HAL
open science

Mise en évidence d'un système de dépôt contouritique et des processus sédimentaires associés sur le plateau de Demerara (marge guyanaise)

Cedric Tallobre

To cite this version:

Cedric Tallobre. Mise en évidence d'un système de dépôt contouritique et des processus sédimentaires associés sur le plateau de Demerara (marge guyanaise). Océanographie. Université de Perpignan, 2017. Français. NNT : 2017PERP0002 . tel-01492880

HAL Id: tel-01492880

https://theses.hal.science/tel-01492880

Submitted on 20 Mar 2017

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

Pour obtenir le grade de

Docteur

Délivré par

UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale **ED305**
Et de l'unité de recherche CEFREM

Spécialité : Océanologie

Présentée par Cédric TALLOBRE

MISE EN EVIDENCE D'UN SYSTEME DE DEPOT CONTOURITIQUE ET DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES ASSOCIES SUR LE PLATEAU DE DEMERARA (MARGE GUYANAISE)

Soutenue le 26/01/2017 devant le jury composé de

M. David Van Rooij, Professeur, Université de Ghent	Rapporteur
Mme. Virginie Gaullier, Professeur, Université de Lille 1	Rapporteur
Mme. Emmanuelle Ducassou , Maître de Conférences, Université de Bordeaux	Examinatrice
M. Serge Berné , Professeur, Université de Perpignan	Examinateur
Mme. Lies Loncke , Maître de Conférences, Université de Perpignan	Directrice
Mme. Maria-Angela Bassetti , Maître de Conférences, Université de Perpignan	Co-directirce
M. Germain Bayon , grade, IFREMER	Membre du jury
M. Pierre Giresse , Professeur, Université de Perpignan	Membre du jury
M. Thomas Krayenbuhl, grade, Shell	Invité

MISE EN EVIDENCE D'UN SYSTEME DE DEPOT CONTOURITIQUE ET DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES ASSOCIES SUR LE PLATEAU DE DEMERARA (MARGE GUYANAISE).

REMERCIEMENTS

Avant tout un grand merci à tous ceux qui auront le courage de prendre le temps de lire ce manuscrit ! Courage, plus que 375 pages !!!! N'étant pas un grand bavard, et comme le manuscrit est encore long, je vais être bref et concis.

Pour commencer, je tiens à remercier particulièrement Lies Loncke, Maria-Angela Bassetti et Germain Bayon de m'avoir choisi pour ce sujet de thèse. Je me souviendrai longtemps de ce mail : « J'ai le plaisir de t'annoncer que tu as été retenu pour notre sujet de thèse :-) » (Bayon, communication personnelle, 27/06/2013) ! Merci de m'avoir donné ma chance et de m'avoir soutenu durant ces 3 années.

Ensuite je remercie toutes les personnes qui sont intervenues dans le cadre scientifique: Pierre Giresse, Roselyne Buscail, Xavier Durrieu de Madron, François Bourrin, Thomas Krayenbuhl, Sébastien Sarragossi, Alina Tudryn, Sébastien Zaragossi, Tania Marsset, Laurence Droz, Walter Roest.

Merci aux examinateurs et membre du jury d'accepter d'évaluer ce travail : Virginie Gaullier, David Van Rooij, Emmanuelle Ducassou, Serge Berné.

Je n'oublie pas tous ceux sans qui les analyses, les missions n'auraient pu être possibles et qui m'ont énormément aidé et supporté (techniciens, ingénieurs, administratif, stagiaires) : Christophe Menniti, Bruno Charrière, Jennifer Sola, Stéphane Kunesch, Angélique Roubi, Mikael Rovere, Joël Etoubleau, Bernard Martin et M. Gorand ; les stagiaires Camille Ferrer, Mirjam Randla, Lea Bonnin, Théo Reixach et Simon Faye ; sans oublier Sophie, Brigitte et Jocelyne pour leur aide dans les tracas administratifs.

Un grand merci à ceux qui m'ont transmis leur passion pour la géologie dans les différentes structures que j'ai traversé que ce soit à Dijon, à Tromsø ou à Perpignan. Parmi eux, Emmanuelle Vennin et Jean-François Deconinck.

Merci à tout le CEFREM pour ces 3 belles années passées avec vous au laboratoire.

Merci à tous ceux qui m'ont soutenu : Annie, Michel, Sébastien, Stéphanie, Nicolas, Corentin, Cécile et Cécile, Déborah, Fanny, Félix, Yannick, Romain, France, Marc, Guillaume, Lucile, Alexandre, l'équipe loisir du basket de Canet, Eric pour ses délicieuses pizzas.

Pour finir, un grand merci à Julia qui m'a énormément soutenue ces derniers mois, qui a lu quasi l'intégralité de ce manuscrit, qui a rendu tellement facile ces 6 derniers mois de thèse.

MERCI A TOUS.

ABSTRACT

The Demerara Plateau is a marginal plateau located along the French Guyana and Surinam margin. Previously, this plateau was studied in the aim to understanding its origin and the factors inducing major slope instabilities.

Thanks to the recent data acquired during the IGUANES cruise, with geophysical data (bathymetry, seismic data, and chirp data) and sedimentary cores, some sedimentary structures illustrate a strong current influence on the recent building of this margin.

Based on the chirp data analysis and on cores, some sedimentary domains are identified on the Demerara marginal plateau:

- The upper marginal plateau is dominated by hemipelagic sedimentation.
- The intermediate and the lower marginal plateaus are affected by contouritic process with two moats and a mounded elongated drift. This contourite is likely induced by the NADW circulation. Some recent MTDs affect this area along the headscarp slope failure. A main MTD is recorded on the whole of the plateau, this MTD is dated Later Miocene/Early Pliocene. The contouritic structures are present and recorded after this event.
- The abyssal plain hosts recent MTDs along the continental slope shaped by a contourite system generated by the Antarctic Bottom Water (AABW).

The sedimentary geometries suggest the presence of a Contourite Depositional System (CDS) on this plateau. The seafloor is marked by the presence of longitudinal structures formed by the current activity: giant flute clasts or comet marks, and longitudinal waves. These structures have a NW-SE direction as the NADW. The shape and the orientation of some sedimentary ridges seem to be inherited from interactions between bottom currents and paleomorphologies expressed at the top of Mass Transport Deposits. Their evolution is possibly driven by the intensity of bottom current activity that might have changed over time.

The contourite on this plateau is made of glauconitic rich sediments inside the moat showing the winnowing effect induced by the bottom currents. The detailed study of sedimentary cores associated with a chronostratigraphic framework (based mainly on $\delta^{18}O$ variations and palaeomagnetism variations) allows identifying the sedimentation features depending on current intensity through time. The glaucony authigenic mineral is used as a main proxy, coupled with grain-size and facies analyses, for inferring the degree of winnowing at the sediment-water interface. In the studied sites, in the Demerara plateau, high glauconitic content, high maturity degree of glaucony suggest low sediment accumulation rates and quite energetic bottom currents during ice periods.

The presence of contourites along the Demerara Plateau (one on the plateau and one on the abyssal plain) and along other marginal plateaus (Falkands, Agulhas, Falkands) shows the strong impact of such deep-sea marginal bathymetric reliefs on the oceanic circulation. The Demerara plateau is a good example to understand the contourite formation and dominance along marginal plateaus.

TABLE DES MATIERES

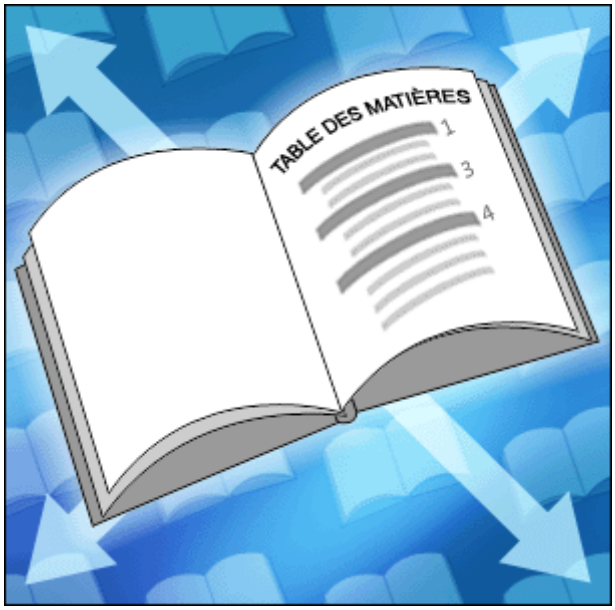


Table des matières

Glossaire…..17

Introduction….. 20

A. Introduction 22
B. Problématiques 23
C. Présentation du plan 23
D. Références bibliographiques 24

Partie I : Etat de l'art…..26

Chapitre 1 : Le Plateau de Demerara, état des connaissances ……26

A. Localisation du Plateau de Demerara 28
B. Contexte océanographique 28
C. Contexte géologique 31
I. Contexte tectonique 31
1. Histoire tectonique et évolution du Plateau de Demerara 31
2. Rappel sur les plateaux marginaux 37
II. Contexte sédimentaire sur le Plateau de Demerara 45
III. Instabilités de pente & sorties de fluides 49
1. Instabilités de pente 49
2. Sorties de fluides 51
D. Contexte climatique 53
I. Situation actuelle 53
II. Evolution climatique au Quaternaire 53
1. Le climat au Quaternaire 53
2. Données disponibles dans la zone d'étude 54
3. Evolution climatique régionale au Quaternaire 55
E. Références bibliographiques 57

Chapitre 2 : Etat des connaissances sur les contourites……..68

A. Définition et historique 71
B. Processus de formation des contourites 72
I. Courant 73
II. Contexte géomorphologique 73
III. Autres facteurs 73
1. La marée 73
2. Les ondes internes 74
3. Les « eddies » ou tourbillons 75
4. Les vagues 75
5. Les benthic storms 75

6. Les écoulements gravitaires 75
7. La circulation de fluides et pockmarks 76
C. Méthodes de prospection 77
I. Techniques océanographiques 77
II. Techniques géophysiques 77
III. Techniques sédimentaires 77
IV. Modélisation 78
D. Structures de dépôt et d'érosion composant un système de dépôt contouritique « Contourite Depositional System » (CDS) 80
I. Les structures sédimentaires de dépôt 81
1. Les « contourite drifts » 81
2. Les structures transversales 90
3. Les structures longitudinales 92
II. Les structures sédimentaires d'érosion 93
1. Les surfaces d'érosions : terrasses d'érosion et surfaces abrasées 93
2. Les structures longitudinales d'érosion 93
E. Sédimentologie 95
I. Les faciès sédimentaires 95
1. « Muddy contourites facies » 95
2. « Silty contourites or mottled silty-muddy contourites facies » 95
3. « Sandy contourites facies » 97
4. « Gravel-rich contourites or gravel-bearing contourites or Contourite lag facies » 97
5. « Shale-clast or shale-chip contourites facies » 97
6. « Calcareous muddy-silty contourites facies » 99
7. « Calcareous sandy contourites facies » 99
8. « Calcareous gravel-lag contourites facies » 99
9. « Volcanoclastic contourites facies » 99
10. « Siliceous bioclastic contourites facies » 99
11. « Chemogenic contourites facies » 99
II. La séquence contouritique 100
III. Les processus de diagenèse dans les contourites 101
1. Diagenèse et Manganèse 102
2. Oxydation du fer 102
3. Formation des glauconies & des glauconites 102
F. Les contourites dans les dépôts anciens 105
G. Implications et intérêt des contourites 107
I. Paléoclimatologie & paléocéanographie 107
II. Instabilité & géo-risques 108
III. Ressources en hydrocarbures 109
H. Références bibliographiques 111

Partie II : Matériels et méthodes….122

A. Présentation de la campagne IGUANES 125
B. Données géophysiques disponibles pour cette étude 125
I. La bathymétrie 125
II. Le sondeur de sédiment ou Chirp 125
III. Les données de sismique réflexion 126
1. Sismique Haute Résolution (H.R.) 126
2. Sismique rapide (S.R.) 127
C. Données océanographique 128
D. Méthodes en sédimentologie 129
I. Les carottes 129
II. Analyse de la granulométrie & mesure des Sortable Silts 130
1. Principe de la granulométrie 130
2. Le principe de la granulométrie laser 131
3. Le protocole 133
III. Analyse de la glauconie 138
1. Rappel sur la glauconie 138
2. Principe et hypothèse 138
3. Quantification de la glauconie 139
4. Microscopique électronique à balayage (MEB) 139
5. Analyse chimique micro-sonde 139
IV. Analyses des lames minces 139
V. Analyse de la préservation de la matière organique 140
1. Principe 140
2. Dosage du carbone organique, carbone total et azote total 140
3. Préparation des échantillons 140
4. La méthode de DUMAS 140
5. Etude du rapport C/N 141
VI. XRF core scanner 142
1. Sur carotte 142
2. Sur échantillon 142
VII. Calcimétrie 143
VIII. Analyses isotopiques 143
1. L'analyse du $\delta^{18}O$ 143
2. L'analyse des isotopes du Sr 144
3. Datations au ^{14}C 144
IX. Paléomagnétisme 144
E. Références bibliographiques 145

Partie III : Résultats…148

Chapitre 1 : Les processus sédimentaires récents sur le plateau de Demerara, mis en évidence par l'analyse des écho-facies chirp et les facies sédimentaires…….148

A. Introduction 150
B. Physiographie du plateau de Demerara 152
C. Données et méthodes 152
I. Données 152
II. Méthodes 152
D. Résultats & interprétations 154
I. Structures morpho-sédimentaires 154
II. Classification des écho-faciès 159
1. Description des écho-faciès 159
2. Interprétation des écho-faciès : type de sédimentation et processus sédimentaires associés 161
III. Répartition des écho-faciès et calibration 162
1. Le plateau marginal supérieur 162
2. Le plateau marginal intermédiaire 162
3. Le plateau marginal inférieur 172
4. La pente continentale du plateau marginal 172
5. La plaine abyssale 173
IV. Cartes isopaques des sédiments récents 174
V. Comparaison des cartes isopaques, de la répartition des écho-faciès et des carottes, et interprétations 177
1. Le plateau marginal supérieur 177
2. Le plateau marginal intermédiaire 177
3. Le plateau marginal inférieur 179
4. La pente continentale 179
5. La plaine abyssale 179
6. La zone 6 de forte accumulation sédimentaire 180
E. Discussion sur les processus sédimentaires actifs 181
1. Influence de la circulation océanique sur la sédimentation du plateau 181
2. Une sédimentation à deux composantes 183
3. Variations au cours du temps des courants et de la sédimentation 184
4. Relation entre instabilité et les processus sédimentaires 185
F. Conclusion 185
G. Références bibliographiques 187

Chapitre 2 : Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: results from geophysical data and sediment cores….191

In Marine Geology : Volume 378, Pages 1-374 (1 August 2016), The contourite log-book: significance for palaeoceanography, ecosystems and slope instability Edited by David Van Rooij, Calvin Campbell, Andres Rueggeberg and Anna Wåhlin

A. Avant propos 193
B. Abstract 196
C. Introduction 197
D. Regional setting 199
  I. Geological setting 199
  II. Oceanographic setting 199
E. Material & methodology 202
  I. Geophysical data 202
  II. Sediment core 202
    1. Sediment properties 202
    2. Age assessment 202
    3. Geochemical analyses 203
  III. Mooring data 204
F. Results 204
  I. Geophysical data 204
    1. Bathymetry 204
    2. High resolution seismic profiles and chirp data 206
  II. Mooring measurements 207
  III. Core analysis 208
    1. Sediment characteristics of core IG-KSF-11 208
    2. Facies classification 210
    3. Radiocarbon ages 211
G. Interpretation and discussion 211
  I. Characterization of modern oceanographic conditions on the DP 211
  II. The $_{14}$C dates issue 214
  III. Formation of the “giant flute casts” 214
  IV. Contourite drifts and contourite moats 215
  V. Facies and sedimentary environment 215
  VI. Wave fields 218
  VII. Comparison with other marginal plateaus 219
H. Conclusion 219
I. Acknowledgements 220
J. References 221

Chapitre 3 : Caractérisation et évolution de l'enregistrement sédimentaire du CDS du plateau de Demerara……227

A. Avant propos 230
B. Abstract 232
C. Introduction 232
I. Contourites: general remarks 232
II. Study area 233
D. Regional setting 237
I. Geological setting 237
II. Oceanographic setting 238
III. General climate context during Quaternary 238
E. Data and methods 240
I. Dataset 240
1. Geophysical data 240
2. Sedimentary cores 243
3. Mooring data 243
II. Methods 243
1. Core description 243
2. Laser granulometry and sortable silts 243
3. Glaucony analysis 243
4. Thin section 244
5. XRF core scanner 244
6. Organic matters analysis 244
7. Isotopic analysis 245
8. Paleomagnetism 245
F. Results 245
I. Core description 245
1. Macro-Facies 248
2. Micro-facies 252
II. Chronostratigraphy 256
1. Radiocarbon data 256
2. Stable isotopes and chronostratigraphy 259
3. Palaeomagnetism 260
III. Glaucony study 263
1. Glauconitic grain contents 263
2. Glauconitic grain description 267
3. Elementary analysis on glauconitic grains 267
4. Evaluation of glauconitic grain maturity in cores 268
IV. Grain size and sortable silt distribution 268
V. Organic matter composition and origin 269
G. Discussion 271

I. Chronostratigraphy and dating issues 271
II. Glaucony implication 271
1. Glauconitization and sediment accumulation rates 272
2. Glauconitization and diagenesis 276
III. Comparison of the Sedimentation processes between the drift and the moat 277
IV. Winnowing effect and current velocity evolution 277
H. Conclusions 279
I. Acknowledgements 280
J. Appendix 281
K. References 287

Partie IV : Synthèse & discussion…..298

A. Critères de mise en évidence de contourites sur le plateau de Demerara 300
I. Répartition sédimentaire 300
II. Figures sédimentaires 300
1. Figures érosives 300
2. Figures de dépôt 304
III. Faciès sédimentaire 305
B. Evolution de ce CDS depuis 244 ka 305
C. La glauconie, un nouveau proxy pour l'étude des contourites 308
D. CDS et plateau marginal 309
E. Références bibliographiques 310

Conclusion…..313

A. Conclusions 315
B. Perspectives 316

Annexes…..318

Abstract…..380

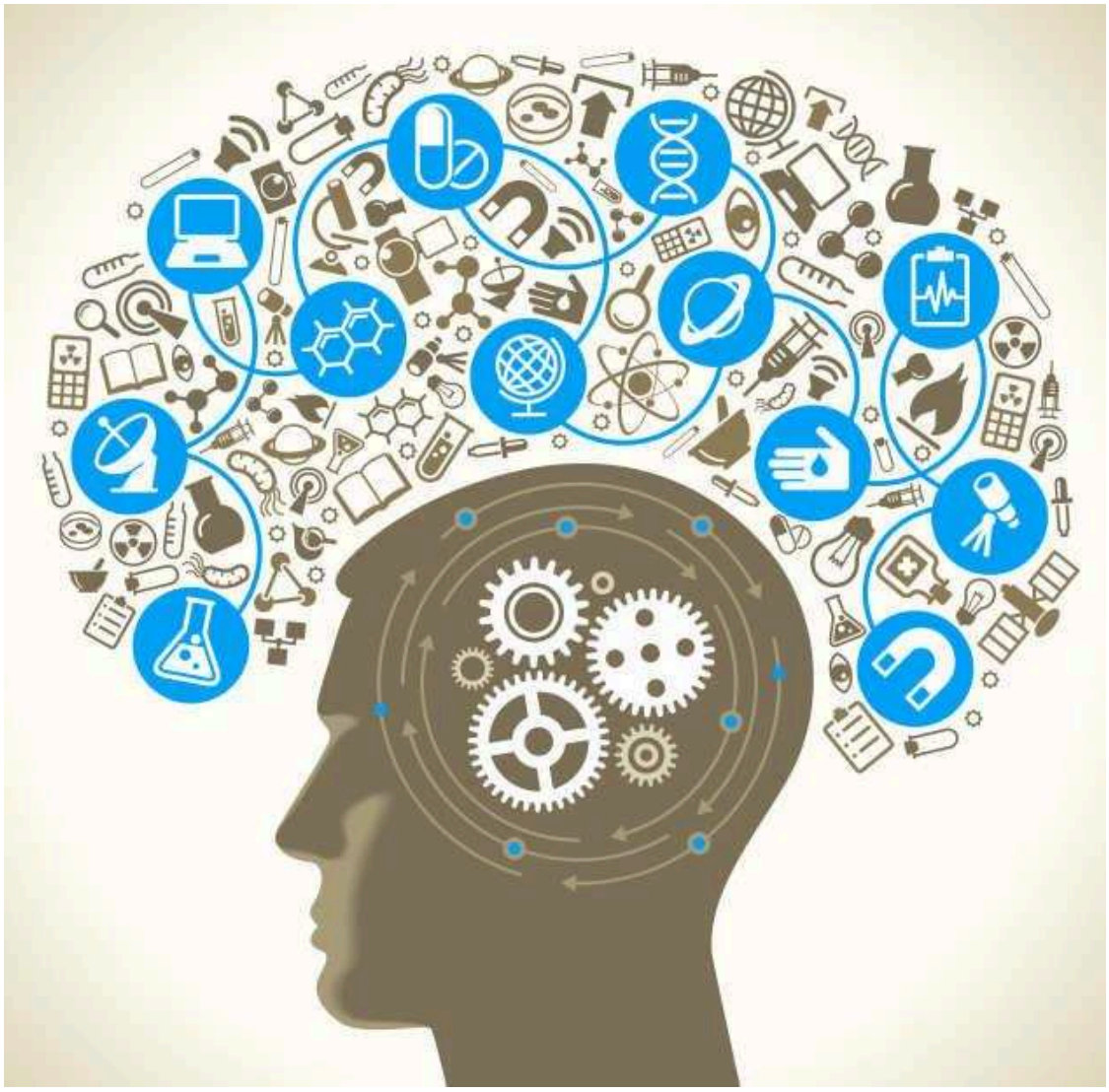
GLOSSAIRE

- **AABW:** AntArctic Bottom Water
- **AAIW:** AntArctic Intermediate Water
- **AMOC** : Atlantic Meridional Overturning Circulation
- **Argile granulométrique :** Classe des grains inférieurs à 2 µm.
- **Argile minéralogique :** Minéral phyllosilicaté se présentant sous formes de très petits cristaux en plaquette ou en fibre. Ils sont caractérisés par l'agencement en feuillets de couches tétraédriques siliceux (Si_4O_{10} $(OH)_2$) et de feuillets octaédriques à base de magnésium (Mg $(OH)_2$) ou d'aluminium (Al $(OH)_3$).
- **Argile interstratifiée :** Minéraux argileux formés par l'alternance plus ou moins régulière de feuillets de nature minéralogique différentes exemple interstratifié Illite/Smectite (ou ici glauconite/nontronite)
- **BC :** Before Christ, âge absolue calculé avec comme 0 de référence l'an 0 du calendrier Grégorien.
- **BP :** Before Present, âge absolu calculé avec comme 0 de référence de l'année 1950 du calendrier Grégorien.
- **BSR:** Bottom Simulating Reflector, la limite de stabilité des gaz résultant d'un contraste d'impédance entre le sédiment hydraté sus-jacent et le gaz libre sous-jacent
- **CAMP**: Central Atlantic Magmatic Province.
- **Contourite :** Sédiments déposés associés à l'activité d'un courant de fond.
- **CDS :** Contourite Depositional System : ensemble des structures sédimentaires (d'érosion et/ou de dépôt) attestant de la présence de contourite.
- **Courant « éolien »** (wind-driven currents): Mouvement horizontal des couches superficielles dû au stress généré par les vents.
- **Courant de contour (contour current) :** Voir courant géostrophique (geostrophic current)
- **Courant de bordure (boundary current) :** Courant contrôlé par la morphologie du fond marin (canyon, pente continentale, relief bathymétrique). A cause de la distribution méridionale des continents et de la force de Coriolis, ces courants sont généralement plus intenses le long des bordures ouest et forment les « Western Boundary Currents ».
- **Courant de fond (bottom current) :** (en geology) Correspond à tous courants persistants proches du fond.
- **Courant thermohalin (thermohaline current) :** Courant lié à la circulation thermohaline et la formation des masses d'eau différenciées à cause de leurs différences de densité (liée à la température et la salinité de l'eau)
- **Courant géostrophique (geostrophic current) :** Courant horizontal généré entre deux gradients de pressions (isobars) et la force de Coriolis, ce type de courant est contraint par les contours bathymétriques (en théorie, composante verticale nulle, pas de mouvement verticaux), appelé également courant de contour.
- **Drift contouritique :** Accumulation sédimentaire induit par l'activité d'un courant de fond.
- **d.w. :** Dry Weigh, poids à sec
- **DWBC:** Deep Western Boundary Currents (cf Courant de bordure ou boundary current)
- **Eddy (tourbillon) :** Type d'écoulement caractérisé par un mouvement de rotation autour d'un axe.

- **Faille transformante** : Faille verticale (à sub-verticale) caractérisée par des mouvements décrochants dextres ou senestres sans création ni disparition de surface.
- **Glauconie :** Grain de sédiment généralement de la classe des sables, de couleur vert-bleuté composé de Nontronites (Fe-Smectite), d'interstratifiés Nontronite-glauconite et de glauconites.
- **Glauconite :** Minéral argileux, phyllosilicate de la famille des illites, 3 couches TOT (Tétraédrique-Octaédrique-Tétraédrique), riche en fer appelé parfois illite ferreuse ou ferrifère ; $(K,Na)(Fe,Al,Mg)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$ ou $(K,Na)(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+})(Fe^{3+},Al)(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$.
- **GHSZ :** Gaz-Hydrate Stability Zone zone de stabilité des gaz hydrates
- **Gaz hydrate :** Les gaz hydrates sont composés d'eau gelée contenant des molécules de gaz (généralement du méthane). On les trouve généralement soit dans les milieux polaires peu profonds soit en offshore dans les océans. Les gaz hydrates sont des clathrates complexes d'inclusion formés d'une ou plusieurs molécules d'eau qui emprisonnent une autre molécule de gaz dans une « cage moléculaire ».
- **Illite :** Minéral argileux de la famille des micas, déshydraté, composé de 3 couches TOT (Tétraédrique-Octaédrique-Tétraédrique) : $K_XAl_2(Si_{4-X},Al_XO_{10})(OH)_2$.
- **Lag :** Dépôt sédimentaire grossier, le vannage induit par les courants, les vagues (aussi appelé reg en contexte éolien) entraîne les particules fines, ne laissant que les sédiments grossiers.
- **Lee :** Le tombant abrupte d'une dune ou d'une ride sédimentaire, le lee correspond à la zone de dépôt des grains après la crête où se produit « l'avalanche sableuse ».
- **LGM :** Last Glacial Maximum, correspond à la période d'extension maximum des glaces autour de 26-24 ky BP
- **Longitudinal waves:** Structures sédimentaires formant des vagues sédimentaires sur le fond marin dont la crête est parallèle (voir oblique) à la direction du courant.
- **Marge transformante** : Bordure faisant le raccord entre un continent et les fonds océaniques caractérisée par une ancienne faille transformante ; la marge est dite active, durant le fonctionnement de la faille lors du rifting ou de la subduction, ou passive lorsque la faille est inactive.
- **MOC :** Meridional Overturning Circulation le transport horizontal des masses d'eau à grande échelle (avection) dans l'océan Atlantique.
- **MEB :** Microscope Electronique à Balayage
- **M.O.** : Matière organique.
- **Moat :** Type de chenal contouritique lorsqu'il est associé à des "giant separated elongated mounded contourite drifts".
- **MSCL :** Multi-Sensor-Core-Logger
- **Montmorillonite :** Minéral argileux 3 couches TOT (Tétraédrique-Octaédrique-Tétraédrique), du groupe des smectites $(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2*n(H_2O)$.
- **MTD :** Mass Transport Deposit (pluriel MTDs)
- **MTDc :** Mass Transport Deposit complex
- **NADW** : North Atlantic Deep Water
- **Nontronites :** Minéral argileux 3 couches TOT (Tétraédrique-Octaédrique-Tétraédrique), appartenant au groupe des smectites ferreuses (Fe-smectite) : $Na_{0.3}Fe^{3+}{}_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2*n(H_2O)$.
- **Plateau marginal** : Plateau immergé formant une indentation bathymétrique situé entre la rupture de pente du plateau continental et la rupture de pente vers le domaine abyssal. Ce type de plateau se forme le long de marges transformantes (Mercier de Lepinay et al., 2016).

- **Pull-apart** : Bassin de sédimentation allongé qui s'est constitué sur une zone de décrochement du fait du mouvement de celle-ci (Foucault and Raoult, 2010).
- **Protolithes** : La nature initiale de la roche avant métamorphisme (sédimentaire ou ignée)
- **Rhombochasmes** : Bassin de décrochement en losange.
- **Sediment waves:** Structures sédimentaires formant des vagues sédimentaires sur le fond marin dont la crête est perpendiculaire (voir oblique) à la direction du courant.
- **Smectite :** Minéral argileux et hydraté à 3 couches TOT (Tétraédrique-Octaédrique-Tétraédrique), parmi les smectites la **Montmorillonite**, et la **nontronite**.
- $\overline{SS}$ **Sortable Silt:** Classe granulométrique des silts compris entre 10 et 63µm
- **Stoss :** la partie montante d'une dune ou ride moins abrupte que le lee, le stoss correspond à la zone de transport des grains jusqu'à la crête.
- **TSW :** Tropical Surface Water
- **XRF core scanner :** X-Ray fraction core scanner.

PARTIE I : INTRODUCTION
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE



(Source : Imperial college of London)

Table des matières

A. Introduction 22
B. Problématique 23
C. Présentation du plan 23
D. Références bibliographiques 24

A. Introduction

La circulation océanique joue un rôle primordial dans les transferts de chaleurs des basses aux hautes latitudes où les eaux froides et profondes se forment. Dans le domaine océanique, la NADW (North Atlantic Deep Water) et l'AABW (Antarctic Bottom Water) se forment dans le domaine arctique péri-arctique et dans l'océan austral. Ces deux masses d'eaux génèrent des courants le long de la bordure Est du continent sud-américain. La formation et l'intensité de ces courants sont induits par les changements climatiques (phase glaciaire/interglaciaire). Concernant la NADW, la formation et l'intensité du courant sont diminuées durant les périodes glaciaires dans les hautes latitudes. En milieu équatorial, le débat est encore ouvert.

Les plateaux marginaux ont été décrits récemment le long des marges transformantes et répertoriés par les travaux de Mercier de Lépinay et al. (2016). Parmi ces plateaux marginaux, le plateau de Demerara se situe au carrefour de 3 grands domaines océaniques de l'Atlantique : Central, Equatorial et Sud. Ce plateau a été récemment investigué en 2013, durant la campagne IGUANES (Loncke, 2013; Loncke et al., 2016) par le biais d'acquisitions géophysiques (bathymétrie, chirp, sismique rapide et sismique haute résolution), sédimentaires (carottes) et océanographiques (mouillage). L'étude des processus géologiques sur ce plateau doit permettre une meilleure compréhension de la formation, de l'évolution et des éventuelles spécificités des modes de sédimentation le long des plateaux marginaux. La détermination des facteurs de contrôles de la sédimentation et des processus sédimentaires est primordiale dans la compréhension de l'évolution du plateau de Demerara. Le plateau de Demerara est affecté régulièrement par des glissements sous-marins (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015; Loncke et al., 2016). De plus, les travaux précédents ont fait état de la circulation de fluide et de génération de pockmarks sur le fond marin qui peuvent être en lien avec la mise en place des glissements (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015).

Les premières observations des données IGUANES (Loncke, 2013) ainsi que les travaux sur les données de la mission précédente GUYAPLAC (Le Suave and Beuzart, 2003) montrent la présence de nombreuses structures sédimentaires longitudinales témoignant de l'importance des courants sur le fond marin. Une forte activité d'un courant de fond peut générer la formation de contourites.

Les contourites sont des objets sédimentaires décrits pour les premières fois par Heezen (1959), Heezen and Johnson (1963) et Heezen and Hollister (1964) grâce à des observations de structures sédimentaires sur le fond marin. Aujourd'hui, les contourites sont définies comme des sédiments déposés ou substantiellement remaniés par les courants de fond (Stow et al., 2002; Rebesco and Camerlenghi, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Les contourites ont pu être décrites dans divers milieux : du milieu marin profond avec la plaine abyssale (Hernández-Molina et al., 2008) au milieu lacustre (Ceramicola et al., 2001). Dans le milieu marin profond caractérisé par une sédimentation hémipélagique, les apports et l'accumulation sédimentaires sont faibles. L'étude des contourites, qui sont des zones d'accumulation sédimentaire associées au courant, est particulièrement intéressante à investiguer. Dans les contourites, les zones de drift (zones de dépôt préférentielles) sont caractérisées par des taux de sédimentation relativement forts et par un enregistrement sédimentaire relativement continu (Knutz, 2008; Rebesco et al., 2014). De nombreux facteurs affectent la sédimentation marine dont les contourites : les variations du niveau marin (global ou relatif), les apports sédimentaires, les variations climatiques influent sur les propriétés physico-chimiques à l'échelle régionale et/ou globale, ainsi que les changements de courants. La formation des contourites enregistrent ces variations climatiques et océaniques (Faugères and Stow, 1993; Faugères and Mulder, 2011).

C'est ainsi que s'ancre ce sujet de thèse : Mise en évidence et tentative de reconstitution paleo-environnementale d'un système de dépôt contouritique sur le plateau de Demerara (marge guyanaise). Ce sujet permettra de mieux comprendre l'évolution sédimentaire du plateau marginal de Demerara ainsi que d'illustrer les variations de la NADW le long de la marge guyanaise en domaine équatorial.

B. Problématique

La compréhension de la formation et de la dynamique d'une contourite sur le plateau de Demerara présente un fort intérêt pour la compréhension de l'évolution sédimentaire de ce type de province géologique. En parallèle, 30% des marges transformantes sont dotées de plateaux marginaux (Mercier de Lépinay et al., 2016) et il est possible que les processus contouritiques y soient particulièrement bien exprimés et intéressants à étudier car ces plateaux forment de très vastes reliefs que les courants profonds doivent contourner.

Le travail, présenté dans cette thèse, se place au centre d'un certain nombre de grandes questions liées à ces grandes problématiques:

- Quel est le rôle de la circulation océanique et des courants marins sur la sédimentation du plateau de Demerara ?
- Comment se forment et comment évoluent les dépôts contouritiques ? Quels sont les paramètres environnementaux (océaniques, climatiques) qui influent sur la formation et l'évolution des processus sédimentaires sur le plateau de Demerara ?
- Comment évoluent les courants dans le domaine équatorial au niveau du plateau marginal de Demerara ?
- Quel est le rôle de la physiographie de la marge induite par le plateau marginal sur la mise en place de ce corps contouritique ?
- Quel est le rôle de la glauconie dans les sédiments contouritiques ?
- Le plateau marginal de Demerara, est-il un cas singulier ou un exemple qui peut servir de modèle à la compréhension des processus sédimentaires sur les plateaux marginaux ?

Pour tenter d'avancer sur ces problématiques, ce travail est réalisé avec une approche multidisciplinaire : géophysique, sédimentaire et géochimique.

C. Présentation du plan

Afin de tenter de répondre à ces diverses questions, le travail de cette thèse se base sur une analyse des données de bathymétrie, du chirp et des carottes sédimentaires. Le manuscrit sera composé de 4 parties :

(1) Une partie introductive présentant l'état de l'art des recherches et du contexte du plateau de Demerara ainsi qu'une synthèse des avancées sur les contourites.
(2) Une partie matériel et méthodes qui présente l'ensemble des données et techniques utilisées dans ce manuscrit.
(3) Une partie résultats divisée en 3 chapitres ; un premier axé sur l'indentification des processus sédimentaires grâce aux écho-faciès du sondeur de sédiment et aux faciès sédimentaires (mise en forme en vue d'une publication), un second sur l'identification d'un CDS (système de dépôt contouritique) en couplant données géophysiques et données sédimentaires (article publié en 2016 : Tallobre et al. (2016)) et un troisième sur l'évolution des contourites au cours du temps sur le plateau de Demerara (mise en forme en vue d'une publication).
(4) Une partie synthèse-discussion afin de mettre en relation l'ensemble des résultats obtenus, de les discuter et de dresser les perspectives de ce travail.

D. Références bibliographiques

Ceramicola, S., Rebesco, M., De Batist, M., Khlystov, O., 2001. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia). Marine Geophysical Researches 22, 445-464.

Faugères, J.-C., Stow, D.A., 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. Sedimentary Geology 82, 287-297.

Faugères, J.C., Mulder, T., 2011. Contour Currents and Contourite Drifts. in: Heiko Hüneke and Thierry Mulder, Deep sea sediments, elseiver publications, developments in sedimentology 63, 149-205.

