Droxler A., Conesa G., Blank D., Guiastrennec L., Fabregas N., Le Goff J., Borgomano J., Ducassou E., Ragusa J., Busson J., Bujan S., Recouvreur A., Seibert C., Cavailhes T., Fauquembergue K., Bashah S., Principaud M. Into the deep : A coarse-

grained carbonate turbidite valley and canyon in ultra-deep carbonate setting, Marine Geology Accepted
Mullins H. T., Wise S.W., Gardulski A.F., Hinchey E.J., Masters P.L., Siegel D. I. (1985). Shallow subsurface diagenesis of Pleistocene periplatform ooze: northern Bahamas, Sedimentology; 32, 473-494
Mullins H.T., Cook, H. E. (1986). Carbonate apron models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration, Sedimentary Geology; 48, 37-79
Mullins H.T., Neumann A.C., Wilber R.J., Boardman M.A. (1980) Nodular Carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones, Journal of Sedimentary Petrology 1980, 50 I, 0117-0131
Munnecke A., Westphal H., Reijmer J.G.J., Samtleben C. (1997) Microspar development during early marine burial diagenesis: a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden) Sedimentology 44, 977-99
Mylroie, J. R., and Mylroie, J. E. (2007). Development of the carbonate island karst model. Journal of Cave and Karst Studies. Vol 69, no 1, p 59-75
Optum G2 1.14 Manual, Optum Computationnal Engineering 2014, www.optumce.com
Payros, A., & Pujalte, V. (2008). Calciclastic submarine fans: An integrated overview. Earth-Science Reviews, 86(1–4), 203–246.
Payros, A., Pujalte, V., & Orue-Etxebarria, X. (1999). The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: New interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. Sedimentary Geology, 125(3–4), 165–194.
Piper D. J.W., Normark, W.R. (2009). Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective. Journal of Sedimentary Research 79 (6): 347-362.
Pireno, G. E., Cook, C., Yuliong, D., & Lestari, S. (2009). Berai Carbonate Debris Flow As Reservoir in the Ruby Field, Sebuku Block, Makassar Straits: a New Exploration Play in Indonesia. 33rd Annual Convention Proceedings, (May).
Playton, T. E., Janson, X., Kerans, C., 18. Carbonate Slopes, in James, N. P., Dalrymple, R. W., & Geological
Playton, T. E., Janson, X., Kerans, C., (2010). Carbonate Slopes 18. In James, N. P., Dalrymple, R. W. (Eds.), Facies 4. Geological Association of Canada. St. John's, Newfoundland, Canada, 449-476.
Pomar, L. (2001). Types of carbonate platforms: A genetic approach. Basin Research, 13(3), 313–334.
Pomar, L., & Haq, B. U. (2016). Decoding depositional sequences in carbonate systems: Concepts vs experience. Global and Planetary Change. 146, 190-225.
Prat, S., Jorry, S. J., Jouet, G., Camoin, G., Vella, C., Le Roy, P., … Pastol, Y. (2016). Geomorphology and sedimentology of a modern isolated carbonate platform: The Glorieuses archipelago, SW Indian Ocean. Marine Geology.
Principaud M. (2015), Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Great Bahama Bank (GBB) Bahamas, thèse de doctorat, Université de Bordeaux.
Principaud M., Mulder T., Gillet H., Borgomano J. (2015) Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas) : Morphology, architecture, and mechanisms, Sedimentary Geology; 317, 27-42.
Principaud, M., Ponte, J. P., Mulder, T., Gillet, H., Robin, C., Borgomano, J., (2016). Slope-to-basin stratigraphic evolution of the northwestern Great Bahama Bank (Bahamas) during the Neogene to Quaternary: interactions between downslope and bottom currents deposits. Basin Research 29 (6), 699–724.
Principaud, M., Mulder, T., Hanquiez, V., Ducassou, E., Eberli, G., Chabaud, L., Borgomano, J., (2018). Recent morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank (Bahamas). Sedimentology 65 (6), 2088-2116.
Quiquerez, A., Sarih, S., Allemand, P., & Garcia, J. P. (2013). Fault rate controls on carbonate gravity-flow deposits of the Liassic of Central High Atlas (Morocco). Marine and Petroleum Geology, 43, 349–369.
Rabineau, M., Berne, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., Granjeon, D., (2005). Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. Marine and Petroleum Geology. 22 (6-7), 775-804.

Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P. (2006) Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters, 252, 119–137.

Rankey, E. C., & Doolittle, D. F. (2012). Geomorphology of carbonate platform-marginal uppermost slopes: Insights from a Holocene analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. Sedimentology, 59(7), 2146–2171.

Rankey, E. C., & Reeder, S. L. (2012). Tidal Sands of the Bahamian Archipelago. In R. A. Davis Jr. & R. W. Dalrymple (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology (pp. 537–565). Dordrecht: Springer Netherlands.

Rankey, E. C., and Doolittle, D. F. (2012). Geomorphology of carbonate platform-marginal uppermost slopes: Insights from a Holocene analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. Sedimentology, 59(7), 2146–2171.

Rankey, E. C., Guidry, S. a., Reeder, S. L., & Guarin, H. (2009). Geomorphic and Sedimentologic Heterogeneity Along a Holocene Shelf Margin: Caicos Platform. Journal of Sedimentary Research, 79 (6), 440–456.

Rankine, W. (1857) On the stability of loose earth. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 147.

Ravenne, C., Le Quellec, P., Rabate, J., Euriat F. (1983) Projet B.A.C.A.R. Recherche de modèles de sédimentation pour les corps sédimentaires carbonatés profonds situés au débouché des canyons entaillant la plate-forme des Bahamas Rapport IFP 31837

Reijmer, J. J. G., Schlager, W., & Droxler, A. W. (1988). 15. Site 632 : Pliocene-Pleistocene sedimentation cycles in a Bahamian Basin, in Austin J.A., Jr., Schlager, W. et al., 1988, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, vol. 101, 213-220.

Reijmer, J.J.G., Betzler, C., Kroon, D., Tiedemann, R., Eberli, G.,(2002). Bahamian carbonate platform development in response to sea-level changes and the closure of the Isthmus of Panama. International Journal of Earth Sciences 91 (3), 482–489.

Reijmer, J. J. G., Mulder, T., & Borgomano, J. (2015a). Carbonate slopes and gravity deposits. Sedimentary Geology, 317, 1–8.

Reijmer, J. J. G., Palmieri, P., Groen, R., & Floquet, M. (2015b). Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes? Sedimentary Geology, 317, 53–70.

Rendle, R. H., & Reijmer, J. J. G. (2002). Quaternary slope development of the western, leeward margin of the Great Bahama Bank. Marine Geology, 185(1–2), 143–164.

Rendle, R. H., Reijmer, J. J. G., Kroon, D., & Henderson, G. M. (2000). 6. Mineralogy and Sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the Leeward Margin of Great Bahama Bank 1. Climatic Changes, 166, 61–76.

Reolid, J., Betzler, C., Braga, J. C., Martín, J. M., Lindhorst, S., & Reijmer, J. J. G., (2014). Reef slope geometries and facies distribution: Controlling factors (Messinian, SE Spain). Facies 60 (3), 737–753.

Resor, P. G., & Flodin, E. A. (2010). Forward modeling syn-sedimentary deformation associated with a prograding steep-sloped carbonate margin. Journal of Structural Geology, 32(9), 1187–1200.

Reuber K. R., Pindell J., W. Horn B. W. (2016) Demerara Rise, offshore Suriname: Magma-rich segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot. Interpretation, Vol. 4, No. 2 p. T141–T155, 9 FIGS.

Richet, R. (2011). High-Resolution 3D Stratigraphic Modelling of the Gresse-En-Vercors Lower Cretaceous Carbonate Platform (Se France) : From Digital Outcrop Modeling To Carbonate Sedimentary System Characterization, PhD thesis, University of Provence, Aix-Marseilles 1

Roche, D. M., Dokken, T. M., Goosse, H., Renssen, H., and Weber, S. L. (2007). Climate of the last glacial maximum: Sensitivity studies and model-data comparison with the LOVECLIM coupled model. Climate of the Past. https://doi.org/10.5194/cp-3-205-2007

Roscoe, K., H., Schofield, A.N., et Wroth, C. P. (1958). On The Yielding of Soils. Géotechnique 8:1, 22-53

Rusciadelli, G., Sciarra, N., & Mangifesta, M. (2003). 2D modelling of large-scale platform margin collapses along an ancient carbonate platform edge (Maiella Mt., Central Apennines, Italy): Geological model and conceptual framework. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200(1–4), 245–262.

Salençon, J. (2002) : de l'Elasto-platicité au Calcul à la rupture. Editions de l'Ecole Polytechnique, Palaiseau ; Ellipses, Paris.
Saller, A.H., Barton, J.W., and Barton, R.E., 1989b, Slope sedimentation associated with a vertically building shelf, Bone Spring Formation, Mescalero Escarpe Field, southeastern New Mexico, in Crevello, P.D., Wilson,J.L., Sarg, J.F., and Read, J.F., eds., Controls on carbonate platform and basin development: SEPM Special Publication, no. 44, p. 275-288.
Savary, B., & Ferry, S. (2004). Geometry and petrophysical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian-Aptian, Pas-de-la-Cluse, France). Sedimentary Geology, 168(3–4), 281-304.
Schlager, W. (2005). Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy.
Schlager, W. and Ginsburg, R.N. (1981). Bahama carbonate platforms : the deep and the past. In: M.B. Cita and W.B.F. Ryan (Editors), Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past. Mar. Geol., 44: 1-24.
Schlager, W., & James, N. P. (1978). Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. Sedimentology, 25(5), 675-702.
Schlager, W., Reijmer, J. J. G., & Droxler, A. (1994). Highstand Shedding of Carbonate Platforms. Journal of Sedimentary Research, B64 (3), 270–281.
Schlager, W., (2005). Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 8.
Schneider F., Potdevein, J.L., Wolf S., Faille I. (1994) Modèle de compaction élastoplastique et viscoplastique pour simulateur de bassins sédimentaires, Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol 49 n°2, mars-avril 1994.
Schnyder J. S.D., Eberli G P., Betzler C., Wunsch M., Lindhorst S., Schiebel, Mulder T., Ducassou E. (2017). Morphometric analysis of plunge pools and sediment wave fields along western Great Bahama Bank. Marine Geology 397.
Schnyder J. S.D., Eberli G P., Kirby J. T., Fengyan S., Babak T., Thierry M., Emmanuelle D., Dierk H. & Wintersteller P. (2016). Tsunamis caused by submarine slope failures along western Great Bahama Bank. Nature, Scientific Reports volume 6.
Schnyder, J. S. D., Eberli, G. P., Betzler, C., Wunsch, M., Lindhorst, S., Schiebel, L., Ducassou, E and al., (2018). Morphometric analysis of plunge pools and sediment wave fields along western Great Bahama Bank. Marine Geology 397, 15-28.
Schofield A. & Wroth CP, (1968). Critical State Soil Mechanics. . London, UK: McGrawHill
Schweizer J., Jamieson J. B., Schneebeli M. (2003). Snow avalanche formation. Reviews of Geophysics 41 (4) p.1016.
Screaton, E., Hays, T., Gamage, K., and Martin, J., (2006) Data report: permeabilities of Costa Rica subduction zone sediments. In Morris, J.D., Villinger, H.W., and Klaus, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 205: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–13.
Seard, C., Borgomano, J., Granjeon, D., Camoin, G., (2013). Impact of environmental parameters on coral reef development and drowning: Forward modelling of the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310). Sedimentology 60 (6), 1357-1388.
Sejrupa H. P., Nyga°rda A., Mienertb J., Brync P., Lienc R., Forsbergc C. F., Bergc K., Massond D., (2004).The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development Haflidi Haflidasona. Marine Geology 213) 201–234.
Shanmugam G. (2015). The landslide problem. Journal of Palaeogeography 4(2): 109-166
Shanmugam, G. (2000). 50 Years of the Turbidite Paradigm (1950S-1990S): Deep Water Processes and Facies Models - a Critical Perspective. Mar. Pet. Geol., 17(2), 285–342.
Shanmugam, G., & Wang, Y. (2015). The landslide problem. Journal of Palaeogeography.
Sheridan R.E., Gradstein F.M., et al. (1983) Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 76, Washington DC; US government printing office.
Sloan, S. W. (2013). Geotechnical stability analysis. Géotechnique, 63(7), 531–571. https://doi.org/10.1680/geot.12.RL.001
Smart, P., Waltham, D., Felce, G., Wang, D., Oldham, D., & Whitaker, F. (2011). CARB3D+ v3.4 A Forward Model for Predicting Carbonate Sedimentology and Diagenesis: Program Description and Function, 1–63.

Spence, G. H., & Tucker, M. E. (1997). Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sedimentary Geology, 112(3), 163–193.

Stanek K. P., Maresch W. V. & Pindell J. L. (2009) The géotectonic story of the northwestern branch of the Caribbean Arc : implications from structural and geochronological data of Cuba in James K. H. , Lorente M. A. & Pindell J. L. The Origin and Evolution of the Caraibbean Plate Géological society

Steadmana D. W., Alburyb N. A, Brian Kakukc B, Meadde J I., Soto-Centenof J. A. , Singletona Hayley M., (2015), Vertebrate community on an ice-age Caribbean island.

Strömblad M. (2014) Modeling of soil and structure interaction subsea, Masters thesis, Chalmers University of Technology.

Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O. & Wilson, C. (2004). Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: A geotechnical approach. Marine Geology, 213(1–4), 291–321.

Sun K., Alves T, Xie X., and al. (2017).Free gas accumulations in basal shear zones of mass-transport deposits (Pearl River Mouth Basin, South China Sea): An importantgeohazard on continental slope basins. Marine and Petroleum Geology 81, 17-32

Surlyk, F., & Ineson, J. R. (1992). Carbonate Gravity Flow Deposition Along a Platform Margin Scarp (Silurian, North Greenland). Journal of Sedimentary Research, Vol. 62(3), 400–410.

Symithe, S., E. Calais, J. B. de Chabalier, R. Robertson, and M. Higgins (2015), Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 3748–3774.

Talling, P. J. (2014). On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. Marine Geology, 352, 155–182.

Talling, P. J., Masson, D. G., Sumner, E. J., & Malgesini, G. (2012). Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. Sedimentology, 59(7), 1937–2003.

Talling, P. J., Wynn, R. B., Masson, D. G., Frenz, M., Cronin, B. T., Schiebel, R., … Amy, L. A. (2007). Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. Nature.

Talling, P. J. (2013). Hybrid submarine flows comprising turbidity current and cohesive debris flow: Deposits, theoretical and experimental analyses, and generalized models: Geosphere, vol. 9, issue 3, pp. 460-488.

Teles V., Chauveau B., Joseph P., Weill P., Maktouf F. (2016). CATS – A process-based model for turbulent turbidite systems at the reservoir scale. Comptes Rendus Géoscience, Elsevier Masson, 348 (7), pp.489-498.

Terzaghi K. (1944) Theoretical soil mechanics, Chapman and Hali Limited, John Wiler And Sons Inc., New York.

Tisot, J., Mulder, T., (1988) Méthodes d'études de la stabilité des talus sous-marins. Studia Geotechnica. Mecanica. X 3-4.

Tournadour E. (2015). Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB) Bahamas, thèse de doctorat de l'université de Bordeaux.

Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Gillet, H., Chabaud, L., Ducassou, E., … Etienne, S. (2017). Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: The northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. Marine Geology.

Urgeles R. and Camerlenghi A., (2013) Submarine landslides of theMediterranean Sea: Triggermechanisms,dynamics, and frequency-magnitude distribution. Journal of geophysical research: earth surface, 118, 2600–2618.

Urlaub M., Geersen J., Krastel S., Schwenk T.; (2018) Diatom ooze: Crucial for the generation of submarine mega-slides. Geology; 46 (4): 331–334.

Urlaub, M., Talling, P. J., & Masson, D. G. (2013). Timing and frequency of large submarine landslides: Implications for understanding triggers and future geohazard. Quaternary Science Reviews, 72, 63–82. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.04.020

Urlaub, M., Talling, P. J., Zervos, A., & Masson, D. G. (2015). What causes large submarine landslides on low gradient sediment accumulation ? Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120, 1–18.

Vail, P.R. and R.M. Mitchum, Jr., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 1, Overview: AAPG Memoir 26, p. 51-52

Vanneste, M., Sultan, N., Garziglia, S., Forsberg, C. F., & L'Heureux, J. S. (2014). Seafloor instabilities and sediment deformation processes: The need for integrated, multi-disciplinary investigations. Marine Geology, 352, 183–214.

Viesca, Robert C., and James R. Rice (2012) Nucleation of slipweakening rupture instability in landslides by localized increase of pore pressure. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 117: B03104.

Warrlich, G. M. D., Waltham, D. A., & Bosence, D. W. J. (2002). Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3-D forward stratigraphic modelling program (CARBONATE 3D). Basin Research, 14(3), 379–400.

Warrlich, G., Bosence, D., Waltham, D., Wood, C., Boylan, A., & Badenas, B. (2008). 3D stratigraphic forward modelling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production. Marine and Petroleum Geology, 25(1), 35–58.

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.

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(8), 713–716.

Winefield, P., Burgess, P., Minzoni, M., Pierson, B., Playton, T., & Janson, X. (2011). Deep-Water Resedimented Carbonate Exploration Play Types : Controls and Models *. AAPG Annual Convention and Exhibition: Search and Discovery Article, 50502.

Wunsch, Marco; Betzler, Christian; Lindhorst, Sebastian; Lüdmann, Thomas; Eberli, Gregor P. (2016). Sedimentary dynamics along carbonate slopes (Bahamas archipelago) .Sedimentology, 1365-309.

Wunsch, M., Betzler, C., Eberli, G. P., Lindhorst, S., Lüdmann, T., & Reijmer, J. J. G. (2018). Sedimentary dynamics and high-frequency sequence stratigraphy of the southwestern slope of Great Bahama Bank. Sedimentary Geology.

Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2000. The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. Marine and Petroleum Geology, 17 (2) : 253-265.

Yuan, X., Leroy, Y. M., Maillot, B. (2017): Reappraisal of gravity instability conditions for offshore wedges: consequences for fluid overpressures in the Niger Delta. - Geophysical Journal International, 208, 3, pp. 1655—1671.

Annexes

Annexe I: Illustration par deux systèmes carbonatés gravitaires anciens

I. CSF d'Anotz et Mégabrèches Sud-Pyrénéennes (SPECM) :

Les systèmes gravitaires contemporains et combinés de l'éventail calciclastique de la formation d'Anotz et des mégabrèches Sud-pyrénéennes se déposent dans le bassin d'avant-pays Sud Pyrénéen à l'Eocène, plus précisément entre l'Yprésien moyen et le Lutétien moyen (50-45 Ma). La formation d'Anotz a été particulièrement étudiée par Payros et al. (2007) dans le sous-bassin de Pamplona, à l'Ouest du Bassin Sud-Pyrénéen. Les mégabrèches carbonatées Sud-Pyrénéennes ont été décrites dans les années 1980 dans le sous-bassin de Jaca plus à l'Est par Labaume et al. (1985, 1987), puis, plus récemment, par Payros et al. (1999) dans le sous-bassin de Pamplona.

Les deux types de transferts gravitaires carbonatés se mettent en place en même temps dans des contextes stratigraphiques et tectoniques conjoints et ils sont nourris par la même fabrique carbonaté, au moins dans le bassin de Pamplona, mais se distinguent par des processus et des volumes particuliers. (Payros et al., 2007).