Heezen, B.C., 1959. Dynamic Processes of Abyssal Sedimentation: Erosion, Transportation, and Redeposition on the Deep-sea floor. Geophysical Journal International 2, 142-163.

Heezen, B.C., Hollister, C., 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. Marine Geology 1, 141-174.

Heezen, B.C., Johnson, G.L., 1963. A moated knoll in the Canary Passage. Dent. Hydrograph. Z. 16, 269-272.

Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 18 Abyssal Plain Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 345-378.

Knutz, P.C., 2008. Chapter 24 Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 511-535.

Le Suave, R., Beuzart, P., 2003. GUYAPLAC cruise, RV L'Atalante, in: française, C.O. (Ed.).

Loncke, L., 2013. IGUANES, RV L'Atalante, in: française, C.o. (Ed.).

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2009. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. Marine and Petroleum Geology 26, 711-723.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W.R., Bayon, G., Gaullier, V., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J.C., Cathalot, C., Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J.F., Bermell, S., Marcaillou, B., Sotin, C., Hebert, B., Patriat, M., Bassetti, M.A., Tallobre, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., 2016. Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the IGUANES cruise. Geological Society, London, Special Publications 431.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., 2016. Transform continental margins - Part 2: A worldwide inventory. Tectonophysics.

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P., Roest, W.R., Vendeville, B.C., Patriat, M., Loubrieu, B., 2013. Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (French Guiana). Marine and Petroleum Geology 46, 287-303.

Pattier, F., Loncke, L., Imbert, P., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Roest, W.R., Patriat, M., Vendeville, B.C., 2015. Origin of an enigmatic regional Mio-Pliocene unconformity on the Demerara plateau. Marine Geology 365, 21-35.

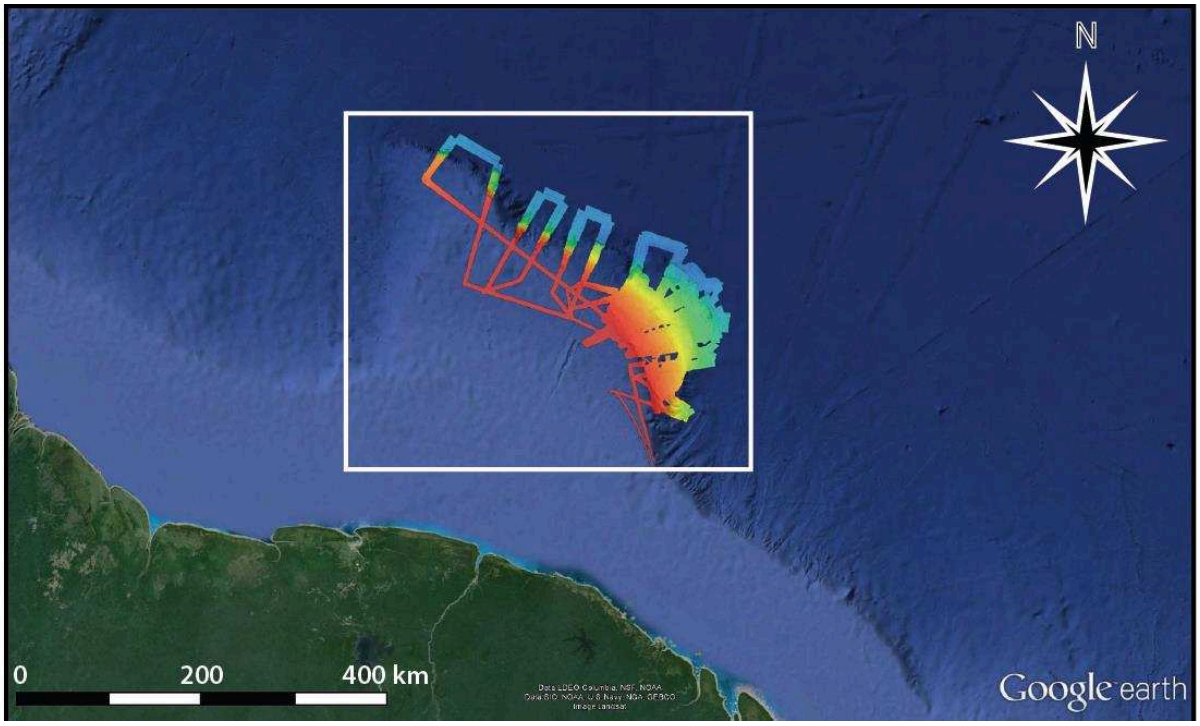
Rebesco, M., Camerlenghi, A., 2008. Preface, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. xvii-xviii.

Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. Marine Geology 352, 111-154.

Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics: Geological Society London Memoir 22, 137-154.

Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.-A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X.D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., Sotin, C., 2016. Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. Marine Geology 378, 56-73.

PARTIE I : ETAT DES CONNAISSANCES
CHAPITRE 2 : LE PLATEAU DE DEMERARA,



Carte bathymétrique IGUANES superposée à un fond de carte Google earth.

Table des matières

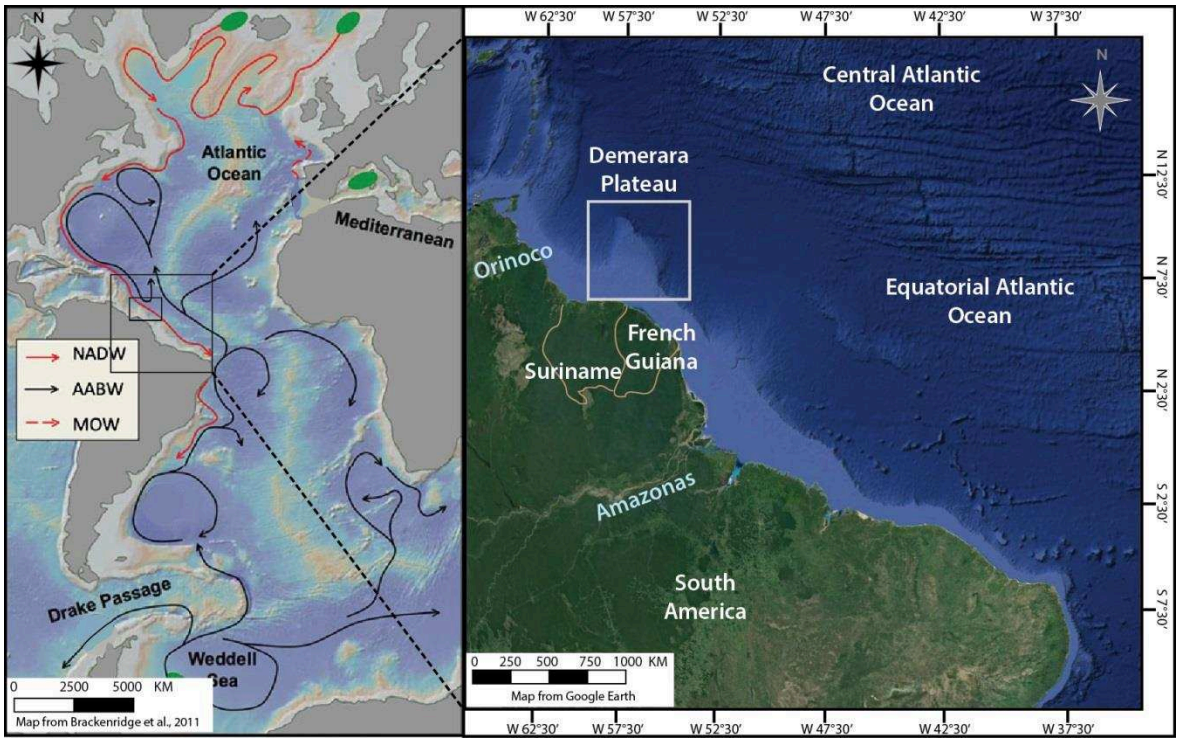
A. Localisation du Plateau de Demerara 28
B. Contexte océanographique 28
C. Contexte géologique 31
I. Contexte tectonique 31
1. Histoire tectonique et évolution du Plateau de Demerara 31
2. Rappel sur les plateaux marginaux 37
II. Contexte sédimentaire sur le Plateau de Demerara 45
III. Instabilités de pente & sorties de fluides 49
1. Instabilités de pente 49
2. Sorties de fluides 51
D. Contexte climatique 53
I. Situation actuelle 53
II. Evolution climatique au Quaternaire 53
1. Le climat au Quaternaire 53
2. Données disponibles dans la zone d'étude 54
3. Evolution climatique régionale au Quaternaire 55
E. Références bibliographiques 57

A. Localisation du Plateau de Demerara

Situé le long du continent sud-américain, sur la façade Atlantique, le Plateau de Demerara occupe une place particulière (Fig.1): il forme un large promontoire au large du plateau continental de la Guyane française et du Surinam. Il mesure 380 km de long et forme une avancée vers le domaine océanique de ~250 km à partir de la rupture de pente du plateau continental. Il se situe entre 150 m et 4500 m de profondeur. Il est bordé par 4 embouchures de fleuves majeurs : l'Amazone au Sud, l'Oyapock à la frontière Guyane-Brésil, le Maroni à la frontière Guyane-Surinam et l'Orénoque au Nord. Le plateau de Demerara a la particularité de se situer entre deux domaines océaniques distincts l'Atlantique Central et l'Atlantique Equatorial.

La zone étudiée au cours de cette thèse correspond à la partie orientale du plateau de Demerara (ullusrée par la bathymétrie sur la figure 2).

Figure 1 : Carte de géolocalisation du Plateau de Demerara (Google earth and Brackenridge et al. (2011)).



B. Contexte océanographique

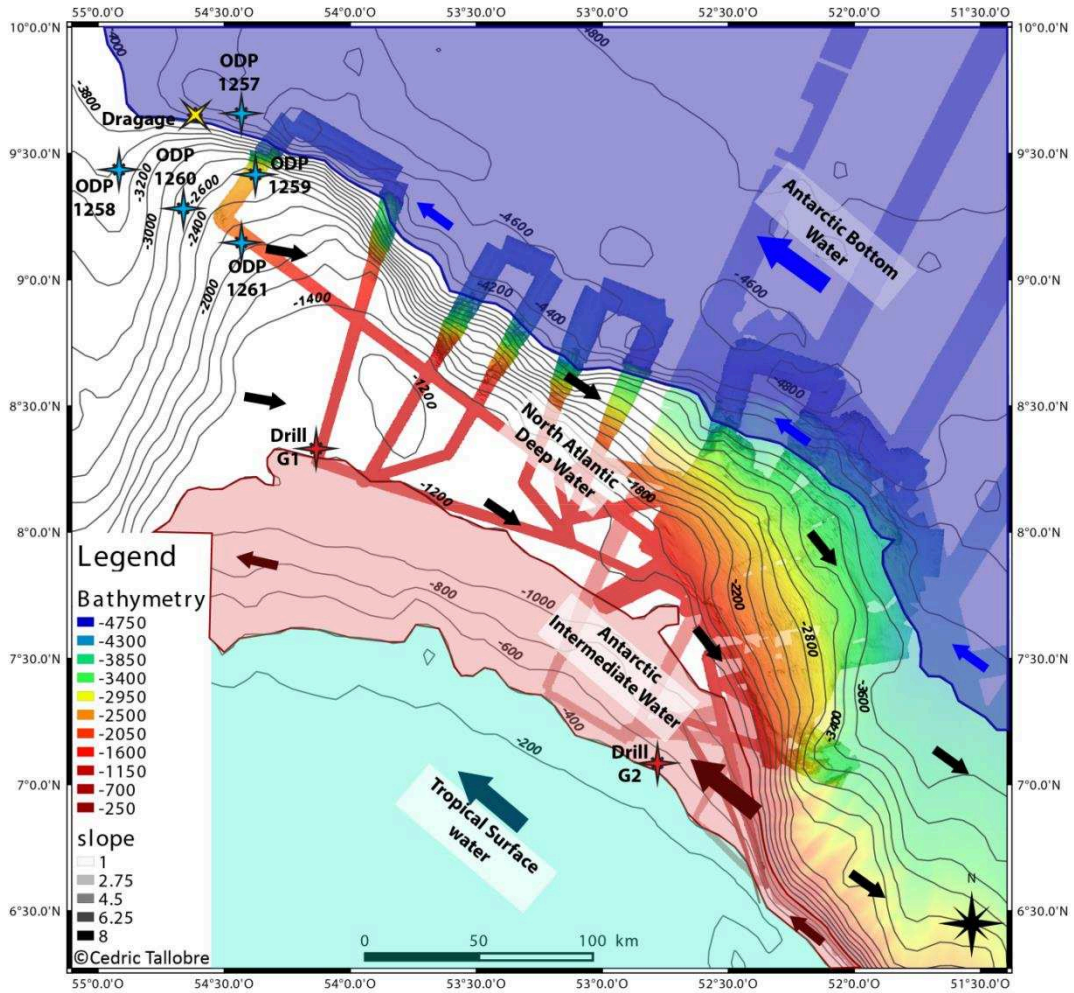
La circulation océanique et le transport de chaleur dans l'Atlantique sont régis par l'**AMOC**, Atlantic Meridional Overturning Circulation (Apel, 1988; Talley et al., 2011; Survey, 2012). Cette circulation est caractérisée par un flux d'eaux de surface chaudes et relativement salées qui migre de la zone tropicale vers l'Atlantique Nord et un flux de retour vers le Sud formé d'une eau profonde, froide et salée (Apel, 1988; Talley et al., 2011; Survey, 2012).

Au niveau de l'Atlantique Equatorial, la colonne d'eau se stratifie en 3 couches de masses d'eaux différenciées en fonction de leur densité (Fig.2 & table 1) : les eaux de surface, les eaux intermédiaires et les eaux profondes elles-mêmes divisées en deux masses d'eaux.

Tableau 1 : Tableau de synthèse présentant les différentes masses d'eau océanique présentes le long de la bordure Ouest de l'Atlantique Equatorial avec leurs principales propriétés physico-chimiques.

Position in water column	Name			Direction	Depth	characteristic			Ref
						Velocity	Temperature	Salinity ‰	
Surface	Tropical Surface Water	TSW		Northward	Between 0 & 100	-	27 (Surface) to 20° (at 100m)	36	Signorini, 1978; Evans et al., 1983; Garfield, 1990,Friedrich et Hall., 1993
	Tropical gyre			Northward	between 0 & 400 m	-	24 - 7 °C	36	
Value at the boundary of water masses							7 - 6 °C		
Intermediate	Antarctic Intermediate Water	AAIW		Northward	Between 550 & 1200 m	20 cm/s at 400m 5 cm/s at 1000m	2 - 6°C	34,2	Reid, 1989; Peterson et Stramma, 1991; Suga and Talley, 1995
Value at the boundary of water masses					1200 m		4,7	34,85 - 34,95	Molinari et al., 1992
Bottom Deep Western Boundary Current (DWBC)	North Atlantic Deep Water	NADW	Global	Southward	Between 1200 & 4000 m	between 2,9 to 20cm/s	2 - 4 °C	34,88 - 34,95	Reid, 1989, Molinari et al., 1992, Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Mauritzen et al., 2002 .
			Upper	Southward	Between 1200 & 2000 m	2,9	4,7 - 3,2 °C	34,95 - 34,96	
			Middle	Southward	Between 2000 & 3000-3500	6,2	3,2- 2,4 °C	34,97 - 34,92	
			Lower	Southward	Between 3000-3500 & 4200-4500 m	20,3	2,4 - 1,8 °C	34,93 - 34,88	
	Value at the boundary of water masses				4200 - 4500 m		1,8 - 1,9	34,88 - 34,89	Molinari et al., 1992
	Antarctic Bottom Water	AABW		Northward	< 4200-4500 m	until 45 cm/s	0 - 0,5 °C	34,6 - 34,7	Reid, 1989; Johns et al., 1993; Hogg 1997

Figure 2 : Carte bathymétrique du plateau de Demerara avec la localisation et les limites des principales masses d'eau océanique présentes le long de la bordure Ouest de l'Atlantique et positionnement des puits industriels G1, G2, des sites de forages ODP 258 à 1261, et du dragage Kane 9 (Gouyet (1988) et Danelian et al. (2005)). Données bathymétriques provenant des campagnes océanographiques IGUANES et GUYAPLAC.



- Les eaux de surface, de 0 à 400 m de profondeur (tableau 1), correspondent au Tropical Surface Water (**TSW**) formée au niveau de la Gyre Atlantique Nord dans la zone tropicale ainsi que la gyre elle-même (Signorini, 1978; Evans et al., 1983; Garfield, 1990; Friedrichs and Hall, 1993; Tsuchiya et al., 1994). Dans ces premières centaines de mètres, il est fréquent d'enregistrer des « upwellings » au niveau du littoral. Ces phénomènes présentent une forte saisonnalité (Gibbs, 1980).
- Les eaux intermédiaires, entre 550 et 1200 m de profondeur, sont formées par les eaux relativement froides de l'AntArctic Intermediate Water (**AAIW**). Cette masse d'eau provient de l'océan Austral (Reid, 1989; Peterson and Stramma, 1991; Tsuchiya et al., 1994; Suga and Talley, 1995; Stramma and Schott, 1999) et génère un courant le long de la marge nord-ouest Sud-américaine de 20 cm/s à 400 m de profondeur et de 5 cm/s à 1000 m de profondeur (tableau 1).
- Les eaux profondes sont composées de deux masses d'eaux distinctes. La première, la North Atlantic Deep Water (**NADW**), se forme dans l'Atlantique Nord et dans le bassin arctique aux abords de l'Islande, du Groenland, de la Norvège. Située entre 1200 et 4200-4500 m de profondeur, elle est caractérisée par une eau froide et saline (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002). Cette NADW peut être subdivisée en 3 selon les propriétés physiques (température, salinité, vitesse du courant) : « upper, middle, lower » (tableau 1). La deuxième masse d'eau est l'AntArctic Bottom Water (**AABW**) localisée en dessous de 4200-4500 m de profondeur (tableau 1) et caractérisée par une eau froide, saline et qui se forme dans l'océan austral (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002). Le courant induit par cette masse d'eau est caractérisée par une forte vitesse jusqu'à 45 cm/s le long de la marge nord-ouest Sud-américaine.
- La stratification des masses d'eaux se fait par différence de densité et elles sont délimitées par des zones de transition de quelques centaines de mètres (Molinari et al., 1992).

Ces masses d'eaux et leurs principales propriétés physico-chimiques sont résumées dans le tableau 1 et elles sont localisées sur la carte bathymétrique (Fig.2). La zone ciblée dans le cadre de cette étude (entre 1200 et 4000 m de profondeur d'eau) est principalement sous l'influence de la NADW même si la partie supérieure du plateau est sous la transition entre la NADW et l'AAIW. La pente du plateau se situe au niveau de la transition entre la NADW et l'AABW.

Ces masses d'eaux et courants vont influer directement sur la répartition les apports sédimentaires continentaux. L'influence de l'Orénoque sur la sédimentation entre 0-400 m de profondeur est négligeable, car les courants de surface ont une direction SE-NO, et l'embouchure de l'Orénoque se situe au Nord au Plateau ; par contre ils peuvent influer sur la sédimentation profonde influencée par la NADW, qui ramène les sédiments sur le plateau (Signorini, 1978; Evans et al., 1983; Odin, 1988; Garfield, 1990; Friedrichs and Hall, 1993; Tsuchiya et al., 1994). Concernant les apports de l'Amazone, situé au Sud-Ouest du plateau, pourront être drainés vers la Guyane par les courants de surfaces et par les eaux antarctiques (AAIW et AABW).

C. Contexte géologique

I. Contexte tectonique

1. Histoire tectonique et évolution du Plateau de Demerara

a. *L'histoire de l'Atlantique*

i. *Du Precambrien au Paléozoïque*

Les premiers événements géologiques de cette région préservés dans des roches datées de la Guyane française, Guyana, Suriname, et du nord du Brésil remontent à 3,7 Ga et 2,6 Ga. Ces plus anciennes formations correspondent à des **protolithes** d'origine ignée, initiant la formation d'un socle archéen (Montgomery and Hurley, 1978; Tassinari et al., 2001; Théveniaut and Delor, 2003). Un rift ainsi qu'une première océanisation séparent une première fois le bouclier archéen durant le Rhyacien (Paléo-Protérozoïque) suivi d'une orogenèse : l'orogenèse transamazonienne entre 2,2 et 2,0 Ga qui contribue à former le socle précambrien (Tassinari et al., 2001; Théveniaut and Delor, 2003).

Plus récemment, la formation du supercontinent Gondwana avec l'orogenèse panafricaine conduit à la formation du craton Ouest-Africain-Amazonien durant la transition Ediacarien-Cambrien à 600 Ma (Cordani et al., 2009; Torsvik et al., 2012; Buiter and Torsvik, 2014). Des traces du volcanisme, induit lors de l'orogenèse et provenant de la lithosphère subduite, sont conservées dans certaines roches précambriennes du bouclier amazonien (Klein et al., 2013). Ce volcanisme se traduit sur le terrain par des dykes et des sills composés de diabases et de microgabbros (Klein et al., 2008; Klein et al., 2013). Cette masse cratonique reste alors unie durant le cycle de Wilson suivant qui se termine pas la formation du supercontinent Pangée et du vaste océan Panthalassa au Permien supérieur (Fig.3 à -260 Ma) (Wegener, 1915; Wilson, 1966; Scotese, 2001; Torsvik et al., 2012; Buiter and Torsvik, 2014; Blakey, 2016). L'orogenèse varisque (ou hercynienne) formée entre 480-250 Ma n'affecte pas cette région mais les régions plus au Nord de l'Afrique de l'ouest, l'Amérique du Nord et l'Europe de l'Ouest.

ii. *Début de l'ouverture de l'Atlantique du Trias au Jurassique*

Au Trias (Fig.3 à -240 Ma), un nouveau cycle de Wilson débute avec l'éclatement de la Pangée (Wilson, 1966; Scotese, 2001; Buiter and Torsvik, 2014). Concernant le domaine atlantique, l'ouverture débute au Trias et Jurassique inférieur (Sutton, 1968; Buiter and Torsvik, 2014). Sur l'ensemble du domaine atlantique, l'ouverture se produit au niveau des sutures issues des précédentes orogènes de la chaîne panafricaine, de la chaîne varisque ou de la chaîne calédonienne (Hurley et al., 1967; Sutton, 1968; Francheteau and Le Pichon, 1972; Wilson and Williams, 1979; Guiraud et al., 2010; Buiter and Torsvik, 2014).

L'ouverture de l'Atlantique (Fig.3 de -200 Ma à -150 Ma) commence par le rifting du futur océan Atlantique central au Trias-Jurassique (Petit and Beauchamp, 1986; Gouyet, 1988; Scotese, 2001; Sahabi et al., 2004; Labails et al., 2010; Baudon et al., 2012; Buiter and Torsvik, 2014). L'accrétion océanique suit la phase de rifting avec les premiers fragments de croûte océanique qui sont datés du Sinémurien (Sahabi et al., 2004; Labails et al., 2010).

iii. *La CAMP & la limite Trias/Jurassique*

Le volcanisme lié à l'extension apparaît dès le rifting et donne lieu à la formation de basalte tholéitique (Bertrand et al., 1982; Marzoli et al., 1999; Maillard et al., 2006; Callegaro et al., 2013) mais également à des intrusions de diabases et de microgabbros (Klein et al., 2008; Klein et al., 2013). Ce magmatisme affecte une région de $7*10^{\wedge 6}$ km^2 (qui s'étend sur la côte Est Nord-Américaine, l'Afrique de l'Ouest et le bouclier Amazonien-Guyanais, Fig.4) sur une période de quelques millions d'années (entre 202 et 190 Ma) avec une phase de

paroxysme à 200 Ma (Marzoli et al., 1999; Knight et al., 2004; Nomade et al., 2007; Marzoli et al., 2011). Marzoli et al. (1999) définissent cette aire comme la « Central Atlantic Magmatic Province » ou **CAMP**.

La mise en place de la CAMP, et notamment sa période de paroxysme, semble synchrone avec l'extinction de masse qui affecte le milieu marin et terrestre à la limite Trias-Jurassique (Marzoli et al., 1999; Nomade et al., 2007; Font et al., 2011; Ruiz-Martínez et al., 2012) même si, comme pour chaque crise biologique, le lien entre cet épisode volcanique et la crise biologique est sujet à débat (Whiteside et al., 2007).

Les épanchements magmatiques (basaltes tholéitiques, microgabbros et diabases) se font par des dykes et des sills qui remontent au travers de la croûte via les failles et les sutures formées lors des précédentes orogenèses (Nomade et al., 2000; Théveniaut and Delor, 2003). Plusieurs phases d'activités sont à l'origine de la formation de la CAMP. Ces différentes phases peuvent être illustrées par l'hétérogénéité des basaltes tholéïtiques au seins d'une même zone géographique (Marzoli et al., 2011). Certains basaltes présentent une signature géochimique qui démontre une origine lithosphérique. Ils seraient associés à la première phase éruptive entre 202 Ma et 200 Ma (Marzoli et al., 2011). D'autres roches basaltiques ont une origine asthénosphérique avec une signature géochimique proche des MORBs « Middle Oceanic Ridge Basalt » (Bertrand et al., 1982; Maillard et al., 2006; Marzoli et al., 2011). La signature thermique des olivines est caractéristique de la présence d'un plume mantellique (Callegaro et al., 2013). Ces basaltes peuvent avoir subi une contamination crustale lors de la remontée du magma (Callegaro et al., 2013). Ces basaltes proches des MORBs démontrent une remontée de l'asthénosphère provoquée par un plume mantellique au moment de l'éclatement de la Pangée et de l'ouverture de l'Atlantique Central (Maillard et al., 2006; Marzoli et al., 2011; Callegaro et al., 2013). Les gabbros et diabases semblent avoir la même origine que les basaltes asthénosphériques ; leur différenciation s'est faite par la cristallisation fractionnée et par des contaminations crustales au moment de la remontée du magma et de leur cristallisation (Klein et al., 2013).

La formation de la CAMP est clairement liée à l'éclatement de la Pangée à partir du Trias. Toutefois, les moteurs de l'ouverture de l'Atlantique et les causes de la fusion partielle à l'origine du magmatisme sont sujets à de nombreux débats. Les mouvements au sein du manteau jouent un rôle primordial dans cette formation en association une anomalie thermique peu profonde dans le manteau, des cellules de convections mantelliques (McHone, 2000) avec la remontée d'un plume mantellique (Marzoli et al., 1999; Ruiz-Martínez et al., 2012).

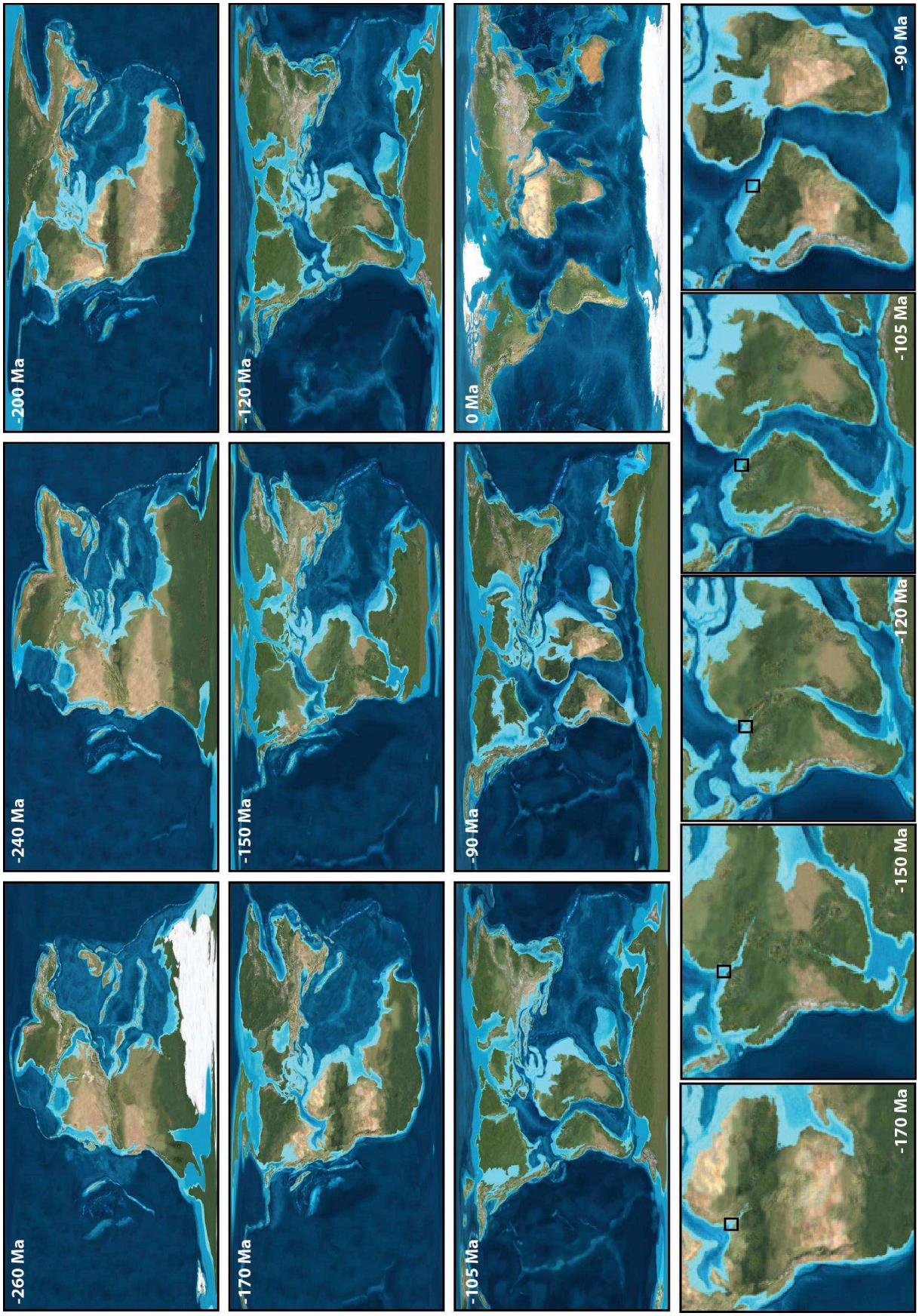


Figure 3 : Illustration de l'ouverture et de l'évolution de l'océan Atlantique depuis la Pangée au Permien Supérieur jusqu'à aujourd'hui (Blakey, 2016). Le cadre noir sur les zooms indiquent la position du plateau de Demerara.

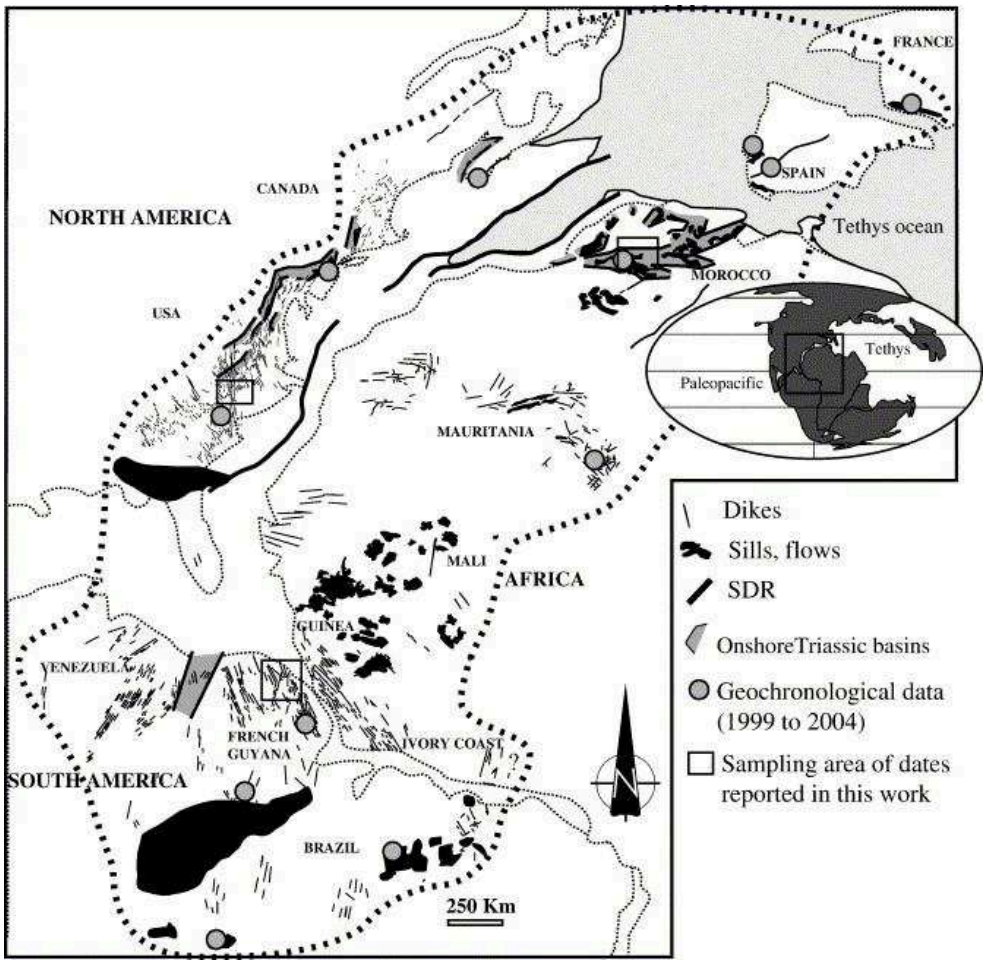


Figure 4 : Carte de la répartition géographique de la CAMP indiquant la localisation des études géochronologiques récentes (Nomade et al., 2007) modifiée à partir de (Knight et al., 2004)

iv. *Evolution de l'Atlantique au Crétacé*

Au Crétacé inférieur (Fig.3 à -120 Ma), l'Atlantique sud s'ouvre et induit un mouvement de rotation de la plaque africaine (Le Pichon and Hayes, 1971; Basile et al., 2005). Cette ouverture se fait grâce à la fragilisation de la croûte continentale causée par le « plume St Helena » du manteau (Wilson, 1992; Basile et al., 1998).

Plus tard au Crétacé inférieur-supérieur (Fig.3 à -105 Ma), l'Atlantique équatorial s'ouvre sans l'intervention de plume mantellique (Buiter and Torsvik, 2014). Le rifting commence au Barrémien-Aptien. Cette ouverture sépare définitivement le continent africain du continent sud-américain et elle est caractérisée par la formation de grandes **failles transformantes**, illustrées sur la figure 1 (Maxwell et al., 1970; Le Pichon and Hayes, 1971; Francheteau and Le Pichon, 1972; Klitgord and Schouten, 1986; Gouyet, 1988; Mascle et al., 1988; Benkhelil et al., 1995; Guiraud et al., 1997; Mascle et al., 1998; Scotese, 2001; Basile et al., 2005; Greenroyd et al., 2008; Basile et al., 2013). La connexion entre les 3 grands domaines océaniques Central-Sud-Equatorial se fait au Crétacé supérieur (Fig.3 à -90 Ma) entre 90 et 80 Ma (Danelian et al., 2005; Blakey, 2016).

Egalement au Crétacé, l'ouverture de l'Atlantique se poursuit vers le Nord (Fig.3) avec l'initiation de l'ouverture de l'Atlantique Nord (Wilson, 1966; Le Pichon and Fox, 1971; Buiter and Torsvik, 2014) puis plus au Nord vers la mer de Norvège et du Groenland.

b. *La formation du plateau de Demerara*

Le Plateau de Demerara, se situant à l'intersection entre le domaine de l'Atlantique Central et Equatorial, occupe une place particulière dans cette cinématique.

Les premières traces d'activité de l'ouverture de l'Atlantique sur le bouclier guyanais sont recensées à partir du Lias marquées par la présence de dykes volcaniques (Jurassique inférieur) ; l'initiation de l'ouverture de l'Atlantique Sud induit, sur le bouclier guyanais, une tectonique décrochante avec un cisaillement dextre le long de failles NW-SE et une activité en transpression le long de directions NNW-SSE (Gouyet, 1988; Théveniaut and Delor, 2003). Les premiers signes d'activité volcanique sont caractérisés par des intrusions magmatiques sous formes de dykes et de sill au Lias (Nomade et al., 2000; Théveniaut and Delor, 2003). Avant les années 2000, l'ensemble de ce volcanisme était rattaché à la « Central Atlantic Magmatic Province » ou CAMP (McHone, 2000). Les dykes et sills sont orientés NW-SE et NNW-SSE sur les boucliers guyanais et brésilien ; ces intrusions magmatiques utilisent ainsi les failles activées par le décrochement décrit précédemment (Nomade et al., 2000; Théveniaut and Delor, 2003). A partir des années 2000, l'étude du paléomagnétisme a montré deux pôles distincts démontrant deux phases d'activités. L'une est liée à la CAMP et à l'ouverture de l'Atlantique Central, alors que la deuxième est causée par les prémices de l'ouverture de l'Atlantique Sud (Nomade et al., 2000; Théveniaut and Delor, 2003).