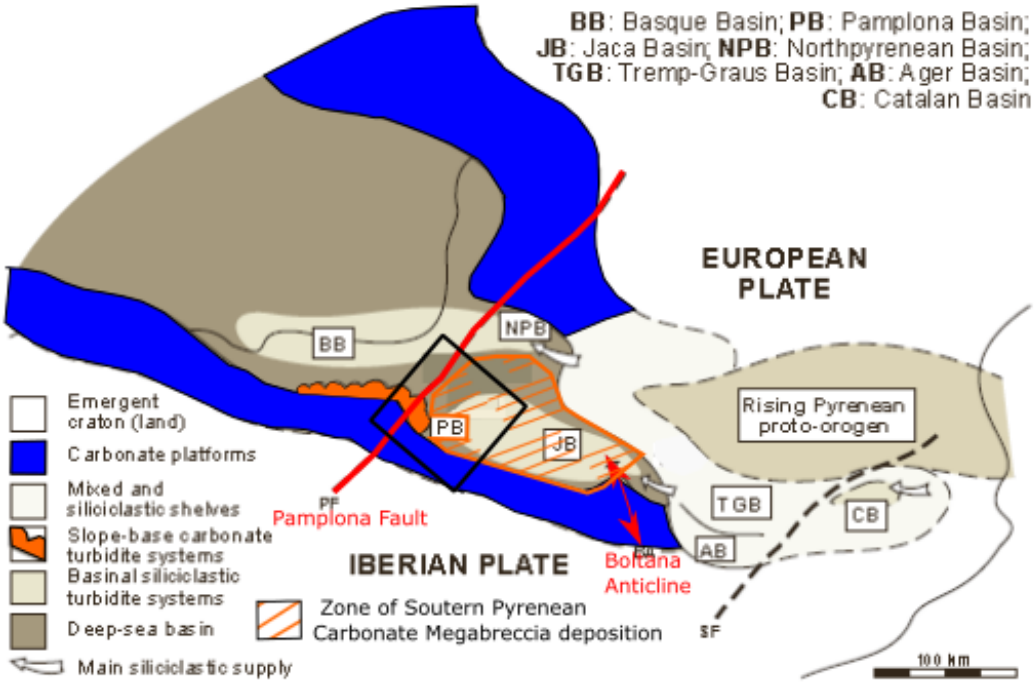


Figure A. 1 : Carte paléogéographique du domaine pyrénéen vers l'Eocène moyen. Les principaux dépocentres et les environnements sédimentaires sont indiqués. En noir l'encadré indique la zone représentée sur la Figure A. 25. D'après Payros et al. (1999) et références à l'intérieur.

Le contexte général est celui d'un bassin profond d'avant-pays qui présente une géométrie de golfe allongé avec un axe environ N 120 pendant la croissance de la chaîne pyrénéenne (Figure A. 1). Celui-ci est majoritairement alimenté de manière longitudinale par des systèmes fluviatiles situés à l'Est de notre zone d'étude, qui entraînent une sédimentation de marnes et de turbidites silicoclastiques d'un volume considérable (Labaume et al., 1985). Ces apports principalement

détritiques et externes aux systèmes étudiés ici sont regroupés dans le système du groupe Hecho, plus précisément désigné dans le bassin de Pamplona comme la formation Erro (Payros et al., 1999).

Le flanc Sud du bassin d'avant-pays correspond à une marge carbonatée peu profonde, occupée pour la période qui nous intéresse par le système de rampe carbonatée de la formation de Beriain (Payros et al., 2007). Il s'agit d'une rampe à assemblages foralgal, avec des faciès de rampe interne riches en alvéolines et milliolidés, et des faciès de rampe externe passant d'assemblage de nummulites et d'algues rouges à des assemblages de discocyclines et bryozoaires en contexte relativement profond (> 50 m). Il s'agit d'un système de haute-énergie, à matériel principalement bioclastique et grossier et installé sur un profil *distally steepened*.

Le jeu normale de la faille de Pamplona orientée NE-SW crée un réentrant dans le profil de cette rampe, avec un bloc W en surrection et un bloc E en subsidence. Cette particularité topographique apparaît déterminante dans le contrôle de la mise en place du système d'Anotz (Payros et al., 2007).

Il s'agit en effet d'un système d'éventails calciclastiques, alimentés par des chenaux tributaires dans la pente qui convergent dans le bassin à 500-600 m de profondeur d'eau pour former un large chenal principal (Figure A. 2). Les systèmes tributaires de pente présentent des épaisseurs de 15 à 50 m pour des largeurs de 300 m maximum, avec des faciès de débrites sableuses grossières et de turbidites de haute densité. Des faciès similaires sont observés dans le chenal principal large de presque 1 km pour 5 km de long, organisé en une superposition de chenaux en tresse sur plus de 100 m d'épaisseur (Payros et al., 2007). Le système de pente avec les chenaux tributaires, les levées et des dépôts de débordements adjacents présente un *Net to Gross* NTG d'environ 25 % de sables carbonatés, et ce rapport est supérieur à 90 % pour l'axe du chenal principal en tresse.

Le conduit principal se prolonge par un éventail formé d'une juxtaposition de lobes allongés jusqu'à 2,5 km de long et moins de 2 km de large, pour des épaisseurs de 5 à 20 m de haut. Leur juxtaposition produit un éventail de 5 à 10 km de large dominé par des faciès de turbidites de haute et basse densité avec un NTG d'environ 60 %.

L'ensemble du système de dépôt s'étend de la plate-forme jusqu'à 25-30 dans le bassin avec un volume moyen de 25 km^3 (Payros et al., 2007).

Quatre systèmes globalement identiques et superposés sont ainsi observés dans la formation d'Anotz, avec des épaisseurs d'éventails distaux variant entre 50 et 300 m. Ces quatre systèmes sont associés à quatre épisodes chronologiquement brefs (0,5 -2 Ma) en dehors desquels le système reste inactif. Ces épisodes d'activités sont associés à des épisodes d'activité de la faille de Pamplona qui provoque la progradation de la rampe carbonatée située sur le mur de faille, en situation de bas-niveau tectonique (et non eustatique). Cette progradation de la rampe provoque la mise en place des corps bioclastiques en position plus raide, plus proches de la pente et plus faciles à mobiliser lors d'épisodes de tempête, une mobilisation hydrodynamique étant le mécanisme privilégié par Payros et al., 2007. La superposition des quatre systèmes d'éventails calciclastiques montre bien la progradation associée à chaque nouvelle période d'activité du système.

Ces éventails sont, de façon remarquable, contemporains des mégabrèches pyrénéennes qui sont des corps gravitaires massifs bien individualisés dans les dépôts du groupe Hecho, et correspondent à des épisodes d'effondrements gravitaires exceptionnels, avec des volumes déposés atteignant les 200 km^3 et remplissant jusqu'à l'ensemble de la surface du bassin Sud-Pyrénéen.

Neuf systèmes de ce type ont été décrits dans le bassin de Jaca par Labaume et al. (1987) et sept dans le bassin de Pamplona par Payros et al. (1999) dont trois corrélables sur les deux bassins (Payros et al., 1999). Le terme de mégabrèche utilisé par Payros et al. (1999) apparaît plus pertinent que celui de mégaturbidites initialement proposé par Labaume et al. (1985). En effet leur description de faciès similaires font apparaître pour le même évènement une transition entre des faciès de mégabrèches immatures, dominés par des fabriques de débrites boueuses, et des faciès de mégabrèches matures, regroupant de bas en haut des faciès de débrites propres, *clast-supported*, des faciès de débrites boueuses et au-dessus une unité turbiditique comportant une unité grossière

sableuse (rudstone/grainstone) et une unité supérieure fine correspondant au retour progressif vers le dépôt des marnes du bassin (Figure A. II. 19). L'ensemble du dépôt de chaque évènement atteint des épaisseurs considérables, variant entre 25 et 200 m, les unités de débrites pouvant comporter des éléments plus ou moins lithifiés de plate-forme de plusieurs centaine de mètres de côté. Comme évoqué plus haut la distance d'écoulement est difficile à estimer, mais atteint probablement la totalité de la largeur du bassin, soit 30-50 km. La largeur des dépôts peut dépasser 100 km, mais des largeurs inférieures existent avec moins de 20 km.

Le membre turbiditique atteint pour un évènement individuels des épaisseurs variant de 3 à 60 m. La composante boueuse d'un évènement individuel atteint des proportions variables latéralement, évoluant en moyenne entre 40 et 70 % pour les différents écoulements. En conséquence le volume de sables déposé dans le bassin est de l'ordre de 20-50 km^3, soit comparable ou supérieur au celui du système calciclastique d'Anotz, mais réparti sur une surface plus grande.

Payros et al. (1999, 2007) ont montré que la mise en place de ces mégabrèches peut êtrerapportés à 4 courts épisodes qui coïncident avec l'activité du système calciclastique d'Anotz. Les phases tectoniques correspondantes seraient donc responsables de l'activation simultanée des deux systèmes de transferts gravitaires. L'étude de Labaume et al. (1987) dans le bassin de Jaca proposait une origine de ces mégabrèches par la déstabilisation de la plate-forme au Nord du bassin, situés dans l'arc pyrénéen en formation.

Payros et al. (1999) ont avancé de nombreux arguments pour défendre l'hypothèse inverse que nous retenons ici : les mégabrèches sont originaires des plates-formes situées au sud du bassin, dont elles partagent la composition faunistique et où sont observés des grandes cicatrices de glissement corrélables aux épisodes de dépôt des mégabrèches (Figure A. 2).

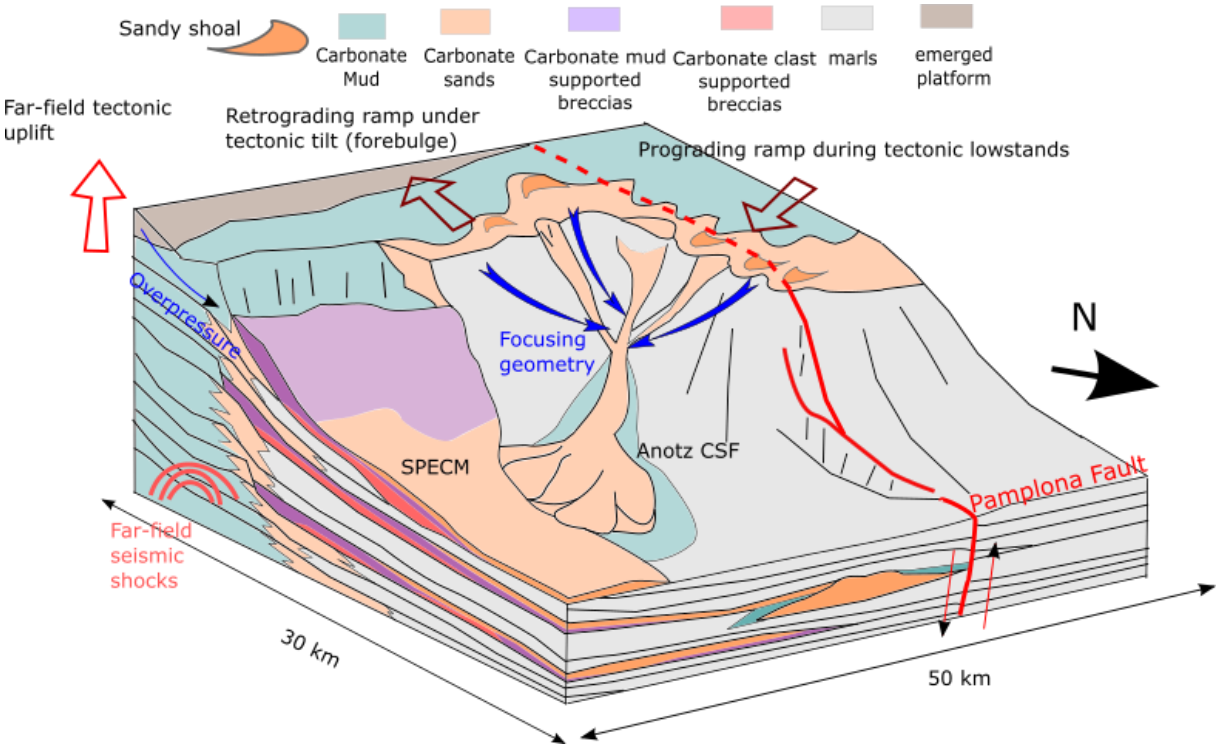


Figure A. 2 : Bloc-diagramme représentant les systèmes combinés Eocènes de l'éventail calciclastique de la formation d'Anotz et des mégabrèches Sud-Pyrénéennes au sein du bassin d'avant-pays Sud Pyrénéen. La même plate-forme est à l'origine de ces deux mécanismes de transfert, associés chacun à un contexte tectonique différent.

Dans ce scénario ce sont les mêmes épisodes tectoniques qui provoquent, à l'W de la faille de Pamplona la progradation de la rampe alimentant le système d'Anotz ; et à l'E la surrection du *forebulge* supportant la rampe, provoquant une rotation, avec émersion de la partie centrale de la plate-forme, et l'ennoiement et la rétrogradation de sa marge N. C'est dans ce contexte que les grands effondrements se mettent en place, probablement assistés par les chocs sismiques proches

ou transmis depuis les failles du système compressif pyrénéen, et par la possible mise en place de surpressions de fluides dans la plate-forme en situation de bas-niveau tectonique.

Ce cas remarquable montre la mise en place d'accumulations carbonatées distales considérables, par des mécanismes de transfert différents, associés pourtant à une même plate-forme source. Mais les différences de profils hérités (focalisation ou non) et d'évolution du profil sédimentaire (progradation ou rétrogradation) aboutissent à des processus de transfert tout à fait différent. Il est également intéressant de remarquer que les accumulations les plus volumineuses et les plus étendues sont associées aux phénomènes d'effondrement à grande échelle, et non aux écroulements gravitaires focalisés.

II. Fosse Vocontienne

Pendant le Jurassique et le Crétacé, la fosse Vocontienne constitue une dépression dans le bassin du Sud-Est français et forme un golfe en communication vers l'Est et le Sud-Est avec le système océanique de la Téthys Ligure. Il aparaît limité au Sud par la plate-forme provencale, à l'Ouest par le massif central d'origine hercynienne et au Nord par la marge passive dauphinoise du massif du Pelvoux. La partie orientale, distale, de ce golfe a été démantelée par la compression alpine, et ce sont désormais le système chevauchant de la nappe de Digne et le synclinal du Dévoluy qui limitent les affleurements de la fosse Vocontienne (Arnaud, 1981 ; Ferry & Grosheny, 2013 ; Godet et al., 2016).

Pendant une grande partie de l'histoire de ce bassin, après le rifting initial au Lias, plusieurs plate-formes carbonatées se succèdent sur le pourtour du bassin. Ces édifices carbonatés vont générer des systèmes transferts gravitaires remarquables par leurs tailles et leur diversité (Ferry & Flandrin, 1979 ; Courjault et al., 2011 ; Savary & Ferry, 2004 ; Ferry & Grosheny, 2013). Ces systèmes présentent aujourd'hui de nombreux affleurements, avec des possibilités d'observation variables suite à la déformation générale de la zone lors du cycle alpin, et une diagénèse généralement assez poussée.

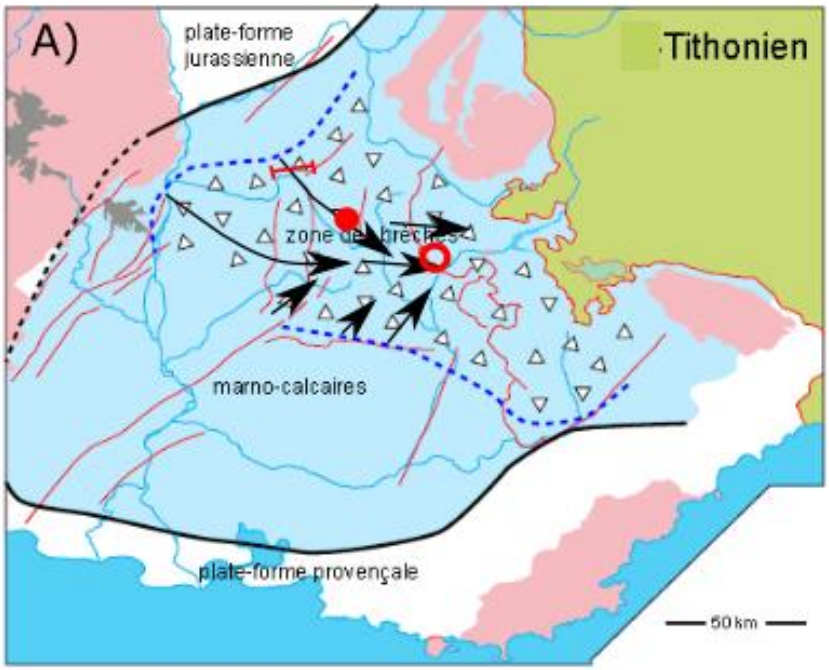


Figure A. 3 : Paléogéographie de la Fosse Vocontienne au Tithonien (Ferry et Grosheny, 2013). La zone de sédimentation hémipélagiquue Figure A. en bleu clair, avec les triangles indiquant la zone plus profonde de dépôt des brèches. Les flèches noires indiquent les principaux axes de dépressions sous-marines organisant leur mise en place. La coupe de la Figure A. 31 est indiquée par le trait rouge. Le cercle rouge plein renvoie à la position de la Figure A. 28, et le cercle vide à celle du lobe de Ceüse (Figure A. 29).

Dans le cadre d'une brève mission de terrain (3 jours) nous nous sommes attachés à l'observation de deux affleurements des systèmes gravitaires : 1) des brèches et faciès graveleux du Tithonien Supérieur et du Berriasien (Vallée sous-marine de Die) 2) des éventails gravitaires calciclastiques du Barrémo-Aptien (transect Vercors-Devoluy).

1. Brèches du Tithono-Berriasien

Au Tithonien, la fosse Vocontienne est entourée par un système de larges plateaux océaniques à sédimentation marno-calcaire, alimentés eux-même par des plates-formes carbonatées au N et au S (plates-formes jurassiennes et provençales) (Joseph et al., 1989) (Figure A. 3). Le bassin profond est marqué par le dépôt de systèmes massifs de brèches carbonatées issues probablement d'épisodes de déstabilisation à grande échelle du talus continental pour leur plus grande part (Courjault et al., 2011 ; Ferry & Grosheny, 2013). Ces brèches carbonatées sont dominées par des faciès de débrites granulaires (*clast-supported*) ou boueuses (*mud-supported*), mais présentent aussi des faciès calcarénitiques (Figure A. 4 & 7). Les phénomènes d'écoulement mis en jeu sont principalement des écoulements granulaires concentrés de types *debris flows* ou *grains flows*. Il est cependant possible d'observer des bancs composites avec un membre supérieur calcarénitique grano-classé indiquant la mise en place de turbidites de haute-densité (Courjault et al., 2011 ; Ferry et al., 2015). Leur observation détaillée a permis de mettre en évidence des systèmes de gouttières structurales concentrant ces écoulements massifs et leurs dépôts (Joseph et al., 1988 ; Joseph et al., 1989 ; Ferry et al., 2015).

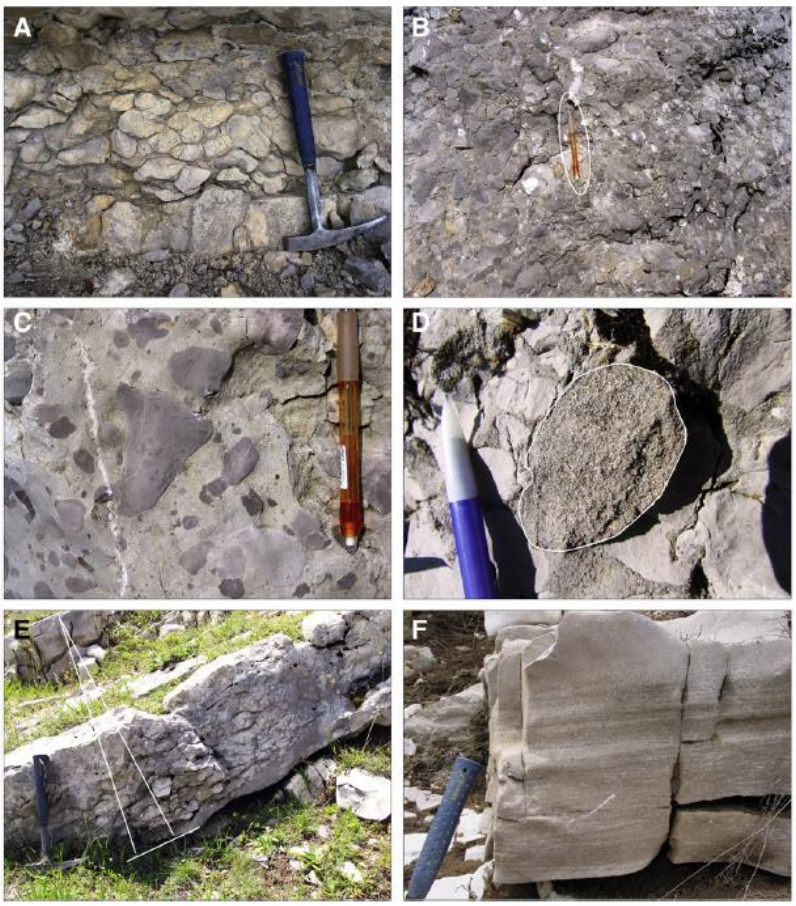


Figure A. 4 : Principaux faciès des brèches Tithoniennes observées dans le système de Ceüse (Ferry et al., 2015). A) Faciès noduleux autochtone B) brèche boueuse C) brèche granulaire D) galet de microbrèche indiquant plusieurs remobilisations successives E) Séquence granoclassée avec en F) le détail de la calcarénite laminée de la partie supérieure.

Figure A. 5 : Panorama de la montagne de Tarsimoure montrant la superposition d'unités continues des brèches tithoniennes dans le système de la Vallée de la Drôme (Courjault, 2011).

Certains canyons débouchent sur des systèmes de lobes distaux dominés par des faciès grossiers, comme celui de Ceüse (Ferry et al., 2015). Cela témoigne de transport à grande distance (> 50 km) de matériel pourtant très grossier (Figure A. 4). Ce systèmes de focalisation et de chenalisation des écoulements présentent une remarquable stabilité pendant plusieurs millions d'années (152-145 Ma) (Courjault et al., 2011) (Figure A. 5). Ils constituent un très bon exemple des morphologies héritées susceptibles de contrôler les transferts gravitaires distaux carbonatés.

A proximité de la localité de Marignac-en-Diois, il est possible d'observer les affleurements terminaux d'âge Berriasien d'un de ces sillons d'approvisionnement, la paléo-vallée de Die (Joseph et al., 1988) qui fait partie du système de la Drôme décrit par Courjault et al. (2011). On y observe une imbrication de *slumps*, de coulées de débris et de dépôts d'écoulements concentrés sableux correspondant à un épandage de matériel issu des plates-formes berriasiennes (Figure A. 8). Il est ainsi notamment possible d'y observer des chenaux hectométriques permettant le transit de calcarénites bioclastiques .

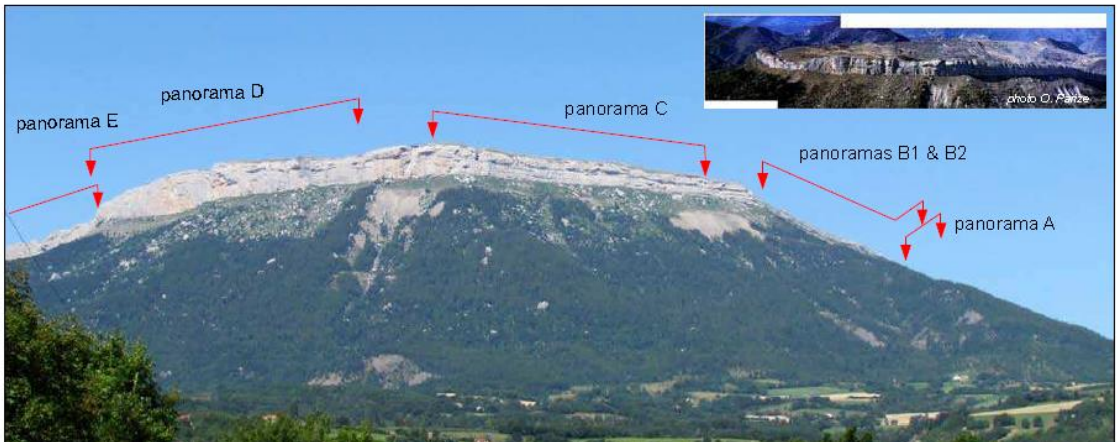


Figure A. 6 : Panorama de la falaise de Ceüse couronnée par un lobe de brèche tithonienne formant la falaise bien visible (Ferry & Grosheny, 2013).

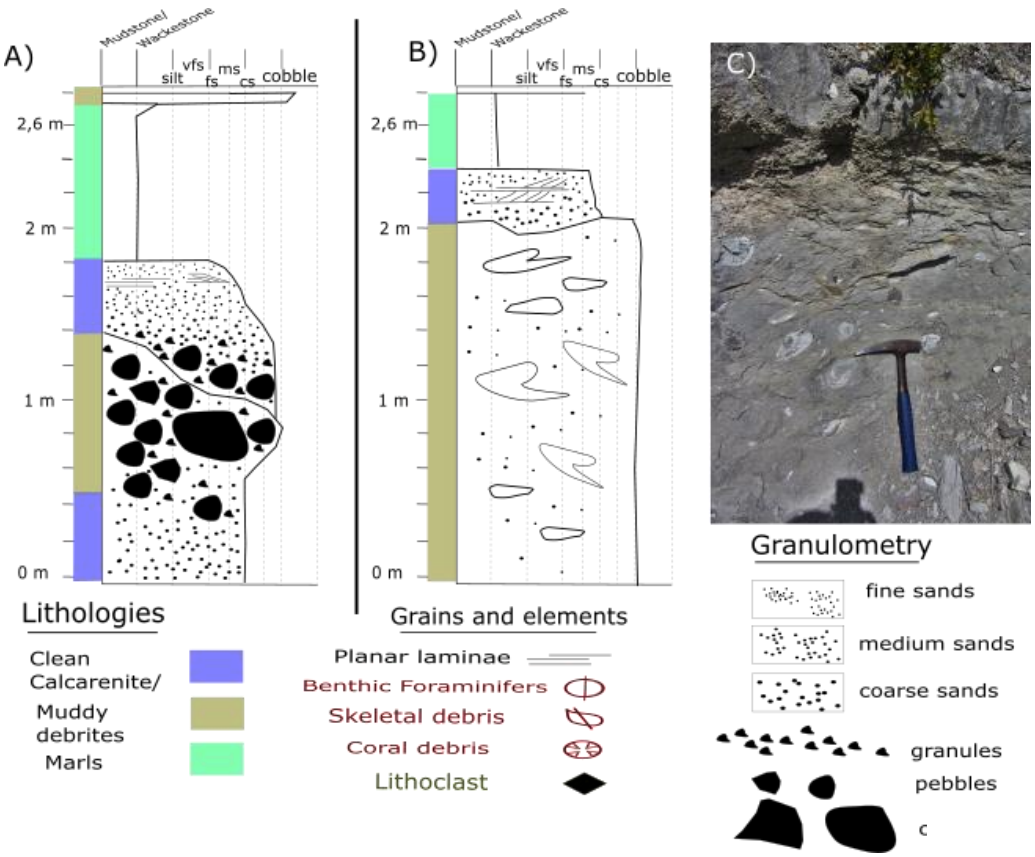


Figure 7: Dépôts de calcidébrites observées sur l'affleurement de Marignac. A) Coulée bréchique du Tithonien supérieur surmontée par une turbidite potentiellement associée. B) Débrite sableuse (« coulée à phacoïdes ») Berriasienne avec la turbidite terminale associée (photo C)).

La base de l'affleurement est constituée de deux coulées marneuses d'épaisseurs plurimétriques à sables grossiers et gravelles bioclastiques micritisés, comportant des lambeaux décimétriques de calcaire pélagique lithifié, ou de calcarénite remaniée (Figure A. 7). Ces deux coulées sont surmontées d'une calcarénite granoclassée, indiquant une transformation de l'écoulement en courant de turbidité (voir aussi Figure A. II. 19). Ces coulées sont interprétées comme le résultat d'un effondrement de grande échelle de la plate-forme résultant en un *debris flow* confiné remaniant progressivement les éléments rencontrés sur son parcours (Joseph et al., 1988).

Ces coulées sont surmontées par la formation des « calcaires sableux » (Y, Figure A. 8) présentant des assemblages bioclastiques pélagiques dans une fabrique wackestone à packstone avec des indices de courants tractifs dilués. Cette formation correspond probablement à la sédimentation de « bruit de fond » de la vallée sous-marine (Figure A. 8).

Elle est entaillée par le dépôt de deux épaisses séquences calcarénitiques successives (Z_1 et Z_2) organisées en deux séquences strato-et grano-décroissantes à base érosive d'une épaisseur totale de 5-10 m (Figure A. 8). La partie inférieure correspond à des bancs métriques très grossiers à grano-classement très fruste de type «*coarse-tail grading* », la partie supérieure à des bancs granoclassés décimétriques, présentant les termes T_A et T_B de Bouma, à géométrie ondulée organisée par des mégarides de courant (Figure A.s 9 et 10).

Ces séquences calcarénitiques Z_1 et Z_2 indiquent probablement le remplissage de chenaux par des courants sableux concentrés (*grain-flows*) évoluant vers des courant turbiditiques de haute-densité. Leur organisation par rapport au dépôt des calcaires sableux permet de considérer qu'il s'agit d'un dépôt d'inter-chenal à l'intérieur de la vallée sous-marine.

L'observation de ce système permet d'illustrer la juxtaposition dans les dépôts de la vallée sous-marine de coulées de débris correspondant à des effondrements catastrophiques de grande-ampleur, et des dépôts de chenaux calcarénitiques alimentés par des mécanismes *a priori* de plus petite échelle et davantage récurrents. On remarquera qu'à 40 km au SE de l'affleurement, on a pu décrire des lobes calcarénitiques kilométriques, alimentés par des chenaux de taille nettement plus réduite (Joseph et al., 1988). Cette vallée sous-marine semble en effet être marquée par une rétention importante du matériel sableux dans le canyon bien en amont de la zone possible

d'épandage. Cette configuration correspond aux modèles de transfert des sédiments dans de nombreux systèmes clastiques, avec une importante capacité de stockage dans le canyon (Talling, 2014).

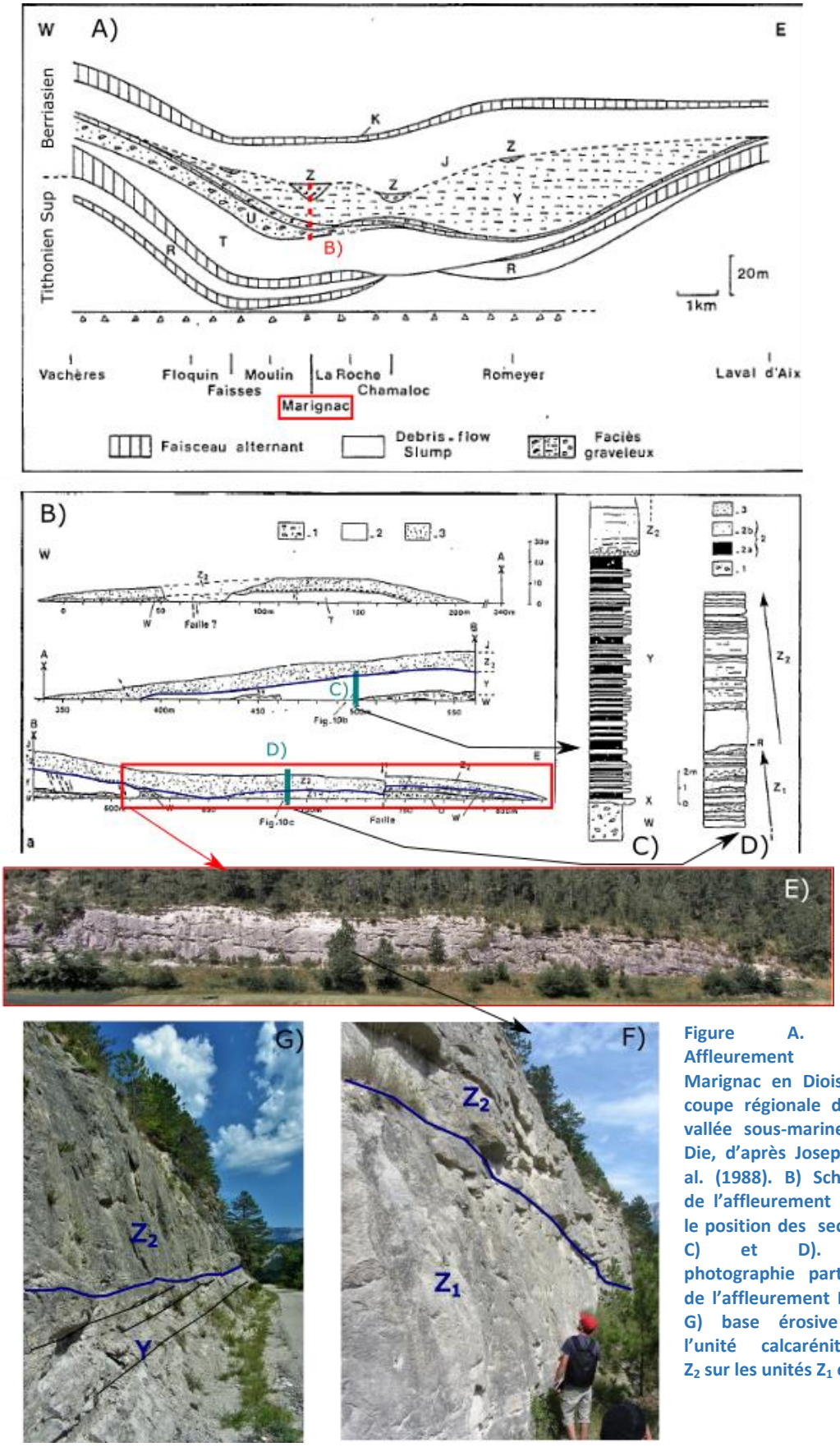


Figure A. 8 : Affleurement de Marignac en Diois. A) coupe régionale de la vallée sous-marine de Die, d'après Joseph et al. (1988). B) Schéma de l'affleurement avec le position des section C) et D). E) photographie partielle de l'affleurement F) et G) base érosive de l'unité calcarénitique Z_2 sur les unités Z_1 et Y.

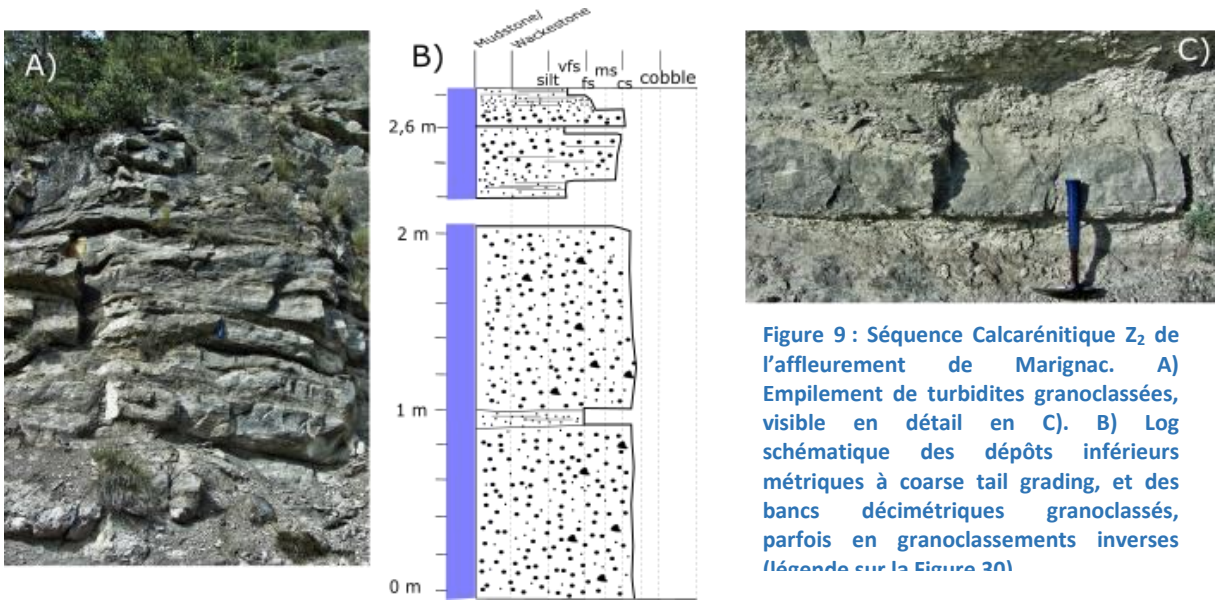


Figure 9 : Séquence Calcarénitique Z_2 de l'affleurement de Marignac. A) Empilement de turbidites granoclassées, visible en détail en C). B) Log schématique des dépôts inférieurs métriques à coarse tail grading, et des bancs décimétriques granoclassés, parfois en granoclassements inverses (légende sur la Figure 30)

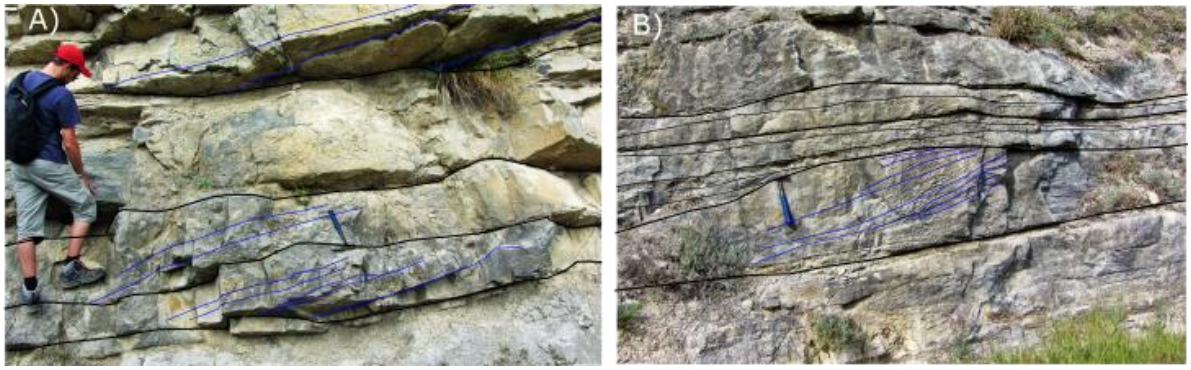


Figure A. 10 : Bancs calcarénitiques de la séquence Z_2, présentant des formes de mégarides 3D.

2. Eventails calciclastiques du Barrémo-Aptien

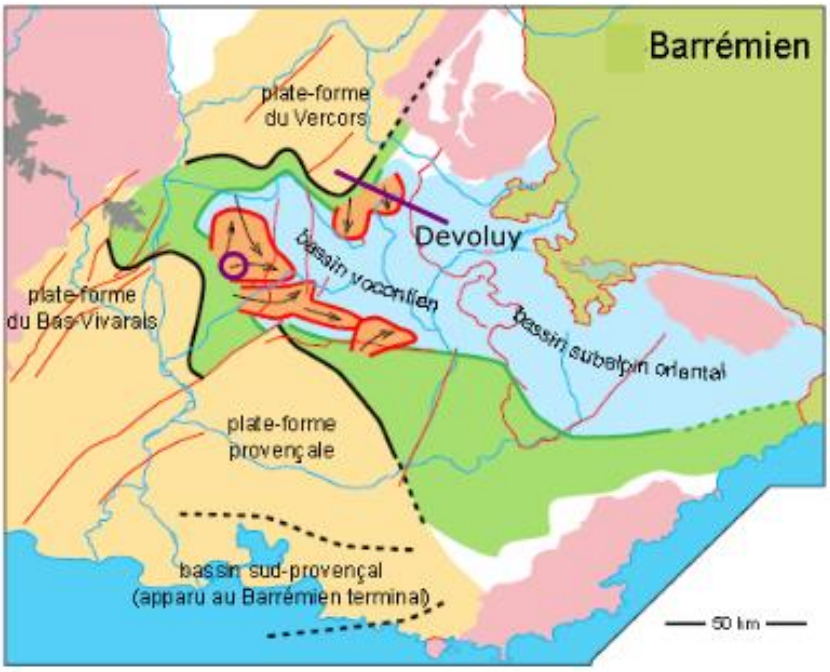


Figure A. 11 : Paléogéographie de la Fosse Vocontienne au Barrémien (Ferry et Grosheny, 2013). La zone de sédimentation hémipélagique Figure A. en bleu clair, les plates-formes carbonatées en orange clair, le talus sous-marin

en vert, et les systèmes de dépôts calciclastiques en orange foncé. La coupe de la Figure A. 14 est indiquée par le trait violet. Le cercle violet indique à la position du système des Aures-Pas de la Cluse illustré à la Figure A. 20.