A la fin du Crétacé Inférieur, la marge Nord de Demerara est ouverte sur l'océan Atlantique central, alors que sa bordure orientale est toujours accolée au Plateau de Guinée (Fig.3 à -120 Ma). Ces deux plateaux se séparent à partir du Crétacé avec la phase de rifting de l'Atlantique Equatorial entre le Barrémien et l'Aptien. Elle est marquée par des épanchements basaltiques datés à 120 ± 6 Ma (Maxwell et al., 1970; Francheteau and Le Pichon, 1972; Gouyet, 1988; Benkhelil et al., 1998; Mascle et al., 1998; Basile et al., 2005). La phase d'accrétion océanique permet ensuite la connexion entre l'Atlantique Central, l'Atlantique Equatorial et l'Atlantique Sud (Basile et al., 2005; Danelian et al., 2005; Basile et al., 2013) :

- La 1ère phase du rifting est caractérisée par le fonctionnement de failles transformantes intracontinentales, induites par une phase tectonique transformante entre deux lithosphères continentales épaisses (Basile et al., 1998; Mercier de Lépinay, 2016).
- La 2e phase correspond au stade de **marge transformante** active entre une lithosphère océanique et continentale et conduit au découplage des plateaux de Demerara et de Guinée (Mercier de Lépinay, 2016). Cette phase met en contact deux lithosphères et deux croûtes d'épaisseur différentes, de compositions différentes, avec des régimes thermiques différents provoquant des échanges thermiques et des ajustements verticaux nombreux au cours de l'Albien (Mercier de Lépinay, 2016). La différence d'épaisseur des 2 croûtes, océanique et continentale, cause une transition brutale entre ces deux domaines marquées par des pentes abruptes en bathymétrie mais également au niveau de la topographie du Moho (Basile et al., 1998). L'accrétion océanique débute et la première croûte océanique du domaine Equatorial se forme dans le bassin ivoirien. Elle est datée de l'Albien-Cénomanien (Mascle et al., 1988).
- La 3e phase est marquée par un stade de marge transformante passive entre le continent et l'océan. L'océanisation se poursuit et la marge transformante devient inactive à partir de l'Albien Supérieur (Gouyet, 1988; Basile et al., 1998; Basile et al., 2013; Mercier de Lépinay, 2016).
- Au Cénozoïque, alors que la marge est passive, le Plateau de Demerara subit un basculement. Ce basculement pourrait intervenir quelques dizaines de millions d'années après le rifting ou après l'activité transformante, mais dans ce cas les mécanismes ne sont pas clairs (Basile et al., 2013). Le basculement peut avoir lieu à

l'Oligocène Supérieur/Miocène où la partie Est de la Cordillère des Andes (Colombie et Venezuela) subit un uplift interférant sur les bassins versants de l'Amazone et de l'Orénoque qui, désormais, se jettent dans l'Atlantique de part et d'autres du Plateau de Demerara (Hoorn et al., 1995; Basile et al., 2013). Ces deux fleuves apportent au niveau de leurs deltas respectifs une importante charge sédimentaire sur la lithosphère océanique. La croûte océanique est particulièrement fine au niveau du delta de l'Amazone qui correspond à la zone de bordure où les lithosphères océaniques et continentales sont couplées. Cette charge induirait alors une flexion de la marge continentale (Watts et al., 2009; Basile et al., 2013) à l'image du poids des calottes glaciaires sur les lithosphères continentales. Ce basculement pourrait être un facteur dans la mise en place des glissements sur le Plateau de Demerara au Miocène supérieur (Loncke et al., 2009). Il est également possible que le basculement se soit fait en deux phases la 1ère au Paléocène et la 2nde à l'Oligo-Miocène.

Actuellement, le plateau de Demerara est bordé par deux types de marges passives. Il se situe à l'intersection de deux domaines océaniques : sa bordure Ouest est une marge passive ouverte sur le domaine Atlantique Central tandis que, ses bordures Nord et Est correspondent à des marges passives ouvertes sur le domaine Atlantique Equatorial. La bordure Nord est transformante et la bordure Est divergente.

2. Rappel sur les plateaux marginaux

a. *Failles & marges transformantes*

i. *Les failles transformantes*

Les failles transformantes sont selon la définition de Foucault and Raoult (2010) d'après Wilson (1965) « des structures permettant la transformation d'un mouvement en un autre, à l'extrémité d'un segment de rift océanique ou de zone de subduction ; frontière entre deux plaques lithosphériques, où il n'y a ni création ni destruction de croûte, mais coulissement » (Fig.5-6). Les failles transformantes provoquent un mouvement dit décrochant, tangentiel où les deux blocs (ou les deux plaques) coulissent l'un par rapport à l'autre le long de la faille par des mouvements dextres ou senestres (Kearey et al., 2009). Ce type de failles a été historiquement décrit le long de la dorsale Atlantique par de nombreux travaux, dont le premier par Wilson (1965), suivit par ceux de Le Pichon and Hayes (1971), Francheteau and Le Pichon (1972), Wilson and Williams (1979).

Les failles transformantes permettent via un mouvement décrochant de connecter successivement deux portions de rifts puis deux dorsales.

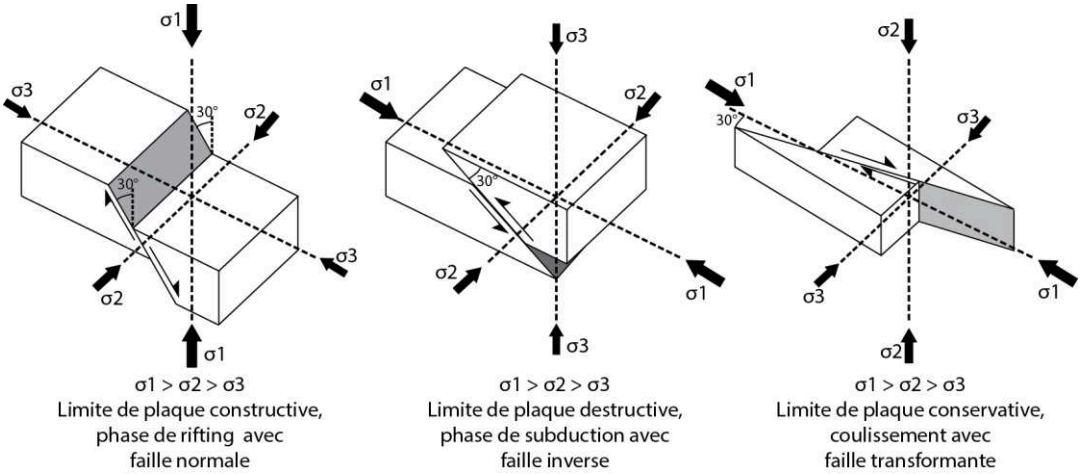
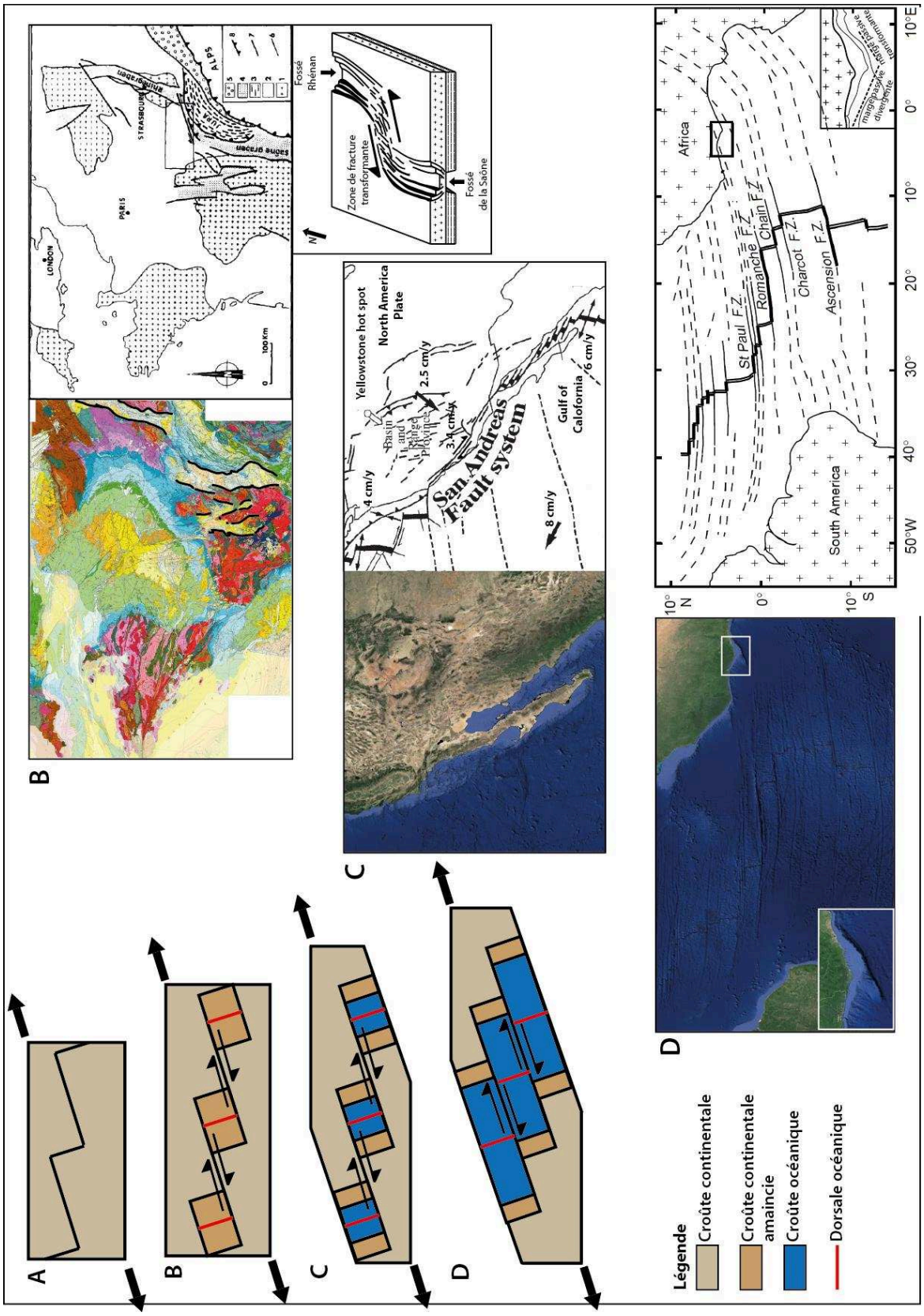


Figure 5 : Schéma des différentes limites de plaques

Figure 6 : Modèle schématique d'évolution des marges transformantes avec les différents stades : (A)avant rifitng, (B) le rift continental illustré par le rift ouest européen (Bergerat and Chorowicz, 1981; Lacombe et al., 1990b), (C) la marge transformante active illustrée par le golfe de Californie et le système de faille de San Andreas (Burnham, 2009) et (D) la marge continentale transformante passive et marge océanique transformante active illustré par l'océan Atlantique Equatorial (Basile et al., 1998), les diagrammes de blocs sont modifiés d'après Mascle et al. (1987)



ii. *Les marges transformantes*

Une marge est la zone de bordure entre le plateau continental et les fonds océaniques (Foucault and Raoult, 2010). Une marge transformante est une marge bordée par une faille transformante. L'évolution structurale d'une marge transformante se fait en 3 phases si l'ouverture n'est pas avortée : (1) le stade « transformante intracontinentale » (fig.6 A-B), (2) le stade transformante active (fig.6 C) et (3) le stade transformante passive (fig.6 D) (Mascle et al., 1987; Mascle et al., 1988; Mascle and Basile, 1998) :

- Le stade 1 : Dans le premier stade de transformante intracontinentale, se produit la rupture continentale. Une faille transformante intracontinentale active sépare deux rifts (Fig.6B). Ce stade intracontinental peut être illustré par différents exemples : le rift ouest européen et la faille transformante Rhin-Saône (Bergerat and Chorowicz, 1981; Lacombe et al., 1990a; Lacombe et al., 1990b; Lacombe et al., 1993; Sissingh, 1998), le système de faille de San Andreas sur la partie continentale de la Californie (Aydin and Nur, 1982; McLauhlin and Nilsen, 1982), ainsi que la marge transformante de la Mer de Marmara (Armijo et al., 2002; Géli et al., 2008; Zitter et al., 2008). Le rifting cause la subsidence du bassin. Les bassins en subsidence peuvent être favorables à divers environnements en fonction du niveau marin relatif : continentaux, fluviatiles, lacustres, lagunaires ou marins. La subsidence peut être contrôlée par le développement d'un bassin « **pull-apart** » (cf C.I.2.c.i) comme décrit en Californie le long de la faille Maacama du système de fracture de San Andreas (Aydin and Nur, 1982; McLauhlin and Nilsen, 1982).Ceci est illustré par l'exemple du rift passif ouest-européen et des failles Rhin-Saône et Limagnes-Rhône (Fig.6B). Ces failles sont caractérisées par des mouvements décrochants senestres reliant les différents segments: le fossé rhénan, le fossé bressan et de la Saône, le fossé rhodanien, le bassin des Limagnes et la fosse de Roanne-Montbrison (Bergerat and Chorowicz, 1981; Lacombe et al., 1990a; Lacombe et al., 1990b; Lacombe et al., 1993; Sissingh, 1998).
  Le stade 2 : Cette phase de rupture continentale est suivie par une phase d'océanisation qui aboutit à la mise en contact de lithosphères océanique et continentale via une faille transformante Fig.6C. A ce stade, les portions de marges divergentes sont déjà passives. Cette marge met en contact une lithosphère océanique et une lithosphère continentale de part et d'autre de la faille. Perpendiculairement à l'axe de la dorsale, la croûte océanique nouvellement formée est en contact décrochant avec la croûte continentale, illustré sur la figure 6C. Ce cas de figure est illustré au sud de la faille transformante de San Andreas (Fig.6C) au niveau du golfe de Californie, où la croûte océanique coulisse le long de la croûte continentale selon un mouvement décrochant dextre (Crowell, 1981; Ryan et al., 2008; Burnham, 2009; Latchman et al., 2011). Durant le stade 2, des bassins en « pull-apart » peuvent être créés et ceux créés durant le stade précédent peuvent être toujours actifs avec de la subsidence (Crowell, 1981; Mann et al., 1983). Le golfe de Californie (Fig.6 C) est un des exemples actuels caractérisé par le « San Andreas Fault System » avec un contact les deux types de croûtes de part et d'autre de la faille transformante et la formation de bassin pull-apart (Crowell, 1981; Ryan et al., 2008; Burnham, 2009; Latchman et al., 2011). Cette marge transformante est très active en sismicité et est une des marges les plus surveillées actuellement ; notamment suite aux séismes de 1989 de magnitude 6.9 associé à un déplacement maximal de 2.3 m (contre un déplacement moyen normal de 3.5 cm/an actuellement), et celui de 1906 de magnitude 7.7-8.3 qui a engendré un déplacement maximal de 28 m (Ellsworth, 1990; USGS, 2015).
- Le stade 3 : Les marges transformantes continentales deviennent inactives et sont dites passives (Fig.6 D), il n'y a plus de mouvement le long de la marge. Par contre, l'activité de la faille transformante se poursuit dans le domaine océanique au niveau de

la dorsale où les deux lithosphères océaniques sont en décrochement. Ce stade peut être illustré par le plateau de Demerara (Basile et al., 2013), le plateau de Guinée (Benkhelil et al., 1995), le plateau de Côte d'Ivoire-Ghana associé à la zone de fracture de Romanche qui est active au niveau de la dorsale (Basile et al., 1998; Basile and Allemand, 2002).

Les marges passives transformantes présentent des caractéristiques différentes des marges passives divergentes (Francheteau and Le Pichon, 1972; Basile et al., 1998; Mercier de Lépinay et al., 2016):

- une transition brutale et étroite entre croûte océanique et croûte continentale sur ~50 km,
- une topographie abrupte du Moho à la transition continent-océan,
- une pente abrupte : la pente moyenne du talus continental des marges transformantes est de 4° contre 3° pour les divergentes (Mercier de Lépinay et al., 2016),
- la possibilité d'être dotées d'un **plateau marginal** à la transition entre les deux croûtes dans ~30% des cas (Mercier de Lépinay, 2016; Mercier de Lépinay et al., 2016).

b. *Les plateaux marginaux*

Il existe deux morphologies de marges continentales transformantes illustrées sur la figure 7. Le premier type, le plus courant, qui représente 70% des marges transformantes (Mercier de Lépinay et al., 2016), est marqué par un plateau continental peu profond et au moment de la rupture de pente, par une transition abrupte vers la plaine abyssale via un domaine de pente continentale dont les pentes moyennes sont de 4° mais qui, localement, peuvent atteindre 20° (Fig.7B) (Mercier de Lépinay et al., 2016). Le 2e type (Fig.7A) est caractérisé par un domaine très peu penté, formant un plateau, succédant à la plate-forme continentale. Ce domaine de plateau est limité dans sa partie distale par une pente continentale abrupte. Ce type de plateaux forme des avancées vers la mer typiquement d'une centaine de kilomètres de long (jusqu'à 900 km pour le plateau Falkands). Ce type de plateau est situé entre une centaine de mètres de profondeur et 3400 m de profondeur (Mercier de Lépinay et al., 2016). Les plateaux marginaux formés le long des marges transformantes sont assez répandus ; ils existent pour 30% des marges transformantes (Fig.8). Les exemples sont nombreux : plateau de Demerara, de Guinée, de Falkands, d'Agulhas, de Vøring (Mercier de Lépinay et al., 2016).

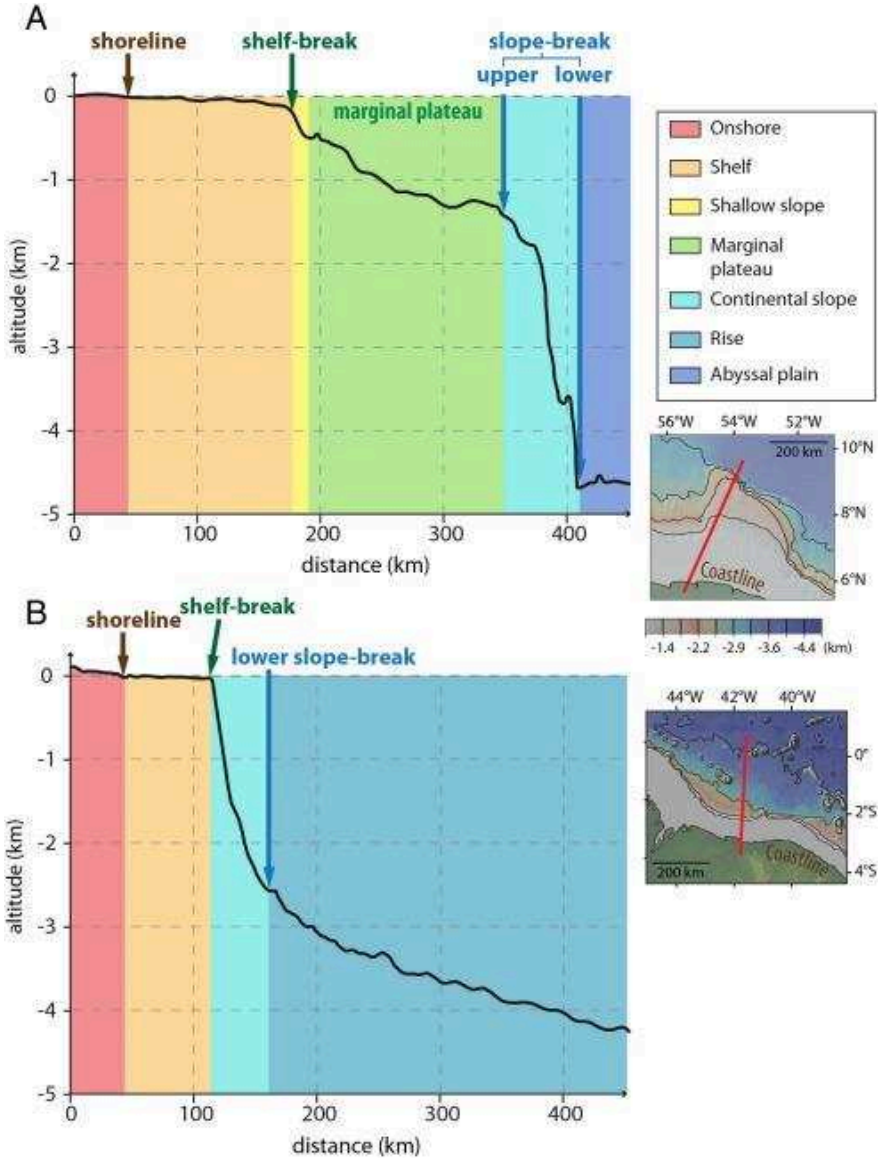


Figure 7 : Schéma de comparaison de profil topographique entre (A) la marge transformante avec un plateau marginal de Demerara et (B) la marge transformante sans plateau marginal de Ceara (Mercier de Lepinay et al., in press)

Les plateaux marginaux peuvent être marqués par la présence d'une ride marginale située juste en amont de la rupture de pente vers l'océan: un haut structural allongé le long de la marge au niveau de la transition lithosphère continentale/lithosphère océanique (Francheteau and Le Pichon, 1972). Ces rides forment alors une bordure dans la prolongation des zones de fractures transformantes et sont identifiables sur les données géophysiques (Francheteau and Le Pichon, 1972; Mercier de Lépinay, 2016).

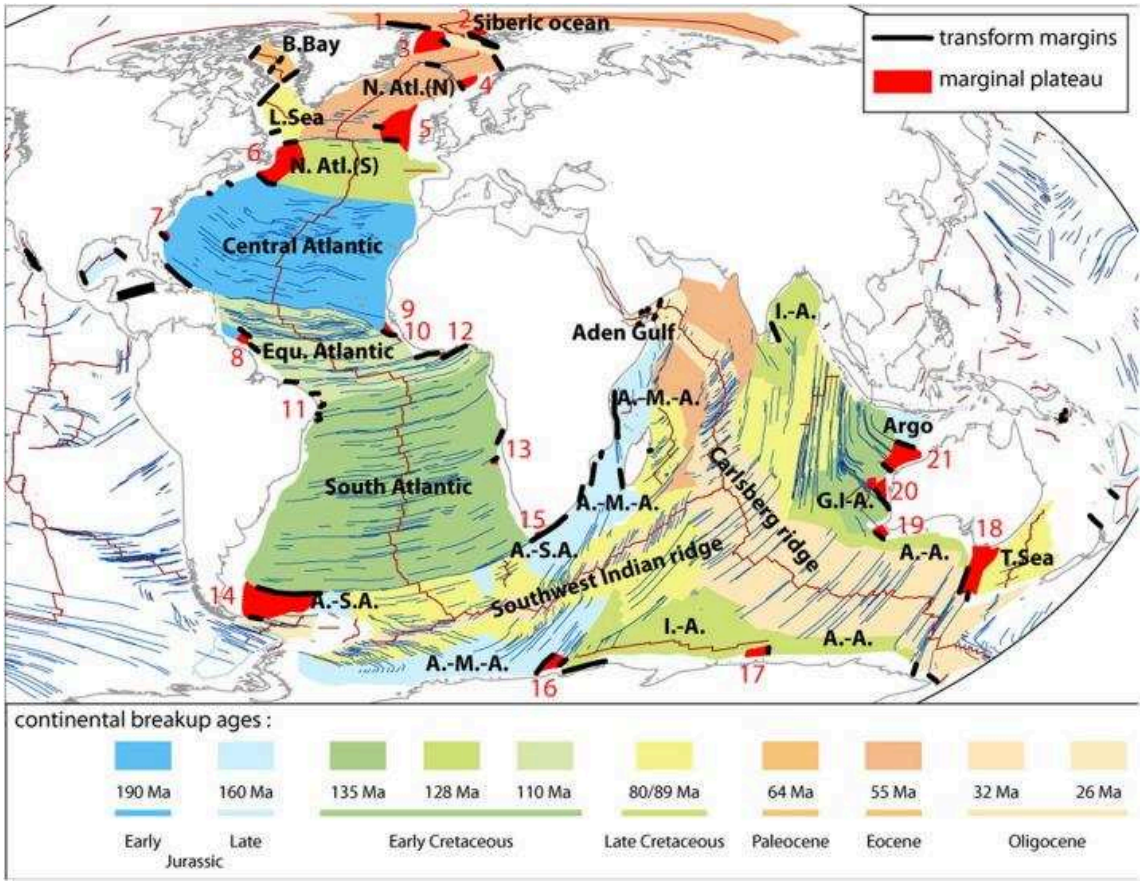


Figure 8 : Carte de la répartition des plateaux marginaux et des marges transformantes (Mercier de Lépinay et al., 2016)

c. *Océanographie et processus sédimentaires le long des plateaux marginaux*

i. *Processus syn-tectoniques*

Au cours des deux premiers stades de la formation d'une marge transformante, le rifting forme des bassins en subsidence qui vont être le lieu d'accumulations sédimentaires syn-tectoniques.

Durant ces deux stades, l'activité décrochante des failles peut former des bassins particuliers en « pull-apart » (Fig.9) formant des **rhombochasmes** (bassin de décrochement en losange) qui ne sont pas connectés entre eux (Mann et al., 1983; Armijo et al., 2002; Corti and Dooley, 2015; Sarp, 2015). Les bassins en pull-apart sont délimités par deux segments d'une faille transformante et des bordures obliques correspondant à des failles normales (Aydin and Nur, 1982; McLauhlin and Nilsen, 1982; Mann et al., 1983; Foucault and Raoult, 2010; Corti and Dooley, 2015). Ils forment ainsi un « rift dans un rift » (Armijo et al., 2002). Ce type de structure régionale pourrait s'être formé dans le rift Ouest-Européen au niveau de la faille Rhin-Saône (Bergerat and Chorowicz, 1981; Lacombe et al., 1993). Ce bassin aurait ensuite subit un « uplift » causé par l'orogenèse alpine avec la formation du Jura. Il existe également un bassin pull-apart décrit le long du rift continental du système de faille de San

Andreas (Aydin and Nur, 1982; McLauhlin and Nilsen, 1982). En milieu continental, les rifts forment des bassins confinés et caractérisés par une sédimentation grossière, des dépôts alluviaux avec des conglomérats ou des fans alluviaux, et des dépôts lacustres. Les bassins créés par le rifting peuvent être connectés au milieu marin par des passes ou être ouverts sur le milieu marin comme la mer de Marmara (Fig.9) ou le golfe de Californie. Dans ces cas, la sédimentation reste relativement grossière avec d'importants apports continentaux via des canyons, des deltas et/ou des masses glissées (Crowell, 1981; Mann et al., 1983; Mascle et al., 1993; Armijo et al., 2002; Zitter et al., 2008). Il existe ainsi une évolution du bassin pull-apart qui subit de plus en plus de subsidence en fonction de la progression du rifting et passe d'un environnement continental (ex : la Californie) à lacustre (exemple du rift ouest-européen), puis à lagunaire avec des incursions marines (exemple du rift ouest-européen), et enfin à marin (ex : Golfe de Californie, mer de Marmara). Ces bassins sont souvent confinés avec un fort taux de sédimentation. Ils sont propices à la préservation de la matière organique (Géli et al., 2008; Zitter et al., 2008).

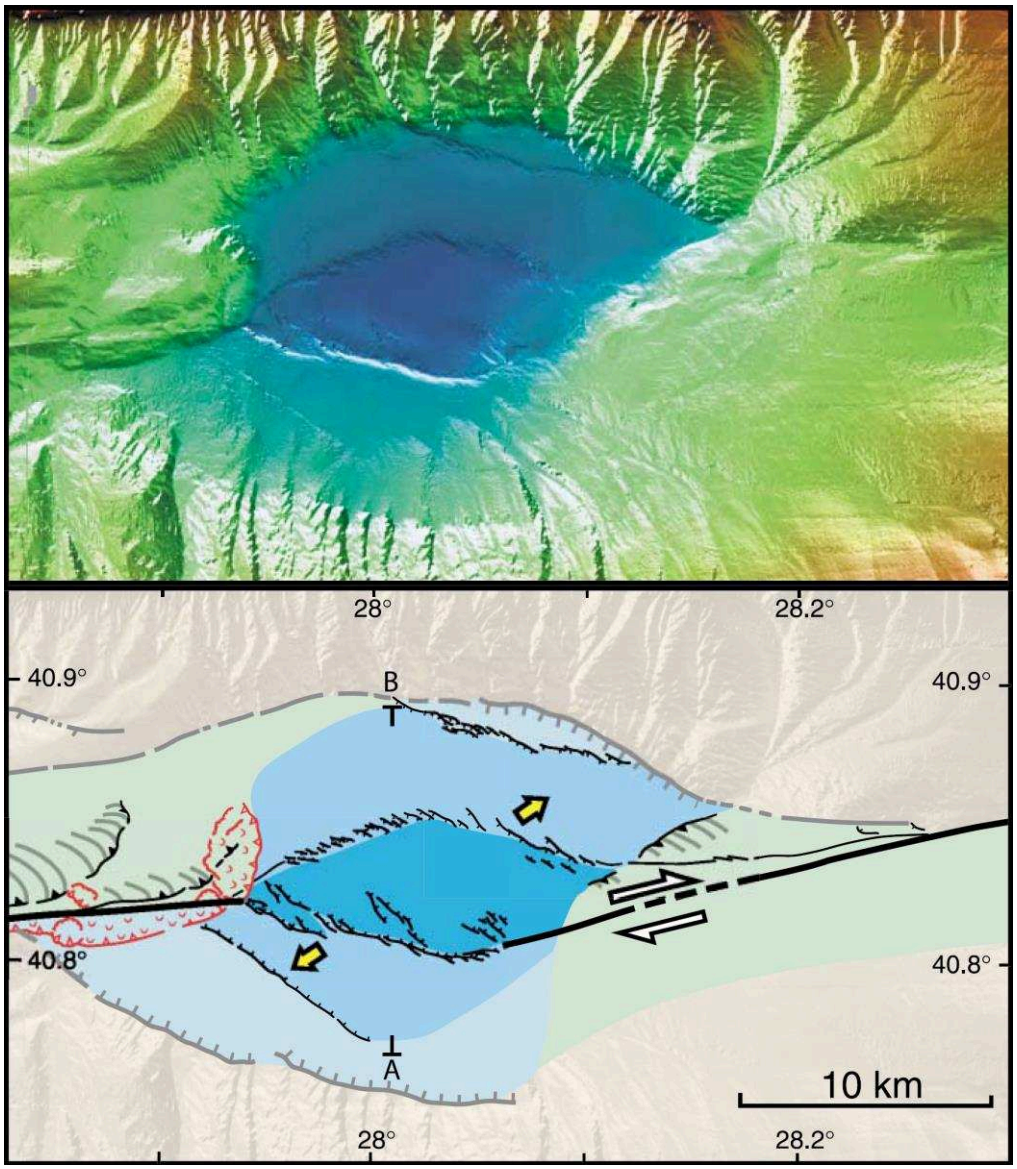


Figure 9 : Illustration d'un bassin en « pull-apart » en bathymétrie le long de la marge transformante de la Mer de Marmara (Armijo et al., 2002)

Au cours du stade de marge transformante dite active, l'accrétion océanique débute et les différents bassins sont progressivement mis en connexion. Certains peuvent rester confinés plus longtemps par des fragments de croûte continentale. La sédimentation devient de plus en plus marine, mais avec d'importants apports continentaux sur la partie supérieur et proximale de la marge. Au cours de la fin de l'activité de la marge transformante, les bassins sont ouverts sur le milieu marin mais restent étroits. La matière organique peut être préférentiellement préservée comme c'est le cas sur le plateau de Demerara avec les premiers dépôts correspondant aux black shales déposés à partir de l'Albien supérieur (Mosher et al., 2007).

De plus, au cours des phases syn-tectoniques, la sismicité de la marge peut favoriser la formation de glissements continentaux ou marins (slumps, debris flow, grain flow, turbidites). L'activité tectonique peut aussi influer sur le sédiment en engendrant des déformations importantes pendant le dépôt, durant la lithification ainsi qu'au cours de l'enfouissement du sédiment par des processus de diagenèse et de déformations (Guiraud et al., 1997; Benkhelil et al., 1998).

ii. *Processus post-tectoniques*

Durant le stade de marge passive transformante, les bassins passent d'un milieu marin restreint à un milieu océanique ouvert. Le début de la phase post-tectonique est marqué par un certain confinement permettant une préservation de la matière organique , comme cela a été le cas sur le plateau de Demerara avec les black shales de l'Albien/Cénomanien (Mosher et al., 2007).

Plus tard, les conditions deviennent plus ouvertes. La sédimentation est alors influencée par les mêmes apports sédimentaires qu'une marge passive classique. Ces apports et leurs dépôts dépendent essentiellement de leur position par rapport au littoral et leur profondeur : des deltas induits par des apports fluviaux (Watts et al., 2009; Guiraud et al., 2010), des contourites générées par les courants marins (Bryn et al., 2005; Hernández-Molina et al., 2009), des apports gravitaires en relation avec les fleuves et la destabilisation de la pente continentale, et la sédimentation pélagique et hémipélagique provenant des apports de la colonne d'eau (Damuth and Kumar, 1975; Danelian et al., 2005). Lorsqu'il est présent, la morphologie spécifique du plateau marginal a un effet sur l'accumulation sédimentaire. Les marges peuvent subir un basculement vers le large ou vers le continent. Dans le cadre d'un basculement vers l'océan, les sédiments sont facilement transportables vers la plaine abyssale avec la formation d'un prisme sédimentaire au pied du talus (Mercier de Lépinay et al., 2016). A l'inverse, le basculement vers le continent (associé à la présence d'une ride marginale) a tendance à conserver/bloquer les sédiments sur le plateau marginal (Mercier de Lépinay et al., 2016)..

De plus, la physiographie de ce type de plateau, avec de fortes pentes en bordure, semble favoriser le développement d'instabilités gravitaires. Les études récentes sur le plateau de Demerara illustrent ce processus, qui peut être accentué par le basculement de la marge vers le large (Loncke et al., 2009; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013; Loncke et al., 2015; Pattier et al., 2015; Mercier de Lépinay et al., 2016).

Les plateaux marginaux forment un promontoire, une indentation avançant sur le large. Ce relief bathymétrique impacte les courants et la circulation océanique. Ces courants peuvent alors causer des processus contouritiques. Quelques exemples non exhaustifs de contourites ont pu être assemblés dans la littérature sur différents plateaux marginaux :

- Le plateau de Falkland au large de l'Argentine contraint les courants de fonds le long de la pente du plateau et est le lieu de développement de contourites (Hernández-Molina et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2010).

- Les marges transformantes et les plateaux marginaux de Guinée (Rossi et al., 1992; Westall et al., 1993) et de Côte d'Ivoire (Jones and Okada, 2006; Giresse, 2008) influent sur la circulation de la NADW et sont également le lieu de dépôts de contourites.
- Sur la marge norvégienne, le plateau de marginal de Vøring contraint la circulation océanique et forme des contourites (Laberg et al., 2001; Orvik and Niiler, 2002; Bryn et al., 2005; Laberg et al., 2005; Hernández-Molina et al., 2008). Dans cet exemple, selon les périodes, le flux principal du courant est alors soit contraint de contourner le plateau formant des contourites le long de la pente, soit de passer par-dessus générant des contourites sur le plateau.

II. Contexte sédimentaire sur le Plateau de Demerara

La côte de la Guyane française et du Suriname se compose d'un plateau peu profond avec une faible pente et du Plateau de Demerara qui forme une avancée bathymétrique vers le large.

La partie côtière est caractérisée par des eaux de surface chaudes, sous l'influence d'un climat équatorial. Elle est marquée par d'importants apports sédimentaires par les fleuves côtiers dont les principaux sont l'Amazone, l'Oyapock, le Maroni et l'Orénoque (Odin, 1988). Actuellement, l'influence de l'Orénoque sur la sédimentation entre 0-400 m de profondeur est négligeable, car les courants de surface ont une direction SE-NO, et l'embouchure de l'Orénoque se situe au Nord du Plateau ; par contre ils peuvent influer sur la sédimentation profonde influencée par la NADW, qui ramène les sédiments sur le plateau (Signorini, 1978; Evans et al., 1983; Odin, 1988; Garfield, 1990; Friedrichs and Hall, 1993; Tsuchiya et al., 1994). Les bassins versants drainent essentiellement des terrains plutoniques et métamorphiques Précambriens (des cratons Amazoniens et du bouclier des Guyanes), mais aussi quelques terrains volcano-sédimentaires témoins du rifting, et des sédiments continentaux tertiaires (Delor et al., 2003a; Delor et al., 2003b; Théveniaut and Delor, 2003; Théveniaut et al., 2006; Cordani et al., 2009; BRGM, 2016; UnB : Fundação Universitade de Brasilia, 2016).

Les séries sédimentaires sur le plateau de Demerara ont été définies grâce à huit puits (Gouyet, 1988) et aux forages de l'expédition ODP 207 (avec 5 sites de forages) sur la marge Nord-Ouest entre 1000 et 5000 m de profondeur (positionné sur la carte figure 2) (Erbacher, 2004; Mosher et al., 2007). Des données émanent également du forage DSDP 144 et du dragage Kane 9 utilisé dans les travaux de Gouyet (1988).

Basée sur la corrélation du LEG OPD 207 et des données de puits, une synthèse de la série sédimentaire a permis d'identifier six unités sédimentaires stratigraphiques majeures et trois hiatus sédimentaires principaux (Danelian et al., 2005) représentées sur la Figure 10.

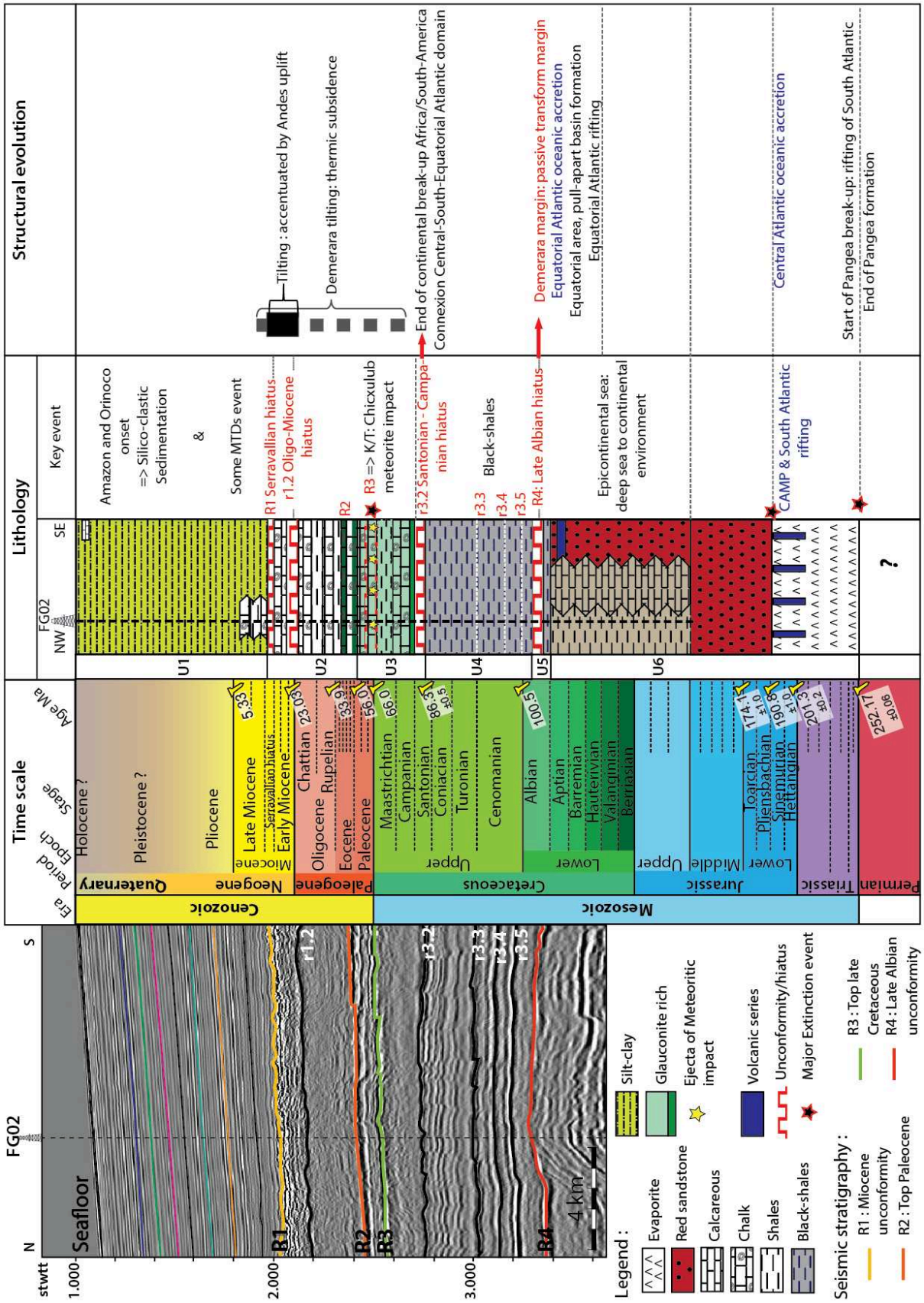


Figure 10 : Corrélation stratigraphique entre les données des puits industriels et des forages du LEG ODP 207 modifié d'après Pattier et al. (2013) et en corrélant les données des puits industriels interprétés par Gouyet (1988) et le LEG ODP 207 (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005; Friedrich et al., 2006; Mosher et al., 2007). Le profil sismique se situe sur l'emplacement du puit G2 localisé sur la figure 2.

- Unité 6 : La série sédimentaire pré-albienne a été atteinte par quelques forages industriels (Gouyet, 1988). La période du Jurassique Supérieur au Crétacé anté-Albien est caractérisée par une grande extension des mers épicontinentales qui ont alors recouvert en partie le plateau de Demerara. Cet environnement est propice à la formation d'une plate-forme carbonatée sur le plateau continental (Fig.10), avec une sédimentation carbonatée épicontinentale riche en matière organique selon les échantillons du dragage de 1964 réalisé par l'institut Lamont et les puits G1, G2 et G3 (Gouyet, 1988). Cette unité 6 présente une forte variabilité latérale. Vers l'Ouest le domaine océanique Central est déjà ouvert. La sédimentation est fine, marneuse, témoignant d'un environnement marin calme et profond puis devient calcaire vers l'Est (Gouyet, 1988). Sur la partie la plus orientale du plateau, au niveau du puit G2, l'unité 6 est caractérisée par des sédiments continentaux avec des grès rouges et la présence de séries basaltiques (datées à 120 ± 6 Ma) témoignant de l'activité volcanique provoquée par le rifting (Gouyet, 1988). Ces dépôts continentaux sont syn-rift et syn-activité transformante causés par le rift de l'Atlantique Equatorial.
- Unité 5 : Les sédiments les plus anciens récoltés par le Leg ODP sur la partie nord-ouest du plateau sont les sédiments marins épicontinentaux de l'Albien mis en place à la fin de l'activité tectonique. Ces sédiments albiens (Fig.10) sont composés de calcaires gréseux, siltites et argilites verdâtres riches en carbonates et caractérisent une plate-forme carbonatée (Gouyet, 1988; Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005). Sur le site 1258 dans la plaine abyssale, ils ont la particularité d'être riches en matière organique durant l'Albien supérieur correspondant au premier dépôt de black-shales. Lors de l'enfouissement, ces sédiments riches en matière organique ont pu se trouver dans la fenêtre à huile et à gaz (Danelian et al., 2005; Pattier, 2013).
- La discordance Albienne Supérieur : cette discordance marque la fin de l'activité transformante de la marge qui devient passive (Gouyet, 1988; Basile et al., 2013; Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015).
- Unité 4 : Elle est composée par les black shales laminées (Fig.10) du Cénomanien au Santonien (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005; Friedrich et al., 2006; Meyers et al., 2006; Mosher et al., 2007). Ces dépôts se mettent en place durant la subsidence de la plate-forme carbonatée. Cette unité est caractérisée par une alternance de shales laminées riches en matière organique (à l'origine de la couleur bleue-noire) et des lamines carbonatées. Ces dépôts sont induits par un forçage climatique lié aux cycles de Milankovitch qui influe sur la productivité planctonique et l'oxygénation de l'eau (Danelian et al., 2005). Ces black-shales sont caractérisées par un TOC (Total Organic Carbon) élevé et donnent des kérogènes de type II indiquant une matière organique d'origine marine phyto- et zoo-planctonique qui peuvent être à l'origine de formation de gaz et/ou d'huile (Selley, 1997; Erbacher, 2004; Meyers et al., 2006). Ces black-shales sont une source d'hydrocarbures sur les marges voisines du Guyana, du Venezuela et de la Colombie (Erbacher, 2004). Elles pourraient ainsi être des roches mères potentielles sur le Plateau de Demerara. Ces black-shales témoignent de conditions dysoxiques à anoxiques alternant avec des périodes oxiques marquées par la présence de foraminifères benthiques (Erbacher, 2004; Friedrich et al., 2006; Meyers et al., 2006; Mosher et al., 2007). De plus, ces black-shales sont affectées par un système de failles polygonales (Pattier, 2013) qui peuvent permettre la migration de fluides (d'eau et/ou d'hydrocarbure) au travers de ces couches marneuses imperméables.
- Le hiatus entre les unités 3 & 4 : Ce hiatus est marqué par l'absence de sédiments entre les black-shales du Santonien et le Campanien Supérieur (Erbacher, 2004; Danelian et

al., 2005). Celui-ci pourrait être induit par la connexion des différents domaines océaniques de l'Atlantique (Fig.10).

- Unité 3 : Un horizon condensé riche en glauconies, quartz et bioclastes est présent entre les black-shales et les craies de l'unité 3 du Campanien (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005). Du Campanien Supérieur au Paléocène, la sédimentation est composée de craies argileuses riches en bioturbations et en glauconite, marquant un faible taux de sédimentation et de bonnes conditions oxiques (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005). Cette unité reste à dominance carbonatée et elle peut être divisée en deux : (1) la sous unité du Campanien, moins bioturbée, plus pauvre en plancton carbonaté et plus riche en plancton siliceux avec des radiolaires ; (2) la sous unité du Paléocène plus crayeuse, avec une plus forte bioturbation et riche en Zéolites. Cette dernière sous-unité est affectée par de nombreuses lacunes sédimentaires, qui pourraient être causées soit par l'intensification des courants océaniques, soit par des glissements provoqués par le basculement de la marge (Danelian et al., 2005). Entre les deux, la limite K/T est caractérisée par des craies contenant des microsphérules, qui correspondent à des éjectas de l'impact météoritique de Chicxulub (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005).
- Unité 2 : L'unité 2 est proche de l'unité 3 avec une dominance de carbonates crayeux déposés sur une plate-forme carbonatée (Gouyet, 1988) et elle est divisée en 3 sous unités. (1) La première sous-unité du Paléocène Supérieur à l'Eocène Moyen est riche en nannofossiles calcaires avec un niveau argileux vert sombre intercalé entre des niveaux plus clairs de craies. (2) La 2e sous-unité est une craie riche en radiolaires du Miocène Moyen alors que (3) la 3e est riche en foraminifères planctoniques de l'Eocène Supérieur à l'Oligocène Inférieur (Danelian et al., 2005).
- Le hiatus entre les unités 1 & 2 : ce hiatus marque l'absence de sédiment entre l'Oligocène terminal et le Miocène Inférieur. Ce hiatus est marqué par une surface d'érosion qui pourrait être causée par un important épisode de déstabilisation de la marge avec des masses glissées ou l'intensification des courants océaniques (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005; Loncke et al., 2009; Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015). Comme vu précédemment (C.I.1.b.), ces glissements pourraient être induits par un basculement de la marge (Watts et al., 2009; Basile et al., 2013).
- Unité 1 : cette unité qui s'étale du Miocène Moyen à l'Holocène est formée de « calcareous oozes », c'est-à-dire des pélagites riches en fossiles calcaires et riches en sédiments terrigènes (Damuth, 1977; Gouyet, 1988; Danelian et al., 2005). A partir de l'Oligocène Supérieur/Miocène, la partie Est de la Cordillère des Andes (Colombie et Venezuela) subit un uplift qui modifie les bassins versants de l'Amazone et de l'Orénoque, qui se jettent de part et d'autre du Plateau de Demerara (Hoorn et al., 1995; Basile et al., 2013). Ces deux fleuves forment des deltas importants avec une grande quantité d'apports sédimentaires. Ces sédiments détritiques alluviaux constituent une importante source remobilisable par les courants océaniques et ils sont transportables vers le plateau de Demerara. A partir de ce moment-là, la sédimentation sur le Plateau de Demerara devient à dominance silico-clastique, dû à ces apports détritiques par les grands fleuves côtiers (Amazone, Oyapock, Maroni, Orénoque). Au cours du Plio-Quaternaire, une nouvelle phase de surrection des Andes peut avoir entraîné un soulèvement du bouclier guyanais, favorisant ainsi l'érosion sur celui-ci et augmentant les apports terrigènes par les fleuves (Gouyet, 1988).

  Dans les sédiments post-LGM (« Last Glacial Maximum » ou le dernier maximum glaciaire) sur le plateau entre 50 et 200 m de profondeur, des carbonates ont été décrits le long de la côte marqués par des barrières récifales bioconstruites et des dépôts riches

oolithes qui sont datés entre 17 ka et 12 ka (Moguedet, 1973; Bouysse et al., 1977; Chagnaud, 1984; Odin, 1988). Ces dépôts carbonatés sont absents dans l'axe des embouchures des grands fleuves, à cause des importants apports terrigènes, formant des passes entre la zone interne protégée par les récifs et le milieu marin ouvert (Odin, 1988). Ces dépôts marquent l'évolution et la rétrogradation du trait de côte, suite à l'augmentation du niveau marin post-glaciaire (Moguedet, 1973; Bouysse et al., 1977; Chagnaud, 1984; Odin, 1988). L'établissement de barrières récifales, sur des sédiments clastiques durant la transgression post-glaciaire, est assez courant en zone tropicale (Droxler and Jorry, 2013). Droxler and Jorry (2013) illustrent ce phénomène avec l'exemple de l'établissement de récifs coralliens le long des côtes texanes durant la dernière glaciation, entre les arrivées du Colorado et du Rio Grande. Ces récifs se sont alors mis en place sur des reliefs induits par les apports silico-clastiques durant le bas niveau marin au cours du LGM. Ils sont aujourd'hui entre 50 et 100 m de profondeur d'eau et recouverts par la fine sédimentation clastique actuelle.

Dans le même temps, les sédiments profonds sont silto-argileux, gris à vert olive et riches en glauconie durant la dernière période glaciaire (Odin, 1988). La limite Pléistocène-Holocène peut être marquée par une croûte de couleur rouille indurée, suivie d'une sédimentation hémipélagique de couleur ocre (Odin, 1988). Cette accumulation sédimentaire du Pléistocène Supérieur à l'Holocène est relativement faible sur le plateau de Demerara (Erbacher, 2004; Mosher et al., 2007; Ingram et al., 2011).

III. Instabilités de pente & sorties de fluides

1. Instabilités de pente

Dès la limite K/T, les premiers glissements sont enregistrés dans les séries sédimentaires du plateau de Demerara et forment un premier complexe de masses glissées (Pattier, 2013).

À partir de l'Oligocène, l'ensemble du plateau de Demerara est fréquemment affecté par des Mass Transport Deposits ou MTDs (Fig.11) avec une cicatrice d'arrachement parallèle à la marge transformante notamment la pente continentale d'origine transformante (Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010; Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2012; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013; Loncke et al., 2015). Un second complexe de MTD (MTDc) se met en place entre le Miocène Moyen et Supérieur (Pattier, 2013).

En corrélant les données sismiques et les données des puits, les travaux de Pattier et al. (2013), (2015) ont permis de dater la mise en place des glissements principaux. Ils affectent la plus grande surface du plateau au Miocène Supérieur/Pliocène Inférieur, correspondant au 3e MTDc. Ces MTDs peuvent former une accumulation cumulée de 500-600 m (Fig.11) sur la partie distale du plateau (Pattier et al., 2013).

Finalement d'autres événements gravitaires ont lieu du Néogène Supérieur au Quaternaire. De nombreux glissements de moindre importance sont répertoriés sur le plateau notamment dans sa partie Est (Loncke et al., 2009).

Les faciès de ces MTDs, décrits par Ingram et al. (2011), sont des conglomérats, des débrites de clastes blancs tachetés blanc-verdâtres, peu consolidés de texture sableuse et crayeuse. Sur les données géophysiques, les MTDs apparaissent avec des écho-faciès transparents, hyperboliques et/ou chaotiques (Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010; Pattier et al., 2013). Sur les données géophysiques, des rides de compression générées lors de la mise en place de ces masses glissées sont visibles au sommet de celles-ci, notamment sur la bathymétrie.

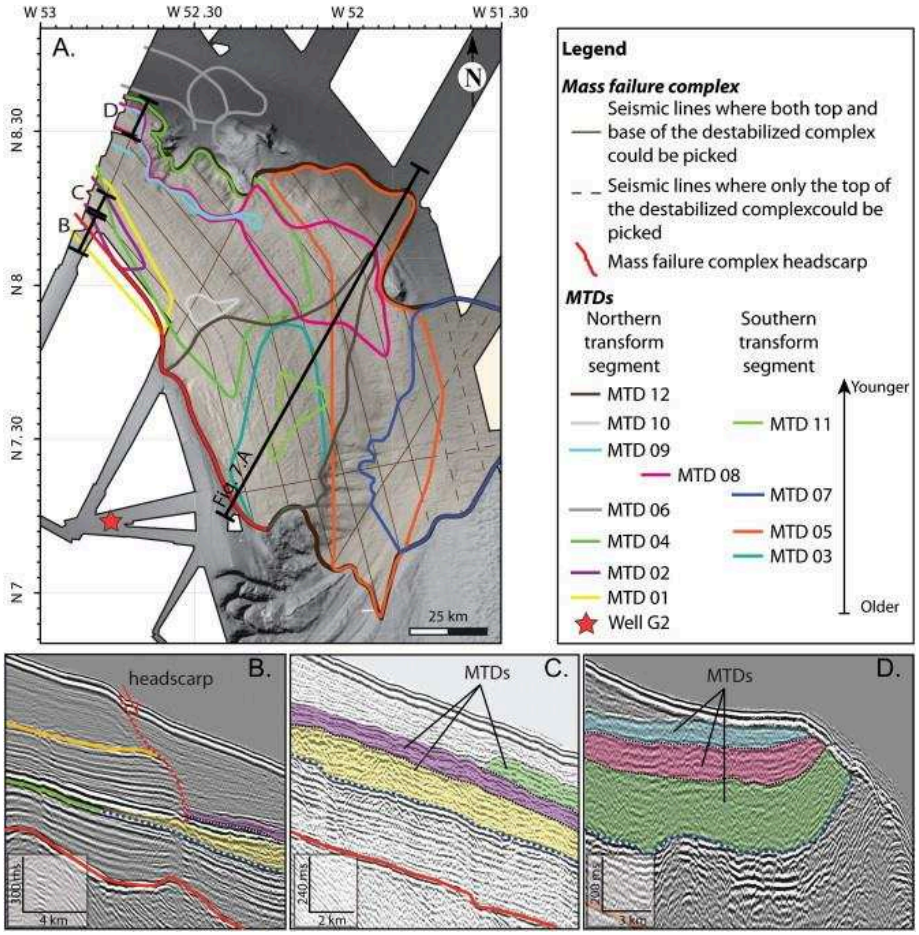


Figure 11 : Carte et profils sismiques illustrant les nombreux MTDs et la cicatrice d'arrachement sur le plateau de Demerara (Pattier et al., 2013)

Différents facteurs de contrôle ont été avancés afin d'expliquer l'instabilité chronique du plateau de Demerara :

- Un contrôle structural : La cicatrice d'arrachement est parallèle à la marge transformante du plateau. Il se pourrait que la nature de la marge et sa pente abrupte, en comparaison d'une marge passive divergente, soit un important facteur favorisant l'instabilité sur la pente (Pattier et al., 2013).
- Un contrôle tectonique : Concernant les glissements du Miocène Moyen/ Supérieur et ceux du Miocène Supérieur / Pliocène Inférieur, qui affectent tout le plateau, ils pourraient avoir eu lieu au moment du basculement du plateau de Demerara (induit par le soulèvement des Andes et la charge sédimentaire causée par les apports de l'Orénoque et l'Amazone). Le basculement se produit à partir de l'Oligocène Supérieur jusqu'au Miocène (Watts et al., 2009; Basile et al., 2013).
- La sismicité : Les perturbations sédimentaires et phénomènes gravitaires sont fréquemment induits par l'activité sismique (Seed, 1968; Kleverlaan, 1987; Montenat et al., 2007). Aujourd'hui sur la marge, sur les régions côtières et à l'intérieur des terres, la sismicité est faible tant en terme de magnitude que de fréquence (BRGM, 2016). Par contre, lors de la mise en place de certains glissements (exemple du Miocène avec le possible basculement de la marge), l'activité sismique aurait pu être plus importante et avoir un impact sur la stabilité de la marge guyanaise.
- L'impact des courants : Entre le Miocène Moyen et Supérieur, un événement érosif (de 200 m de sédiments) a été identifié sur le Plateau de Demerara et il pourrait être causé par la mise en place des courants profonds (Ingram et al., 2011). Au Miocène, la mise

en place des calottes polaires modifie la circulation océanique en intensifiant les masses d'eau de la NADW et la AABW (Müller et al., 1991; Flower and Kennett, 1994; Larsen et al., 1994; Moran et al., 2006; Ingram et al., 2011). L'érosion induite par les courants aurait pu modifier les conditions de pression dans la colonne sédimentaire, affectant la cohésion du sédiment, les forces de frictions, et favorisant le développement d'instabilités sur la pente du plateau (Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2015).

- La dissociation des hydrates de gaz: Une alternative est la dissociation massive des gaz hydrates sur le plateau de Demerara (Ingram, 2006; Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2015). En effet, des pockmarks à hydrates fossiles ont été identifiés par Pattier (2013) et Pattier et al. (2015). Suite à un changement climatique et une variation du niveau marin relatif, il est alors possible que la pression, au sein du sédiment, soit modifiée provoquant une variation de la position de la zone de stabilité des hydrates de gaz (GHSZ Gaz-Hydrate Stability Zone). La migration ou la disparition de la GHSZ, entraîne alors la dissociation des gaz hydrates modifiant les forces de friction et la cohésion du sédiment, qui peut alors favoriser l'instabilité sur la pente (Séranne, 1999; Bünz et al., 2003; Mienert et al., 2005; Ingram, 2006; Laberg and Camerlenghi, 2008; Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2015). Ce phénomène a notamment été décrit sur la marge norvégienne comme un des possibles facteurs ayant généré le glissement de Storegga (Mienert et al., 2005; Laberg and Camerlenghi, 2008). Les hydrates de gaz peuvent également agir comme une barrière imperméable et permettre l'accumulation de gaz libre sous la Bottom Simulating Reflector ou BSR (Bünz et al., 2003). Si cette accumulation se poursuit jusqu'à atteindre des conditions de surpression, des glissements peuvent être générés sans dissociation (Bünz et al., 2003; Hustoft et al., 2009) mais, généralement, ils nécessitent alors un autre facteur déclencheur (Montenat et al., 2007; Vandromme, 2007; Monnier, 2013).
- Le rôle des fluides : La présence de fluides (d'eau ou d'hydrocarbures dans les sédiments marins ou dans les MTDs) peut engendrer une forte pression interstitielle. Lorsque les conditions de pression interstitielle dans le sédiment atteignent les conditions de surpression, la résistance au cisaillement est diminuée et combinée à une pente importante sur la marge transformante, des mouvements gravitaires peuvent alors être générés sur le plateau (Maltman et al., 1994; Laberg et al., 2005; Rebesco, 2005; Laberg and Camerlenghi, 2008; Lacoste et al., 2011; Somoza et al., 2012; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013). Ces glissements peuvent permettre la libération de ces fluides dans la colonne d'eau, soit durant le glissement, soit après le glissement (Vandromme, 2007; Monnier, 2013; Pattier, 2013).
- Les causes multiples : Finalement, il est possible que plusieurs de ces facteurs aient pu s'ajouter ou jouer à des périodes différentes pour générer les divers MTDs au cours du temps sur le plateau de Demerara.

2. Sorties de fluides

Sur le fond marin, un grand nombre de dépressions, circulaires ou allongées présentant parfois un alignement (Fig.12), est présent sur le plateau de Demerara (Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013). Ces structures ont, dans un premier temps, été interprétées comme des zones d'échappements de fluides (Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013). Les structures de formes allongées et elliptiques ont toutes un axe principal NW-SE avec une trainée en queue de comète vers le SE (Fig.12). Elles peuvent correspondre à des pockmarks dont la morphologie est allongée par l'activité du courant de fond comme déjà observé dans d'autres zones (Forwick et al., 2009; Judd and Hovland, 2009; Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010; Somoza et al., 2012;

Pattier, 2013; Pattier et al., 2013). Sur Demerara, les dépressions sont situées au-dessus des MTDs et le plus souvent à l'aplomb de points hauts de ces MTDs (Loncke et al., 2009; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013).

Sur le plateau de Demerara, il existe actuellement 3 hypothèses pouvant expliquer la formation de dépressions circulaires à elliptiques dont deux sont en lien avec les MTDs sous-jacents :

(1) Des hydrocarbures, gaz ou huiles, provenant des black-shales ou provenant de roches sources pré-Albiennes, migrent vers la surface en utilisant les failles polygonales et les MTDs comme conduits perméables et poreux pour remonter vers la surface (Pattier, 2013). La formation d'hydrocarbures peut favoriser les conditions de surpression dans la roche, permettant la création de nouvelles fractures et favorisant la migration du fluide et la formation de pockmarks sur le fond de mer vers la surface (Osborne and Swarbrick, 1997). Ces dépressions auraient ensuite été allongées par des courants profonds (Pattier et al., 2013).

(2) Lors des mouvements en masse à l'origine de MTD, de l'eau est incorporée dans les sédiments remobilisés. Lors de l'enfouissement, ces fluides sont progressivement évacués du sédiment (« dewatering »). Dans certains cas, la compaction augmente la pression interstitielle jusqu'à atteindre des conditions de surpression. L'eau est alors expulsée des MTDs jusqu'à la surface entre l'eau et le sédiment, générant ainsi des pockmarks sur le fond marin (Maltman et al., 1994; Judd and Hovland, 2009; Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013). Là encore, ces pockmarks auraient ensuite été allongées par des courants profonds (Pattier et al., 2013).

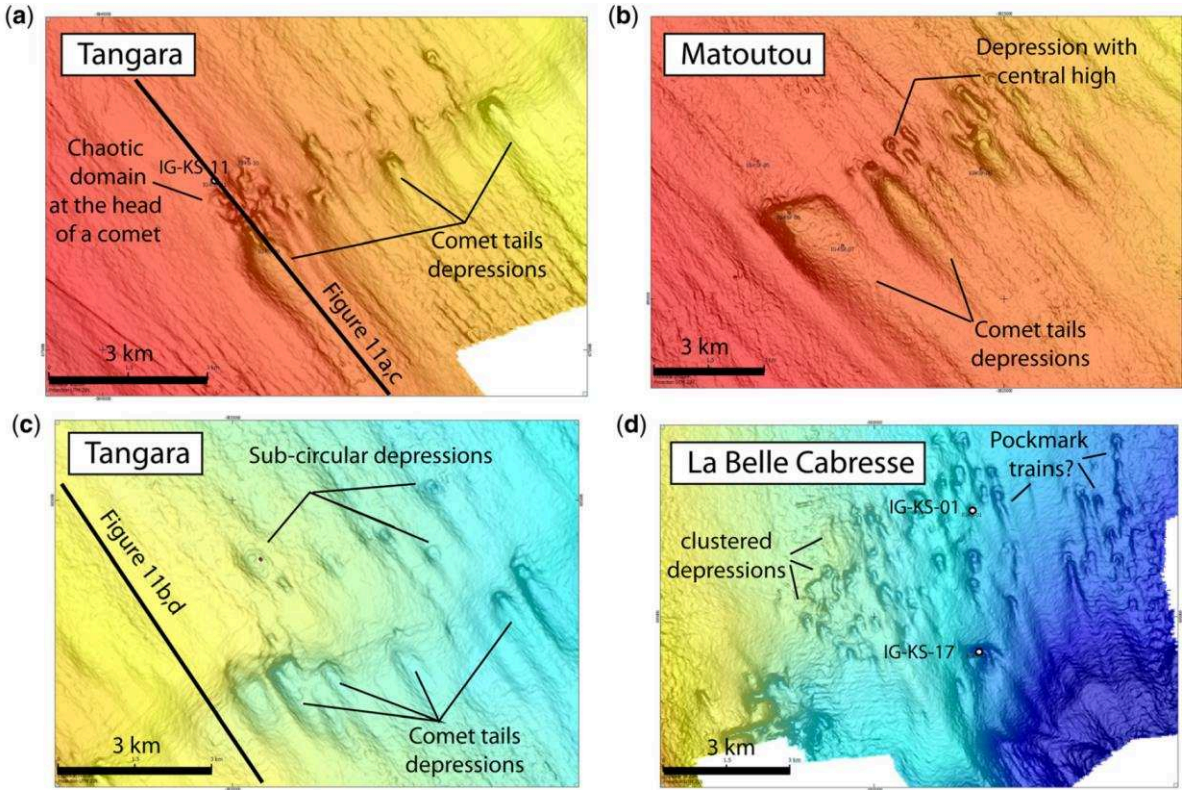


Figure 12 : Zooms bathymétriques illustrant les dépressions décrites sur le fond marin du plateau de Demerara (Loncke et al., 2016)

(3) Une autre hypothèse est que ces dépressions soient des structures d'érosion du fond marin causées par les courants de fonds affouillant le sédiment à l'arrière de blocs glissés (Loncke et al., 2016; Tallobre et al., 2016). Cette hypothèse sera approfondie plus loin dans ce manuscrit.

D. Contexte climatique

I. Situation actuelle

Le plateau de Demerara se situe actuellement à 7°30 de latitude Nord, entre l'équateur et le tropique du Cancer le place dans un contexte climatique tropical-équatorial (Fig.13). Il se situe ainsi dans la zone de convergence intertropicale (ITCZ « InterTropical Convergence Zone ») dont la limite se situe plus au Nord actuellement autour de 10° de latitude Nord durant l'été boréal (Müller-Karger et al., 1989; Arz et al., 1999a; Peterson and Haug, 2006; López-Otálvaro et al., 2009). La zone d'étude se situe ainsi sous un climat tropical sous l'influence de l'ITCZ durant l'été boréal. La région est alors soumise à de fortes précipitations.

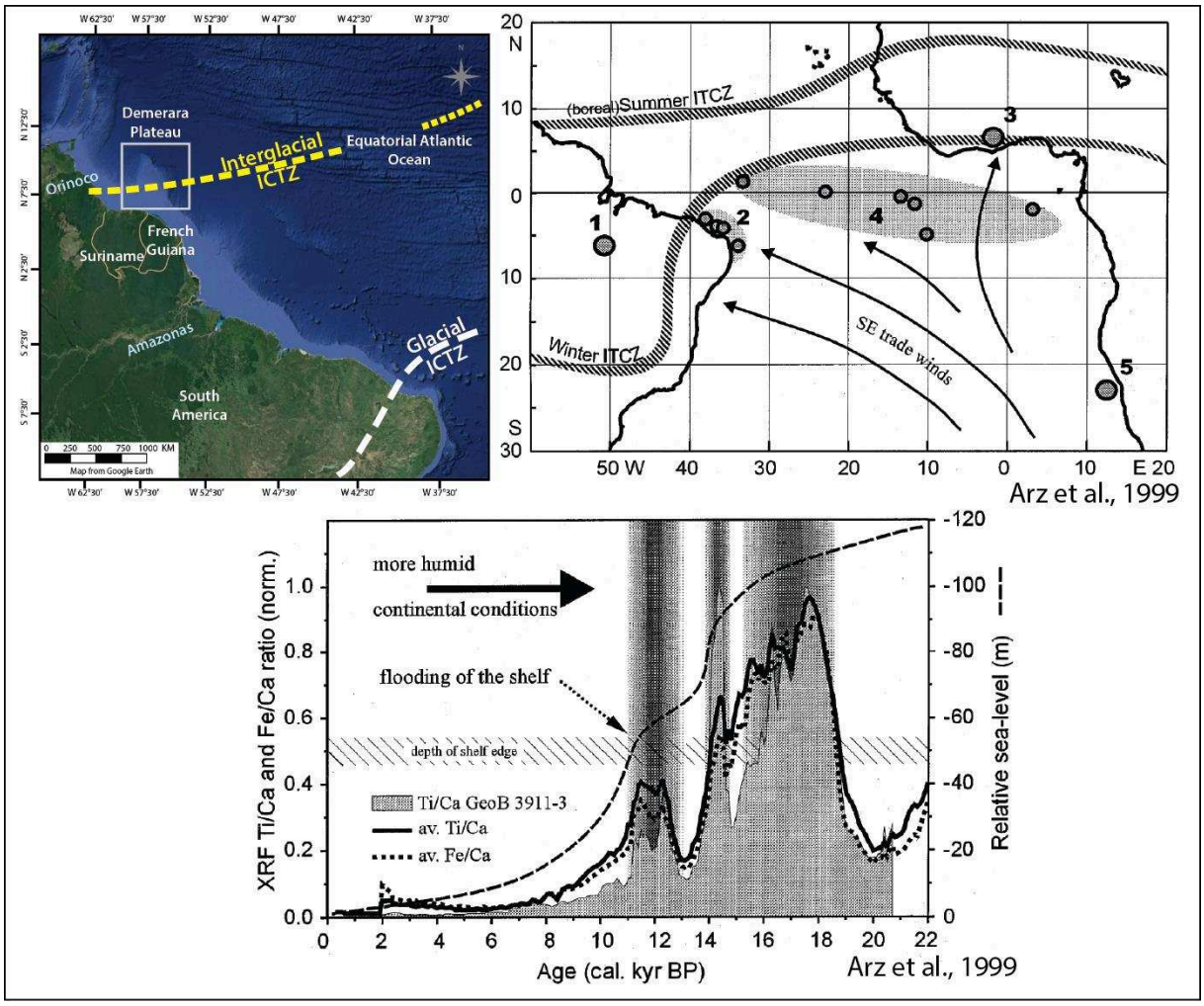


Figure 13 : Carte de position de l'ITCZ selon les intervalles glaciaires/interglaciaires, et variation des apports terrigènes illustrés par le rapport Ti/Ca sur la marge nord brésilienne (Arz et al., 1999a)

II. Evolution climatique au Quaternaire

1. Le climat au Quaternaire

Les variations climatiques au Quaternaire sont en grande partie induites par les cycles climatiques dus aux paramètres orbitaux obliquité, précession et excentricité. Ces paramètres correspondent à la théorie astronomique du climat par Milankovitch (1941) et Hays et al. (1976).

Ces cycles climatiques sont enregistrés dans les sédiments marins, dans les sédiments continentaux mais aussi dans les glaces. Dans le sédiment marin, ils s'enregistrent grâce aux

stades isotopiques glaciaires/interglaciaires (MIS Marine Isotope Stage) et ils sont illustrés sur figure 14 (Lisiecki and Raymo, 2005). Depuis le Pliocène et la mise en place de calotte glaciaire dans l'hemisphère Nord, une périodicité de 41 ka est dominante sur les cycles de croissance et de fonte (Raymo and Nisancioglu, 2003; Huybers, 2006). Au Pléistocène moyen (700 ka), des calottes volumineuses (jusqu'aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord) se mettent en place en fonction de l'excentricité et avec une période de 100 ka (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1992; Ghil, 1994). Ce passage au cycle de 100 ka constitue la révolution du Pléistocène Moyen qui se met en place entre 1.25 Ma et 700 ka.