Au début du Barrémien, la paléogéographie de la région a considérablement évolué (Figure A. 11). La fosse vocontienne est entourée de plate-formes carbonatées globalement progradantes. Au Nord la plate-forme du Vercors forme une péninsule orientée vers le Sud dans le bassin. Son flanc SE est limité par une série de failles normales, en particulier par la faille de Menée. Le paléo-profil de pente est cependant relativement doux, avec une sédimentation carbonatée de talus importante qui assure le maintien d'une géométrie *distally steepened*. La profondeur du bassin est à cette époque de l'ordre de 1000 m environ (Ferry & Flandrin, 1979 ; Arnaud et al., 1981). C'est dans ce cadre maintenu pendant environ 5 Ma (129-124 Ma), jusqu'à l'Aptien inférieur que se mettent en place des accumulations gravitaires calciclastiques sableuses sur plus de 200 m d'épaisseur totale (Arnaud, 1981).

La source de ces accumulations est bien connue grâce aux nombreux travaux décrivant les environnements de dépôt de la plate-forme urgonienne du Vercors (Arnaud, 1981 ; Jacquin et al ., 1991 ; Hunt & Tucker, 1993 ; Richet et al., 2011). Celle-ci présente un profil de rampe où on peut identifier des accumulations importantes de sables bioclastiques en position externe (Figure A. 12).

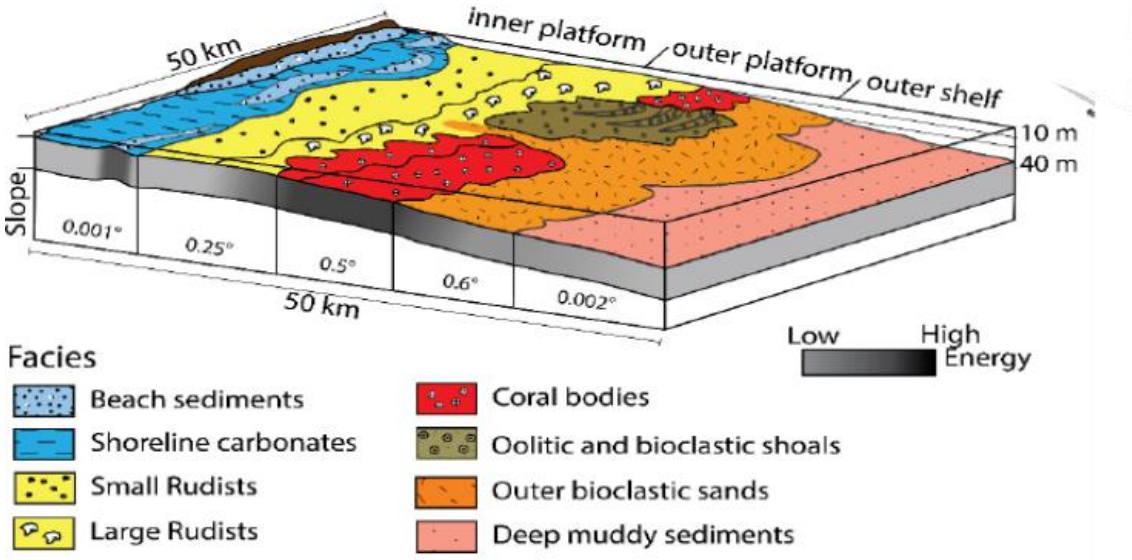


Figure A. 12 : Bloc diagramme schématique indiquant les principaux éléments des rampes de la plate-forme urgonienne (Lantaume et al., 2016).

Ils sont alimentés aussi bien par les débris de rudistes, producteurs dominants de la plate-forme interne, que par la production *in-situ* d'un assemblage d'algues vertes et de foraminifères benthiques (orbitolines, dasycladacées) (Arnaud et al., 1981 ; Richet, 2011). Ce sont ces dernières accumulations qui constituent la source principale des lobes bioclastiques barrémiens. En cas de chute du niveau marin, elles peuvent migrer sur des positions plus distales sur le profil *distally steepened* (Arnaud et al., 1981 ; Jacquin et al., 1991 ; Hunt & Tucker, 1993 ; Godet et al., 2016).

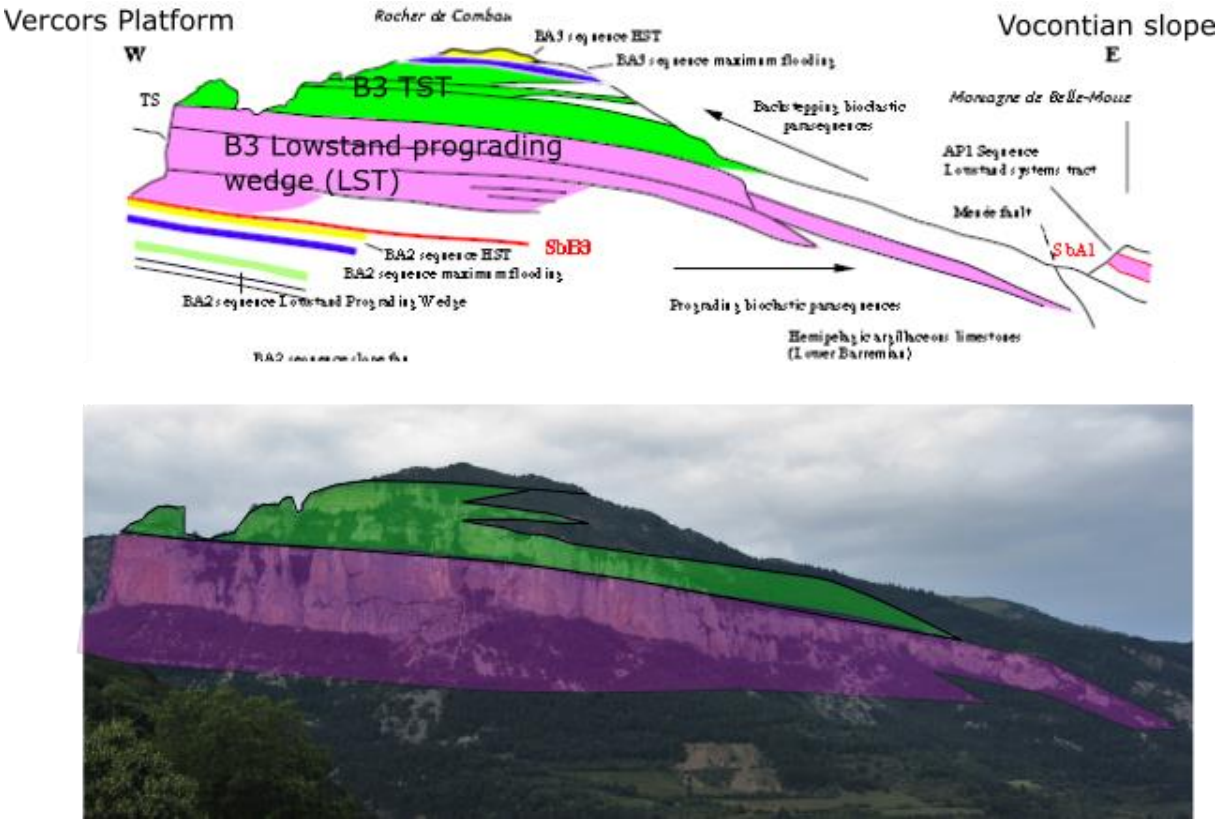


Figure A. 13 : Panorama du Rocher de Combau, présentant le prisme bioclastique progradant de bas-niveau de la séquence B3 (rose) et les dépôts transgressifs de cette même séquence (vert). Schéma d'après Godet et al., 2016

Les accumulations gravitaires dans le bassin sont dominées par des sables bioclastiques, avec des compositions très proches de celle des corps de la marge externe. *A contrario* les débris de rudistes y sont rares. Elles sont également associées stratigraphiquement à des contextes de bas-niveaux marins où la plate-forme est émergée et où se développent des prismes progradants de bas-niveau dominés par ces faciès de rampe externe (Figures A. 13 & 14).

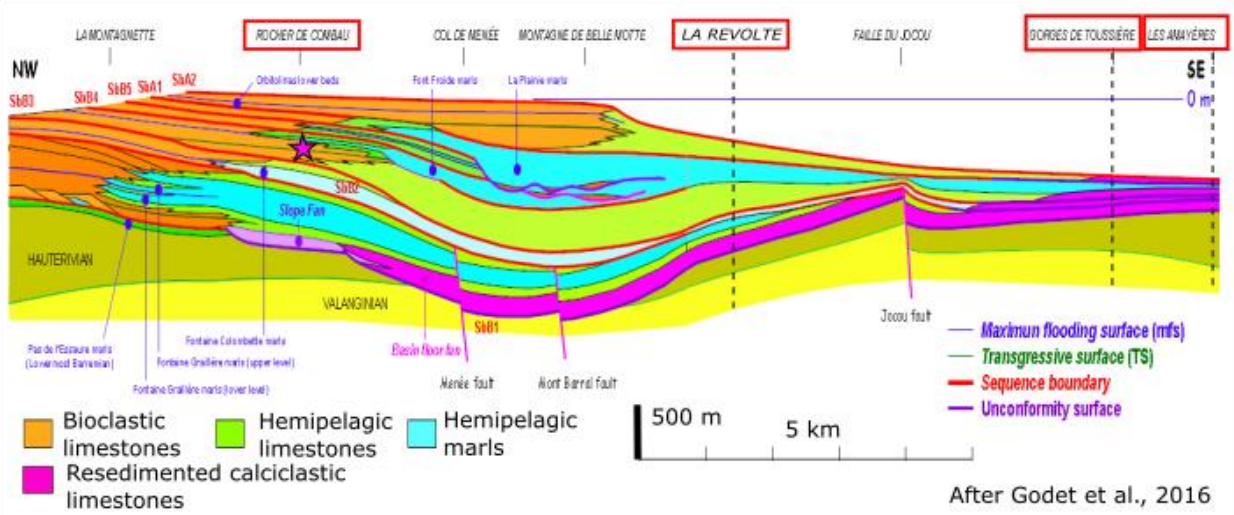


Figure A. 14 : Coupe structurale de la plate-forme du Vercors et du Nord de la Fosse Vocontienne suivant la paléogéographie aptienne. Les principales séquences et leurs limites sont indiquées, ainsi que les faciès majeurs de dépôt. En rouge sont encadrés la position des localités étudiées lors du terrain. L'étoile rose indique la position de l'affleurement du rocher de Combau.

Pendant cette courte mission de terrain, trois coupes décrites par Arnaud (1981) ont été examinées pour observer les faciès gravitaires correspondants. Il s'agit d'une part de la coupe de la Révolte, située au pied du talus, et des coupes de Gorges de Toussières et des Amayères, situées dans le

bassin en domaine relativement proximal (Figure A. 14). Le domaine distal est malheureusement très érodé du fait de la structuration du massif du Dévoluy et les coupes y sont moins accessibles.
Les dépôts gravitaires bioclastiques s'y organisent en corps d'épaisseurs variables suivant les sections, indiquant la progradation générale de l'ensemble (Figure A. 15). La coupe de la Révolte permet d'observer le plein développement du *Basin Floor Fan* de la première séquence barrémienne (B1), présent également dans la coupe des Amayères mais très réduit au niveau de la gorge des Toussières. A l'inverse, les systèmes suivants ne sont plus présents au niveau de la Révolte, mais se développent largement dans les gorges des Toussières et des Amayères. Le système de dépôt de la séquence B5 au Barrémien terminal n'est vraiment exprimé que dans le massif du Dévoluy en correspondance avec des lacunes sédimentaires dans les coupes plus proximales (Arnaud, 1979).

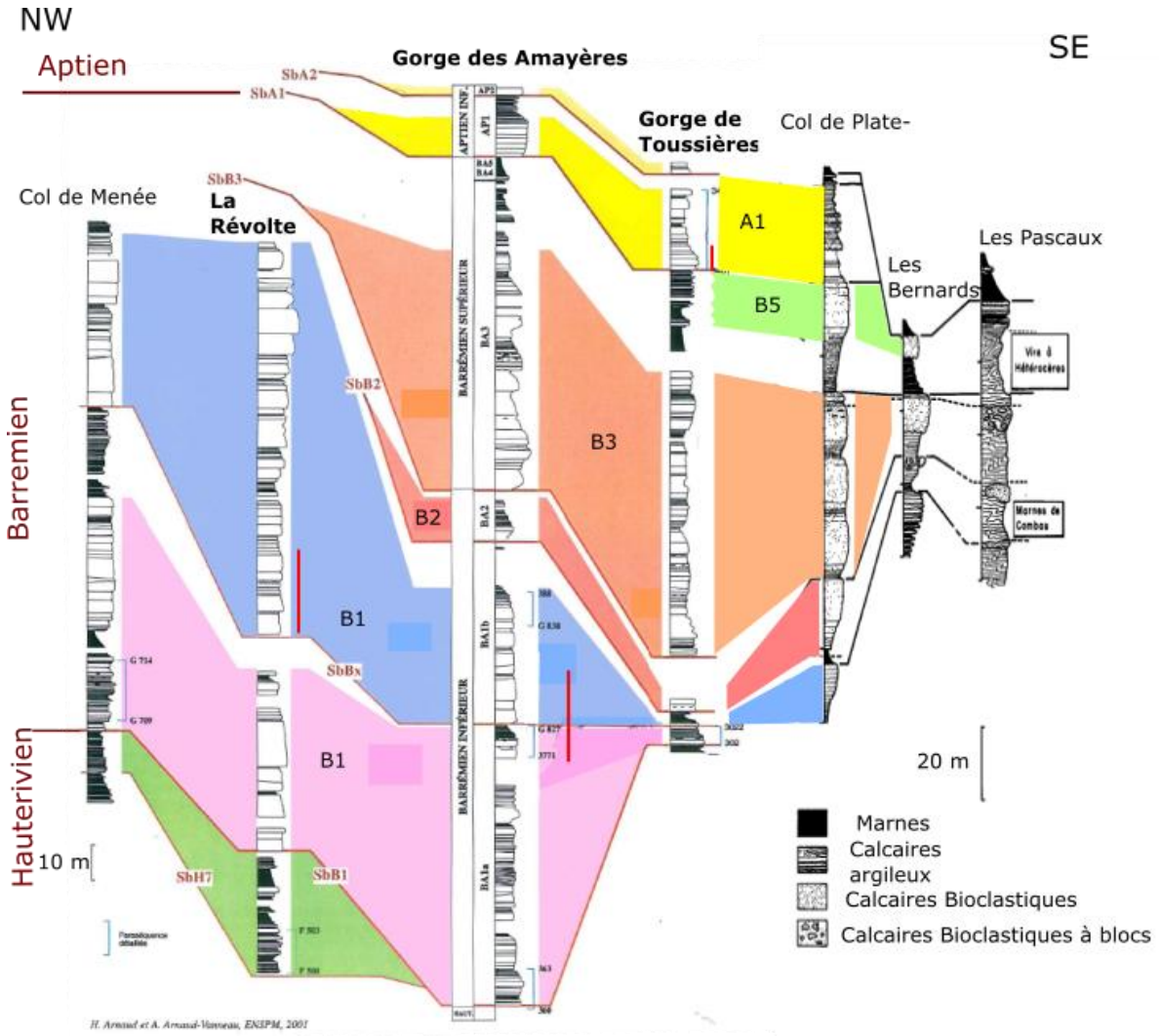


Figure A. 15 : Corrélation des principaux lobes bioclastiques du barrémo-Aptien dans la zone Vercors Devoluy, du proximal (NW) vers le distal (SE) avec les principales séquences (d'après Arnaud & Arnaud-Vanneau, 2002 et Arnaud et al. (1979). Les coupes du Col de Menée et de La Révolte sont situées sur le domaine de talus, proximal et distal respectivement. Les autres coupes sont localisées dans le bassin. En gras sont indiquées les coupes étudiées lors de la mission de terrain, et en rouge les intervalles décrits dans les Figure A.s 16, 17 et 18.

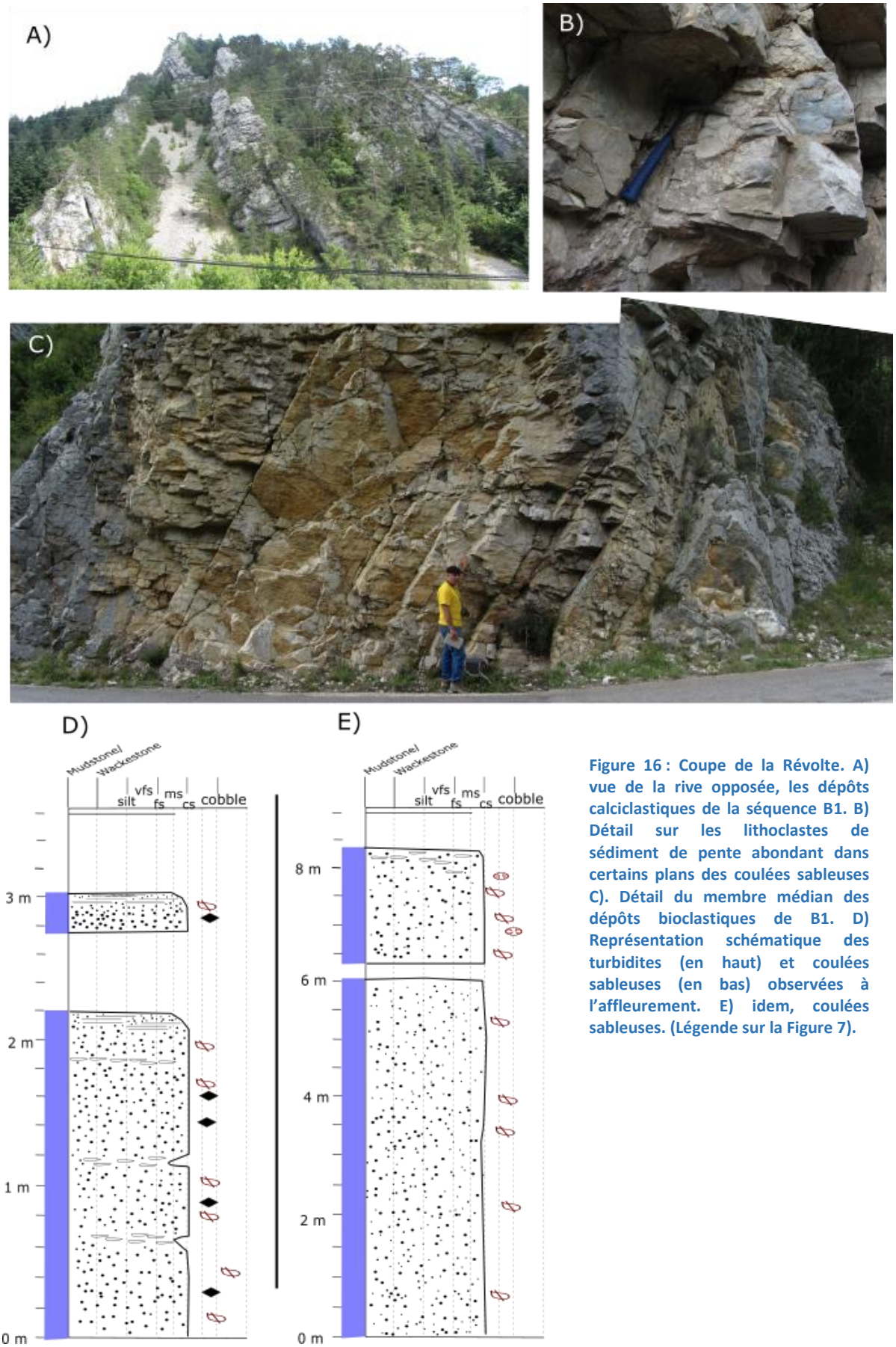


Figure 16 : Coupe de la Révolte. A) vue de la rive opposée, les dépôts calciclastiques de la séquence B1. B) Détail sur les lithoclastes de sédiment de pente abondant dans certains plans des coulées sableuses C). Détail du membre médian des dépôts bioclastiques de B1. D) Représentation schématique des turbidites (en haut) et coulées sableuses (en bas) observées à l'affleurement. E) idem, coulées sableuses. (Légende sur la Figure 7).