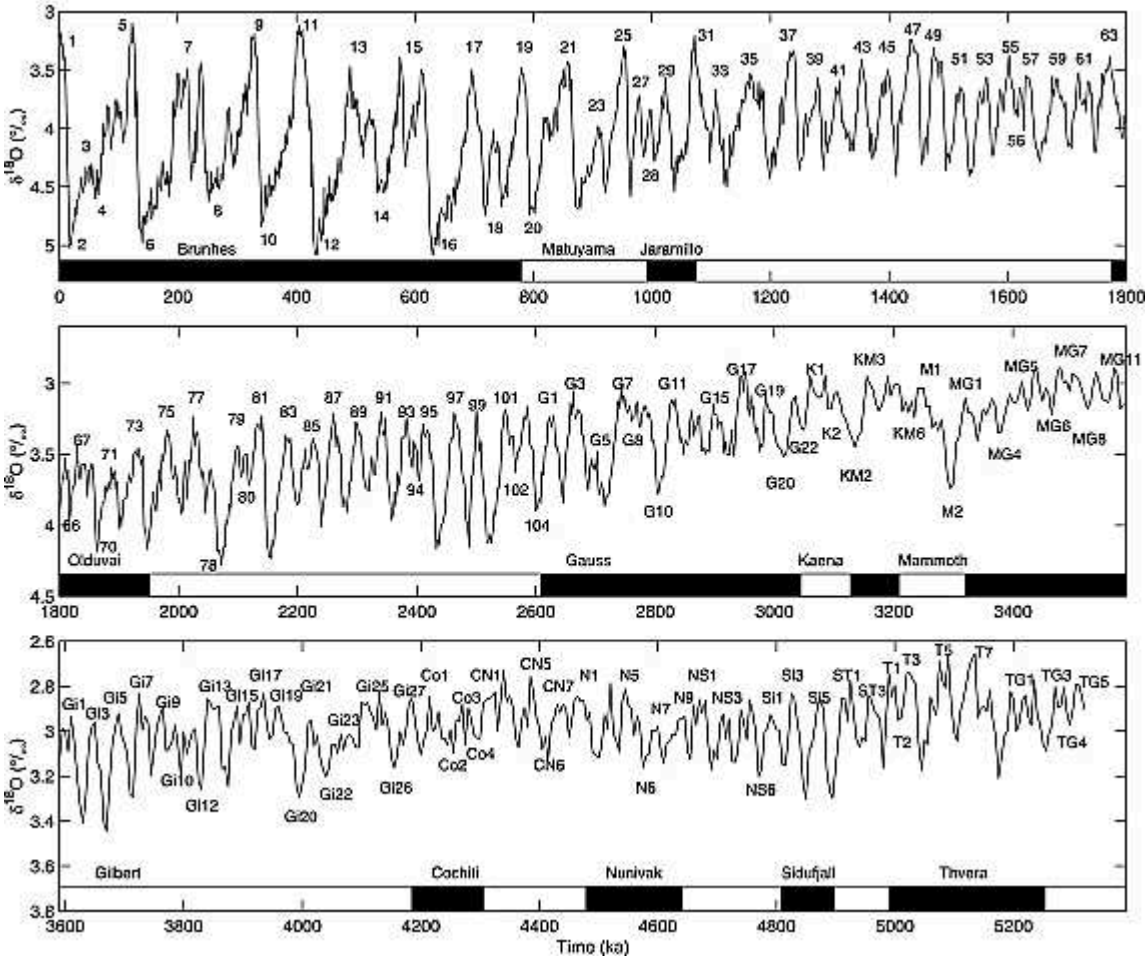


Figure 14 : Courbe de corrélation de 57 enregistrements des variations relatives du $\delta^{18}O$ effectuées sur des foraminifères benthiques dans le domaine Atlantique (Lisiecki and Raymo, 2005).

2. Données disponibles dans la zone d'étude

Le long de la marge sud-américaine, divers auteurs ont établi des courbes isotopiques du $\delta^{18}O$ en milieu marin (Arz et al., 1998; Lisiecki and Raymo, 2005; Lopes et al., 2014) dont López-Otálvaro et al. (2009) dans le bassin guyanais, mais aussi en milieu continental (Mosblech et al., 2012). Les travaux de Lisiecki and Raymo (2009) et repris par Lopes et al. (2014) ne sont pas focalisés sur la zone intertropicale mais sur l'ensemble du domaine Atlantique. Il existe également d'autres courbes de l'évolution du climat au Quaternaire utilisant d'autres proxies comme le « C37 alkenone unsaturation index $U^{k'}_{37}$ » (Rama-Corredor et al., 2015). L'ensemble de ces courbes est en adéquation avec les données de glaces du « North Greenland Ice Core Project » (NGRIP) démontrant l'effet des changements climatiques dans les hautes latitudes sur les basses latitudes (Kameo et al., 2004; Piotrowski et al., 2004; López-Otálvaro et al., 2009; Mosblech et al., 2012; Deplazes et al., 2013; Rama-Corredor et al., 2015).

D'autres jeux de données ont permis de reconstituer les grands changements paléo-environnementaux au cours du Quaternaire dans la région : les variations des apports terrigènes continentaux au large du Brésil (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999a) et du Venezuela (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Peterson and Haug, 2006), les variations d'accumulation des nanofossiles dans le bassin de Guyane (López-Otálvaro et al., 2009), les changements de flores (van der Hammen and Absy, 1994) et les données issues de la modélisation (Chiang and Bitz, 2005; Kageyama et al., 2013; Menviel et al., 2014)

3. Evolution climatique régionale au Quaternaire

Les variations des apports terrigènes continentaux au large du Brésil (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999a) et du Venezuela (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Peterson and Haug, 2006), les variations d'accumulation des nanofossiles dans le bassin de Guyane (López-Otálvaro et al., 2009) et les données de modélisation (Chiang and Bitz, 2005; Kageyama et al., 2013; Menviel et al., 2014) démontrent notamment une migration de l'ITCZ au niveau du continent sud-américain et de l'océan Atlantique Equatorial. Ces variations sont régies par le contexte climatique et influencées par les Alizés (Fig.13).

Durant le LGM (Last Glacial Maximum) et le début de la déglaciation (entre 22 ky-13 ky) et du stade isotopique 4 (autour de 60 ky), la végétation sur le bouclier guyanais était caractérisée par une végétation type savane (van der Hammen and Absy, 1994). Ceci témoigne de conditions environnementales plus arides qu'à l'heure actuelle mais aussi d'une température plus faible de 4 (±2°C) pour l'atmosphère (van der Hammen and Absy, 1994) et plus faible de 4° pour les eaux de surface (4.1±1.1°C selon Nace et al. (2014) et 3.8°C selon Rama-Corredor et al. (2015)). Pendant ces périodes glaciaires, les Alizés sont perpendiculaires à la côte guyanaise, l'ITCZ se décale alors vers le Sud (Arz et al., 1999a; Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Peterson and Haug, 2006; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013; Santos et al., 2014). Ainsi, la pluviométrie et les apports continentaux deviennent moins importants sur le bassin guyanais (Arz et al., 1999a; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013). En parallèle, lorsque le bassin guyanais est plus aride, le bassin de l'Amazone est soumis à une intensification des conditions d'humidité (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999a; Mosblech et al., 2012). Les apports de l'Amazone sont alors plus forts à son embouchure.

Actuellement tout comme au stade isotopique 3 (interglaciaire), la région est recouverte de forêt équatoriale. Durant ces interglaciaires, les Alizés sont SE-NW et repoussent l'ITCZ vers le Nord qui se situe alors à proximité de la Guyane (Fig.13), le climat devient tropical humide sur cette région avec de plus fortes précipitations (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999a; López-Otálvaro et al., 2009).

Ces variations climatiques dans les bassins guyanais et amazoniens sont aussi enregistrées à plus haute fréquence avec les événements de Heinrich ou les événements de Dansgaard–Oeschger (Mosblech et al., 2012; Deplazes et al., 2013; Rama-Corredor et al., 2015; Them Ii et al., 2015). Des différences sont présentes entre les données tropicales et les données de glaces des hautes latitudes (NGRIP) mais aussi entre les données des zones tropicales voisines. Ainsi, durant le Younger Dryas, sur la marge nord-est brésilienne, les eaux de surface semblent être plus chaudes (Arz et al., 1999b), tandis que dans le bassin guyanais et dans les données de glaces de Sajama en Bolivie, les enregistrements indiquent un évènement du Younger Dryas plus froid (Rama-Corredor et al., 2015). Cette différence peut s'expliquer par la présence du courant Nord Brésilien dans la zone d'étude de Arz et al. (1999b) et qui est absent au large de la Guyane. Ce courant semble fortement réduit durant cet évènement limitant le transport de chaleur vers le Nord expliquant un climat plus chaud sur le bassin amazonien et plus froid sur le bassin guyanais et bolivien (Arz et al., 1999b). Ces différences seraient ainsi liées à des variations de l'AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation)

qui semble s'affaiblir durant les événements d'Heinrich (Kageyama et al., 2013; Menviel et al., 2014; Rama-Corredor et al., 2015).

Ces variations climatiques influent sur le régime des précipitations qui influencent directement les apports sédimentaires par les fleuves et le taux de sédimentation le long de la marge nord sud-américaine notamment sur le plateau de Demerara. Les influences du climat sur le type de sédimentation se matérialisent de deux façons. (1) Ces flux sédimentaires impactent la productivité primaire de surface. En effet, les forts apports en sédiments terrigènes peuvent amener à une eutrophisation des eaux de surface et ainsi réduire la productivité primaire (Kameo et al., 2004). (2) Les variations d'apports d'eau douce, induits par les changements climatiques, influent sur les caractéristiques chimiques de l'eau de mer, notamment sur la salinité et la densité, modifiant ainsi la circulation thermohaline et donc de l'AMOC (Deplazes et al., 2013; Santos et al., 2014; Them Ii et al., 2015).

Les variations climatiques, enregistrées dans les aires tropicales de l'Atlantique Equatoriale, sont en lien avec les variations d'intensité de l'AMOC et la position de l'ITCZ (Deplazes et al., 2013; Kageyama et al., 2013; Menviel et al., 2014; Rama-Corredor et al., 2015).

Enfin, les périodes glaciaires sont également accompagnées d'une chute du niveau marin relatif qui, pour la marge nord-est brésilienne, équivaut à une chute de 120 m lors du LGM (Arz et al., 1999a).

E. Références bibliographiques

Apel, J.R., 1988. Chapter Two Forcing Functions and Responses, in: John, R.A. (Ed.), International Geophysics. Academic Press, pp. 13-60.

Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., Barka, A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? Terra Nova 14, 80-86.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil. Quaternary Research 50, 157-166.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1999a. Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. Geo-Marine Letters 19, 209-218.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1999b. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. Earth and Planetary Science Letters 167, 105-117.

Aydin, A., Nur, A., 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. Tectonics 1, 91-105.

Basile, C., Allemand, P., 2002. Erosion and flexural uplift along transform faults. Geophysical Journal International 151, 646-653.

Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M., Pattier, F., 2013. Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. Tectonophysics 591, 16-29.

Basile, C., Mascle, J., Benkhelil, J., Bouillin, J.P., 1998. Geodynamic evolution of the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: an overview of the LEG 159 results, in: Mascle, J., Lohmann, G.P., Moullade, M. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.

Basile, C., Mascle, J., Guiraud, R., 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. Journal of African Earth Sciences 43, 275-282.

Baudon, C., Redfern, J., Van Den Driessche, J., 2012. Permo-Triassic structural evolution of the Argana Valley, impact of the Atlantic rifting in the High Atlas, Morocco. Journal of African Earth Sciences 65, 91-104.

Benkhelil, J., Guiraud, M., Paccolat, J., 1998. Décollement Structures along the Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin, in: Mascle, J., Lohmann, G.P., Moullade, M. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, pp. 25-33.

Benkhelil, J., Mascle, J., Tricart, P., 1995. The Guinea continental margin: an example of a structurally complex transform margin. Tectonophysics 248, 117-137.

Bergerat, F., Chorowicz, J., 1981. Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France). Geologische Rundschau 70, 354-367.

Bertrand, H., Dostal, J., Dupuy, C., 1982. Geochemistry of early mesozoic tholeiites from Morocco. Earth and Planetary Science Letters 58, 225-239.

Blakey, R., 2016. Global paleaogeography, Northern Arizona University.

Bouysse, P., Kudrass, H., Le Lann, F., 1977. Reconnaissance sédimentologique du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer 1975). Bull. BRGM 4, 141-179.

Brackenridge, R., Stow, D.A., Hernández-Molina, F.J., 2011. Contourites within a deep-water sequence stratigraphic framework. Geo-Marine Letters 31, 343-360.

BRGM, 2016. Carte géologique Guyane imprimée 1/500 000 (BRGM), http://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do, Orléans, France.

Bryn, P., Berg, K., Stoker, M.S., Haflidason, H., Solheim, A., 2005. Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin. Marine and Petroleum Geology 22, 85-96.

Buiter, S.J.H., Torsvik, T.H., 2014. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? Gondwana Research 26, 627-653.

Bünz, S., Mienert, J., Berndt, C., 2003. Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin. Earth and Planetary Science Letters 209, 291-307.

Burnham, K., 2009. Predictive model of San Andreas fault system paleogeography, Late Cretaceous to early Miocene, derived from detailed multidisciplinary conglomerate correlations. Tectonophysics 464, 195-258.

Callegaro, S., Marzoli, A., Bertrand, H., Chiaradia, M., Reisberg, L., Meyzen, C., Bellieni, G., Weems, R.E., Merle, R., 2013. Upper and lower crust recycling in the source of CAMP basaltic dykes from southeastern North America. Earth and Planetary Science Letters 376, 186-199.

Chagnaud, M., 1984. Étude des sédiments carottés du plateau continental de la Guyane française. Recherches sur la nature et l'origine des phyllites authigènes. Mémoire de DEA, Université Bordeaux I.

Chiang, J.C., Bitz, C.M., 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. Climate Dynamics 25, 477-496.

Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I., 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. Gondwana Research 15, 396-407.

Corti, G., Dooley, T.P., 2015. Lithospheric-scale centrifuge models of pull-apart basins. Tectonophysics 664, 154-163.

Crowell, J., 1981. Juncture of San Andreas transform system and Gulf of California rift. Oceanologica Acta, Special issue.

Damuth, J.E., 1977. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. Geological Society of America Bulletin 88, 695-710.

Damuth, J.E., Kumar, N., 1975. Late Quaternary depositional processes on the continental rise of the western Equatorial Atlantic: comparison with the western north Atlantic and implication for reservoir-rock distribution. . AAPG Bulletin 59, 2172–2181.

Danelian, T., Le Callonnec, L., Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J., Berti, D., Bice, K.L., Bostock, H., Brumsack, H.-J., Forster, A., 2005. Résultats préliminaires sur la sédimentation pélagique de l'Atlantique tropical au Crétacé et au Tertiaire (plateau de Demerara, Leg ODP 207). Comptes Rendus Geoscience 337, 609-616.

Delor, C., de Roever, E.W.F., Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., Potrel, A., 2003a. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised. Géologie de la France.

Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., GUERROT, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., de AVELAR, V.G., 2003b. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1: 500,000-scale geological map of French Guiana.

Deplazes, G., Lückge, A., Peterson, L.C., Timmermann, A., Hamann, Y., Hughen, K.A., Röhl, U., Laj, C., Cane, M.A., Sigman, D.M., 2013. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. Nature Geoscience 6, 213-217.

Droxler, A.W., Jorry, S.J., 2013. Deglacial origin of barrier reefs along low-latitude mixed siliciclastic and carbonate continental shelf edges. Annual review of marine science 5, 165-190.

Ellsworth, W.L., 1990. The San Andreas Fault System, California. US Geol. Surv. Prof. Pap 1515, 153-185.

Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J., et al., 2004. LEG 207 SUMMARY, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program, I.R. (Ed.).

Evans, D.L., Signorini, S.R., Miranda, L.B., 1983. A Note on the Transport of the Brazil Current. Journal of Physical Oceanography 13, 1732-1738.

Flower, B.P., Kennett, J.P., 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108, 537-555.

Font, E., Youbi, N., Fernandes, S., El Hachimi, H., Kratinová, Z., Hamim, Y., 2011. Revisiting the magnetostratigraphy of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Morocco. Earth and Planetary Science Letters 309, 302-317.

Forwick, M., Baeten, N.J., Vorren, T.O., 2009. Pockmarks in Spitsbergen fjords. Norwegian Journal of Geology 89, 65-77.

Foucault, A., Raoult, J.-F., 2010. Dictionnaire de Géologie-7e édition. Dunod.

Francheteau, J., Le Pichon, X., 1972. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. AAPG Bulletin 56, 991-1007.

Friedrich, O., Erbacher, J., Mutterlose, J., 2006. Paleoenvironmental changes across the Cenomanian/Turonian Boundary Event (Oceanic Anoxic Event 2) as indicated by benthic foraminifera from the Demerara Rise (ODP Leg 207). Revue de Micropaléontologie 49, 121-139.

Friedrichs, M.A.M., Hall, M.M., 1993. Deep circulation in the tropical North Atlantic. Journal of Marine Research 51, 697-736.

Garfield, I.N., 1990. The Brazil Current at subtropical latitudes. university of Rhode Island, p. 122.

Gaullier, V., Loncke, L., Droz, L., Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Roest, W.R., Loubrieu, B., Folens, L., Carol, F., 2010. Slope instability on the French Guiana transform margin from swath-bathymetry and 3.5 kHz echograms, Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer, pp. 569-579.

Géli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupré, S., Tryon, M., Çağatay, M.N., de Lépinay, B.M., Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Görür, N., Natalin, B., Uçarkuş, G., Özeren, S., Volker, D., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange, S., the Marnaut Scientific, P., 2008. Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara. Earth and Planetary Science Letters 274, 34-39.

Ghil, M., 1994. Cryothermodynamics: The chaotic dynamics of paleoclimate. Physica D: Nonlinear Phenomena 77, 130-159.

Gibbs, R.J., 1980. Wind-controlled coastal upwelling in the western equatorial Atlantic. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 27, 857-866.

Giresse, P., 2008. Chapter 12 Some Aspects of Diagenesis in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 203-221.

Gouyet, S., 1988. Evolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nordbrésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Université de Pau, p. 374.

Greenroyd, C.J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A.B., Hobbs, R.W., 2008. Demerara Plateau — the structure and evolution of a transform passive margin. Geophysical Journal International 172, 549-564.

Guiraud, M., Benkhelil, J., Mascle, J., Basile, C., Mascle, G., Bouillin, P.J., Cousin, M., 1997. Synrift to syntransform deformation along the Côte d'Ivoire–Ghana transform margin: evidence from deep-sea dives. Geo-Marine Letters 17, 70-78.

Guiraud, M., Buta-Neto, A., Quesne, D., 2010. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. Marine and Petroleum Geology 27, 1040-1068.

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. Science 293, 1304-1308.

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. American Association for the Advancement of Science.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 19 Continental Slope Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 379-408.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. Marine and Petroleum Geology 27, 1508-1530.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., Rebesco, M., 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. Geology 37, 507-510.

Hogg, N.G., 1997. The Deep Basin Experiment - status and accomplishments. , WOCE South Atlantic Workshop, Brest.

Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., Lorente, M.A., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. Geology 23, 237-240.

Hurley, P., Rand, J., Pinson, W., Fairbairn, H., de Almeida, F., Melcher, G., Cordani, U., Kawashita, K., Vandoros, P., 1967. Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil. Science 157, 495-500.

Hustoft, S., Bünz, S., Mienert, J., Chand, S., 2009. Gas hydrate reservoir and active methane-venting province in sediments on< 20 Ma young oceanic crust in the Fram Strait, offshore NW-Svalbard. Earth and Planetary Science Letters 284, 12-24.

Huybers, P., 2006. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science 313, 508-511.

Imbrie, J., Boyle, E., Clemens, S., Duffy, A., Howard, W., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear responses to Milankovitch forcing. Paleoceanography 7, 701-738.

Ingram, W.C., 2006. Anatomy of Oligocene-Miocene debris flow and slumps form Demerara Rise: implications for margin destruction American Association of Petroleum Geologists 2006 annual Convention, Houston.

Ingram, W.C., Mosher, D.C., Wise, S.W.J., 2011. Biostratigraphy of an upper Miocene mass transport deposit on Demerara Rise, northern South American margin, in: Shipp, C., Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), Mass-transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication 96, pp. 457-498.

Johns, W.E., Fratantoni, D.M., Zantopp, R.J., 1993. Deep western boundary current variability off northeastern Brazil. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 40, 293-310.

Jones, E.J.W., Okada, H., 2006. Abyssal circulation change in the equatorial Atlantic: Evidence from Cenozoic sedimentary drifts off West Africa. Marine Geology 232, 49-61.

Judd, A., Hovland, M., 2009. Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge University Press.

Kageyama, M., Merkel, U., Otto-Bliesner, B., Prange, M., Abe-Ouchi, A., Lohmann, G., Ohgaito, R., Roche, D., Singarayer, J., Swingedouw, D., 2013. Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study. Climate of the Past 9, 935-953.

Kameo, K., Shearer, M.C., Droxler, A.W., Mita, I., Watanabe, R., Sato, T., 2004. Glacial–interglacial surface water variations in the Caribbean Sea during the last 300 ky based on calcareous nannofossil analysis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 212, 65-76.

Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J., 2009. Global tectonics. Blackwell, Oxford [etc.].

Klein, E., Larizzatti, J., Marinho, P., Rosa-Costa, L., Luzardo, R., Faraco, M., 2008. Geologia e recursos minerais da Folha Cândido Mendes, Estado do Maranhão, Escala 1: 100.000. Belém: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

Klein, E.L., Angélica, R.S., Harris, C., Jourdan, F., Babinski, M., 2013. Mafic dykes intrusive into Pre-Cambrian rocks of the São Luís cratonic fragment and Gurupi Belt (Parnaíba Province), north–northeastern Brazil: Geochemistry, Sr–Nd–Pb–O isotopes, 40Ar/39Ar geochronology, and relationships to CAMP magmatism. Lithos 172–173, 222-242.

Kleverlaan, K., 1987. Gordo megabed: a possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas basin, Province Almeria, southeast Spain. Sedimentary Geology 51, 165-180.

Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic., in: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Ed.), The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, Boulder, pp. 351-378.

Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and 40Ar/39Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. Earth and Planetary Science Letters 228, 143-160.

Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters 297, 355-368.

Laberg, J.S., Camerlenghi, A., 2008. Chapter 25 The Significance of Contourites for Submarine Slope Stability, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 537-556.

Laberg, J.S., Dahlgren, T., Vorren, T.O., Haflidason, H., Bryn, P., 2001. Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. Marine Geophysical Researches 22, 401-416.

Laberg, J.S., Stoker, M.S., Dahlgren, K.I.T., Haas, H.d., Haflidason, H., Hjelstuen, B.O., Nielsen, T., Shannon, P.M., Vorren, T.O., van Weering, T.C.E., Ceramicola, S., 2005. Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. Marine and Petroleum Geology 22, 1069-1088.

Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F., Laurent, P., 1990a. Tectoniques superposées et perturbations de contrainte dans la zone transformante Rhin-Saône: apport de l'analyse des failles et des mâcles de la calcite. Bulletin de la Société géologique de France 5, 853-863.

Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, D., Dupin, J.M., 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone Continental Transform Zone (eastern France). Tectonics 12, 874-888.

Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., Bergerat, F., Tourneret, C., 1990b. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study. Tectonophysics 182, 279-300.

Lacoste, A., Vendeville, B.C., Loncke, L., 2011. Influence of combined incision and fluid overpressure on slope stability: Experimental modelling and natural applications. Journal of Structural Geology 33, 731-742.

Larsen, H., Saunders, A., Clift, P., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S., Leg, O., 1994. Seven million years of glaciation in Greenland. Science 264, 952-955.

Latchman, J.L., Morgan, F.D.O., Aspinall, W.P., Gay, D., 2011. Magnitude production imbalances and the present seismogenicity state of the San Andreas Fault system. Tectonophysics 511, 134-147.

Le Pichon, X., Fox, P.J., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. J. geophys. Res. 76, 6294-6308.

Le Pichon, X., Hayes, D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. J. geophys. Res. 76, 6283–6293.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2009. Diachronous benthic δ18O responses during late Pleistocene terminations. Paleoceanography.

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2009. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. Marine and Petroleum Geology 26, 711-723.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W., Bayon, G., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J.C., Cathalot, C., Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J.F., Bermell, S., Marcaillou, B., Bassetti, M.A., Tallobre, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., 2015. Structure of the Demerara passive transform margin and associated sedimentary processes. Preliminary results from the IGUANES cruise. Geological society of London, special publication 431.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W.R., Bayon, G., Gaullier, V., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J.C., Cathalot, C., Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J.F., Bermell, S., Marcaillou, B., Sotin, C., Hebert, B., Patriat, M., Bassetti, M.A., Tallobre, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., 2016. Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the IGUANES cruise. Geological Society, London, Special Publications 431.

Lopes, R.P., Kinoshita, A., Baffa, O., Figueiredo, A.M.G., Dillenburg, S.R., Schultz, C.L., Pereira, J.C., 2014. ESR dating of Pleistocene mammals and marine shells from the coastal plain of Rio Grande do Sul state, southern Brazil. Quaternary International 352, 124-134.

López-Otálvaro, G.-E., Flores, J., Sierro, F., Cacho, I., Grimalt, J.-O., Michel, E., Cortijo, E., Labeyrie, L., 2009. Late Pleistocene palaeoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton. EEarth 4, 1-13.

Maillard, A., Malod, J., Thiébot, E., Klingelhoefer, F., Réhault, J.-P., 2006. Imaging a lithospheric detachment at the continent–ocean crustal transition off Morocco. Earth and Planetary Science Letters 241, 686-698.

Maltman, A., brown, K.M., Byrne, T.B., Collinson, J.D., Jones, M.E., Karig, D.E., Martinsen, O.J., Morgan, J.K., Murray, T., 1994. The Geological Deformation of Sediments, 1 ed. Springer Netherlands.

Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K., 1983. Development of pull-apart basins. The Journal of Geology, 529-554.

Marzoli, A., Jourdan, F., Puffer, J.H., Cuppone, T., Tanner, L.H., Weems, R.E., Bertrand, H., Cirilli, S., Bellieni, G., De Min, A., 2011. Timing and duration of the Central Atlantic magmatic province in the Newark and Culpeper basins, eastern U.S.A. Lithos 122, 175-188.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science 284, 616-618.

Mascle, J., Basile, C., 1998. Marges continentales transformantes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 326, 827-838.

Mascle, J., Blarez, E., Marinho, M., 1988. The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins: Their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. Tectonophysics 155, 193-209.

Mascle, J., Guiraud, M., Basile, C., Benkhelil, J., Bouillin, J.-P., Cousin, M., Mascle, G., 1993. La marge transformante de Côte-d'Ivoire-Ghana: premiers résultats de la campagne Equanaute (juin 1992). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 316, 1255-1261.

Mascle, J., Guiraud, M., Benkhelil, J., Basile, C., Bouillin, J.-P., Mascle, G., Cousin, M., Durand, M., Dejax, J., Moullade, M., 1998. A geological field trip to the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin. Oceanologica Acta 21, 1-20.

Mascle, J., Mougenot, D., Blarez, E., Marinho, M., Virlogeux, P., 1987. African transform continental margins: examples from Guinea, the Ivory Coast and Mozambique. Geological Journal 22, 537-561.

Mauritzen, C., Polzin, K.L., McCartney, M.S., Millard, R.C., West-Mack, D.E., 2002. Evidence in hydrography and density fine structure for enhanced vertical mixing over the Mid-Atlantic Ridge in the western Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 107, 3147-3166.

Maxwell, A.E., Von Herzen, R.P., Hsü, K.J., Andrews, J.E., Saito, T., Percival, S.F., Milow, E.D., Boyce, R.E., 1970. Deep sea drilling in the South Atlantic. Science 168, 1047-1059.

McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. Tectonophysics 316, 287-296.

McLauhlin, R.J., Nilsen, T.H., 1982. Neogene non-marine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San Andreas fault system, Sonoma County, California. Sedimentology 29, 865-876.

Menviel, L., Timmermann, A., Friedrich, T., England, M., 2014. Hindcasting the continuum of Dansgaard–Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing. Climate of the Past 10, 63-77.

Mercier de Lépinay, M., 2016. Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectono-sédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée, Oceanography. Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., 2016. Transform continental margins - Part 2: A worldwide inventory. Tectonophysics.

Meyers, P.A., Bernasconi, S.M., Forster, A., 2006. Origins and accumulation of organic matter in expanded Albian to Santonian black shale sequences on the Demerara Rise, South American margin. Organic Geochemistry 37, 1816-1830.

Mienert, J., Vanneste, M., Bünz, S., Andreassen, K., Haflidason, H., Sejrup, H.P., 2005. Ocean warming and gas hydrate stability on the mid-Norwegian margin at the Storegga Slide. Marine and Petroleum Geology 22, 233-244.

Milankovitch, M., 1941. Canon of Insolation and the Ice-Age Problem (in German). Special Publications of the Royal Serbian Academy, 484.

Moguedet, G., 1973. Contribution à létude des sediments superficiels du plateau continental de la Guyane française.

Molinari, R.J., Fine, R.A., E., J., 1992. The Deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic Ocean. Deep Sea Research 39, 1967-1984.

Monnier, D., 2013. Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé. Université Montpellier 2.

Montenat, C., Barrier, P., Hibsch, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. Sedimentary Geology 196, 5-30.

Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W., 2006. The cenozoic palaeoenvironment of the arctic ocean. Nature 441, 601-605.

Mosblech, N.A., Bush, M.B., Gosling, W.D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B.G., Curtis, J., van Woesik, R., 2012. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. Nature Geoscience 5, 817-820.

Mosher, D.C., Erbacher, J., Malone, M., 2007. Leg 207 synthesis: extreme warmth, organic-rich sediments, and an active deep biosphere: cretaceous–paleogene paleoceanographic depth transect at demerara rise, western tropical atlantic, in: Mosher, D.C., Erbacher, J., and Malone, M.J. (Ed.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.

Müller-Karger, F., McClain, C., Fisher, T., Esaias, W., Varela, R., 1989. Pigment distribution in the Caribbean Sea: Observations from space. Progress in Oceanography 23, 23-64.

Müller, D.W., Hodell, D.A., Ciesielski, P.F., 1991. Late Miocene to earliest Pliocene (9.8–4.5 Ma) Paleoceanography of the subantarctic Southeast Atlantic: stable isotopic, sedimentologic, and microfossil evidence, Ciesielski, PF, Kristoffersen, Y., et al., Proc. ODP, Sci. Results, pp. 459-474.

Nace, T.E., Baker, P.A., Dwyer, G.S., Silva, C.G., Rigsby, C.A., Burns, S.J., Giosan, L., Otto-Bliesner, B., Liu, Z., Zhu, J., 2014. The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 415, 3-13.

Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 244, 326-344.

Nomade, S., Théveniaut, H., Chen, Y., Pouclet, A., Rigollet, C., 2000. Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event. Earth and Planetary Science Letters 184, 155-168.

Odin, G.S., 1988. Green Marine Clays. Elsevier.

Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. Geophysical Research Letters 29, 1896.

Osborne, M.J., Swarbrick, R.E., 1997. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. AAPG Bulletin 81, 1023-1041.

Pattier, F., 2013. Analyse et fonctionnement des sorties de fluide et glissements de la marge transformante Guyane-Surinam (plateau de Demerara). Couplages avec la structure de la marge. University of Perpignan, p. 293.

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P., Roest, W.R., Vendeville, B.C., Patriat, M., Loubrieu, B., 2013. Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (French Guiana). Marine and Petroleum Geology 46, 287-303.

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Vendeville, B., Maillard, A., Basile, C., Patriat, M., Roest, W.R., Loubrieu, B., 2012. Mass movements in a transform margin setting: the example of the eastern Demerara rise, Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer, pp. 331-339.

Pattier, F., Loncke, L., Imbert, P., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Roest, W.R., Patriat, M., Vendeville, B.C., 2015. Origin of an enigmatic regional Mio-Pliocene unconformity on the Demerara plateau. Marine Geology 365, 21-35.

Peterson, L.C., Haug, G.H., 2006. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 234, 97-113.

Peterson, L.C., Haug, G.H., Hughen, K.A., Röhl, U., 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. Science 290, 1947-1951.

Peterson, R.G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. Progress in Oceanography 26, 1-73.

Petit, J.-P., Beauchamp, J., 1986. Synsedimentary faulting and palaeocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). Sedimentology 33, 817-829.

Piotrowski, A.M., Goldstein, S.L., Hemming, S.R., Fairbanks, R.G., 2004. Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. Earth and Planetary Science Letters 225, 205-220.

Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Otalvaro, G.E., Flores, J.A., Sierro, F., 2015. Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years. Climate of the Past 11, 1297-1311.

Raymo, M.E., Nisancioglu, K.H., 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. Paleoceanography 18.

Rebesco, M., 2005. SEDIMENTARY ENVIRONMENTS | Contourites, in: Plimer, R.C.S.R.M.C.R. (Ed.), Encyclopedia of Geology. Elsevier, Oxford, pp. 513-527.

Reid, J.L., 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. Progress in Oceanography 23, 149-244.

Rossi, S., Westall, F., Mascle, J., 1992. The geomorphology of the Southwest Guinea Margin: tectonic, volcanic, mass movement and bottom current influences. Marine Geology 105, 225-240.

Ruiz-Martínez, V.C., Torsvik, T.H., van Hinsbergen, D.J.J., Gaina, C., 2012. Earth at 200 Ma: Global palaeogeography refined from CAMP palaeomagnetic data. Earth and Planetary Science Letters 331–332, 67-79.

Ryan, H.F., Parsons, T., Sliter, R.W., 2008. Vertical tectonic deformation associated with the San Andreas fault zone offshore of San Francisco, California. Tectonophysics 457, 209-223.

Sahabi, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. Comptes Rendus Geoscience 336, 1041-1052.

Santos, T.P., Belem, A.L., Barbosa, C.F., Dokken, T., Albuquerque, A.L.S., 2014. Paleoceanographic reconstruction of the western equatorial Atlantic during the last 40 kyr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 415, 14-20.

Sarp, G., 2015. Tectonic controls of the North Anatolian Fault System (NAFS) on the geomorphic evolution of the alluvial fans and fan catchments in Erzincan pull-apart basin; Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 98, 116-125.

Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth History, volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas.

Seed, H.B., 1968. The fourth Terzaghi lecture: Landslides during earthquakes due to liquefaction. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division 94, 1053-1122.

Selley, R.C., 1997. Elements of Petroleum Geology, 2nd ed. Academic Press, Elseiver.

Séranne, M., 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on the west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse-to-icehouse transition? Terra Nova-Oxford 11, 135-140.

Signorini, S.R., 1978. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. Deep Sea Research 25, 481-490.

Sissingh, W., 1998. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. Tectonophysics 300, 249-284.

Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J.T., Farran, M.l., Hernández-Molina, J., González, J., Juan, C., Fernández-Puga, M.C., 2012. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). Marine Geology 332–334, 4-26.

Stramma, L., Schott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 279-303.

Suga, T., Talley, L.D., 1995. Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 100, 13441-13453.

Survey, U., 2012. Atlantic meridional overturning circulation., in: Change, O.a.s.C.C. (Ed.).

Sutton, J., 1968. Development of the continental framework of the Atlantic. Proceedings of the Geologists' Association 79, 275-303.

Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., Swift, J.H., 2011. Chapter 9 - Atlantic Ocean, in: Swift, L.D.T.L.P.J.E.H. (Ed.), Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition). Academic Press, Boston, pp. 245-301.

Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.-A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X.D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., Sotin, C., 2016. Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. Marine Geology 378, 56-73.

Them Ii, T.R., Schmidt, M.W., Lynch-Stieglitz, J., 2015. Millennial-scale tropical atmospheric and Atlantic Ocean circulation change from the Last Glacial Maximum and Marine Isotope Stage 3. Earth and Planetary Science Letters 427, 47-56.

Théveniaut, H., Delor, C., 2003. Le paléomagnétisme du bouclier des Guyanes: état des connaissances et analyses critiques des données. Géologie de la France 2, 3-4.

Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J.M., Monié, P., Rossi, P., Lahondère, D., 2006. Paleoproterozoic (2155–1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. Precambrian Research 150, 221-256.

Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. Earth-Science Reviews 114, 325-368.

Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54°S) northward across the equator. Journal of Marine Research 52, 51-81.

UnB : Fundação Universitade de Brasilia, B.c.p.C.e.a., 2002 modifié par Tassinari et al., 2009, 2016. Sedimentary record and climatic history significance, in: ClimAmazon (Ed.), http://www.clim-amazon.eu/content/view/full/51654.

USGS, 2015. USGS, arthquake Hazards Program.

van der Hammen, T., Absy, M.L., 1994. Pollen and ClimateAmazonia during the last glacial. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 109, 247-261.

Vandromme, R., 2007. Approche des mécanismes de l'injection sableuse per descensum. École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Watts, A.B., Rodger, M., Peirce, C., Greenroyd, C.J., Hobbs, R.W., 2009. Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the Amazon continental margin, NE Brazil. Journal of Geophysical research 114, 23p.

Wegener, A., 1915. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Samml. Vieweg, Braunschweig 23, 94.

Westall, F., Rossi, S., Mascle, J., 1993. Current-controlled sedimentation in the Equatorial Atlantic: examples from the southern margin of the Guinea Plateau and the Romanche Fracture Zone. Sedimentary Geology 82, 157-171.

Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J., Et-Touhami, M., 2007. Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 244, 345-367.

Wilson, J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature 207, 343-347.

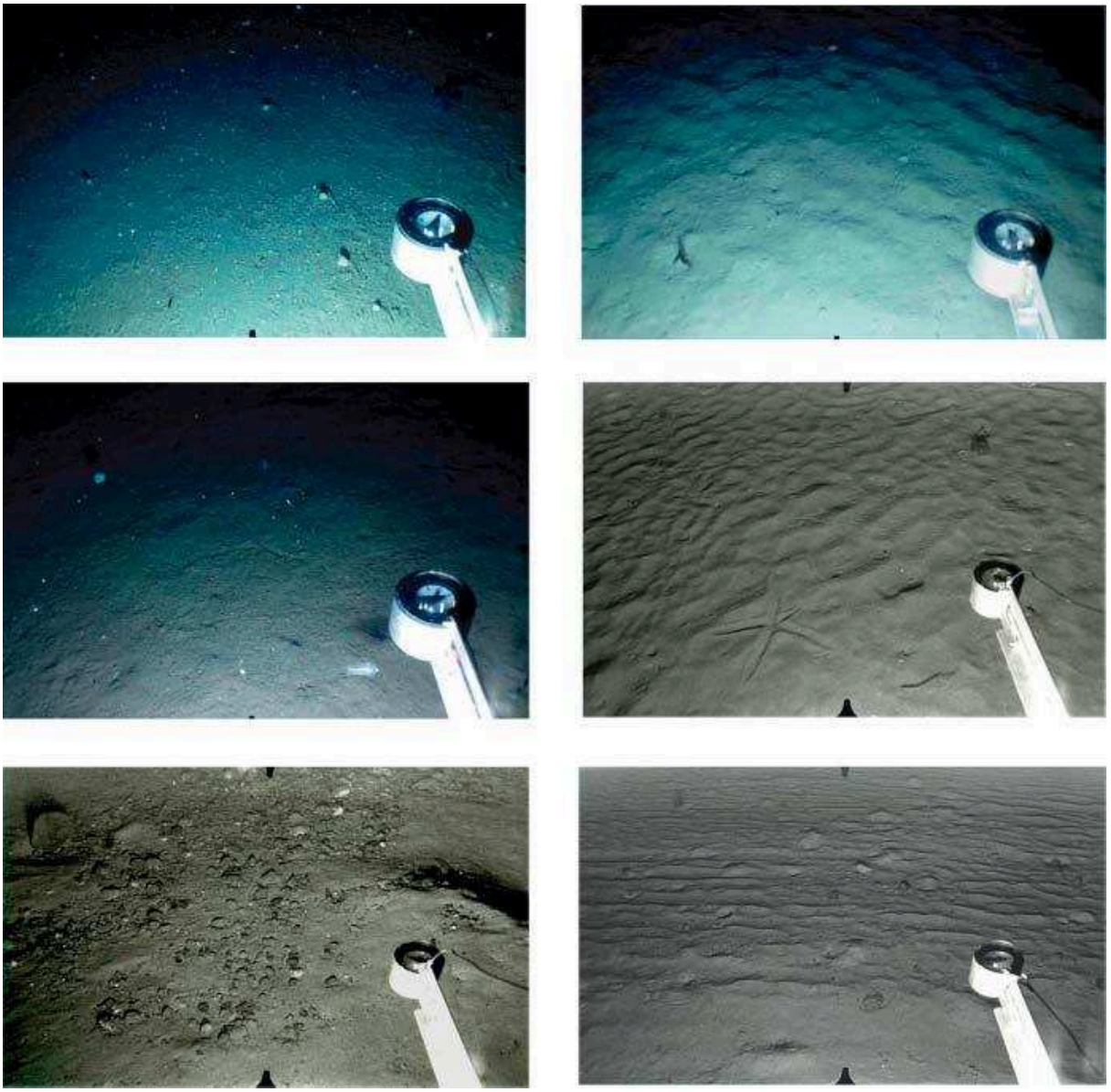
Wilson, J.T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? Nature.

Wilson, M., 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? Geological Society, London, Special Publications 68, 241-255.

Wilson, R.C.L., Williams, C.A., 1979. Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins—a review. Journal of the Geological Society 136, 311-320.

Zitter, T.A.C., Henry, P., Aloisi, G., Delaygue, G., Çagatay, M.N., Mercier de Lepinay, B., Al-Samir, M., Fornacciari, F., Tesmer, M., Pekdeger, A., Wallmann, K., Lericolais, G., 2008. Cold seeps along the main Marmara Fault in the Sea of Marmara (Turkey). Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 55, 552-570.

PARTIE I : ETAT DES CONNAISSANCES
CHAPITRE 3 : ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES CONTOURITES



Photographies de structures sédimentaires sur le fond marin publié dans Howe (2008)

Table des matières

A. Définition et historique 71
B. Processus de formation des contourites 72
I. Courant 72
II. Contexte géomorphologique 73
III. Autres facteurs 73
1. La marée 73
2. Les ondes internes 74
3. Les « eddies » ou tourbillons 75
4. Les vagues 75
5. Les benthic storms 75
6. Les écoulements gravitaires 75
7. La circulation de fluides dans les contourites 76
C. Méthodes de prospection 77
I. Techniques océanographiques 77
II. Techniques géophysiques (Howe, 2008; Knutz, 2008) 77
III. Techniques sédimentaires 77
IV. Modélisation de l'impact des courants sur le fond marin 78
D. Structures de dépôt et d'érosion composant un système de dépôt contouritique « Contourite Depositional System » (CDS) 80
I. Les structures sédimentaires de dépôt 81
1. Les « contourite drifts » 81
2. Les structures transversales 90
3. Les structures longitudinales 92
II. Les structures sédimentaires d'érosion 93
1. Les surfaces d'érosions : terrasses d'érosion et surfaces abrasées 93
2. Les structures longitudinales d'érosion 93
E. Sédimentologie 95
I. Les faciès sédimentaires 95
1. « Muddy contourites facies » 95
2. « Silty contourites or mottled silty-muddy contourites facies » 95
3. « Sandy contourites facies » 97
4. "Gravel-rich contourites or gravel-bearing contourites or Contourite lag facies" 97
5. "Shale-clast or shale-chip contourites facies" 97
6. "Calcareous muddy-silty contourites facies" 99

7. « Calcareous sandy contourites facies » 99
8. « Calcareous gravel-lag contourites facies » 99
9. Volcanoclastic contourites facies 99
10. Siliceous bioclastic contourites facies 99
11. Chemogenic contourites facies 99
II. La séquence contouritique 100
..... 101
III. Les processus de diagenèse dans les contourites 102
1. Diagenèse et Manganèse 102
2. Oxydation du fer 102
3. Formation des glauconies & des glauconites 102
F. Les contourites dans les dépôts anciens 105
G. Implications et intérêt des contourites 107
I. Paléoclimatologie & paléocéanographie 107
II. Instabilité & géo-risques 108
III. Ressources en hydrocarbures 109
H. Références bibliographiques 111

A. Définition et historique

Historiquement, les travaux de Heezen (1959), Heezen and Johnson (1963) et Heezen and Hollister (1964) sont les premiers à décrire des structures sédimentaires formées sous l'action d'un courant sur le fond marin. Grâce à des photographies du fond marin, des « ripples » et des « scour marks » sont identifiées le long de la pente continentale Est d'Amérique du Sud. Elles sont interprétées comme des structures induites par l'activité intense (5-20cm/s) du courant de fond le « Deep Western Boundary Current » (DWBC). Différents travaux tels que ceux de Heezen and Johnson (1963), de Heezen and Hollister (1964) ou ceux de Gonthier et al. (1984), mettent en évidence l'interaction entre la présence de reliefs bathymétriques (escarpements, monts sous-marins, volcans sous-marins, rides, haut structural) et les courants de fond ; cette interaction génère sur le fond marin la formation de structures sédimentaires telles que des rides sédimentaires, des « scour marks », et des linéations. Hollister and Heezen (1967) ont réalisé la première étude sédimentaire des dépôts causés par un courant de fond avec des carottes ; ils identifient la présence de stratifications et de variations lithologiques dans le sédiment et couplent ces observations aux structures présentes sur le fond identifiées grâce à des photographies ; ils mettent en relation ces différentes observations avec l'action du courant de contour, provoqué par le passage de la masse d'eau « AntArctic Bottom Water » (AABW).

Le terme « contourite » est introduit afin de définir les dépôts en milieu marin profond générés/affectés par des courants de contour liés à la circulation thermohaline (Heezen et al., 1966; Rebesco et al., 2008). Cette définition, qui se veut restrictive, atteint ses limites avec l'essor de l'intérêt pour les contourites à partir des années 80 et principalement à partir des années 2000. La définition initiale fait intervenir la notion de profondeur, ce qui nécessite de définir la limite entre le milieu profond et le milieu de peu profond : le milieu peu profond correspondrait à la profondeur à laquelle le fond marin est affecté par les vagues, les tempêtes, les courants de plateformes et les marées. La limite est ainsi estimée à 300 m (Stow et al., 2008). Des structures sédimentaires caractéristiques des contourites et formées sous l'impact d'un courant de fond ont pu être décrites à de nombreuses reprises en milieu peu profond, par exemple en mer Méditerranée dans le bassin adriatique (Verdicchio and Trincardi, 2007). La première définition fait intervenir les courants de la circulation thermohaline, mais il existe d'autres courants (cf ci-dessous : courant de contour ou courant géostrophique, courant de bordure, courant de fond,) qui affectent le fond marin de façon durable et forment des structures et des dépôts sédimentaires caractéristiques des contourites. La définition originelle se limite au milieu marin, or il existe des courants qui peuvent provoquer la formation de contourites en milieu

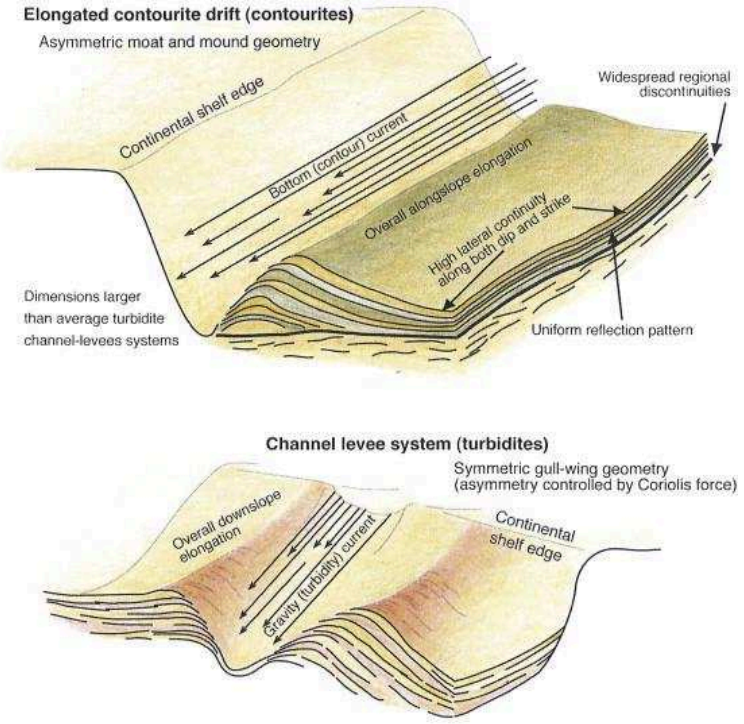


Figure 1 : Shéma illustrant la définition de contourite ainsi que la différence entre une contourite et une turbidite (Rebesco et al., 2014)

lacustre avec pour exemple les travaux de Ceramicola et al. (2001) sur le lac Baikal (Russie) ou les travaux de Van Daele et al. (2014) dans le lac Lago Castor (Chili). Dans les premiers temps, les contourites sont uniquement décrites dans les milieux sédimentaires silico-clastiques, mais elles sont par la suite décrites également dans les milieux carbonatés (Stow and Faugères, 2008; Betzler et al., 2014; Chabaud et al., 2014; Chabaud et al., 2016).

Suite aux avancées dans l'étude des contourites, la définition du terme contourite a été modifiée et elle est devenue plus générique en décrivant non plus un objet mais un processus sédimentaire (Fig.1): les contourites sont des sédiments déposés ou substantiellement remaniés par les courants de fond (Stow et al., 2002a; Rebesco and Camerlenghi, 2008b; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Elles peuvent se former en domaine marin de plaine abyssale (Hernández-Molina et al., 2008b) ou au milieu marin peu profond (Verdicchio and Trincardi, 2008) en passant par le domaine pente continentale (Hernández-Molina et al., 2008a), ou en milieu lacustre (Ceramicola et al., 2001).

B. Processus de formation des contourites

La formation des contourites dépend de différents facteurs (Fig.2) dont principalement : la présence et l'intensité d'un courant de fond et les apports sédimentaires (Faugères et al., 1993; Faugères and Mulder, 2011).

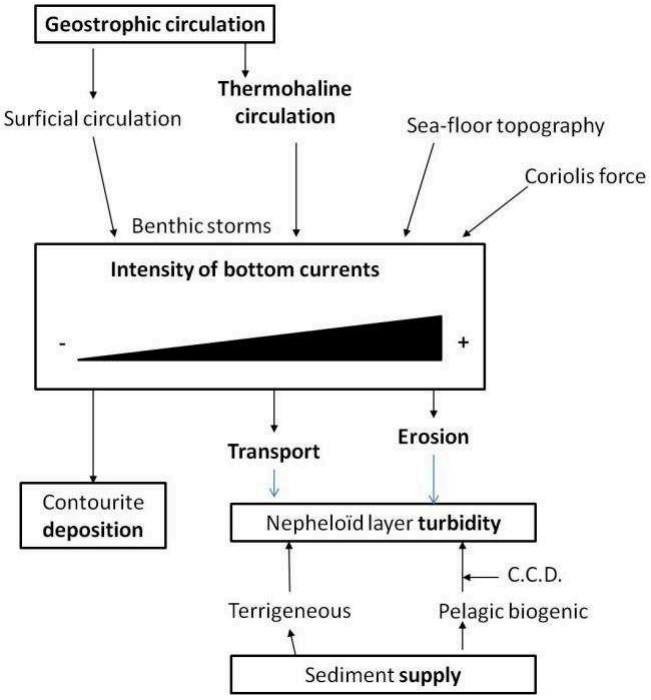


Figure 2 : Schéma des principaux facteurs qui influencent la formation d'une contourite (Faugères et al., 1993)

I. Courant

Les contourites sont générées par l'action des courants de fond qui sont sujets au transport d'Ekman et donc aux différences de densités, à la pente ainsi qu'à la force de Coriolis (Rebesco et al., 2014).

Il existe différents types de courants qui influent sur les séries sédimentaires :

- Les courants de contour ou courants géostrophiques ou courants de bordure (boundary current) sont générés entre deux gradients de pressions (entre deux isobares) et sous l'influence de la force de Coriolis. Ce type de courant est contraint par les contours bathymétriques et, en théorie, ils ont une composante verticale nulle induisant l'absence de mouvements verticaux. Ils sont contrôlés par la morphologie du fond marin (canyon, pente continentale, relief bathymétrique) ainsi que par la distribution méridionale des continents et par la force de Coriolis ; ces courants sont généralement plus intenses le long des bordures ouest (Western Boundary Current).
- Les courants thermohalins sont liés à la circulation thermohaline et ainsi à la formation des masses d'eau différenciées, en fonction de leurs différences de densité causées par la température et la salinité de l'eau.
- Les courants de fond ou bottom current correspondent, en géologie, à tous courants persistants en contact avec le fond marin (ou lacustre). Ce type de courant peut inclure

les courants précédemment définis. Ainsi, les courants de fond peuvent générer un chenal associé à une accumulation sédimentaire appelée drift, qui ressemble à une levée des systèmes turbidiques (Rebesco et al., 2008; Rebesco et al., 2014). L'ensemble courant de fond, chenal et accumulation sédimentaire compose le processus sédimentaire des contourites (Fig.1).

Ces courants doivent influer le fond de façon persistante et sur une grande période malgré des possibles variations des conditions océanographiques au cours du temps.

II. Contexte géomorphologique

La présence d'un relief sous-marin (la pente du plateau continental, un mont sous-marin, un volcan sous-marin, une ride, un plan de faille, un diapir de sel, un haut structural) ou un milieu confiné (exemple des fjords) contraignent les courants (Fig.3), autour ou le long de la pente de ce relief (Heezen and Johnson, 1963; Hernández-Molina et al., 2008b; Knutz, 2008; Viana, 2008; Vandorpe et al., 2014). La présence de ce relief bathymétrique interfère avec le courant de fond et modifie sa vélocité, soit en l'accélérant, soit en le ralentissant et ainsi, il peut favoriser la formation de contourites (Viana, 2008).

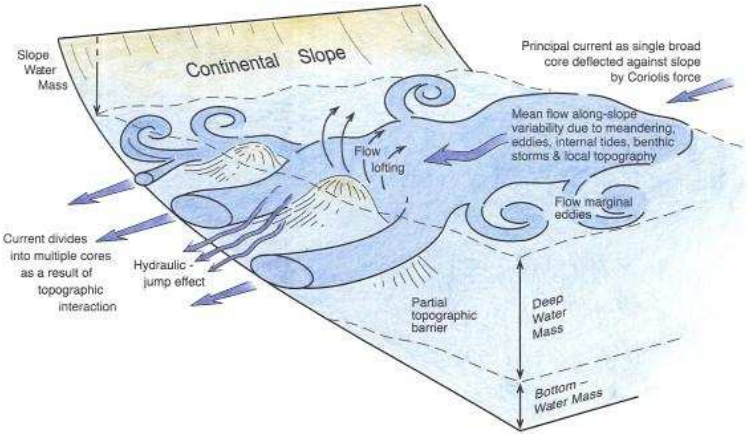


Figure 3 : Schéma des principaux types de morphologies qui peuvent contraindre les courants (Stow et al., 2008; Rebesco et al., 2014)

De plus, la présence de contourites a été identifiée sur différents plateaux continentaux particuliers qui forment des indentations sur le fond marin : les Falkands (Hernández-Molina et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2010), les plateaux de la Côte d'Ivoire et de la Guinée (Rossi et al., 1992; Westall et al., 1993; Jones and Okada, 2006; Giresse, 2008), le plateau marginal d'Agulhas ou encore le plateau de Vøring en mer de Norvège (Orvik and Niiler, 2002; Laberg et al., 2005a; Hernández-Molina et al., 2008a). Ces plateaux ont été identifiés comme des plateaux marginaux par les travaux de Mercier de Lepinay (Mercier de Lepinay et al., 2012; Mercier de Lépinay, 2016; Mercier de Lépinay et al., 2016).

III. Autres facteurs

Il existe d'autres facteurs qui impactent fortement les courants et la formation de contourites sur le fond marin, tels que les marées, les ondes internes, la formation de tourbillon, des vagues. L'implication de ces facteurs a été soulignée dès le début des recherches sur les contourites ; Heezen (1959) discute déjà de la possible implication des ondes internes et des marées en plus du courant sur la formation de rides sédimentaires formées sur le fond marin.

1. La marée

Les marées et leur énergie ne se limitent pas à la surface des mers/océans, mais leurs influences se propagent jusque dans le milieu profond des océans (>4000 m). L'étude de Egbert and Ray (2000) a permis d'estimer la dissipation de l'énergie liée au pic M2 de la marée diurne qui impacte les fonds marins du milieu côtier jusqu'aux fosses océaniques en passant par les rides océaniques. Cette étude met également en évidence l'incidence de l'effet de la bathymétrie et du fond marin sur la dissipation de cette énergie : la dissipation de

l'énergie est plus forte au niveau de reliefs bathymétriques tels que les plateaux continentaux, les archipels d'îles, les rides océaniques. Ces reliefs bathymétriques augmentent la friction (Egbert and Ray, 2000). La dissipation de cette énergie n'est pas encore bien contrainte en milieu océanique ouvert, mais il semble que les zones où la dissipation est plus forte (comme les zones de reliefs bathymétriques), il y a génération significative d'ondes internes de marée, cf III.2, (Egbert and Ray, 2000).

La composante de la marée diurne s'ajoute à la composante des courants. Ainsi, des changements de vélocité et de directions sont engendrés en fonction de la vélocité du courant qui peut varier selon les saisons, et de l'énergie de la marée qui varie constamment au cours des heures, des jours et des saisons (Kaplan, 1976; Durrieu de Madron and Weatherly, 1994; McCave et al., 2002; Stow et al., 2013). Ce phénomène a été enregistré lors de la prise de photographies sous-marines dans le chenal contouritique du golfe de Cadix entre 1000 et 1200 m de profondeur (Fig.4): en fonction des heures et des jours de plongée, la direction du courant sur un même site varie et la direction du courant instantané est par moment différente de la direction du courant moyen du Mediterranean Outflow Water qui s'écoule dans le chenal (Stow et al., 2013). Enfin, des simulations ont montré qu'un courant de marée ajouté à un courant de fond peut considérablement augmenter la vélocité résultant de cette interaction (Hanebuth et al., 2015).

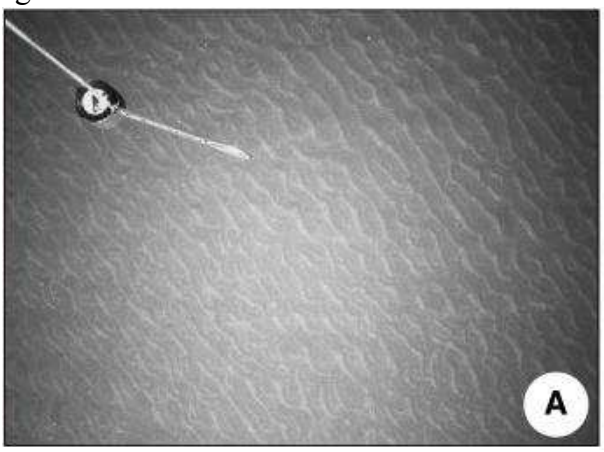


Figure 4 : Photographie de rides sédimentaires sur le fond du chenal contouritique de Cadix. Les rides indiquent la direction moyenne du courant vers Ouest alors que la girouette du courant indique un courant instantané vers le Sud (Stow et al., 2013).

L'énergie et les mouvements de la masse d'eau, induits par les différentes marées, peuvent affecter l'intensité et la direction des courants sur des périodes très courtes et de façon périodique (Kaplan, 1976; Durrieu de Madron and Weatherly, 1994; McCave et al., 2002). Ceci peut générer des structures sédimentaires similaires à celles trouvées en milieu tidal (Shanmugam, 2008). Ce phénomène a été décrit sur différentes contourites avec, par exemple, l'impact des marées sur les « sediment waves » de le Golfe de Gascogne (Faugères et al., 2002a) et de la mer d'Irlande (Van Landeghem et al., 2012), ou sur les formations sédimentaires de la mer d'Alboran (Puig et al., 2004).

2. Les ondes internes

Les ondes internes sont des ondes de gravité qui oscillent à l'interface entre deux masses d'eaux stratifiées en fonction de leur densité (Shanmugam, 2008). Lorsque la période de ces ondes correspond à la période des marées, elles sont appelées ondes internes de marée et elles génèrent une oscillation baroclinique d'amplitude significative (Lister, 1976; Shanmugam, 2008; Stow et al., 2013). La dissipation de l'énergie induite par les marées (exemple de la marée lunaire M2) peut générer la formation d'ondes internes de marée qui peuvent être favorisées au niveau des reliefs bathymétriques (Egbert and Ray, 2000)

Les ondes internes de marée induisent des vitesses de frottement (shear velocity) sur le fond suffisamment élevées pour prévenir le dépôt de sédiments voire éroder le fond marin. Les ondes internes (de marée) peuvent influencer la répartition sédimentaire en présence de reliefs bathymétriques (tels que les seamounts (Lister, 1976), les plateaux continentaux (Cacchione et al., 2002), les canyons (Puig et al., 2004; Puig et al., 2013)) où la bathymétrie correspond à l'interface entre 2 masses d'eaux.

3. Les « eddies » ou tourbillons

Les tourbillons (eddies) et les méandres sont des phénomènes caractérisés par un changement de direction, des conditions de température et de salinité sur des périodes courtes (Hogg and Brechner Owens, 1999; Arhan et al., 2002; Weatherly et al., 2002). Ils sont assez fréquents, notamment au niveau du DWBC, le long de la marge sud-américaine. Ces tourbillons et méandres provoquent une incursion momentanée d'eau, provenant d'une autre masse d'eau sous-jacente (avec des propriétés physico-chimiques différentes), qui peut remonter la pente (Hogg and Brechner Owens, 1999; Arhan et al., 2002; Weatherly et al., 2002). Les tourbillons entraînent une forte érosion et peuvent être actifs sur plusieurs milliers de kilomètres (Arhan et al., 2002; Hernández-Molina et al., 2008b). La formation des tourbillons et des méandres peut influencer momentanément les courants et les dépôts sédimentaires, d'autant plus si leur formation est fréquente. Selon les modélisations de Hanebuth et al. (2015), ces tourbillons ou une « branche » du tourbillon peuvent être contraints par la présence d'un chenal contouritique.

4. Les vagues

L'activité des vagues de tempêtes, ou de phénomènes plus extrêmes tels que les tsunamis peuvent engendrer de l'érosion, des dépôts caractéristiques (tels que les tempestites) et des structures particulières (exemple des HCS ou Hummocky Cross Stratifications) qui vont affecter le fond marin et le cas échéant les contourites (Shanmugam, 2008; Rebesco et al., 2014).

5. Les benthic storms

Les « benthic storms » (ou « deep sea storms » ou « abyssal storms ») sont des événements hydrodynamiques relativement intenses, caractérisés par une forte vélocité (entre 15 et 40 cm/s), et par une forte turbidité (Faugères and Mulder, 2011). Durant le paroxysme, ils engendrent une érosion importante accompagnée de structures d'érosion et une forte remobilisation sédimentaire. Lors de la phase de diminution de l'hydrodynamisme, les sédiments remobilisés sont alors rapidement déposés sur le fond formant une accumulation boueuse avec des « mud mounds » riches en foraminifères et en matière organique. Ces dépôts sont ensuite fortement bioturbés (Hollister, 1993; Faugères and Mulder, 2011). Les « benthic storms » sont causées par la propagation de l'énergie du vent en surface dans la colonne d'eau jusqu'à de grandes profondeur. Ainsi, ces évènements se produisent généralement dans les hautes et basses latitudes où l'énergie induite par les vents est suffisamment importante pour se propager dans les profondeurs (Hollister, 1993; Faugères and Mulder, 2011). Les « benthic storms » peuvent générer une direction de déplacement des masses d'eau différente de celle du courant habituel et elles peuvent provoquer la formation de méandres et de tourbillons. Les tempêtes abyssales interfèrent ainsi avec l'enregistrement des contourites.

6. Les écoulements gravitaires

Les processus gravitaires (turbidites, sédiments fluidisés, grains flow et debris flows) transportent un large volume de sédiments sur la pente continentale jusqu'à la plaine abyssale. Ces apports gravitaires sont une source de sédiments re-mobilisables par les courants de fonds et incorporables dans les contourites (He et al., 2008; Miramontes et al., 2016). Les dépôts de contourites sur la pente sont également re-mobilisables par les turbidites et autres écoulements gravitaires.

De plus, la distinction entre les contourites et les turbidites peut-être difficile dans certains cas (Hüneke and Stow, 2008; Martín–Chivelet et al., 2008; Shanmugam, 2008). Les dépôts de contourites se forment et sont préservés lorsque les processus liés au courant de fond dominent les processus gravitaires. Sur une marge, il est alors possible d'alterner les dépôts contouritiques et gravitaires selon le processus dominant illustré par la figure 5 (He et al., 2008), ou de changer la nature du dépôt contouritique. Ce cas de figure est illustré en mer Tyrrhénienne avec des dépôts contouritiques plus fins lors des arrivées de turbidites qui correspondent avec les périodes de plus forte vélocité du courant (Miramontes et al., 2016).

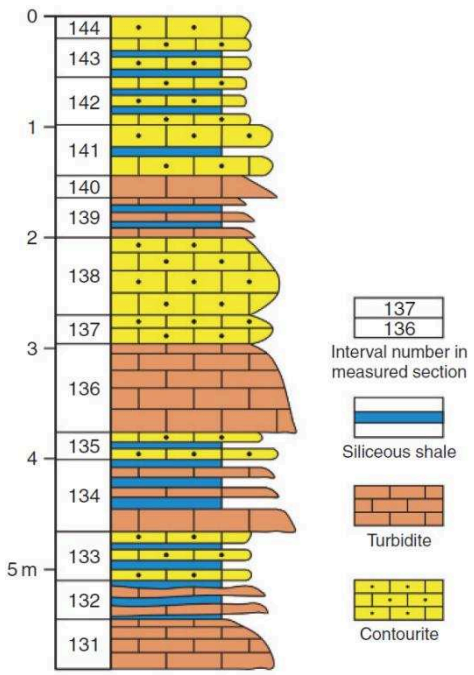


Figure 5 : Log sédimentaire du drift contouritique de Pingliang illustrant l'alternance des dépôts de contourites et de turbidites (He et al., 2008)

7. La circulation de fluides dans les contourites

La formation de contourites peut engendrer des dépôts sableux qui sont caractérisées par de bonnes propriétés de réservoir avec une forte porosité et perméabilité (Enjorlas et al., 1986; Selley, 1997; Viana, 2008; Somoza et al., 2012). Ces niveaux sableux peuvent permettre une migration

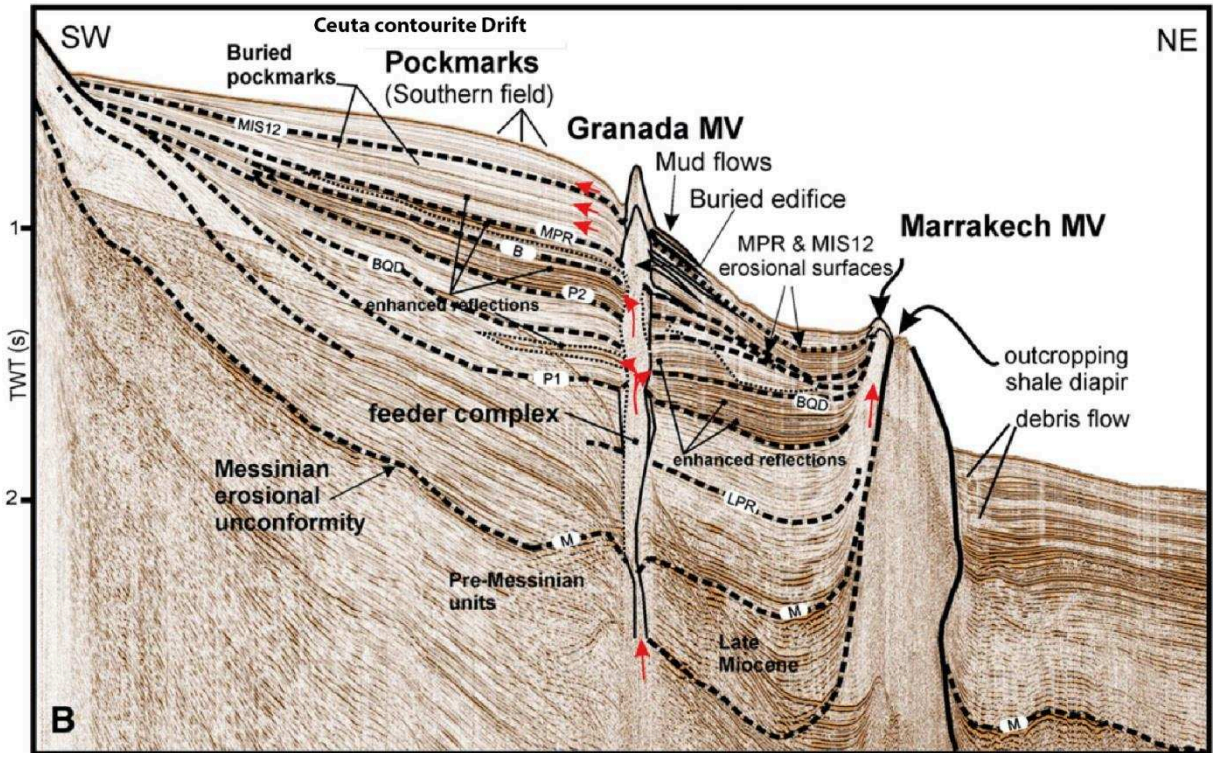


Figure 6 : Illustration sur un profil sismique d'un CDS avec le drift de Ceuta (partie Ouest de la mer d'Alboran) : ce drift est caractérisé par des dépôts contouritiques sableux qui servent de conduits pour la migration latérale des fluides. Cette circulation de fluide est également marquée par la présence de structures d'échappement de fluide telles que des volcans de boue & pockmarks (Somoza et al., 2012).

latérale de fluides tels que des hydrocarbures ou de l'eau (Fig.6).

Les fluides peuvent s'accumuler dans ces réservoirs et provoquer des conditions de surpression, de liquéfaction et/ou de fluidisation, et ainsi causer la formation de structures

d'échappement de fluides sur le fond marin, tels que les pockmarks et les volcans de boues (Vandromme, 2007; Judd and Hovland, 2009; Somoza et al., 2012; Monnier, 2013).

En plus de former des réservoirs pour la circulation des fluides, les contourites peuvent également former des sources de fluides :

- Une source d'eau : l'eau est emprisonnée dans le sédiment marin piégée par des couches sédimentaires fines types boues silico-clastiques ou marnes et mudstones en milieu carbonaté,
- une source potentielle en hydrocarbure (Viana, 2008) : les dépôts boueux des contourites associés à un taux de sédimentation fort peuvent permettre la préservation de la matière organique. La matière organique peut par la suite être transformée en hydrocarbure.

Ces fluides peuvent migrer via les dépôts poreux et perméables pour être, soit stockés dans des réservoirs, soit s'échapper dans les sédiments puis dans la colonne d'eau.

C. Méthodes de prospection

Un large éventail d'approches (océanographiques, géophysiques ou sédimentaires) existe pour étudier les contourites. Les premières contourites ont été décrites grâce à des photographies du fond marin qui ont permis d'identifier des structures sédimentaires formées par le courant (Heezen, 1959; Heezen and Johnson, 1963; Heezen and Hollister, 1964). Aujourd'hui, la recherche autour des contourites fait appel à toute une gamme d'outils : l'utilisation de mouillages, la bathymétrie multi-faisceaux (multi-beam), le sonar latéral (side-scan sonar), les profils sismiques, les profils chirp, ou encore l'échantillonnage sédimentaire à l'aide de forages et de carottages (Howe, 2008; Knutz, 2008). Un certain nombre de potentialités et limites de ces techniques sont résumées dans le tableau 1.

I. Techniques océanographiques

Les mouillages sont utilisés afin de mesurer les propriétés physico-chimiques de la masse d'eau et donc du courant qui peut être générateur de contourites. Une ligne de mouillage est généralement composée de différents instruments tels que des courantomètres qui mesurent la vitesse et la direction des courants, des turbidimètres qui mesurent la turbidité de l'eau en lien avec la teneur en sédiments de l'eau et des CTD qui permettent d'enregistrer la température, la salinité et la conductivité de l'eau.

II. Techniques géophysiques (Howe, 2008; Knutz, 2008)

En termes d'outils géophysiques, il existe des méthodes non pénétrantes telles que la bathymétrie multifaisceaux « echo sounder » ou le sonar latéral qui permettent de carter le fond marin et ainsi de localiser les structures sédimentaires (actuelles à subactuelles). Il existe également des techniques pénétrantes, telles que le sondeur de sédiment ou chirp et la sismique (2D, 3D, Haute Résolution), permettant de visualiser les structures internes sous la surface du fond marin et les anciennes structures aujourd'hui enfouies (de l'échelle du millier ou de la centaine de milliers d'années pour le chirp, aux millions d'années pour la sismique).

III. Techniques sédimentaires

L'étude des contourites nécessite une approche sédimentaire à l'aide d'échantillons et de carottes sédimentaires. Les approches classiques (qui permettent d'identifier la texture, la fabrique, les structures, la granularité, la nature du sédiment, ses composés, les faciès, les séquences) permettent de fournir des indications sur l'environnement, l'hydrodynamisme et le vannage (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Viana, 1998; Howe, 2008; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). L'étude plus fine du sédiment par des techniques géochimiques (les analyse au XRF core scanner, les analyses

isotopiques…) ou sédimentaires (granulométrie laser, observation de lames minces, observation au Microscopie Electronique à Balayage…) permettent de mieux appréhender l'environnement du dépôt en lien avec le climat, la circulation océanique, et de comprendre leur évolution temporelle.

IV. Modélisation de l'impact des courants sur le fond marin

La modélisation est un outil qui offre la possibilité de simuler l'impact des courants sur le fond marin, mais aussi l'impact que peuvent avoir certains facteurs tels que les marées ou la formation de tourbillons (Hanebuth et al., 2015). Dans cette dernière étude, la modélisation souligne l'impact de la marée lorsqu'elle est orientée parallèlement au courant ou d'un tourbillon contraint par la topographie d'un chenal contouritique, ces deux situations entraînent une augmentation de la vélocité et favorisent l'érosion du fond.