La coupe de la Révolte montre le développement sur plus de 200 m d'épaisseur des accumulations gravitaires de la séquence B1 (Figure A. 16). Ces accumulations sont organisées en plusieurs membres constitués principalement de l'empilement direct des coulées sableuses (*sandy debris-flows*) de plusieurs mètres d'épaisseurs qui forment des membres séparés par des intervalles de

bancs plus fins. Ceux-ci sont composés de turbidites d'épaisseurs décimétriques qui expriment principalement les membres T_A et T_B de la séquence de Bouma. Les faciès de coulées sableuses sont par contre dominées par une granulométrie grossière et mal triée, avec parfois un sommet plus fin (sables moyens). Elles présentent un faciès de *coarse tail grading* similaire à celui observé pour les calcarénites du Berriasien (section D.II.2 c)). On peut remarquer la présence de nombreux galets mous dans les coulées sableuses et les turbidites indiquant une érosion importante de la pente lors de l'écoulement.

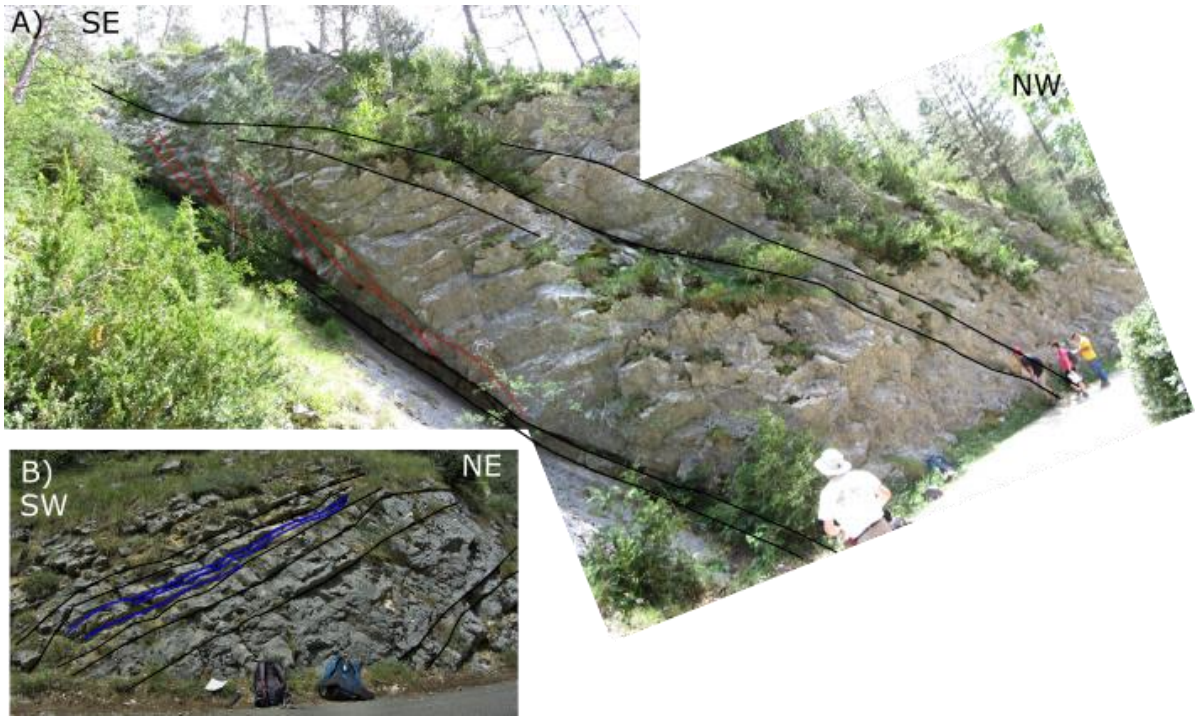


Figure A. 17 : Gorge des Amayères. Dépôts calciclastiques de la partie supérieure de la séquence B1, présentant différentes organisations. A) Large coulée sableuse organisée en mégarides 3D (rouge, migration vers le S-SW). B) Dépôts strato-décroissants de calciturbidites à base érosives et contacts en onlap (bleu).

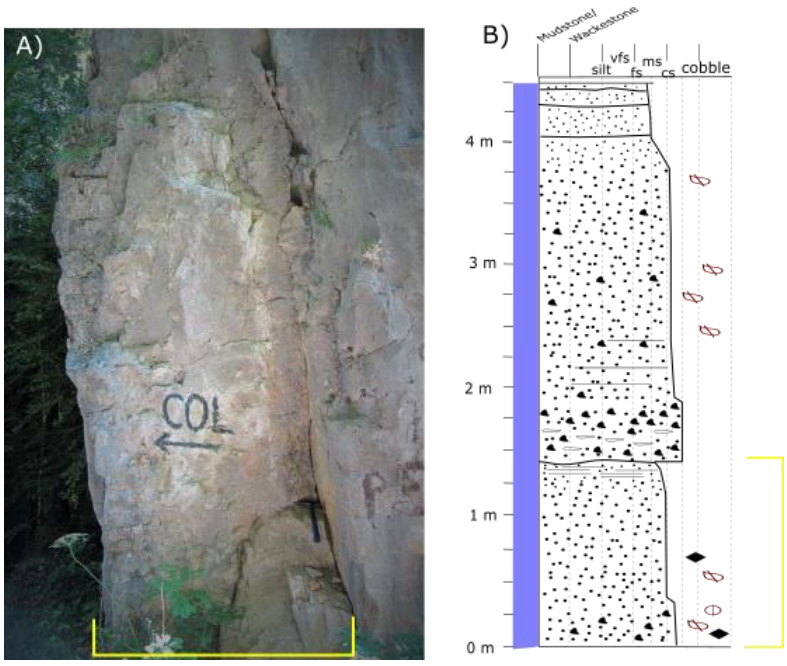


Figure 18 : Gorge de Toussières, bancs inférieurs de la séquence A1. A) Coulée sableuse (soulignée en jaune). B) Log de deux coulées sableuses superposées (même banc indiqué en jaune) présentant un certain degré de granoclassement (turbidites de haute densité). (Légende sur la Figure 7).

Les affleurements de la coupe des Amayères sont malheureusement d'un accès relativement compliqués et très altérés par la diagénèse d'enfouissement. On peut cependant y observer une succession des coulées massives dans les accumulations des séquences B1 et B3, parfois séparées par

des empilements strato-décroissants de turbidites (Figure A. 17). Les interruptions complètes de la sédimentation gravitaire sableuse sont cependant là aussi très rares.
La coupe des Gorges de Toussières permet d'observer les dépôts des séquences B3 et A1 principalement (Figure A. 15). Ils montrent des géométries globalement identiques, avec une persistance des coulées sableuses plurimétriques séparées par des intervalles de turbidites décimétriques (Figure A. 18). La granulométrie observée est cependant plus faible qu'au niveau de la coupe de la Révolte et les coulées présente un granoclassement mieux exprimé.

L'organisation spatiale des dépôts gravitaires (Figure A. 19) pour les principales séquences B1 et B3 montre :

- un système B1 en dépôt sur le talus et dans le bassin suivant des directions divergentes indiquant probablement une interaction avec plusieurs gouttières chenalisantes.
- un système B3 en bypass sur le talus et reprenant en partie dans le bassin les axes de dépôt privilégiés pendant la séquence B1.

On peut ainsi observer le rôle majeur des héritages structuraux dans la mise en place des dépôts gravitaires, que ce soit dans la pente, avec le jeu de la faille normale de Menée, ou dans le bassin avec la persistance de topographies concentrant les dépôts gravitaires (Arnaud, 1979 ; Arnaud, 1981 ; Joseph et al., 1989).

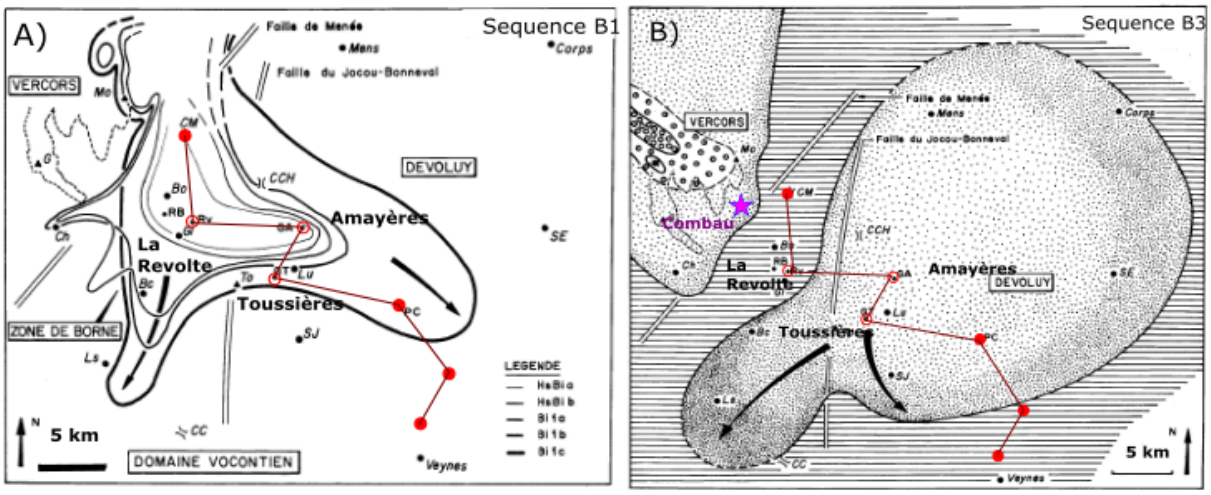


Figure A. 19 : Cartes paléogéographique des systèmes gravitaires étudiés, pour la séquence B1 et ses différents membres (A)), et pour la séquence B3 (B)). Les sections de la Figure A. 14 sont indiquées par des cercles, vides pour les trois sections étudiées lors du terrain, et pleins pour les autres sections. La position du rocher de Combau est indiquée par l'étoile rose en B). Cartes tirées d'Arnaud (1981).

On peut également constater que dans l'état actuel de leur description, ces systèmes présentent une organisation assez différente du modèle du CSF. En particulier il est difficile d'identifier séparément un chenal de transfert et en éventail distal : on observe plutôt la superposition de d'épandages de coulées contraintes par la topographie héritée. Des systèmes de chenaux tributaires dans la pente sont décrits, en particulier pour les séquences du Barrémien terminal et de l'Aptien (Arnaud, 1981 ; Godet et al., 2016). Mais de manière générale ces structures apparaissent assez peu développées en particulier pour le membre B1 qui exprime un tablier de pente presque continu sur le talus. L'évolution du profil du fait, d'une part, du jeu des failles normales dans le talus et, d'autre part, de la progradation, peut contribuer à expliquer cette évolution.

A l'inverse, le système des Aures-Pas de la Cluse, décrit au SW de la fosse Vocontienne, à la marge de la plate-forme provençale, montre l'existence de systèmes contemporains et de même composition mais bien organisés en chenaux de pente et lobes terminaux (Savary et Ferry, 2004) (Figure A. 20). Les dimensions du système sont par contre nettement inférieures. Il permet de

constater l'existence de systèmes gravitaires très contrastés à partir de la même source, mais sur des profils différents.

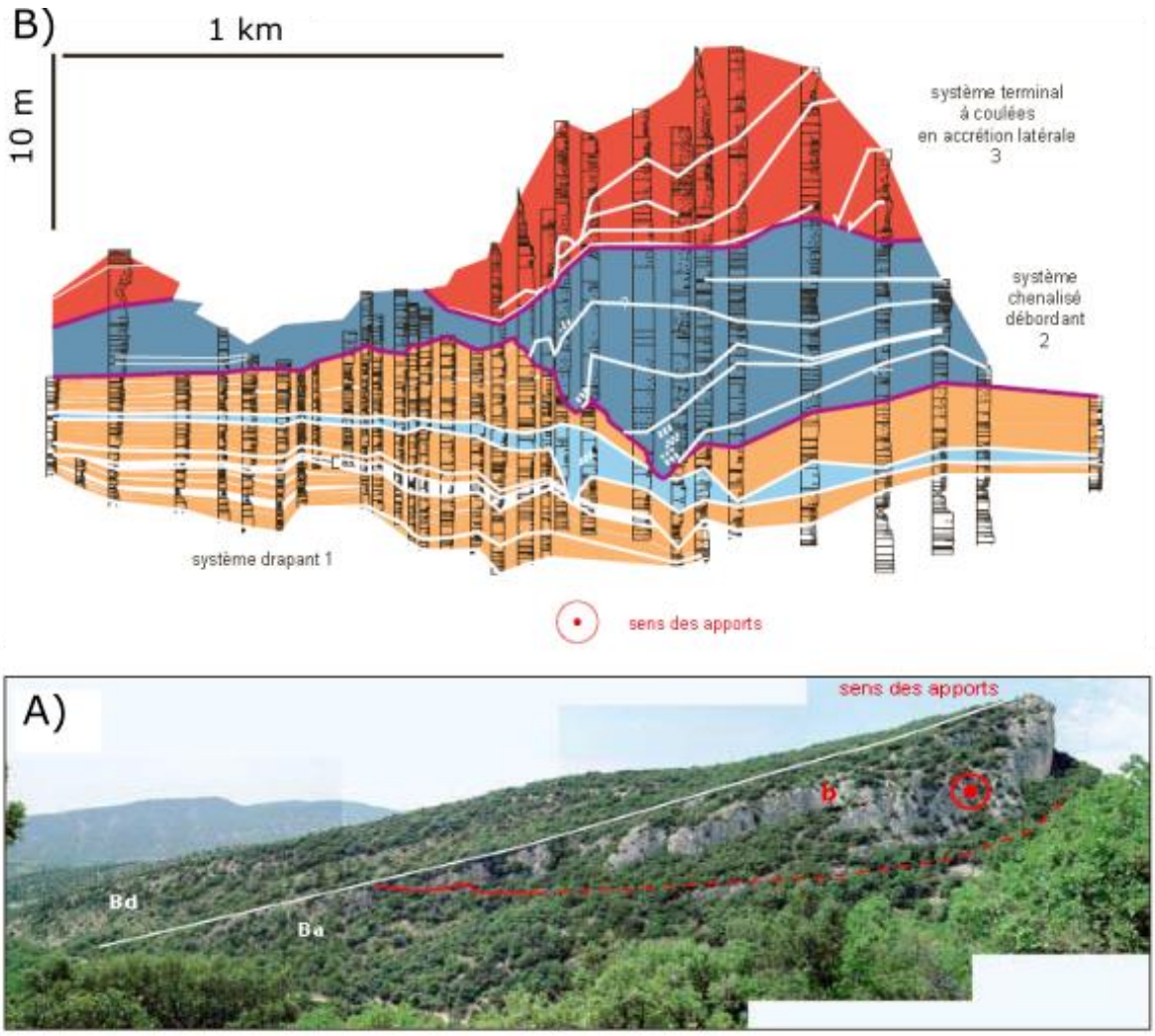
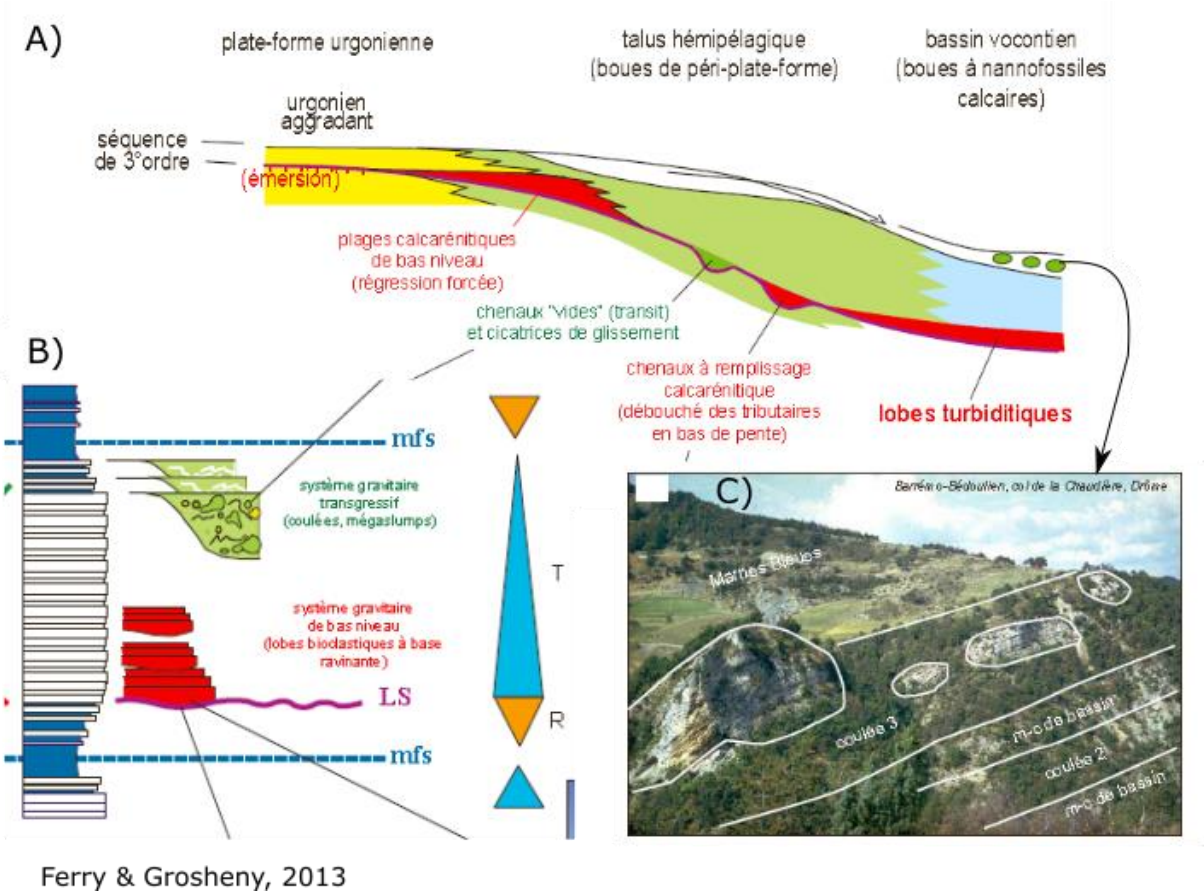


Figure A. 20 : Système chenal-lobe calciclastique des Aures–Pas de la Cluse (d'après Ferry & Grosheny, 2013). A) Affleurement des Aures montrant un coupe du chenal d'approvisionnement. B) Coupe schématique du lobe associé du Pas de la Cluse, avec trois divisions génétiques, de bas en haut : (1) système en drapage, (2) système chenalisé avec levée de débordement et (3) système grossier en accrétion latérale.

Les transferts calciclastiques sableux ne sont cependant pas les seuls transferts gravitaires observés à partir de la plate-forme urgonienne du Vercors. Plusieurs dépôts successifs de mégabrèches boueuses sont observés dans le bassin, associés à de larges surfaces d'érosion sur le haut de la plate-forme (Ferry & Flandrin, 1979) (Figure A. 21). Ces déstabilisations semblent se produire principalement en contexte de transgression et d'inondation de la plate-forme alors que les accumulations sableuses de la rampe externe sont réduites. A l'inverse les périodes de bas-niveau marin correspondent au développement des transferts gravitaires sableux et des systèmes calciclastiques décrits ci-dessous. Le développement de corps sableux près de la pente constitue en effet une source très favorable (Ferry & Grosheny, 2013). Ces systèmes semblent être actifs pendant des durées assez courtes, de l'ordre de 0,3-0,5 Ma. Ces durées supposent une productivité très importante de la fabrique de marge externe, et un mécanisme de remobilisation favorable.