La modélisation peut également être un outil pour comprendre l'initiation des contourites et la mise en place des courants océaniques. Les travaux de Maldonado et al. (2014) ont mis en évidence l'impact de l'ouverture du passage de Drake sur la circulation et la sédimentation : la connexion entre les eaux pacifiques et atlantiques à l'Eocène permet la mise en place d'un fort courant de fond marqué par l'établissement d'un drift géant (Hinz et al., 1999; Maldonado et al., 2014) et des grès riches en glauconites (Galeazzi, 1998; Rossello et al., 2008; Maldonado et al., 2014). De la même façon, il pourrait être intéressant de modéliser l'impact de l'ouverture de l'Atlantique Equatorial sur la circulation océanique avec la mise en place des courants de fonds longitudinaux et la possible formation de contourites dans cette zone notamment au niveau du plateau de Demerara.

Tableau 1 : Tableau de synthèse non exhaustif des principales méthodes d'études des contourites modifié et complété d'après Knutz (2008)

Proxy	Principal significance	material	techniques	advantages	Disadvantages
Sediment cores					
Cores description	Environment	cores	Description	Identification of contourite sequences; identification of sandy grains	
Foraminifera fauna assemblage	T, S, bioproductivity, water mass tracer	Fraction 100–500 mm	Microscopic counting, statistical analyses	Low-cost procedure; T quantified using transfer functions	Multiple environmental controls on fauna assemblages
$^{18}O/^{16}O$ ($\delta^{18}O$)	T, S, global ice volume	Single-species foraminifer	Stable isotope mass spectrometry	Routine method; automated analytical procedure	Isotope signature is ambiguous without independent determination of T
$^{13}C/^{12}C$ ($\delta^{13}C$)	Ocean ventilation	Single-species foraminifer	Stable isotope mass spectrometry	Routine method; automated analytical procedure	Species-specific fractionation effects; long-term changes in carbon cycle
Mg/Ca	T	Single-species foraminifer	ICP-MS, ICP-OES	Quantitative T determination	Elaborate cleaning procedure; low sensitivity at low T
Alkenone (Uk'37) unsaturation index	T	Phytoplankton algae extraction	Gas chromatography	Quantitative T determination	Calibration biased by ecological and physiological factors
$^{231}Th/^{230}Pa$	Ocean ventilation	Amorphous component	Thermal ionization MS, multi-collector ICP-MS	Integrates isotope signature across entire water mass column	Elaborate and costly technique; results influenced by sediment composition
$^{143}Nd/^{144}Nd$	Water mass tracer	Fe–Mn oxides, biogenic minerals	Thermal ionization MS, multi-collector ICP-MS	Detects long-term changes in bottom water sources	Elaborate and costly technique; composition influenced by aeolian input
Sortable silt ($\overline{SS}$)	Current flow speed	Fraction 10–63 mm	X-ray or optical particle size detectors	Direct indicator of physical sorting	Apparatus-dependent results; influence from sediment source variations
Clay mineralogy	Sediment sources, ocean currents, and climate regime	Fraction <2–4 mm	X-ray diffraction	Widely available technique	Qualitative results; multiple controls on clay mineral composition
Chemical analyses	Sediment sources, ocean currents, and climate regime	Full core	X-ray Fluorescence (XRF) core scanner		
Ice-rafted debris (IRD)	Ice-sheet variability, glacial sources, and climate regime	Fraction >150–250 mm	Microscopic counting, petrological analyses	Low-cost procedures; direct indicator of glacial weathering	Multiple glacial sources and environmental controls on IRD flux
Geophysical data					
HR seismic profile	seafloor and sedimentary structures	High resolution 72-channel seismic data	Acquisition speed c.5 kN, the source is made of 6 GI-Guns; Ifremer QC-Sispeed software	Regional view of temporal evolution of CDS	Not exactly dated
Chirp profiles	seafloor and sedimentary structures	Chirp data	(Sub-bottom Profiler, chirp mode, band width 1800–5300 Hz; Ifremer QC-Sispeed software	vertical resolution of 20 to 30 cm and a horizontal resolution of 20 m (500 m water depth) to 60 m (4000 m water depth)	Not exactly dated
Bathymetry	Seafloor features	EM122 multibeam echosounder data	Ifremer Caraibes software; SIG software Q-GIS	25 m resolution grid Regional view of CDS and details on erosional patterns	

D. Structures de dépôt et d'érosion composant un système de dépôt contouritique « Contourite Depositional System » (CDS)

La présence persistante d'un courant de fond génère sur le fond marin des structures sédimentaires de dépôt et/ou d'érosion, résumées dans la table 2 (Faugères et al., 1999; Stow et al., 2002b; Stow et al., 2009; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014), qui évolue au cours du temps avec variations d'intensité des courants. La granularité du sédiment, la nature du substrat et la vélocité du courant sont les principaux facteurs qui contrôlent le type, la morphologie et la taille des structures. Ces différentes structures sédimentaires (d'érosion et de dépôt) témoignent du processus de formation d'une contourite. L'ensemble des structures présentes pour un site donnée et leur évolution au cours du temps compose le "Contourite Depositional System", CDS (Hernández-Molina et al., 2008b; Rebesco and Camerlenghi, 2008a).

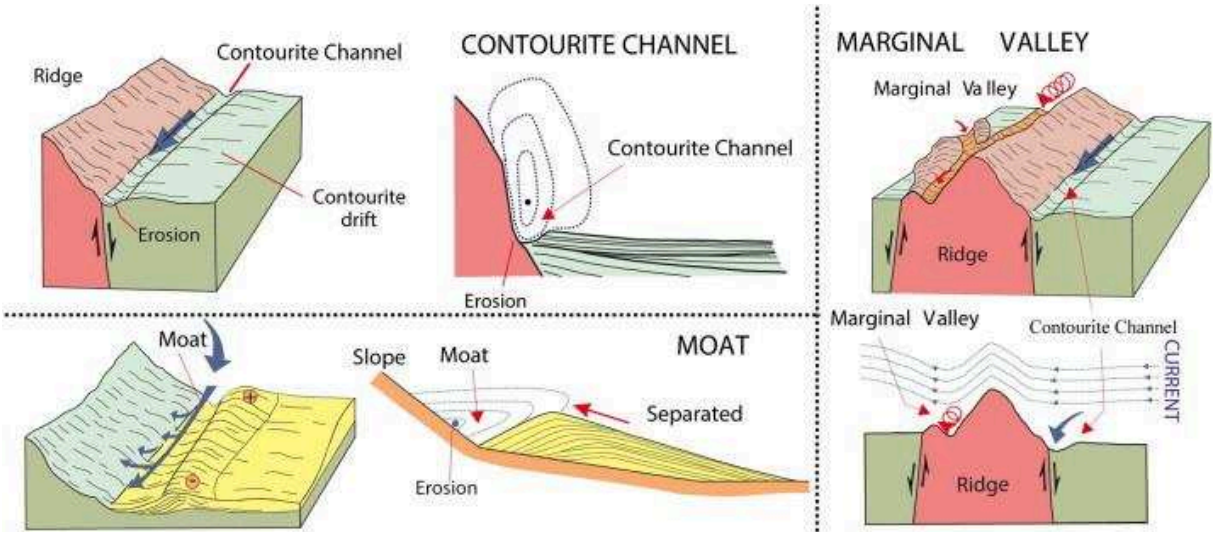


Figure 7 : Schéma illustrant les 2 grandes principales structures à l'échelle régionale d'un CDS : le drift et le chenal contouritique (Hernández-Molina et al., 2008a; Rebesco et al., 2014)

Tableau 2 : Tableau de synthèse des différentes structures sédimentaires qui composent un CDS

	Categories	Sub-categories	Orientation	Characterictics	Scale	Current velocity
Depositional features	Contourites Drifts	- Elongated, mounded Drift - Channel-related Drift - Patch Drift - Fault-controlled Drift - Sheeted Drift - Confined Drift - Infill Drift - Mixed Drift	-	- Sedimentary accumulation look like channel-levee	Until > 100 km for length and width, until 2 km for height	Relatively high during Ma
Depositional features	Surface lineations		Linear	- Smooth sediment with low-relief linear streaks	Small-scale	0,1 m/s in mud 0,3 m/s in sands 0,5 m/s in gravels
Depositional features	Ridges		Linear	- Depositional as longitudinal ripples - Remaining forms between grooves	Meters scales until 11 km of length, 1–4 of width	0,3 m/s
Depositional features	Ribbon marks		Linear	- Elongated sediments (sand and/or gravels) mound	Meters scales until 50 km of length, 10–100 of width	0,7 to 1,5 m/s
Depositional features	Crag and tails		Linear	- Elongate mound often associate to surface lineation	Length centimetric to decimetric	< 0,4 m/s
Depositional features	Ripples	- Straight-crest - Undulatory-crest - Lingoid	Transverse	-Smallest transverse bedforms - Sandy substratum	Wavelength 0,1-0,6 m Height 0,02-0,1 m	> 0,15 m/s
Depositional features	Dunes	- Straight crest - Sinuous crest - Barchanoid	Transverse	- Sandy substratum	Wavelength 0,6-10 m Height 0,1-1 m	> 0,5 m/s
Depositional features	Sediment waves	- Mudwaves or giant waves	Transverse	- Deep water system -Long-term stable current conditions	Wavelength 0,5-10 km Height 10-80 m	0,05 to 0,25 m/s
Depositional features	Sediment waves	- Sandwaves	Transverse	- Sinuous crest	Wavelength 5-500 km Height 0,5-5 m	0, to 0,75 m/s
Depositional features	Sediment waves	- Gravel waves	Transverse	not well documented in CDS	Wavelength 0,5-10 km Height 10-80 m	> 15,5 m/s (>0,6 m/s for Mn nodule)
Erosional features	Contourite channel	Contourite channel	Linear	- Related to contourite Drift	Several kilomters	Relatively high during Ma
Erosional features	Contourite channel	- Moat	Linear	- Related to contourite Drift	Several kilomters	Relatively high during Ma
Erosional features	Contourite channel	- Marginal valley	Linear	- Related to topographic relief	Several kilomters	Relatively high during Ma
Erosional features	Comet tails		Linear	- Main axis parallel to current direction - Generate by relief on the seafloor	Length meters to hundreds meters	- In mud: 0,1 - 0,3 m/s - In sand/gravel: > 0,4 m/s
Erosional features	Grooves		Linear	- Erosive bedforms on the seafloor, often mud	Infra-metric to metric	0,15 to 0,3 m/s
Erosional features	Furrows		Linear	- Erosive incision - Sedimentation: Inside coarse-grains lag (dunes, rippes)& outside finer sedimentation	Until 10 km of length and 150 m of width	- In mud: > 0,3 m/s - In sand/gravel: > 0,6 m/s

I. Les structures sédimentaires de dépôt

Il existe 3 grands types de structures de dépôt au sein d'un CDS (table 2): (1) les « drifts », (2) les structures transversales et (3) les structures longitudinales.

1. Les « contourite drifts »

En géologie, le terme de « drift » a différentes définitions et utilisations :

- un apport de matériel détritique transporté par les eaux, les courants, les fleuves, les glaciers ou même par le vent,
- un remplissage sédimentaire d'une cavité souterraine,
- un décalage ou la dérive d'un instrument,
- la déviation par rapport au cours normal, telle que la dérive d'un objet flottant (Moureau et al., 2000; Rebesco et al., 2008).
- dans de nombreuses contourites, le drift constitue la zone d'accumulation sédimentaire liée à la présence d'un courant de fond généralement, le long d'un chenal contouritique. Ce drift correspond à la « levée contouritique » (Fig.1-7-8) ressemblant à une levée d'un chenal de turbidites (Faugères et al., 1999; Rebesco et al., 2008; Rebesco et al., 2014).

En comparaison avec les turbidites et plus largement la sédimentation classique qui se met en place de façon transversale à la pente, c'est-à-dire avec une répartition du haut vers le

bas de pente, les contourites et le drift sont des objets sédimentaires longitudinaux à la pente.

Le drift constitue généralement la plus grande des structures de dépôt sédimentaire en terme de surface (jusqu'à plusieurs centaines de km^2) nécessitant une activité persistante et permanente du courant sur une longue période de temps allant de la centaine de milliers au million d'années pour se développer (Stow et al., 2009). Toutes les autres structures sédimentaires peuvent se former à des échelles de temps plus courtes.

Le drift contouritique constitue le principal marqueur de la présence d'un CDS. Ce type d'accumulation sédimentaire est décrit le long des marges passives, mais aussi sur les marges actives, le long des rides océaniques, sur la plaine abyssale, au niveau de monts sous-marins, de volcans sous-marins, de diapirs, dans les fjords, en milieu lacustre (Ceramicola et al., 2001; Faugères and Stow, 2008).

La morphologie et la géométrie des « contourite drifts » dépendent essentiellement de la profondeur, de la morphologie du fond marin, du contexte local, de la nature du sédiment, et de la persistance, de la vélocité et des variations du courant. Il existe ainsi différents types de drifts en termes de morphologie et de taille. Un drift peut évoluer dans son extension latérale en un autre drift, mais il peut aussi évoluer au cours du temps (exemple du Faro-Albufeira drift décrit par Llave et al. (2001)). Il est possible de classer les drifts contouritiques en 9 catégories (Fig.9 à 12): (a) les « sheeted drifts », (b) les « elongated monded drifts », (c) les « channel related drifts », (d) les « confined drifts », (e) les « patch drifts », (f) les « infill drifts », (g) les « fault-controlled drifts », (h) « les mixed drifts » (Faugères et al., 1999; Stow et al., 2002b; Stow et al., 2009; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014) et les (i) « periplatform drifts » (Betzler et al., 2013; Betzler et al., 2014).

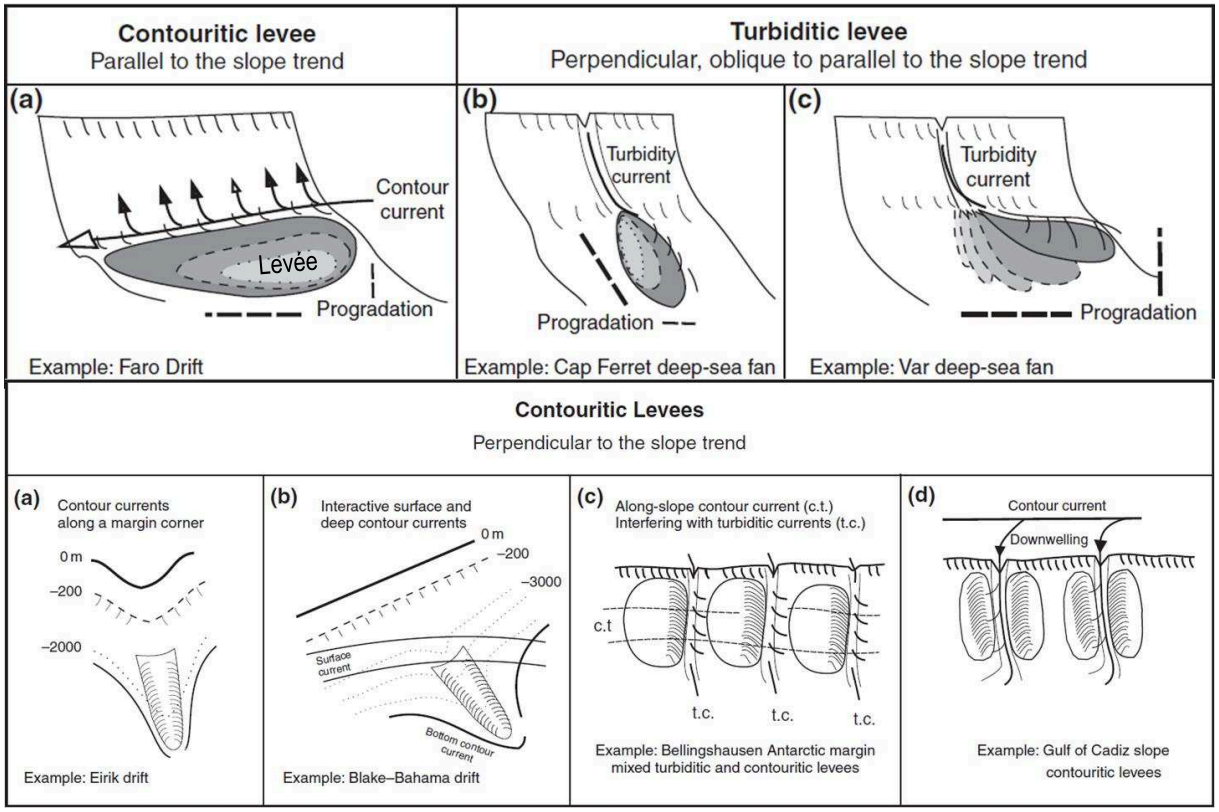


Figure 8 : Schéma de synthèse présentant l'évolution des drifts "levées" contouritiques et des levées de turbidites ainsi que l'évolution des drifts le long des marges (Faugères et al., 1999).

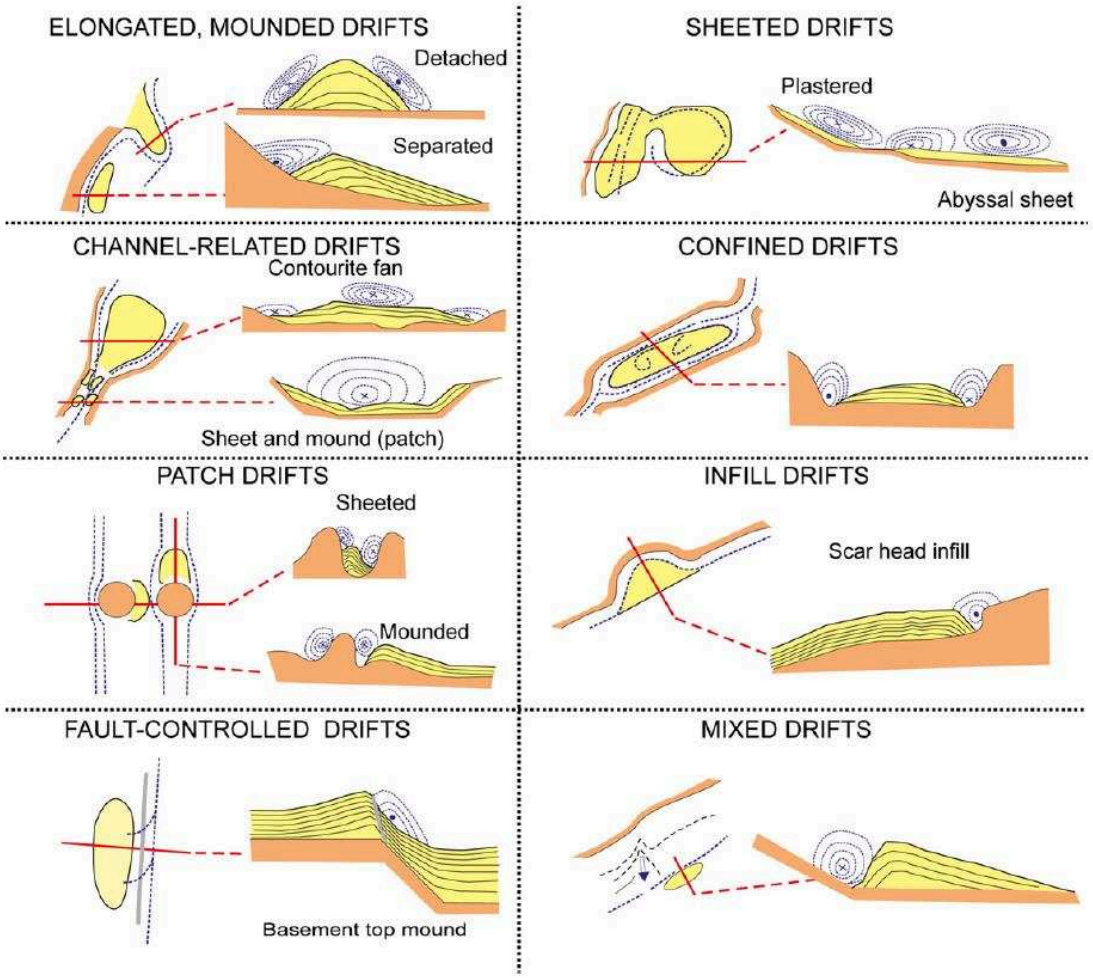


Figure 9 : Schéma des différents types de drift, 8 des drifts sont ici illustrés (Stow et al., 2002a; Rebesco, 2005; Hernández-Molina et al., 2008a; Rebesco et al., 2014)

a. *Les sheeted and plastered drifts*

Les sheeted drifts forment de larges monticules très étendus, d'une épaisseur constante entre le centre et les bordures du dépôt. L'accumulation est aggradante avec peu ou pas de migration (Faugères et al., 1999; Llave et al., 2001; Stow et al., 2002a; Faugères and Stow, 2008; Hernández-Molina et al., 2008b; Rebesco et al., 2014). Les sediment waves sont fréquentes sur ce type de drift (Faugères et al., 1999). Ce type de drift est généralement localisé sur la plaine abyssale (Fig.9 & planche 1) ou au pied de la pente du plateau continental. Il peut plus rarement être plaqué contre la pente d'un relief peu prononcé par un courant de fond non focalisé et il est alors qualifié de plastered drift (Faugères et al., 1999; Stow et al., 2002a; Faugères and Stow, 2008; Rebesco et al., 2014). Les sheeted drifts sont associés à des courants intenses, tabulaires avec de larges surfaces d'érosion ou de non-dépôt (Stow et al., 2008). Les sheeted-drifts sont illustrés sur la planche 1 avec le drift de Faro-Albufeira dans le golfe de Cadix (Llave et al., 2001) et le plastered-drift du CDS de Pianosa en mer Tyrrhénienne Nord (Miramontes et al., 2016).

b. *Les elongated (mounded) drifts*

Les « elongated (mounded) drifts » sont des accumulations sédimentaires formant des monticules allongés parallèlement au courant (Fig.9-10) et de taille variable (de 10 à 1000 km). Il en existe 3 types : « plastered », « separated » et « detached » :

- Les « plastered elongated mounded drifts » sont des accumulations plaquées contre une pente et allongées le long de la pente (comme illustré par le drift des Lofoten sur la planche 1 (Laberg et al., 2001)). Ils sont généralement associés à des vélocités de courant modérées.
- Les « separated elongated mounded drifts » ont un allongement parallèle à la marge. Contrairement aux « plastered elongated drifts », ceux-ci sont localisés sur des pentes plus abruptes, sous des conditions plus hydrodynamiques. Ils sont marqués par la présence d'un chenal contouritique, appelé moat, prononcé le long du drift (Fig.10). L'axe du moat est généralement caractérisé par du non-dépôt et/ou de l'érosion avec une accumulation sédimentaire qui se fait latéralement là où le flux est moins intense. Ce type de drift est illustré en planche 1 avec le drift de Faro-Albufeira dans le Golfe de Cadix (Llave et al., 2001). Lorsque les separated elongated drifts se mettent en place contre la pente d'une marge passive sur de grandes périodes de temps impliquant des évolutions tectoniques et sédimentaires, ces drifts sont décrits comme de giant elongated drifts. Lorsque des drifts allongés plus petits sont associés à des reliefs induit par une faille ou au niveau d'une grande dépression bathymétrique, on ne parlera plus d'elongated drift mais de « fault-controlled drifts » et de « infill drifts » (Faugères and Stow, 2008).
- les « detached elongated mounded drifts » ont un allongement perpendiculaire ou oblique à la marge (Faugères and Stow, 2008; Rebesco et al., 2014). Cette configuration particulière peut avoir une cause océanique avec une interaction entre la surface et les courants de fond (exemple du Blake-Bahamas Drift (McCave and Tucholke, 1986)) ou une cause structurale/tectonique qui induit un changement de tendance au niveau de la marge et de la circulation comme c'est le cas sur la marge groenlandaise avec le « detached elongated mounded Eirik drift » (Arthur et al., 1989; Stanford et al., 2011).

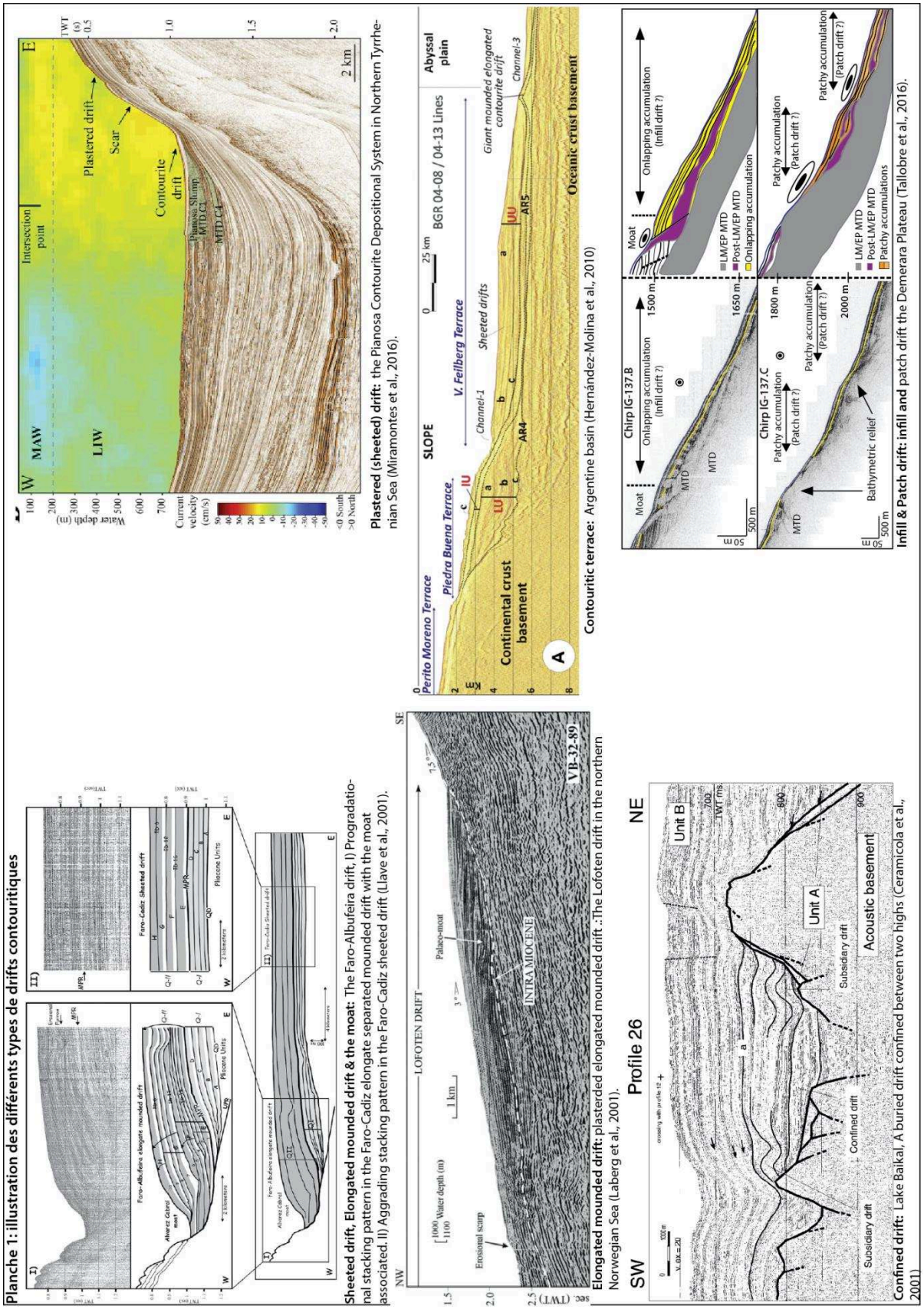


Planche 1 : Illustrations des différents types de drifts contouritique dans la littérature.

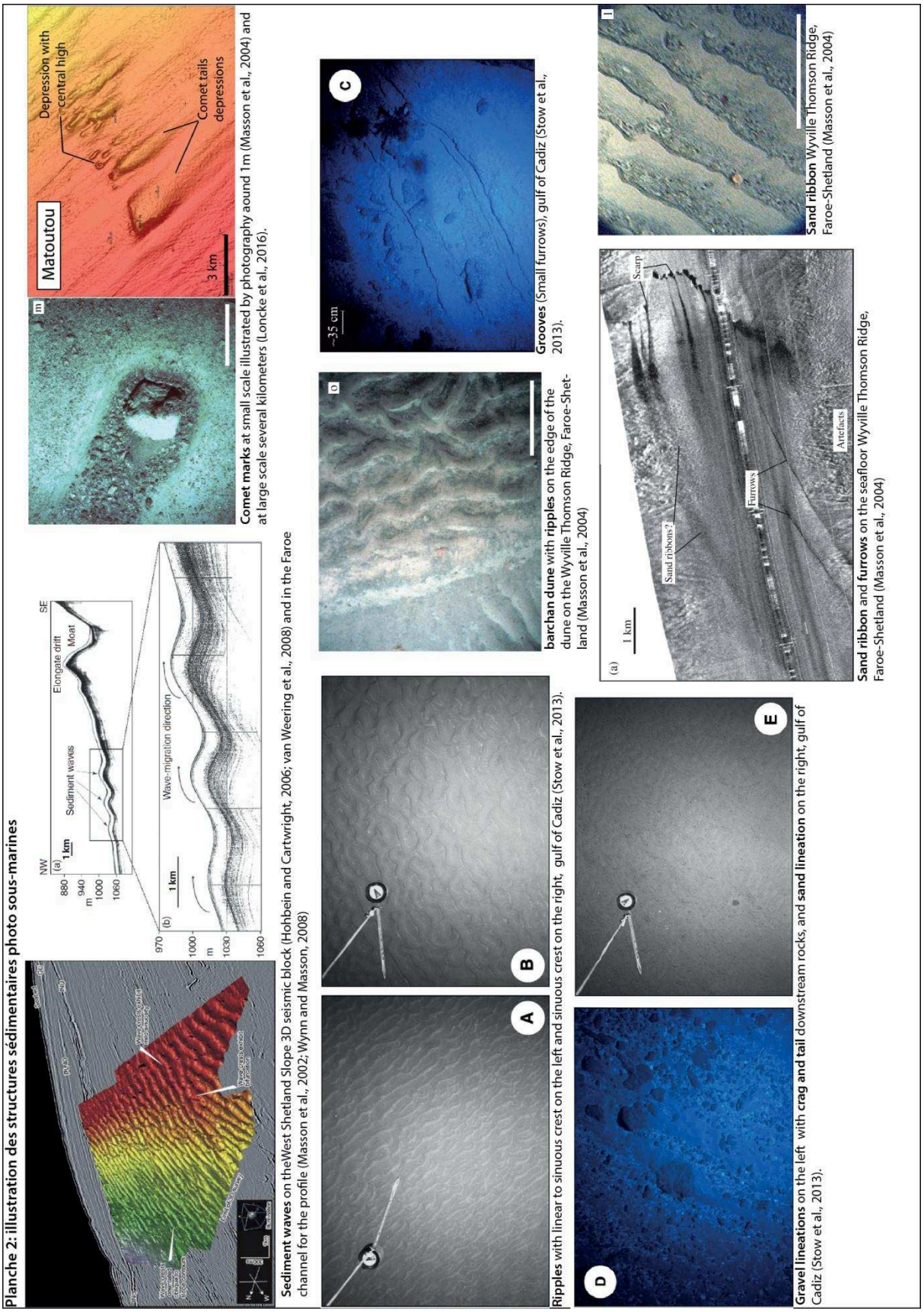


Planche 2 : Illustration de structures sédimentaires générées par les contourites sur les fonds marins

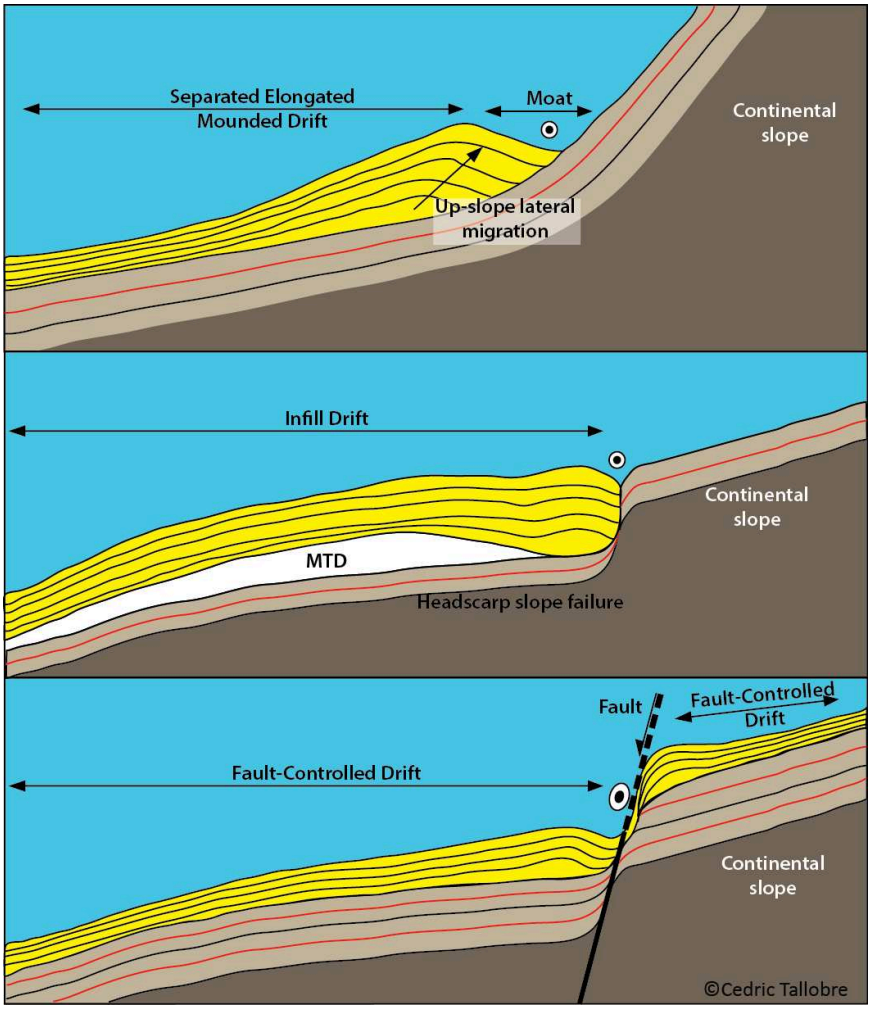


Figure 10 : Schéma simplifié pour illustrer les différences morphologiques entre les « Separated Elongated Mounded drifts », les « infill drifts » et les « fault controlled drift ».

c. *Les channel related (mounded) drifts*

Les « channels related drifts » sont des accumulations sédimentaires en relation avec la présence d'un conduit étroit où le courant est fortement contraint, confiné et où sa vélocité est augmentée (Faugères and Stow, 2008; Rebesco et al., 2014), exemple en mer de Weddell en Antarctique (Maldonado et al., 2005). Cette catégorie peut-être subdivisée en deux autres : les « axial and lateral channel-patch drifts » et les « contourite fans ».

- Les « axial and lateral channel-patch drifts » sont localisés dans le chenal contouritique Fig.9), où généralement l'intensité du courant entraîne du non-dépôt ou de l'érosion (Faugères and Stow, 2008). Ainsi, la préservation et le dépôt d'accumulation sédimentaire est faible et discontinue sur le fond du chenal et ses bordures. Ces dépôts sont allongés dans le sens du courant et forment un monticule (mounded) ou des dépôts laminés (sheeted). Ils peuvent être marqués par la présence de sediment waves type sandwaves ou gravelwaves (Knebel and Folger, 1976). Comparés aux autres drifts, ce sont de petits objets sédimentaires de quelques dizaines de km^2 pour une épaisseur comprise entre 10 et 150 m.
- Les « contourite fans » sont de larges éventails sédimentaires très étendus (jusqu'à 100 km de large et 300 m d'épaisseur) déposés à la sortie d'un chenal contouritique (Fig.9), tel que le chenal de Vema sur la marge sud brésilienne (Mézerais et al., 1993; Faugères et al., 1998; Faugères et al., 2002b; Faugères and Stow, 2008). A la sortie du

chenal contouritique, le courant n'est plus confiné, sa vélocité est brutalement diminuée permettant ainsi le dépôt des particules érodées issus du chenal et transportées. Les éventails des contourites sont très proches des éventails des turbidites (Faugères et al., 1998).

d. *Les confined (mounded) drifts*

Les « confined drifts » (Fig.9) sont des dépôts en forme de monticules allongés dans la direction du courant. Ils se mettent en place dans des bassins confinés fréquemment formés dans les zones tectoniques actives (Faugères and Stow, 2008). Une des particularités de ce drift est la possible présence de plusieurs chenaux contouritiques de part et d'autre du drift (Ceramicola et al., 2001; Rebesco et al., 2014). Ce drift est architecturalement proche des « elongated drifts », ils se différencient par le contexte géologique. Le lac Baikal en Russie illustre parfaitement cette morphologie (planche 1) avec la présence de 2 rides structurales qui forment un bassin confiné avec un chenal contouritique le long de chacune des rides et le drift au centre (Ceramicola et al., 2001). De plus les « confined drifts » peuvent combler ce bassin et ensuite évoluer en un autre type de drift. Ce processus peut être illustré par le CDS Le Danois dans le Golfe de Gascogne où le drift confiné entre deux hauts structuraux évolue en « elongated Drift » (Van Rooij et al., 2010).

e. *Les patch (mounded) drifts*

Les « patch drifts » sont des accumulations sédimentaires irrégulières, allongées dans la direction du courant. Elles se forment par l'interaction entre le courant de fond et la présence d'un « obstacle sur le fond marin » induit par un relief bathymétrique (Fig.9-11) généralement présent sur le chenal contouritique (Faugères et al., 1999; Rebesco, 2005; Hernández-Molina et al., 2006; Rebesco et al., 2014). Ce relief peut modifier à la fois la vélocité et la direction du courant (Fig.11). La taille du relief impacte la taille du drift ainsi formé. Le sédiment est soit déposé en arrière de l'obstacle formant ainsi une queue sédimentaire (sedimentary tail) soit plaqué sur la pente du relief (cf planche 1).