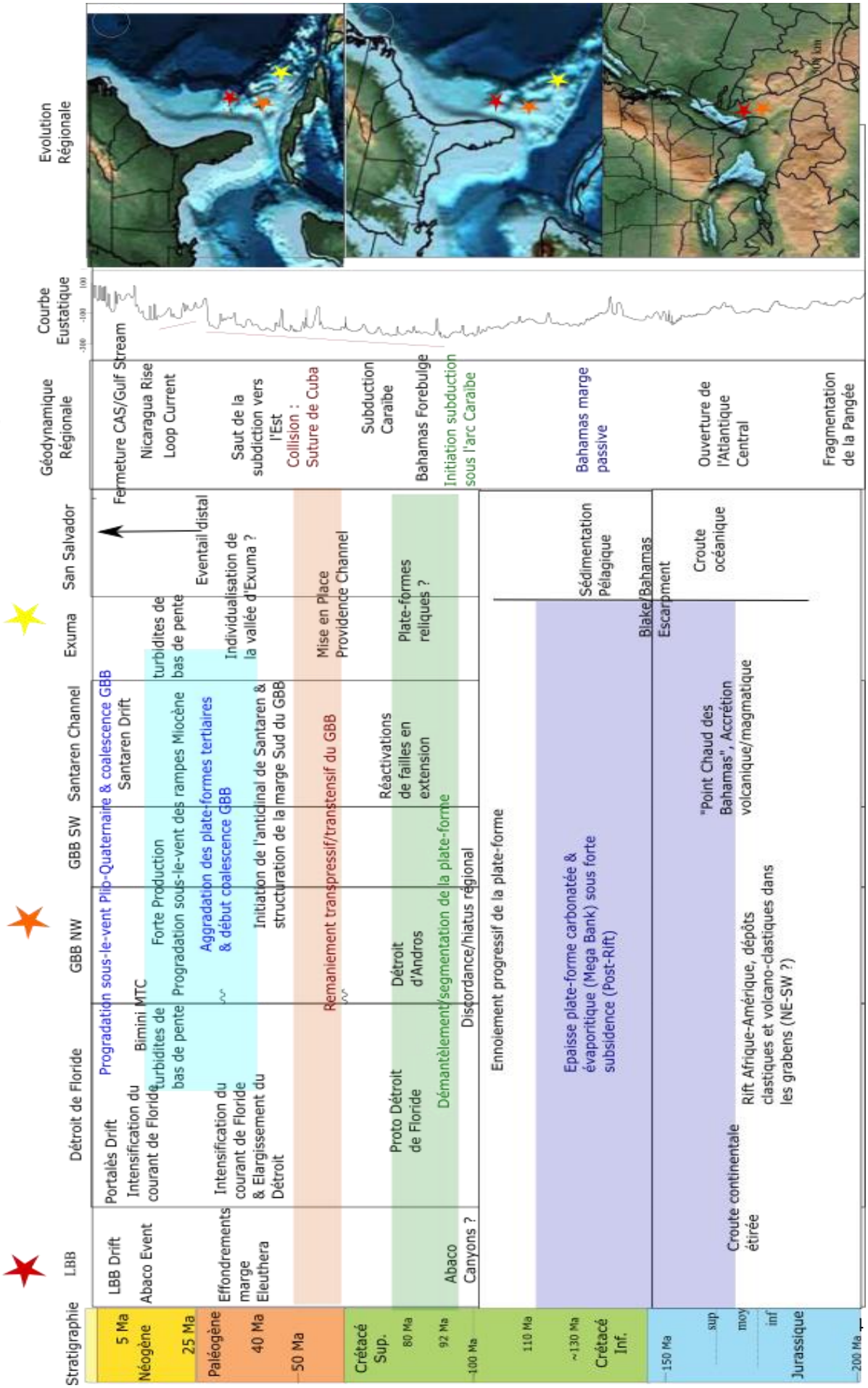
Le contexte de structuration tectonique importante du bassin Vocontien, le volume des corps sableux observés et l'existence de paléo-surfaces d'effondrements gravitaires dans les corps marginaux suggèrent une remobilisation par des effondrements gravitaires récurrents et de tailles importantes (Arnaud, 1981).



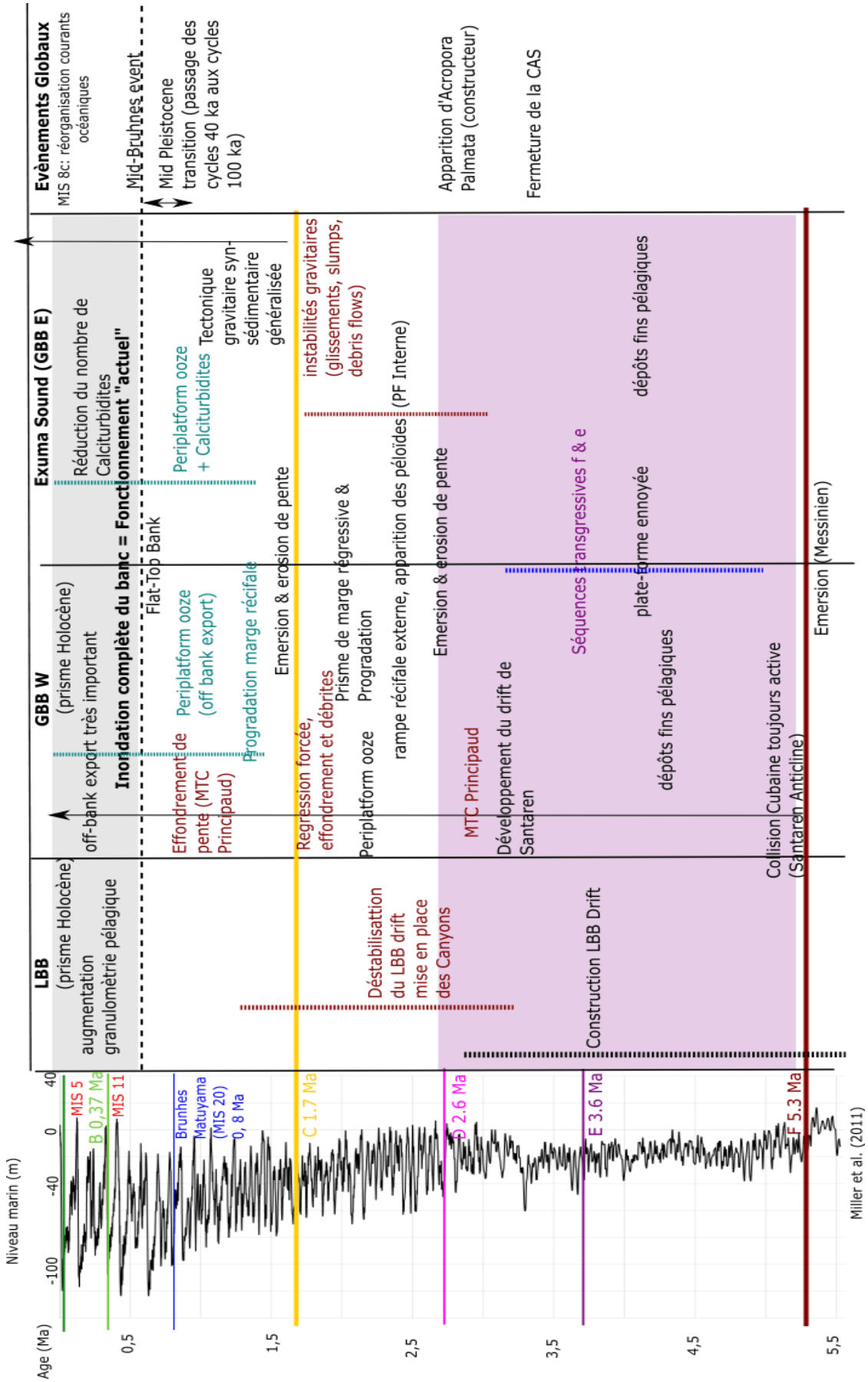
Ferry & Grosheny, 2013

Figure A. 21 : Fonctionnement des systèmes gravitaires de la plate-forme barrémo-aptienne, d'après Ferry & Grosheny (2013). A) coupe schématique des séquences progradantes de plate-forme, avec la mise en place de système gravitaires bioclastiques lors de la régression forcée de la marge de plate-forme en période de bas-niveau marin relatif, et des effondrements gravitaires de grande taille lors de l'aggradation de la plate-forme en période de transgression/haut-niveau marin relatif. B) Représentation associée en section. C) Coulée boueuse n°3 du Col de la Chaudière.

Annexe 2A : Histoire Géodynamique des Bahamas (Jurassique-Présent)



Annexe 2B : Histoire Géodynamique des Bahamas (Plio-Quaternaire)



Annexe 3 : Synthèse des interprétations chronostratigraphiques pour le transect « Western Line »

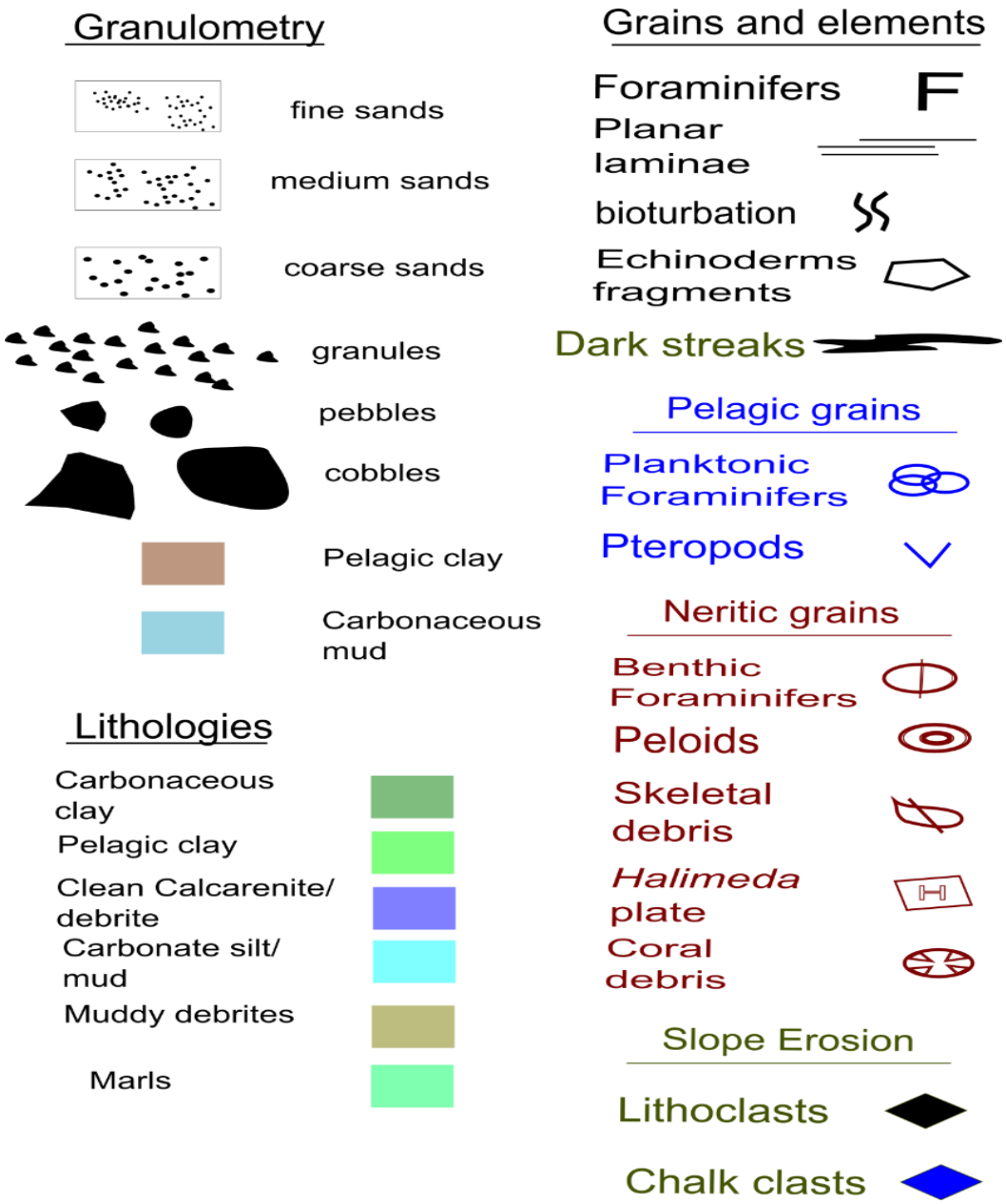
Stratigraphic marker	Age (Myr)	Unda		Clino		1005		1004		1003		1007	
		Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)	Depth (mbsf)	TWT (ms)
***t2* (Top MIS 2)**	**0.014**	**6**	**50**	**7**	**62**	**18**	**25**	**18**	**20**	**15**	**20**	**7**	**5**
A (Wunsch et al., 2018)	~0.02					19	24	16	20	13	16	2	3
Ple. 4 (Principaud et al.. 2016)	0.1												
MIS 2 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.014					11.96				11.72		1.22	
A (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	0.1 (0.09-0.16)					20	25	15	20	8	10		
A Eberli et al., 1997b	<0.83			21.3									
A Eberli et al., 2001	<0.83			21.9	62								
A McNeill et al., 2001	<0.83			21.9									
***t6* (Top MIS 6)**	**0.13**	**10**	**50**	**11**	**50**	**30**	**45**	**40**	**48**				
B4 (Wunsch et al.. 2018)	~0.18					33	41	21	26				
***t10* (Top MIS 11)**	**0.37**	**26**	**80**	**28**	**92**	**65**	**80**	**46**	**70**	**27**	**30**		
B2 (Wunsch et al.. 2018)	~0.36					65	81	46	58	14	18	11	14
Ple.3 (Principaud et al.. 2016)	0.4												
MIS 10 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.37					70				27			
B (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	0.6 (0.25-0.6)					70	100	65	70	25	30		
B Eberli et al., 1997b	<0.83	30.5		33.5									
B Eberli et al., 2001	<0.83	30.5	89	34	92								
B McNeill et al., 2001	<0.83	30.5		34									
***t12* (Top MIS 12)**	**0.42**	**38**	**90**	**40**	**90**	**123**	**130**	**92**	**121**	**60**	**76**		
B1 (Wunsch et al.. 2018)	~0.43					77	96			21	27		
MIS 12 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.42					123.64				58			
***t20* (Top MIS 20/ Brunhes-Matuyama)**	**0.79**	**53**	**110**	**61**	**114**	**153**	**160**	**112**	**130**	**75**	**92**	**12**	**20**
MIS 20 (Rendle & Reijmer. 2002)	0.79									72			
C (1.7 Myr)	**1.7**	**56**	**150**	**115**	**200**	**185**	**200**	**140**	**160**	**107**	**110**	**37**	**40**
C (Wunsch et al.. 2018)	2.0					201	219	153	165	107	1117	40	35

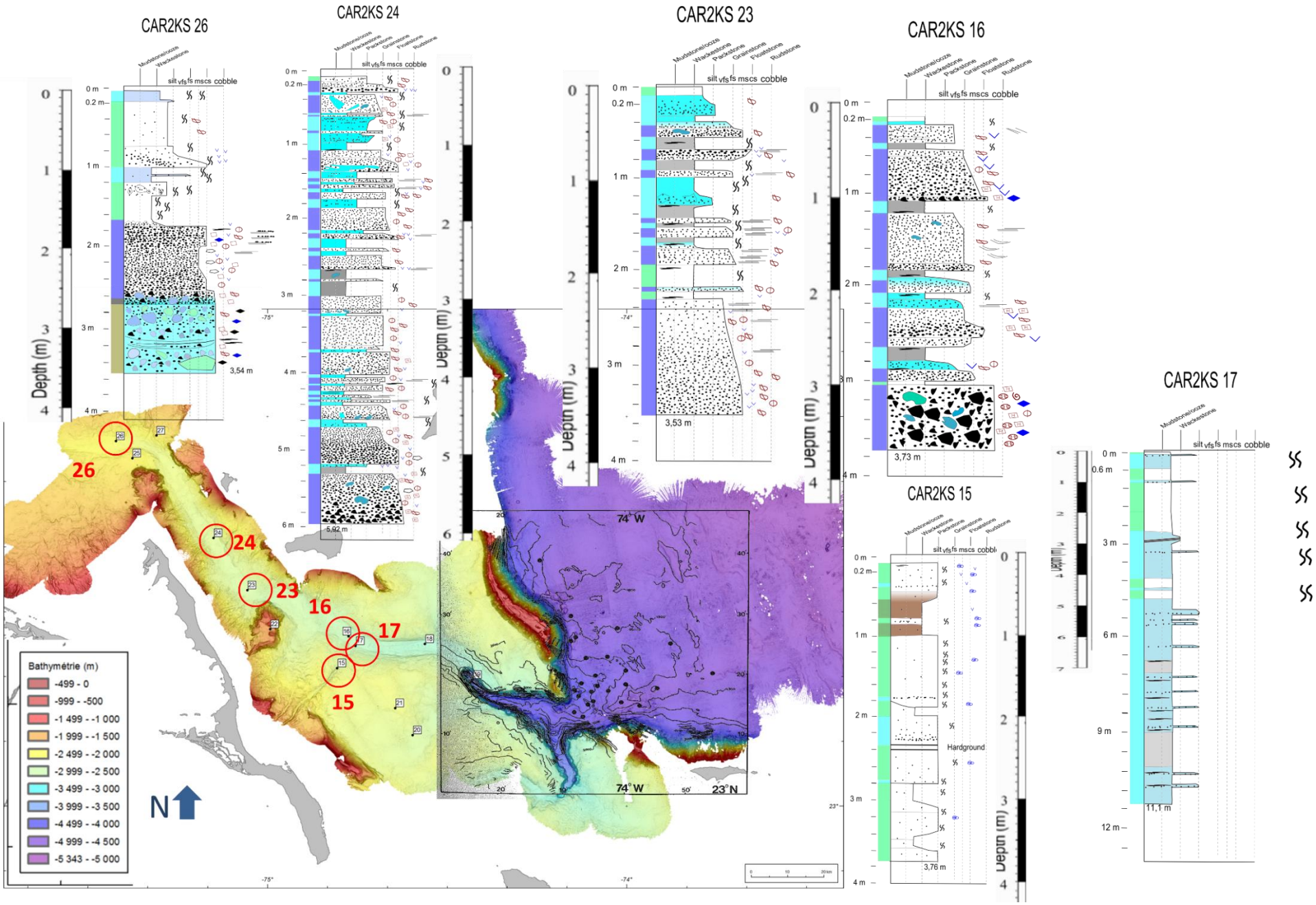
Ple.1 (Principaud et al.. 2016)	1.7												
C (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	1.7 (1.2-2.1)					185	200	150	160	100	110	35	40
Rendle & Reijmer. 2002	1.6												
C Eberli et al., 1997b	~2.1	102		162									
C Eberli et al., 2001	1.9-2.1	90.2	152	162	200								
C McNeill et al., 2001	1.9 -2.1	90.2		162									
D (2.6 Myr)	**2.6**	**150**	**172**	**353**	**350**	**225**	**240**	**180**	**200**	**145**	**150**	**200**	**230**
D (Wunsch et al.. 2018)	3.1					228	244	185	200	145	150	210	220
Pl. 2 (Principaud et al.. 2016)	2.6												
D (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	3.1 (2.2 – 4.2)					225	240	185	200	145	150	210	220
D Eberli et al., 1997b	2.5-2.1	131		367									
D Eberli et al., 2001	3.0-2.2	131	172	379	358								
D McNeill et al., 2001	2.5-2.1	131		379									
E (3.6 Myr)	**3 .6**	**248**	**265**	**434**	**411**	**255**	**270**	**200**	**220**	**175**	**180**	**200**	**230**
E (Wunsch et al.. 2018)	3.8					259	275	205		166	171	220	210
Pl.1 (Principaud et al.. 2016)	3.6												
E (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	3.6 (3.5 - 4.2)					255	270	200	220	175	180	210	220
E Eberli et al.. 1997b	3.5	249		449									
E Eberli et al.. 2001	3.5 - 3.6	245	265	456	411								
E McNeill et al.. 2001	3.5 – 3.6	245		456									
F (2.6 Myr)	**5.3**	**278**	**295**	**521**	**455**	**400**	**400**			**315**	**315**	**305**	**310**
F (Wunsch et al.. 2018)	5.5					385	387			315	315	303	303
Me (Principaud et al.. 2016)	5.7												
F (Eberli et al.. 1997 ; Anselmetti et al.. 2000 ; Eberli et al.. 2002)	5.4 (4.2-6.4)					400	400			315	315	310	310
F Eberli et al.. 1997b	4.8 – 3.9	292		544									
F Eberli et al.. 2001	5.3 - 4.0	291	295	529	461								
F McNeill et al.. 2001	5.3 - 4.0	291		529									

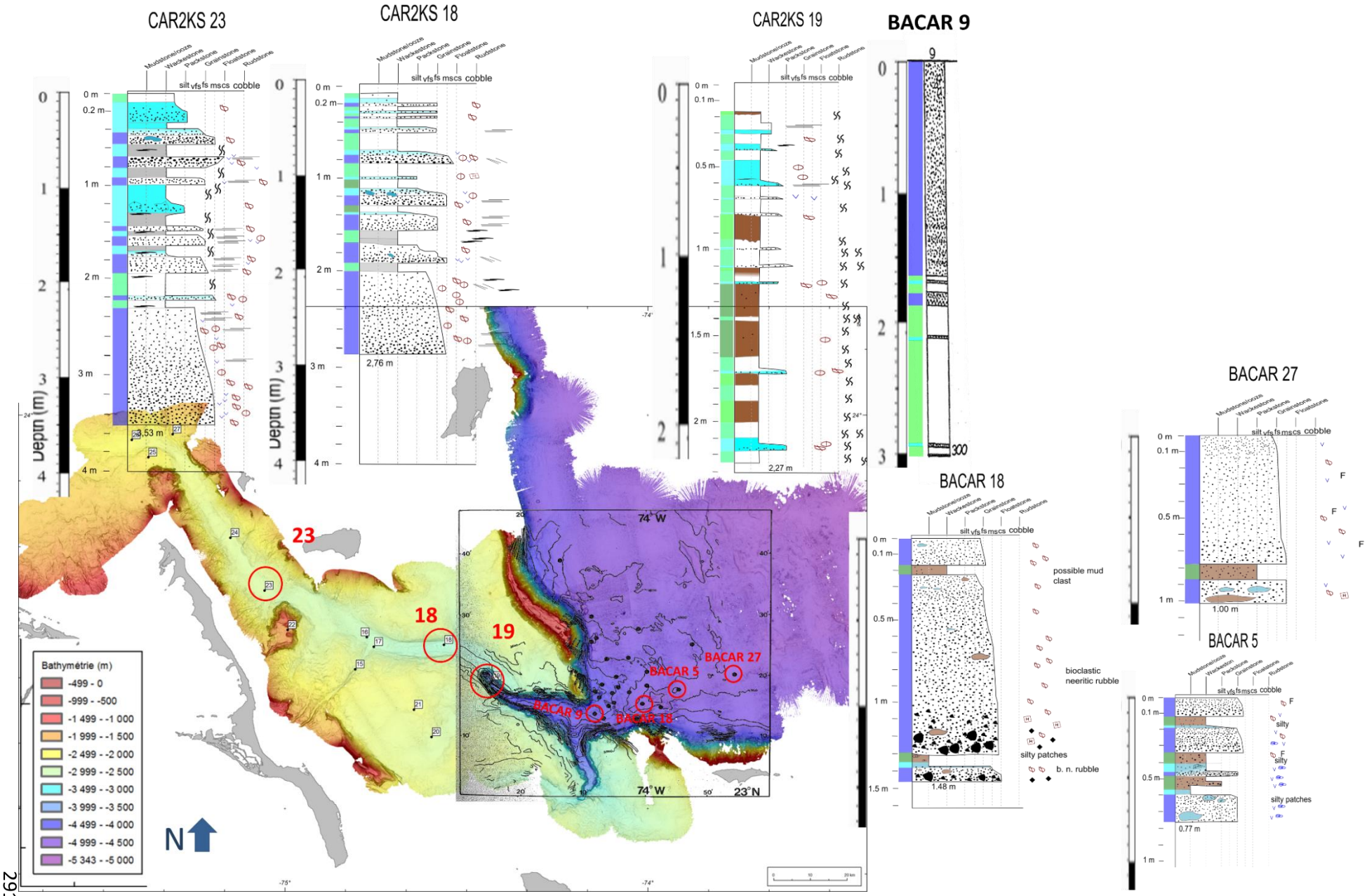
Annexe 4 : Carottes sédimentaires du système Exuma /San Salvador

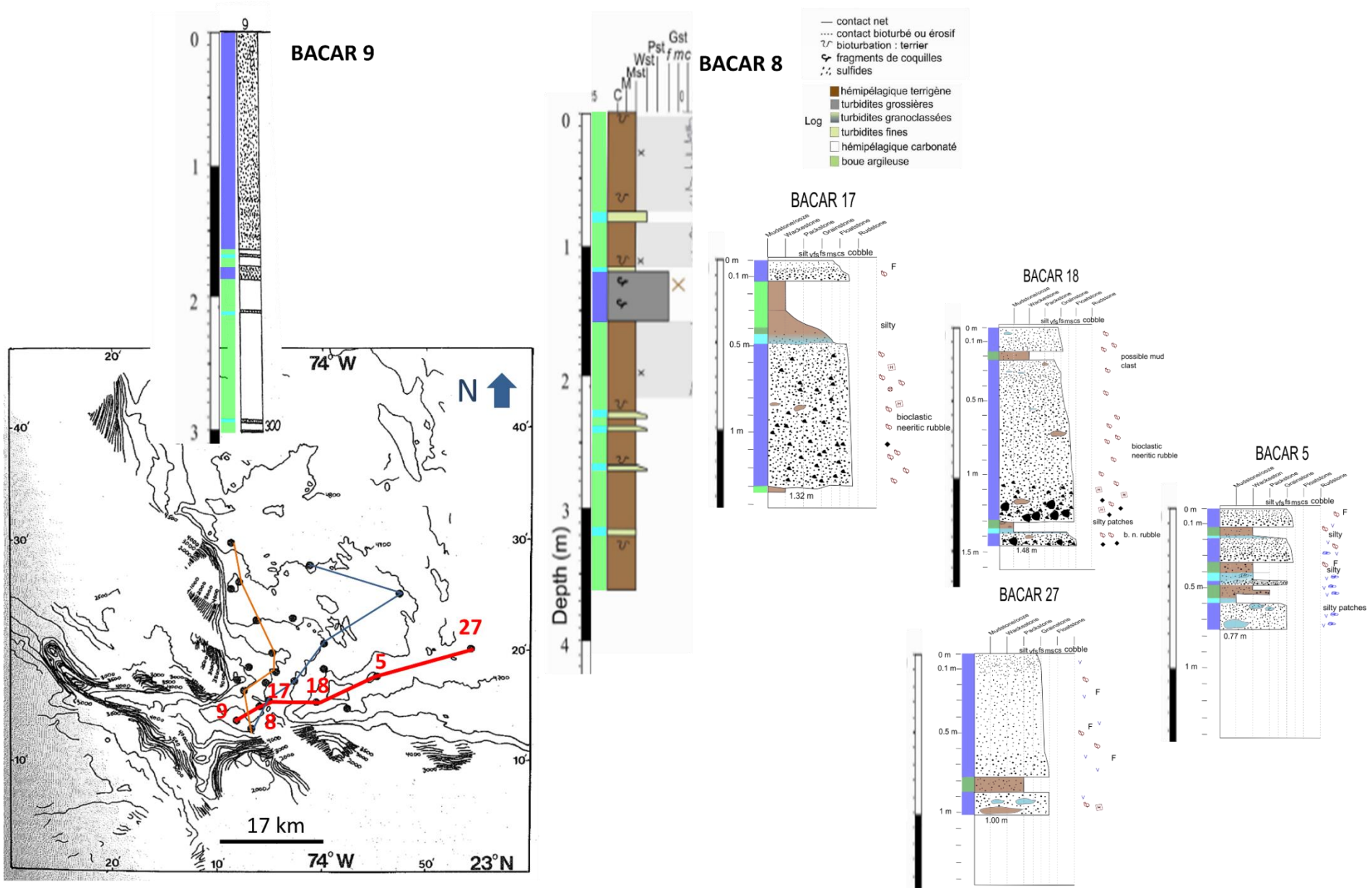
Dans les planches qui suivent les codes de carottes BACAR renvoient aux carottes gravitaires des missions BACAR (Ravenne et al., 1983). Les codes de carottes CAR2KS renvoient à la mission CARAMBAR 2 (Mulder et al., accepté).

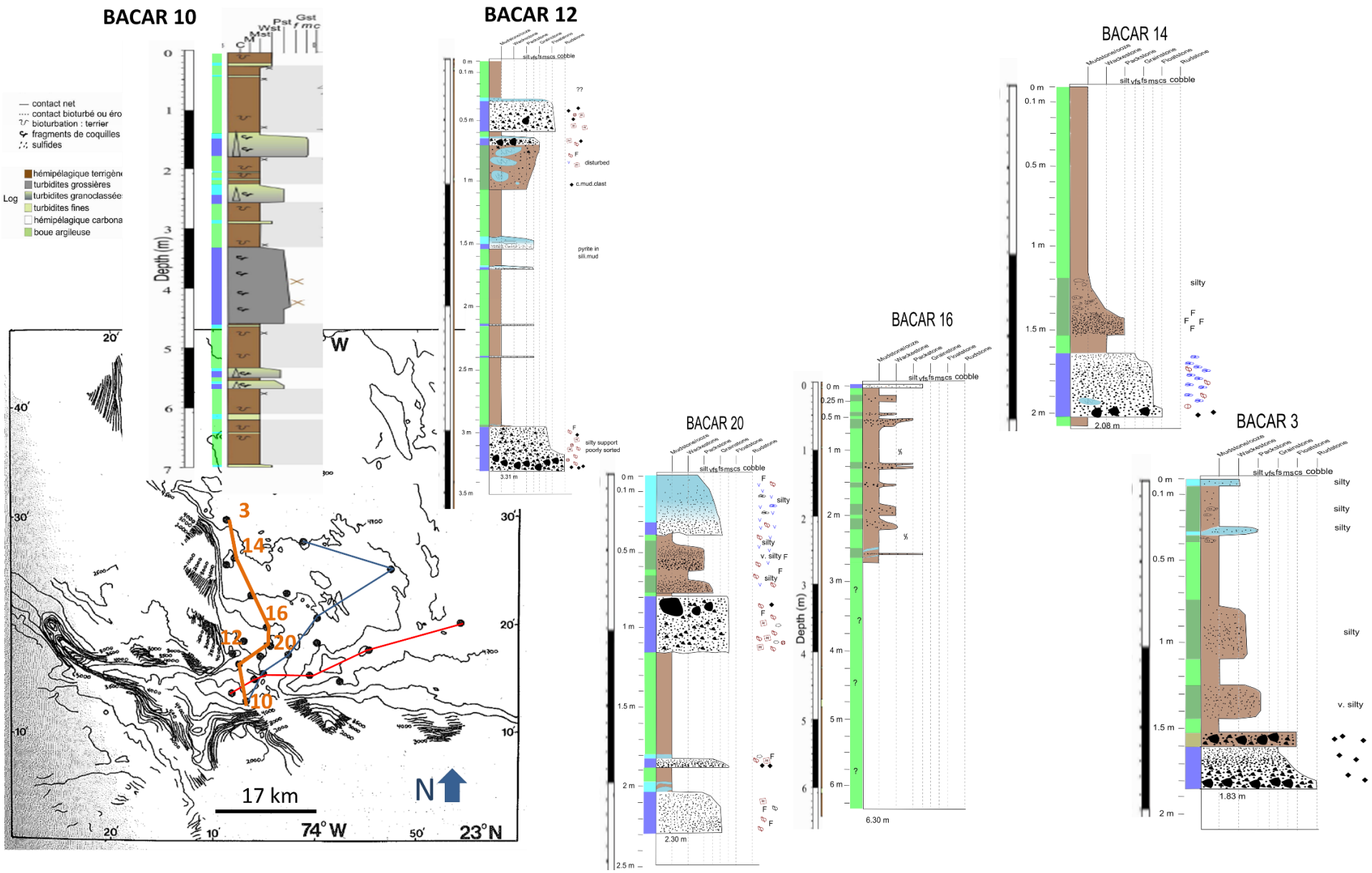
Légende

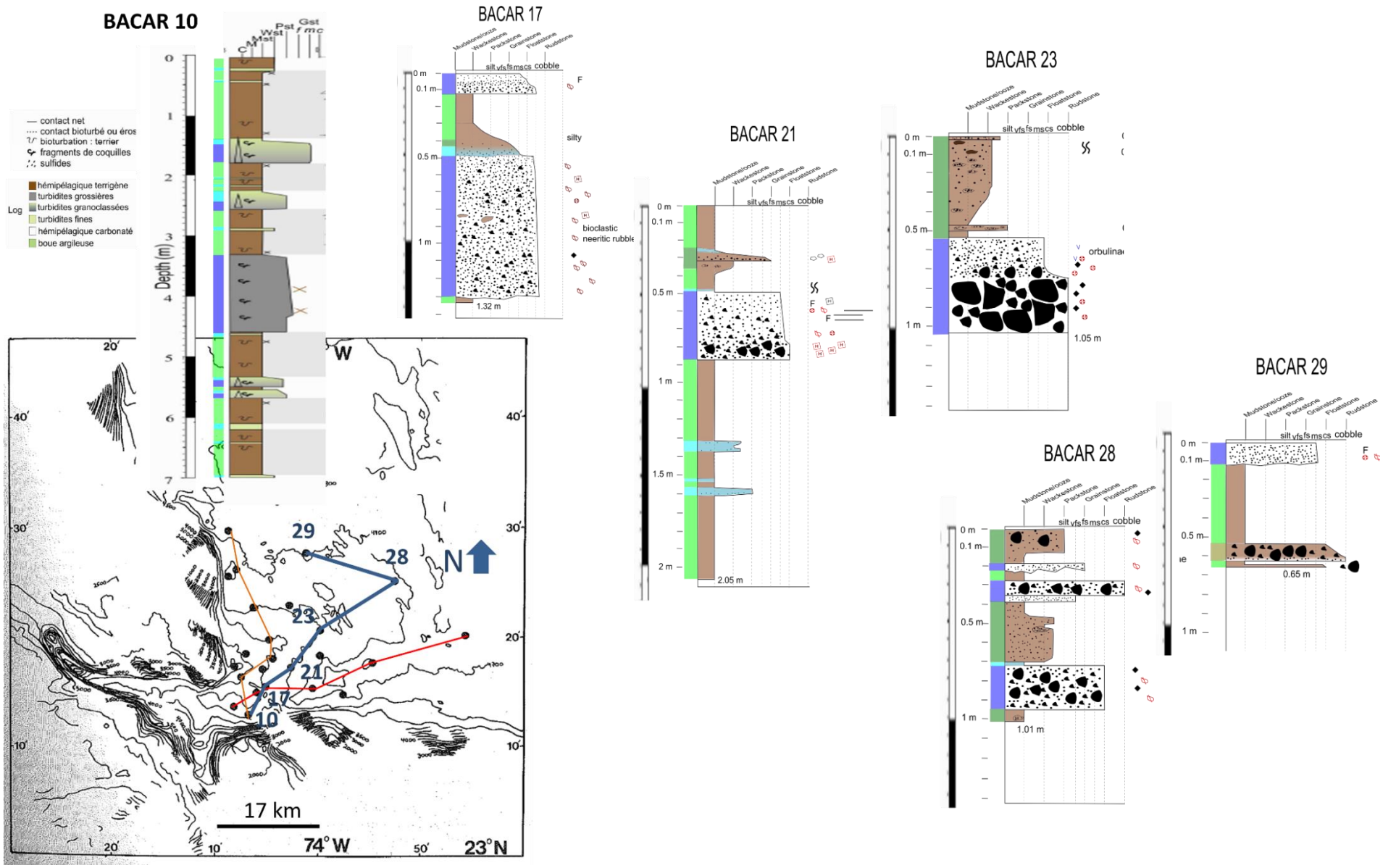



CAR2KS 26
CAR2KS 24
CAR2KS 23
CAR2KS 16
CAR2KS 15
CAR2KS 17
Mudstone/ooze
Wackestone
Packstone
Grainstone
Floatstone
Rudstone
silt vfs fs mscs cobble
Depth (m)
3,54 m
5,92 m
3,53 m
3,73 m
3,76 m
11,1 m
Hardground
26
24
23
16
17
15
74° W
23° N
N
Bathymétrie (m)
-499 - 0
-999 - -500
-1 499 - -1 000
-1 999 - -1 500
-2 499 - -2 000
-2 999 - -2 500
-3 499 - -3 000
-3 999 - -3 500
-4 499 - -4 000
-4 999 - -4 500
-5 343 - -5 000


CAR2KS 23
CAR2KS 18
CAR2KS 19
BACAR 9
BACAR 27
BACAR 18
BACAR 5
Mudstone/ooze
Wackestone
Packstone
Grainstone
Floatstone
Rudstone
silt vfs fs ms cs cobble
Depth (m)
2,76 m
2,27 m
1,48 m
1,00 m
0,77 m
possible mud clast
bioclastic neeritic rubble
silty patches
b. n. rubble
silty
23
18
19
BACAR 9
BACAR 18
BACAR 5
BACAR 27
74° W
23° N
Bathymétrie (m)
-499 - 0
-999 - -500
-1 499 - -1 000
-1 999 - -1 500
-2 499 - -2 000
-2 999 - -2 500
-3 499 - -3 000
-3 999 - -3 500
-4 499 - -4 000
-4 999 - -4 500
-5 343 - -5 000
N


BACAR 9
BACAR 8
BACAR 17
BACAR 18
BACAR 27
BACAR 5
— contact net
···· contact bioturbé ou érosif
bioturbation : terrier
fragments de coquilles
sulfides
Log
hémipélagique terrigène
turbidites grossières
turbidites granoclassées
turbidites fines
hémipélagique carbonaté
boue argileuse
Depth (m)
74° W
23° N
N
17 km
silt vfs fs ms cs cobble
bioclastic neeritic rubble
possible mud clast
silty patches
b. n. rubble
silty


BACAR 10
BACAR 12
BACAR 14
BACAR 16
BACAR 20
BACAR 3
contact net
contact bioturbé ou éro
bioturbation : terrier
fragments de coquilles
sulfides
hémipélagique terrigèn
turbidites grossières
turbidites granoclassée
turbidites fines
hémipélagique carbona
boue argileuse
Log
Depth (m)
17 km
N
74° W
23°N
3
14
16
12
20
10


BACAR 10
BACAR 17
BACAR 21
BACAR 23
BACAR 28
BACAR 29
contact net
contact bioturbé ou éros
bioturbation : terrier
fragments de coquilles
sulfides
hémipélagique terrigène
turbidites grossières
turbidites granoclassées
turbidites fines
hémipélagique carbonaté
boue argileuse
Log
Depth (m)
silty
bioclastic
neeritic rubble
orbulina
17 km
74° W
23° N
N
W

Annexe 5 : Méthode d'analyse limite (Optum G2)

La méthode d'analyse limite fournit une estimation quantitative de la stabilité de la pente à l'aide du facteur de sécurité (FS) et le mécanisme de rupture le plus probable.

Il s'agit d'une méthode efficace, fiable et couramment utilisée (Leynaud et Sultan, 2010 ; Lafuerza et al., 2012 ; Sloan, 2013 ; Flory et al., 2014; Urlaub et al., 2015 ; Leynaud et al., 2016). Elle se place dans la cadre de la mécanique des milieux continus et utilise la description théorique standard d'un matériel poreux **(**Helwany, 2007). Elle est mise en œuvre avec le logiciel de modélisation 2D par éléments finis Optum G2 (optumce.com; Lyamin et Sloan, 2002a, 2002b ; Krabbenhoft et al., 2005 ; Sloan, 2013)

L'état de contrainte est défini en chaque point du domaine par le vecteur bi-dimensionnel de contrainte σ. L'équilibre complet des contraintes dans le système et les conditions aux limites sont données par :

$$\nabla^T \sigma + b = 0 \text{ dans le volume solide}$$

$$P^T \sigma = t_{ext} + t_s \text{ sur la surface de contour du volume,}$$

avec b les forces volumiques en 2D, t_{ext} la traction due à l'application de charges externes et t_s la traction due aux pressions de pore permanentes et ∇^T et P^T des opérateurs tensoriels adéquats (respectivement l'opérateur divergence et les coordonnées pertinentes pour une projection spatiale),

La méthode d'analyse limite s'applique pour un sol parfaitement plastique avec une règle d'écoulement associée. Elle se base sur une borne supérieure et une borne inférieure pour estimer respectivement la charge maximale qui peut être supportée par le système avant la ruine et la charge minimale qui permet la ruine du système. La méthode de la borne inférieure recherche la charge maximale acceptable dans un champ de contrainte qui respecte les conditions d'équilibre, de limite statique et qui se situe sous le critère de rupture$F(\sigma) \leq 0$.

La borne supérieure recherche la charge minimale qui valide l'égalité entre les taux de dissipation d'énergie interne et externe, pour un mécanisme de ruine donné dont le champ de déformation est en accord avec la règle d'écoulement associé. Cette égalité peut s'écrire ainsi :

$$A + B = C + D$$

A correspond au taux de dissipation de l'énergie interne dans le volume, B au taux de dissipation de l'énergie interne le long de la surface de glissement, C le taux de travail externe généré par les forces volumiques et D le taux de travail externe généré par les charge externes. (Chen et al., 2001 ; Salençon, 2002 ; Krabbenhoft et al., 2005 ; Lafuerza et al., 2012 ; Sloan, 2013).

Krabbenhoft et al. (2005) ont développé une formulation commune pour la borne supérieure et inférieure en termes de contrainte. Elle permet une mise en œuvre numérique consistant en la maximisation du facteur de charge α avec

$$\boldsymbol{T}\sigma = \alpha \boldsymbol{p} + \boldsymbol{p}_0$$

Et $F(\sigma) \leq 0$.

Avec **T** un tenseur d'équilibre et de conditions aux limites, et une charge externe divisée entre une part constante $\boldsymbol{p}_0$ et une part multipliée $\boldsymbol{p}$**.** La mise en œuvre de cette équation pour les deux méthodes (borne inférieure ou supérieure) est effectuée en utilisant des configurations d'éléments finis différents.

Plusieurs surfaces de rupture sont testées indépendamment par le modèle jusqu'à ce qu'il en trouve une qui respecte la condition de la borne supérieure ou inférieure avec le facteur de charge maximum α. Le facteur de sécurité FS peut alors être défini comme ce facteur α pour un problème considérant l'application d'une charge externe, ou bien le facteur à appliquer à l'accélération gravitationnelle standard g pour un problème évoluant sous son propre poids, sans chargement externe. FS > 1 indique une configuration stable, et FS ≤ 1 une configuration instable.

Il est très important de noter que cette analyse du chargement limite est totalement indépendante de l'état initial de contrainte du système, des propriétés élastiques du système et du trajet de chargement suivi (Salençon et al., 2002). Seule la connaissance de la géométrie, de la cinématique et du critère de rupture du système est nécessaire.

Un paramètre crucial pour le calcul d'analyse limite dans Optum G2 est le choix d'un calcul en situation drainée ou non-drainée. En effet le type de critère de rupture F considéré varie avec la situation considérée.

Dans le cas drainé, on considère que la pression de fluide interstitiel n'est pas affectée par les contraintes appliquées au système, ou plus exactement qu'elles sont instantanément dissipées par un écoulement (Helwany, 2007). Dans ces conditions, les variations de contraintes totales appliquées au système se retrouvent directement dans les variations de contraintes effectives. La question de la pression de fluide peut donc être totalement évacuée de la résolution du problème, à condition de veiller à utiliser un critère de rupture drainé, c'est-à-dire établi en termes de contraintes effectives.

Dans le cas non-drainé on suppose que le fluide interstitiel ne s'écoule pas pendant la rupture, et donc qu'une partie des contraintes totales appliquées au système est convertie en variation de pression de pores, et non en variation de contrainte effective. L'intérêt majeur de l'étude par analyse limite est d'obtenir une solution de ruine sans devoir calculer effectivement les incréments de déformation du système. Elle ne permet pas de calculer la montée en pression de pores lors du chargement à la rupture. La rigidité de l'eau étant très supérieure à celle du squelette du sol en compression les variations de la contrainte totale en compression sont directement enregistrées par des variations de la pression de pores. On fait alors l'hypothèse forte que l'état de contrainte effectif du système en compression reste constant au cours de la rupture, ainsi seule la partie déviatorique du tenseur des contraintes enregistre une variation. (voir Figure A. IV.9) Cette hypothèse sur le chemin de chargement n'est pas nécessairement exacte.

Il est alors possible de reposer le problème de rupture en tenant uniquement compte des charges externes en contrainte totale, et en intégrant l'état de contrainte initial en chaque point du système dans une définition en chaque point du critère de rupture F (p',q), qui devient F (p'_0, q) (Optum G2).

Ainsi dans ce cas du calcul non drainé, contrairement à l'analyse limite *sensu stricto*, il est nécessaire de connaître l'état de contrainte initial du système.

Annexe 6 : Essais de cisaillement triaxial

Le principe général de l'essai triaxial consiste à imposer une déformation compressive dans le grand axe d'un échantillon cylindrique confiné dans une enceinte imposant une contrainte latérale donnée ($\sigma_3 = \sigma_2$) (Figure A. 20). On mesure alors à la fois la déformation imposée à l'échantillon et l'évolution correspondante de la contrainte axiale (σ_1), ainsi que la pression de pore dans l'échantillon.

L'essai est effectué jusqu'à observer la rupture de l'échantillon : elle se manifeste par un palier, voire une baisse de la contrainte axiale en fonction de la déformation axiale.

On peut ainsi établir un couple contrainte de confinement/contrainte de cisaillement à la rupture pour chaque essai. Leur répétition à différentes valeurs de confinement permet d'obtenir une estimation dans l'espace (p', q) du critère de rupture $F(\sigma)$.

Cet essai peut être mené en conditions drainées, avec libre circulation du fluide en dehors de l'échantillon pendant la compression, ou en conditions non drainées, avec un volume de fluide constant dans l'échantillon. Dans ce dernier cas la pression de pore va augmenter pendant l'essai, et il faut donc la soustraire à la contrainte axiale pour connaître le critère effectif de rupture du matériel.

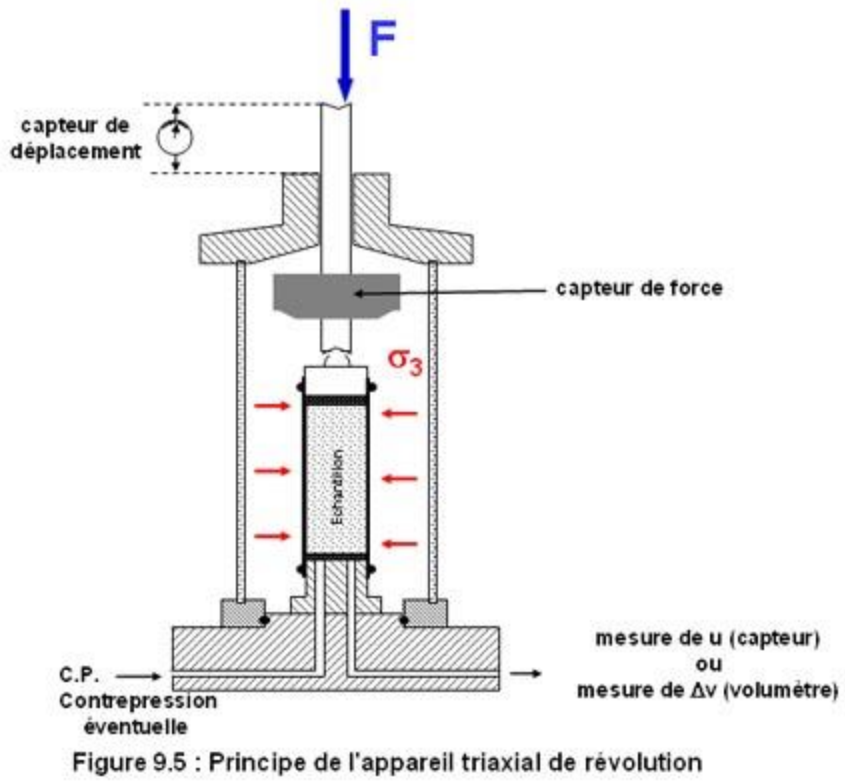


Figure A. 22 : Schéma du montage expérimental d'un essai triaxial. http://tice.inpl-nancy.fr/modules/sciences_techniques/Proprietes-Meca-Sols/chap9/appareil-triaxial.html

Huit essais ont été réalisés sur des échantillons de boue de péri-plate-forme issus des bennes CARGC12 et CARGC 05. Ces échantillons ont été conservés dans des poches hermétiques, sous forme complètement remaniée et partiellement saturée. Idéalement un protocole de re-sédimentation devrait être suivi pour former les échantillons d'essai. Dans notre cas, les échantillons d'essais ont été constitués en réalisant un carottage à la main de la masse de sédiment ré-humidifiée, placés ensuite dans la membrane d'essai puis sur l'embase de la presse. Ces étapes impliquent malheureusement un

remaniement considérable de l'échantillon. Dans ces conditions les dimensions, autour de 38 mm de diamètre et 70 mm de haut, ainsi que la porosité des échantillons varient.

Les circuits de la presse sont préalablement saturés. La cuve de confinement et la presse sont ensuite mises en place et l'échantillon est soumis à des incréments de pression de confinement et de contre-pression de pore. Cette dernière permet de contrôler le confinement effectif auquel est soumis l'échantillon. Ces étapes de mise en charge permettent de vérifier la saturation de l'échantillon : celle-ci était malheureusement très souvent défectueuse, requérant des étapes de circulation de fluide en charge dans l'échantillon. Les mesures de pression aux deux extrémités de l'échantillon restent les seuls contrôles de la saturation. Si celle-ci, ou la pression, sont hétérogènes dans l'échantillon les résultats peuvent en être faussés. Vu les faibles perméabilités de l'échantillon, ces cycles de saturation et de chargement progressif ont duré généralement plus de 10h, parfois même plus de 24h pour obtenir un équilibre apparent des pressions dans l'échantillon.

L'échantillon est ensuite soumis à un cycle de consolidation contrôlé par la différence entre la pression de confinement et la contre-pression jusqu'à obtenir le confinement effectif recherché. Le volume de fluide expulsé pendant cette phase de consolidation drainée est mesuré. Une fois le volume de l'échantillon stabilisé après consolidation, la contre-pression peut être ajustée pour obtenir si désiré une sur-consolidation de l'échantillon. C'est uniquement le cas pour l'essai 12Cs9.

Essai	Origine	Confinement initial visé	Taux de compression	OCR initial visé	OCR initial apparent
12Bs3 - Drainé	CARGC12	300 kPa	0,004 mm/min	1	1
12Bs4- Non Drainé	CARGC12	300 kPa	0,04 mm/min	1	1,23
12Cs5 - Non Drainé	CARGC05	500 kPa	0,04 mm/min	1	1,2
12Cs6 - Non Drainé	CARGC05	100 kPa	0,04 mm/min	1	1
12Cs7 -Drainé	CARGC05	500 kPa	0,004 mm/min	1	1
12Cs8 - Drainé	CARGC05	100 kPa	0,004 mm/min	1	1
12Cs9 - Non Drainé	CARGC05	300 kPa	0,04 mm/min	1,67	1,567
12Cs10 - Non Drainé	CARGC05	800 kPa	0,04 mm/min	1	1,29

Tableau A. 1 : Liste des essais de cisaillement triaxial réalisés pour la boue de péri-plate-forme.

L'étape de compression proprement dite est réalisée par le déplacement à vitesse constante du piston (Figure A. 22), la vitesse étant choisie pour obtenir l'équilibre de la pression de pore dans l'échantillon. Elle est plus faible en régime drainé pour réaliser effectivement cette condition.

La stratégie adoptée consiste à combiner des essais drainés et non drainés pour observer d'une part la rupture en condition drainée sur la courbe d'état critique, et d'autre part la réponse en pression en condition non-drainée.

Malheureusement les résultats obtenus présentent des difficultés d'interprétation qui n'ont pas pu être résolues. L'interprétation en est partielle et pose plusieurs questions importantes. Elle devrait être complétée par une analyse plus poussée.

L'observation des résultats dans le plan (*P', Q*) permet d'observer la différence entre les essais non drainés et les essais drainés. Les premiers sont marqués par une inflexion majeure du chemin de chargement vers les faibles confinements, en raison de l'augmentation de la pression de pore lors du cisaillement. Les seconds suivent par contre une pente constante égale à 3, qui correspond à la condition de cisaillement triaxial.

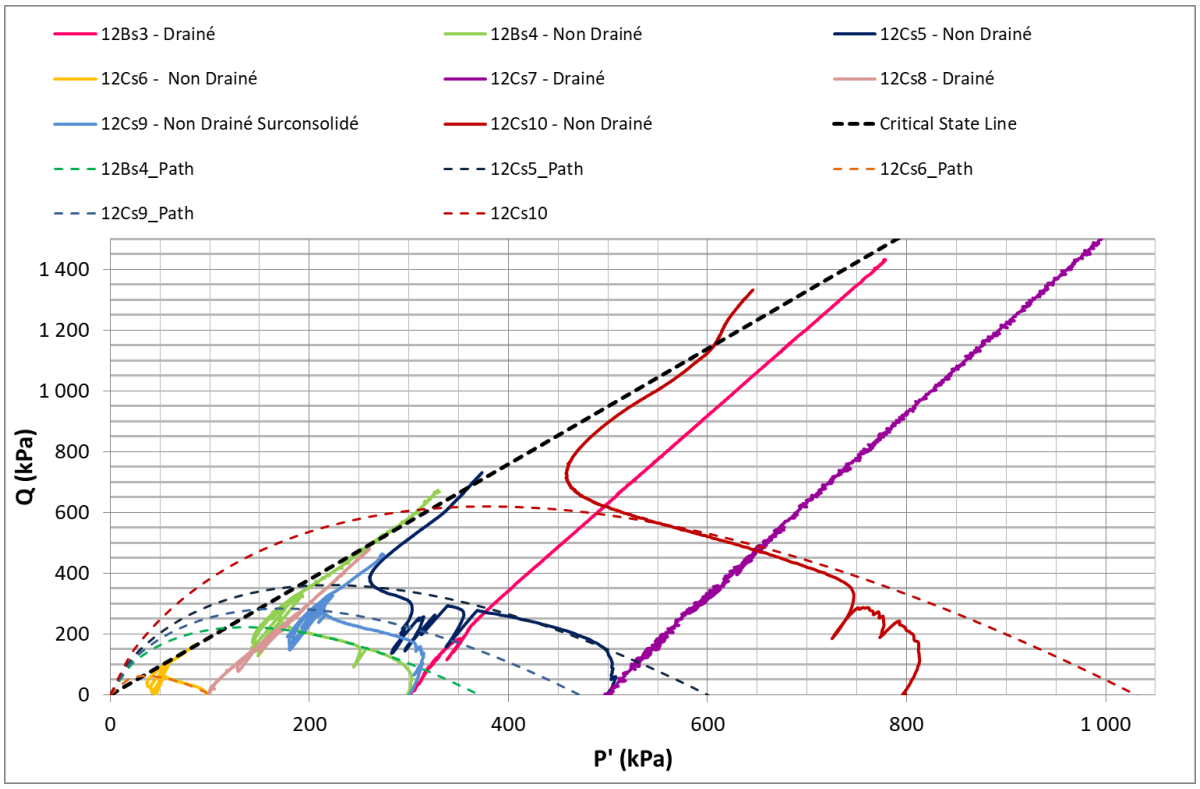


Figure A. 23 : Résultats des essais de cisaillement triaxial drainés et non drainés réalisés sur les échantillons de boue de péri-plate-forme (lignes pleines). Les lignes pointillées courbes indiquent les chemins de chargement non-drainés théoriques d'après Schofield et Wroth (1968), la ligne pointillée noire la droite d'état critique interprétée.

L'observation des courbes pour les essais drainés ne révèlent par contre aucun plateau. Le cisaillement semble augmenter de manière continue sans qu'on observe de rupture, y compris pour des déformations axiales supérieures à 10 %. Ces déformations ne semblent pas réversibles. Les échantillons montrent alors une très grande plasticité en cisaillement drainé. Les essais drainés semblent ne pas réussir à atteindre la droite d'état critique, malgré des taux de déformation très importants.

Les essais non drainés réalisés montrent bien, quant à eux, un changement de régime au-delà d'un certain degré de cisaillement. Ils suivent les grandes lignes du comportement prédit par Schofield et Wroth (1968) (Figure IV. 8) avec une phase de diminution du confinement effectif jusqu'à atteindre le régime d'état critique. Les pentes raides initiales semblent correspondre à une certaine consolidation des échantillons (Tableau A. 1) probablement due à des excès de charge effective lors des phases préparatoires de saturation et de consolidation. On observe bien aussi un régime tardif croissant, qui semble bien correspondre à la droite d'état critique, avec une certaine dispersion (Figure A. 23). La droite d'état critique présente une pente très importante, M=1,9, qui explique le résultat des essais drainés, qui restent dans le régime d'écrouissage et n'atteignent pas encore la droite d'état critique.

Schofield et Wroth (1968) donnent une formule pour le chemin de chargement non-drainé :

$$|Q| = {}^{\lambda M P'}/_{(\lambda - \kappa)}\, ln({}^{P'_c}/_{P'})$$

où P'_c est la pression de pré-consolidation de l'échantillon, soit en théorie dans la plupart des cas ici normalement consolidés, la pression de confinement initial.

En l'utilisant sur ces résultats il est possible de tester la valeur de la pente d'état critique. Ce sont résultats qui sont présentés en pointillés sur la Figure A. 23. Les courbes obtenues en pointillés utilisent les paramètres M = 1,9 ; λ = 0,14 et κ = 0,02 obtenus d'après les essais œdométriques présentés en partie B.II. En tenant compte d'une légère sur-consolidation des échantillons (voir Tableau A. 1)

cohérentes avec la géométrie des chemins de chargement, les courbes théoriques sont acceptables au premier ordre.

Le paramètre M = 1,9 est équivalent à un angle de frottement critique type Mohr-Coulomb d'environ 46°. Une telle valeur est extrêmement élevée, surtout comparée aux résultats obtenus par Lavoie (1988) avec des essais de cisaillement triaxial drainés d'un angle de frottement critique de 15° avec une cohésion de 10 kPa.

Toutefois, la valeur de M=1,9 peut porter un sens physique dans le cadre du modèle Cam Clay, et peut alors déterminer un très grand domaine de réponse par écrouissage au cisaillement. Le matériel apparaît alors paradoxalement très peu rigide en cisaillement, avec une génération considérable de pression de pore en cisaillement non-drainé, mais du même coup peu exposé à la rupture.

Ce modèle ne peut pas être utilisé tel quel dans la simulation A^2 construite autour du critère de Drucker-Prager (Figure IV. 3), pour lequel la valeur de M=1,9 serait bien trop élevée. On utilisera plutôt la valeur dérivée des essais de Lavoie (1988), soit M=0,57.

Les résultats obtenus sont donc un peu déconcertants. Ils pourraient être dus à une vitesse de chargement trop rapide créant un comportement plastique qui efface le critère de rupture par frottement. On peut aussi noter les sauts de la mesure de force, bien visible sous forme d'excursions dans les courbes de chargement (Figure A. 23), qui pourraient signaler de possibles défaillances de la mesure.

Ces résultats ont été obtenus après des essais de laboratoire difficiles à mettre en œuvre vu la préparation du matériel disponible, et dont les contraintes et le cadre d'analyse théorique étaient mal estimés au début de la thèse. Ils appellent éventuellement une étude plus poussée, dirigée par un cadre théorique clair et idéalement sur des échantillons de meilleure qualité.