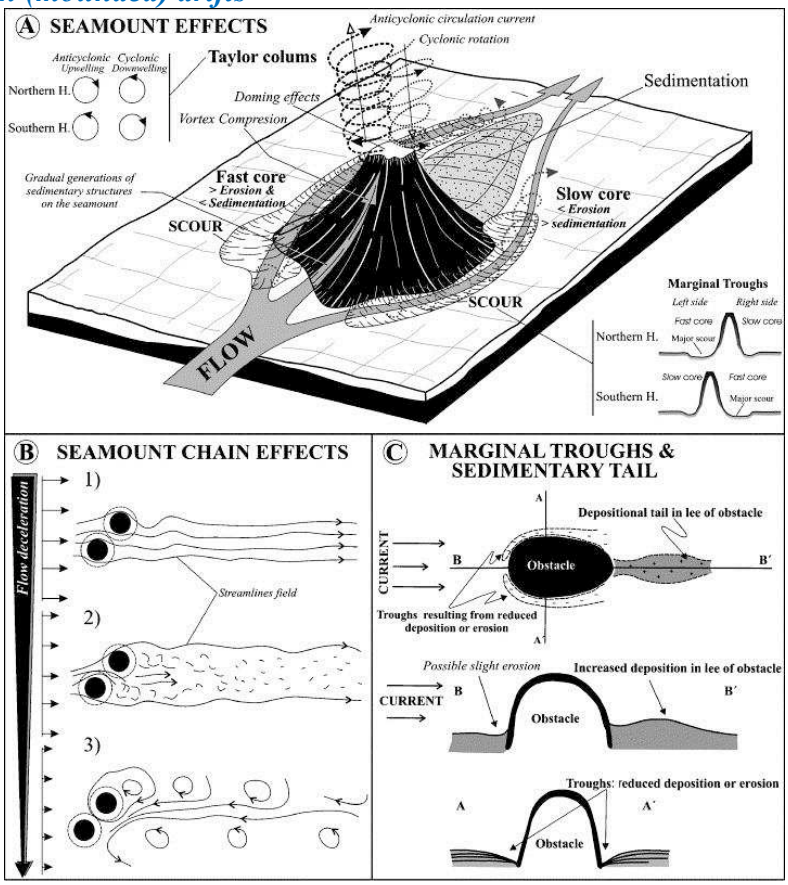


Figure 11 : Schéma illustrant l'impact de la présence de seamounts sur le courant et la sédimentation (Hernández-Molina et al., 2006)

f. *Les infill (mounded) drifts*

Les infill drifts constituent des remplissages sédimentaires au sein de dépressions sur le fond marin (Laberg et al., 2001; Rebesco, 2005; Rebesco et al., 2014). Généralement, cette

accumulation se fait au niveau de la cicatrice d'arrachement d'un glissement créant une dépression sur le fond qui se comble progressivement par un dépôt souvent peu étendu qui peut former un relief sur le fond (Fig.9-10 et planche 1).

g. *Les fault-controlled drifts*

Les fault-controlled drifts se forment au niveau d'un accident bathymétrique causé par une faille qui produit une perturbation sur la circulation du courant (Rebesco, 2005; Rebesco et al., 2014). L'accumulation sédimentaire (Fig.9-10) peut se faire soit sur la partie supérieure et/ou sur la partie inférieure de l'accident (Rebesco, 2005; Rebesco et al., 2014)

h. *Les mixed drifts systems*

Les mixed drifts sont générés par l'interaction entre les processus « along-slope » et d'autres processus sédimentaires, tels que les processus gravitaires « down-slope », glaciaires, pélagiques/hémipélagiques qui vont perturber l'enregistrement sédimentaire des contourites (Faugères et al., 1999; Rebesco, 2005; Faugères and Stow, 2008; Rebesco et al., 2014).

i. *Les periplatform drifts*

La présence d'une plateforme carbonatée, barrée ou non barrée, forme un relief par rapport à la rampe carbonatée avec une bordure/pente résistante au courant. Ceci peut induire, le long de la bordure, un courant de contour (Fig.12) et donc la formation d'une contourite (Betzler et al., 2014). Ce processus et ce type de drifts sont décrits sur le flanc ouest du Grand Banc des Bahamas (Betzler et al., 2014), sur le Petit Banc des Bahamas (Chabaud et al., 2016) ainsi qu'aux Maldives (Betzler et al., 2013).

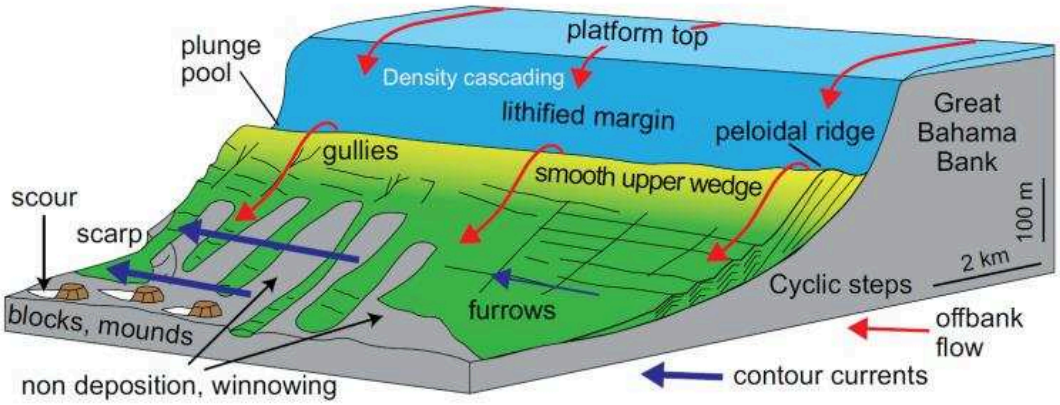


Figure 12 : Modèle de periplatform drift formé le long d'une plateforme carbonatée (Betzler et al., 2014).

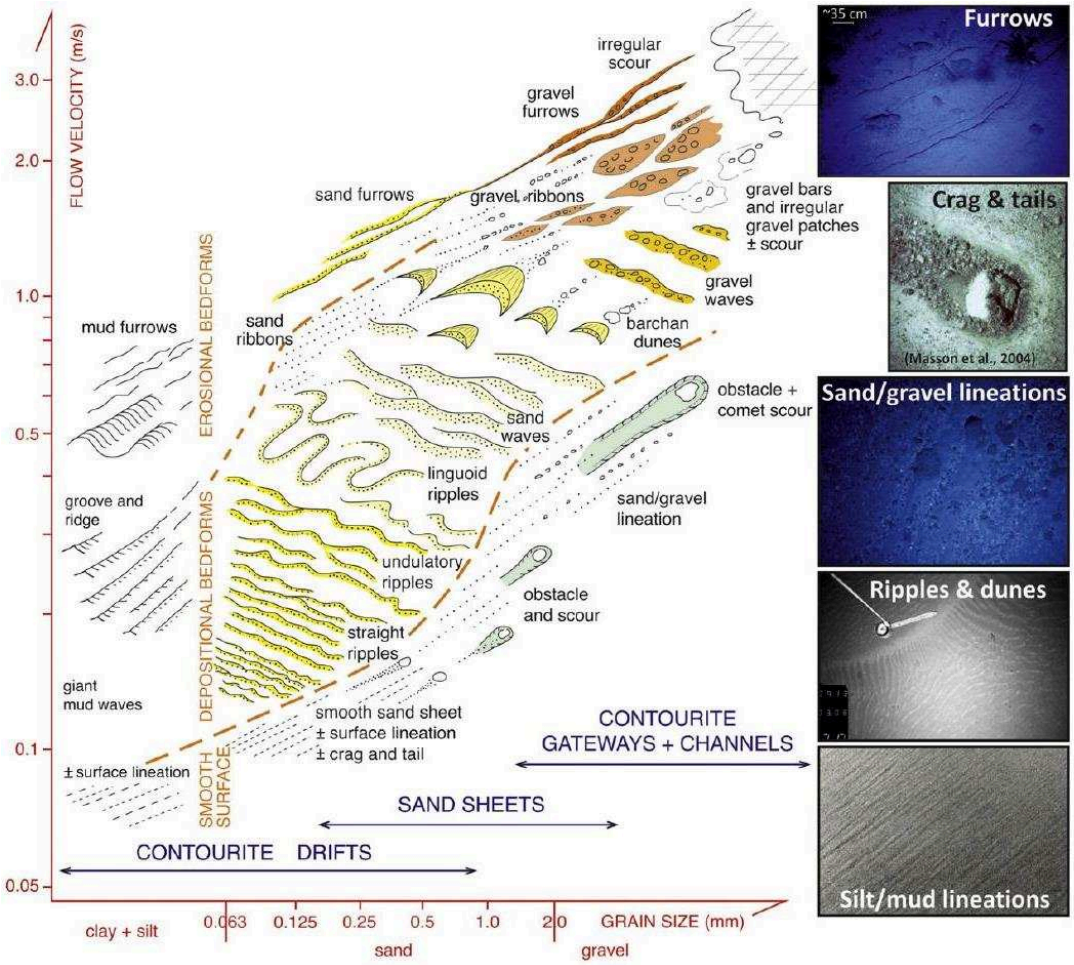


Figure 13 : Matrice indiquant le type de structures sédimentaires formées par les courants de fond en fonction de la granulométrie du sédiment et de la vélocité du courant, modifiée par Rebesco et al. (2014) d'après Stow et al. (2009)

2. Les structures transversales

a. *Les « sediment waves »*

Les « sediment waves » sont des structures transversales de dépôt formant des « vagues » sédimentaires sur le fond marin de taille importante. Elles ont des longueurs d'onde allant de la dizaine de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres, une longueur plurikilométrique (souvent >10km) et une hauteur de l'ordre de plusieurs mètres (Faugères et al., 1999; Wynn and Stow, 2002; Wynn and Masson, 2008; Stow et al., 2009; Faugères and Mulder, 2011). Ce type de structures ondulées est formé soit par l'activité d'un courant de fond, soit par un courant de turbidité, soit par les ondes internes ou internal waves (Ribó et al., 2016). Les « sediment waves » sont décrites en lien avec l'activité des courants de fond depuis les premières découvertes des contourites (Bryan and Markl, 1966; Jacobi et al., 1975; Knebel and Folger, 1976; Shepard et al., 1976; Faugères et al., 1999; Wynn and Stow, 2002; Wynn and Masson, 2008; Stow et al., 2009; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Elles sont fréquemment localisées sur les drifts contouritiques mais aussi dans les chenaux contouritiques sur les « channel related drifts » (Faugères et al., 1999; Wynn and Masson, 2008). Par définition, les « sediment waves » sont orientées perpendiculairement ou de façon oblique au courant avec une migration vers le haut de la pente ou « remontant » le courant (Wynn and Stow, 2002; Wynn and Masson, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Les sédiments waves s'empilent les unes sur les autres en aggradation ou en « upslope progradation » (Faugères et al., 1999; Faugères and Mulder, 2011). Elles sont parfois décrites

parallèles aux contours bathymétriques et aux courants géostrophiques (Bryan and Markl, 1966; Jacobi et al., 1975). Les mécanismes qui impactent leur orientation, sont la vitesse du courant, la topographie, la force de Coriolis, le taux de sédimentation et la nature des sédiments (Wynn and Masson, 2008; Rebesco et al., 2014). Les « sediment waves » sont illustrées sur la planche 2 (Masson et al., 2002; Hohbein and Cartwright, 2006; van Weering et al., 2008; Wynn and Masson, 2008).

Il existe 3 types de « sediment waves » en fonction de la granularité du sédiment (table 2): les « mudwaves » (ou les « giant waves »), les « sandwaves » et les « gravel waves » (Stow et al., 2009) :

- Les mudwaves (ou giant waves) sont de très grandes structures sédimentaires (0.5-10 km de longueur d'onde et 10-80 m de haut) ; leur crête est perpendiculaire à oblique au courant (Blumsack and Weatherly, 1989; Flood et al., 1993; Manley and Flood, 1993; Brew and Mayer, 1998; Bahk et al., 2005). Elles se forment en milieu profond et sont composées de grains fins (silts et argiles). Leur formation nécessite un courant stable durant une longue période et une vélocité de l'ordre de 0.05-0.25 m/s (Fig.13).
- Les sandwaves sont de grandes structures (5-500 m de longueur d'onde et 0.5-5 m de haut) avec une crête sinueuse. Elles sont souvent confondues avec les dunes. La vélocité de courant nécessaire est de l'ordre de 0.3-0.75 m/s (Fig.13). Ces structures sont généralement asymétriques (Knebel and Folger, 1976; Stow et al., 2009)
- Les gravel waves sont peu documentées dans les CDS mais généralement en lien avec les processus gravitaires. Par analogie, ce type de dépôt est attendu dans des milieux de très fort hydrodynamisme. Pour avoir un ordre de grandeur, la vélocité de courant associée aux dépôts de graviers est supérieure à 0.6-0.8 m/s (Fig.13). Il est également possible de les trouver en hautes latitudes en milieu glaciaire à péri-glaciaire avec des Ice-Rafted Debris (IRD) qui jouent le rôle d'apport des graviers (Dalrymple et al., 1992; Viana et al., 1998).

b. *Les dunes*

Les dunes sont des structures transversales de taille moins importante que les « sediment waves » (0.6-10 m de longueur d'onde et 0.1-1 m de haut). Elles sont formées à partir de sables. Leurs crêtes peuvent être droites, sinueuses ou de types barchanoïdes (Masson et al., 2004; Martín–Chivelet et al., 2008; Nichols, 2009; Stow et al., 2009; Rebesco et al., 2014). Elles se forment dans des conditions de fort hydrodynamisme avec des vélocités de courant supérieures à 0.4 m/s (Fig.13-14). Les dunes sont souvent marquées par la présence de « ripples » sur le stoss de la dune comme illustré sur la planche 2 (Masson et al., 2004).

c. *Les ripples*

Les ripples (rides) sont les plus petites structures transversales composées de sables (0.1-0.6 m de longueur d'onde et 0.1-1 m de haut) avec des crêtes droites, sinueuses ou de types linguoïdes (Martín–Chivelet et al., 2008; Stow et al., 2009; Stow et al., 2013; Rebesco et al., 2014). Les ripples peuvent se former sur le stoss des dunes, comme illustré sur la figure 14 et la planche 2 (Masson et al., 2004). Elles traduisent un hydrodynamisme relativement fort > 0.15 m/s (Heezen and Hollister, 1964; Stow et al., 2009).

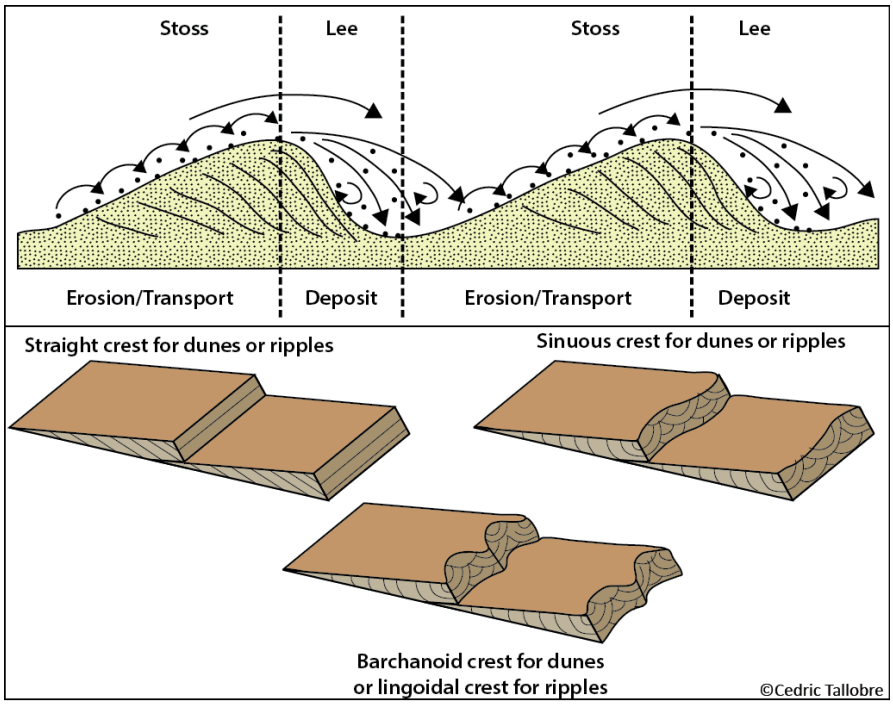


Figure 14 : Schéma des différentes morphologies de dunes et de rides sédimentaires.

3. Les structures longitudinales

a. *Les ribbons (rubans)*

Les ribbon marks sont des filaments qui forment un monticule sur le fond allongé parallèlement à la direction du courant (Masson et al., 2004; Stow et al., 2009). Ce sont des structures de grande taille (10-100 m de larges pour 5-50 km de longueur). Les ribbons sont composés de sables et/ou de gravier indiquant une forte vélocité, supérieure à 0.7 m/s (Fig.13). Les sand ribbons se forment sous l'action d'écoulements hélicoïdaux ou des rouleaux longitudinaux tourbillonnaires, et ils peuvent évoluer en furrows (Flood, 1981, 1983; Goff et al., 1999).

b. *Les ridges*

Les ridges sont des structures longitudinales qui peuvent se former de deux façons: soit il s'agit d'une véritable structure de dépôt (aussi appelé longitudinal ripple) ; soit elles correspondent au dépôt résiduel entre des sillons d'érosion ou « groove » (Stow et al., 2009). La taille est très variable allant du kilométrique, 1-4 km de large et 2-11 km de longueur de 1-3 m de hauteur (Goff et al., 1999), à des structures métriques (Stow et al., 2009).

c. *Les linéations*

Les linéations de surface (planche 2) sont des structures longitudinales parallèles à la direction du courant (Stow et al., 2009). Il existe des linéations silteuses, sableuses ou de graviers (planche 2). Elles sont faiblement espacées de l'ordre du millimètre pour les linéations fines silteuses à quelques décimètres pour les linéations formées de graviers (Stow et al., 2009). Les linéations, selon leur granularité, sont des indicateurs de la vitesse du courant (Heezen and Hollister, 1964; Stow et al., 2009): 0.1-0.2 m/s pour les linéations boueuses, > 0.3 m/s pour les linéations de sables et > 0.5 m/s pour les linéations graviers (Stow et al., 2009).

d. *Crag and tail*

Les « crag and tail » (illustré sur la planche 2 avec les linéations) correspondent à des dépôts allongés en monticule, où le crag fait référence à un obstacle sur le fond et le « tail » au dépôt immédiatement en arrière de l'obstacle (Stow et al., 2009). Ce sont des objets centimétriques à décimétriques qui sont généralement retrouvés sur des substrats boueux ou sableux. Ils sont souvent associés à des linéations pour des vélocités de courant de l'ordre de 0.1-0.3 m/s. Les « crag and tail » deviennent plus importants lorsqu'ils sont associés aux « comet marks » pour des vitesses de l'ordre de 0.3-0.4 m/s (Stow et al., 2009). Il est possible de trouver le terme de « mound and tail » lorsqu'il s'agit de dépôt de boue.

II. Les structures sédimentaires d'érosion

L'activité des courants de fond peut également conduire à la formation de structures d'érosion, marquées par des aires d'érosion ou par des structures longitudinales. Ces structures d'érosion sont généralement localisées dans les zones où le courant est le plus intense (Hernández-Molina et al., 2010).

1. Les surfaces d'érosions : terrasses d'érosion et surfaces abrasées

Les surfaces d'érosion sont composées de terrasses d'érosion et de surfaces abrasées (Stow et al., 2008). Ces surfaces d'érosions sont souvent associées avec des sheeted drifts et peuvent être associées à des sand ribbons (Stow et al., 2008; Hernández-Molina et al., 2010; Hernández-Molina et al., 2016). Les terrasses sont caractérisées par un replat subhorizontal et elles se forment par une succession de phases érosives et de dépôt (cf planche 1 et Hernández-Molina et al. (2010)). Les surfaces abrasées sont caractéristiques d'un courant intense et/ou de la formation de tourbillons géants qui génèrent de l'érosion ou du non-dépôt (Stow et al., 2008; Hernández-Molina et al., 2010; Hernández-Molina et al., 2016).

2. Les structures longitudinales d'érosion

a. *Les chenaux contouritiques (au sens large)*

Les principales structures d'érosion sont les chenaux qui sont associés aux drifts contouritiques (Fig.7) et qui nécessitent de grandes périodes de temps pour être formés (de l'ordre de la centaine de milliers au million d'années). La formation des chenaux est caractérisée par une importante vélocité de courant avec de l'érosion et/ou du non-dépôt avec en bordure, où la vélocité est moins forte, le drift contouritique. La présence d'un chenal contouritique contraint le flux. La vélocité du courant se trouve augmentée tout comme le cisaillement sur le fond favorisant la remise en suspension et l'érosion du fond. Ce phénomène est notamment mis en évidence par Hanebuth et al. (2015) au large de la Galice (Espagne). Il existe 3 types de chenaux : les chenaux contouritiques s.s., les moats et les vallées marginales (Hernández-Molina et al., 2008a; Rebesco et al., 2014).

i. *Les chenaux contouritiques s.s. (Rebesco et al., 2014)*

Les chenaux contouritiques sont des dépressions allongées, formées par l'érosion et induites par le courant de fond (Rebesco et al., 2014). Ces chenaux sont caractérisés par des réflecteurs tronqués en sismique. Ils sont généralement parallèles aux contours bathymétriques mais ils peuvent être sinueux ou obliques.

ii. *Les moats*

Les moats sont des chenaux parallèles aux isobathes. Ce sont des structures de non-dépôt localement marquées par de l'érosion, principalement dans l'axe principal du moat ou la vélocité du courant est plus forte (Hernández-Molina et al., 2008a; Rebesco et al., 2014). Hernández-Molina et al. (2008a) suggèrent d'utiliser le terme de moat uniquement lorsqu'il est associé à des giant separated elongated mounded contourite drifts (cf E.I.1.b et planche 1)

même s'il est parfois utilisé dans la littérature pour définir les chenaux contouritiques sans distinction du drift (Faugères et al., 1999; Maldonado et al., 2005; Rebesco et al., 2014; Gruetzner and Uenzelmann-Neben, 2016).

iii. *Les vallées marginales ou scours*

Le terme de vallée marginale définit les chenaux de contourites en érosion associés à la présence d'obstacles bathymétriques tel que les seamounts, les diapirs, les volcans de boue (Hernández-Molina et al., 2008a; Rebesco et al., 2014).

b. *« Furrows » ou sillons d'érosion*

Les « furrows » sont des incisions longitudinales de tailles relativement importantes (planche 2): 5-150 m de large, 1-10 km de longueur et 1-20 m de profondeur (Flood, 1983; Masson et al., 2004; Stow et al., 2009; Faugères and Mulder, 2011). Les « furrows » sont caractéristiques de courant unidirectionnel et de forte vélocité (Fig.13) > 0.3 m/s dans les boues, 0.6-1.5 m/s dans les sables et > 0.75 dans les sables et graviers (Flood, 1983; Stow et al., 2009; Faugères and Mulder, 2011). L'initiation de l'incision nécessite une composante secondaire caractérisée par un flux hélicoïdal (Fig.15) qui s'ajoute à un flux principal unidirectionnel (Hollister et al., 1976; Flood, 1983). Ce flux hélicoïdal peut, soit engendrer une différence de shear-stress sur le fond provoquant la formation de furrows, soit entraîner une abrasion du fond grâce la présence de grains grossiers (sables et/ou graviers) et les arranger en ribbons (Flood, 1981, 1983). Une fois le sillon d'érosion mis en place, il est possible d'avoir le dépôt de **lag**, la formation de dunes ou de « ripples » constituées de sédiment plus grossier que le sédiment déposé entre les furrows (Stow et al., 2009).

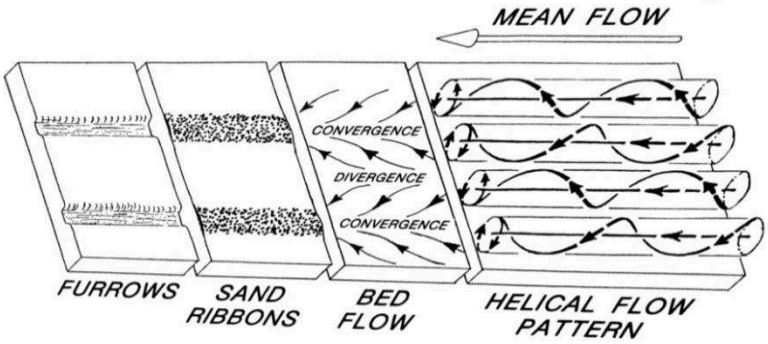


Figure 15 : Formation des furrows (Flood, 1983)

c. *Comet tails or comet scours*

La présence sur le fond marin d'obstacles (de hauts sédimentaires, diapirs, debrites ou blocs) ou d'une dépression de type pockmark, peut engendrer sous l'action du courant la formation par érosion d'une dépression elliptique (planche 2) formant un scour mark (Werner et al., 1980; Masson et al., 2004; Stow et al., 2009; Loncke et al., 2015). Cette ellipse est allongée avec son axe principal parallèle à la direction du courant ; elle a des tailles variables centimétriques à plurikilométriques (Masson et al., 2004; Stow et al., 2009; Rebesco et al., 2014; Loncke et al., 2015). La vélocité du courant nécessaire pour former ce type de structure dépend de la nature du substrat (Fig.13): 0.1-0.3 m/s dans les boues et > 0.4 m/s dans les sables et graviers (Werner et al., 1980; Stow et al., 2009; Rebesco et al., 2014). La taille des scour marks est contrôlée principalement par le diamètre de l'obstacle et par la vélocité du courant ; plus l'objet est grand plus la dépression est allongée, plus la vélocité est importante, plus la dépression est allongée également (Werner et al., 1980; Masson et al., 2004). La formation des comet tails est liée à une circulation caractérisée par un flux hélicoïdal ou turbulent et dont la vélocité est fortement perturbée par la présence de l'obstacle sur le fond : la vélocité du flux est diminuée jusqu'à une distance de 3 fois le diamètre de l'obstacle, puis la vélocité est augmentée (pouvant même dépasser la vélocité du courant initial) à partir de la distance de 5 fois le diamètre de l'obstacle (Werner et al., 1980). Le flux peut ainsi être

perturbé jusqu'à une distance équivalente à 100 fois le diamètre de l'obstacle (Werner et al., 1980).

d. *Grooves*

Les grooves sont des structures d'érosion longitudinales correspondant à des petits sillons et fréquemment décrits sur des substrats fins type boues sédimentaires (Stow et al., 2009; Rebesco et al., 2014).

E. Sédimentologie

Les contourites sont des dépôts liés à l'action des courants de fond. La nature du sédiment qui compose les contourites dépend du substrat, des apports sédimentaires, de la proximité avec une source sédimentaire, de l'environnement, de la profondeur et de la vélocité du courant.

I. Les faciès sédimentaires

Différents faciès ont été décrits basés sur la granularité et la nature du sédiment notamment par Stow and Faugères (2008), Faugères and Mulder (2011) et synthétisés par Rebesco et al. (2014) dans la figure 16.

1. « Muddy contourites facies »

Le facies « muddy » ou vaseux est un faciès homogène (Fig.16) formé généralement d'unités massives, peu stratifiées, avec des lits centimétriques à décimétriques marqués par des variations de couleurs (Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Ce faciès peut apparaître tacheté « mottled » à cause de la forte bioturbation qui remanie le sédiment et qui empêche la préservation des autres structures telles que les laminations (Dorador and Rodríguez-Tovar; Gonthier et al., 1984; Laberg and Vorren, 2004; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Ces accumulations vaseuses sont formées de différents lits composés d'un mélange variable en argile-silt et d'une petite fraction sableuse (< 15 %). Le sédiment est essentiellement silico-clastique, mais avec une fraction de grains biogéniques importante notamment dans la fraction la plus grossière (Stow and Lovell, 1979; Gonthier et al., 1984; Stow and Piper, 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). L'alternance entre les différents lits peut se faire graduellement avec des grano-classements croissants et/ou décroissants, ou abruptement avec des surfaces d'érosion et des lags sableux (Hollister and Heezen, 1972; Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014).

2. « Silty contourites or mottled silty-muddy contourites facies »

Le « silty facies » (Stow and Faugères, 2008) ou le « mottled silty-muddy facies » (Faugères and Mulder, 2011) ressemble au faciès précédent (sédimentation fine < 63µm, fortement bioturbée, variations de couleurs, peu laminé, dominance silico-clastique avec des éléments biogéniques, des grano-classements, Fig.16) mais avec une plus grande proportion (40-60%) de silts (Stow and Lovell, 1979). Malgré la forte bioturbation, les structures sont mieux préservées et plus visibles que dans le faciès précédent, avec notamment des lentilles ou des poches sableuses/ silteuses, voire des alternances de lamines fines et irrégulières composées de vase, de silts ou de sables (Gonthier et al., 1984; Stow and Piper, 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011).

Type of deposits	Grain size	Characteristics	Sed. Structures	Examples
CLASTIC CONTOURITES				
Muddy contourites	5 - 11 Ø < 0.31 mm	50 % Clays < 15 % of sands ≤20 -30 % of bioclastic and / or carbonate components Homogeneous & highly bioturbated Poor sorting	Rare laminations Bioturbation Indistinct mottled appearance	
Silty contourites	4 - 8 Ø 0.063-0.004 mm	40 - 60 % Silts Interbedded between muddy & sandy contourites Poor sorting Sharp to irregular tops and bases	Tractive structures (ripples, sed.waves) Bioturbational mottling Ichnofacies	
Sandy contourites	-1 - 4 Ø 2 - 0.063 mm	Sheeted to wedge beeding Well-sorted deposits, but can be poor to moderate Mixed siliciclastic / biogenic composition Heavy mineral concentration Both positive & negative grading Gradational or erosive contacts	Tractive structures (e.g.: horizontal lamination, cross-lamination, ripples, etc) Bioturbation (sub.vertical burrows) Massive layers (structureless) Erosional or gradational contacts	
Bottom current reworked sands (BCRS)	Normally does not exceed fine sands	From previous turbiditic deposits Rhytmic layers Lenticular bedding Well sorted Coarsening upward sequences Sharp to gradational bottom contact and sharp (nonerosional) upper contact	Tractive sturctures (e.g.: horizontal lamination, low-angle cross lamination; mud-offshoots in ripples, mud-drapes, flaser, etc)	
Gravel contourites	< -1 Ø > 2 mm	Winnowing & erosion (channels, moats, etc) irregular layer and lenses Poorly to very poorly sorted	Sandy gravel lag	
VOLCANOCLASTIC CONTOURITES	Mud, silt or sands	Similar to the siliciclastic facies Composition is dominated by volcaniclastic material	Similar to the clastic contourites	
SHALE-CLASTS OR SHALE-CHIP LAYERS	Shale clasts generally mm in size	Developed in muddy & sandy contourite facies From substrate erosion by strong bottom currents Burrowing on the nondeposition surface	Clats axes sub-parallel both to beeding and to the current direction	
CALCAREOUS CONTOURITES				
Calcareous muddy & silty contourites	> 4 Ø < 0.063 mm Silty clay to clayey silts	>70 % of bioclastic and / or carbonate components Dominant biogenic input Poorly sorted Distint sand-size fractions (biogenic particles) Composition: pelagic to hemipelagic, including nannofossils & foraminifers as dominat elements Admixture of siliciclastic or volcaniclastic material	Bedding is indistint, but may be enhanced by cyclic variations in composition / grain size. Bioturbation	
Calcareous sandy contourites	-1 - 4 Ø 2 - 0.063 mm Sands	Equivalent of sandy contourites Both well-sorted to poorly sorted Particles from pelagic, benthic, off-shelf & off-reef sources Admixture of siliciclastic, volcanic & silicieous material	Thin-bedded cross-laminated foraminera contourite. Lenticularity Hardgrounds.non de positional surfaces Bioturbation & burrowing	
Calcareous gravel lag contourites	< -1 Ø > 2 mm Gravel	Clasts or chips derived from erosion of the subtrate		
SILICEOUS BIOCLASTIC CONTOURITES	Mud, silt or sands	Rich in diatomaceous & radiolarian material	Laminated and / or cross-laminated sands	
CHEMOGENIC CONTOURITES				
Manganiferous contourites		Manganiferous or ferro-manganiferous horizonts Areas with ferro-manganese nodules & pavements	Bioturbation & burrowing	
Chemogenic gravel-lag contourites		Deep-water chenoherms (chemical - biogenic precipitates) of metal - carbonate chimneys, mounds & encrustations Winnowed and aligned into chemogenic gravel-lags	Strewn od debris Alineation of gravel-lag	

CLASSIFICATION FOR CONTOURITE DEPOSITS

Figure 16 : Classification des facies contouritiques (Rebesco et al., 2014) adaptée de (Stow and Faugères, 2008) et définie par (Shanmugam, 2006; Shanmugam, 2013)

3. « Sandy contourites facies »

Le faciès sableux est composé d'une alternance irrégulière entre des lits sableux et des lits muddy ou silty-muddy (Stow and Lovell, 1979; Gonthier et al., 1984; Stow and Piper, 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Les lits sableux sont laminés ou ils peuvent paraître massifs avec des laminations (laminations horizontales ou cross laminations, Fig.16-17) pas toujours identifiables à l'observation directe mais détectables en imagerie radiographie ou ct-scan (Stow and Lovell, 1979; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Ces laminations sont préservées dans les sables peu bioturbés, mais disparaissent lorsque la bioturbation est plus intense. Le tri granulométrique est généralement modéré à bon en fonction de la bioturbation (Stow and Lovell, 1979; Stow and Piper, 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). L'alternance entre les différents lits peu se faire graduellement, avec des grano-classements ou abruptement avec des surfaces d'érosion et des lags sableux (Hollister and Heezen, 1972; Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow and Piper, 1984; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Les sables de ce faciès sont composés de grains silico-clastiques et/ou biogéniques souvent usés et fragmentés, et ils sont relativement riche en oxyde de fer ; ce faciès est un indicateur d'un vannage important sur le fond marin.

4. "Gravel-rich contourites or gravel-bearing contourites or Contourite lag facies"

Ce faciès est fréquent dans 2 situations et avec deux processus différents.

Dans un premier cas, il s'agit d'un faciès caractéristique des hautes latitudes résultant d'apports glaciaires avec les « Ice-rafted material » ou les « Ice-rafted Debris » IRD (Laberg and Vorren, 2004; Stow and Faugères, 2008). Généralement, il s'agit d'un faciès contouritique classique (faciès type muddy, silty ou sandy) où des IRD (composés de grains grossiers sables, graviers, galets) sont incorporés sans être nécessairement retravaillés ou remobilisés par le courant de fond (Dalrymple et al., 1992; Viana et al., 1998; Laberg and Vorren, 2004; Stow and Faugères, 2008; Mulder et al., 2013).

Dans le deuxième cas, il s'agit d'un lag : sous l'action d'un fort courant et d'un vannage intense, les particules fines sont transportées, induisant un taux de sédimentation faible ; seul le sédiment grossier (du sable au galet) est déposé (Faugères and Mulder, 2011). Sous l'action du vannage, il est fréquent d'avoir un précipité mangano-ferreux dans ces sédiments (cf F.I.11). Ce dépôt forme une alternances de lits centimétriques à métriques, irréguliers. Ce facies est caractéristique d'un milieu peu profond ou des « channel-related drifts » dans les chenaux contouritiques (Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011).

5. "Shale-clast or shale-chip contourites facies"

Le faciès « shale-clast ou shale-chip » est intercalé en lits centimétriques à décimétriques dans les faciès muddy à sandy. Il est composé de clastes de boue provenant du substrat qui se forment sous l'action érosive du courant de fond et durant les « benthic storms » (Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Les clastes ont une morphologie allongée subparallèle au litage et à la direction du courant (Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Ils peuvent être fortement altérés par la bioturbation.

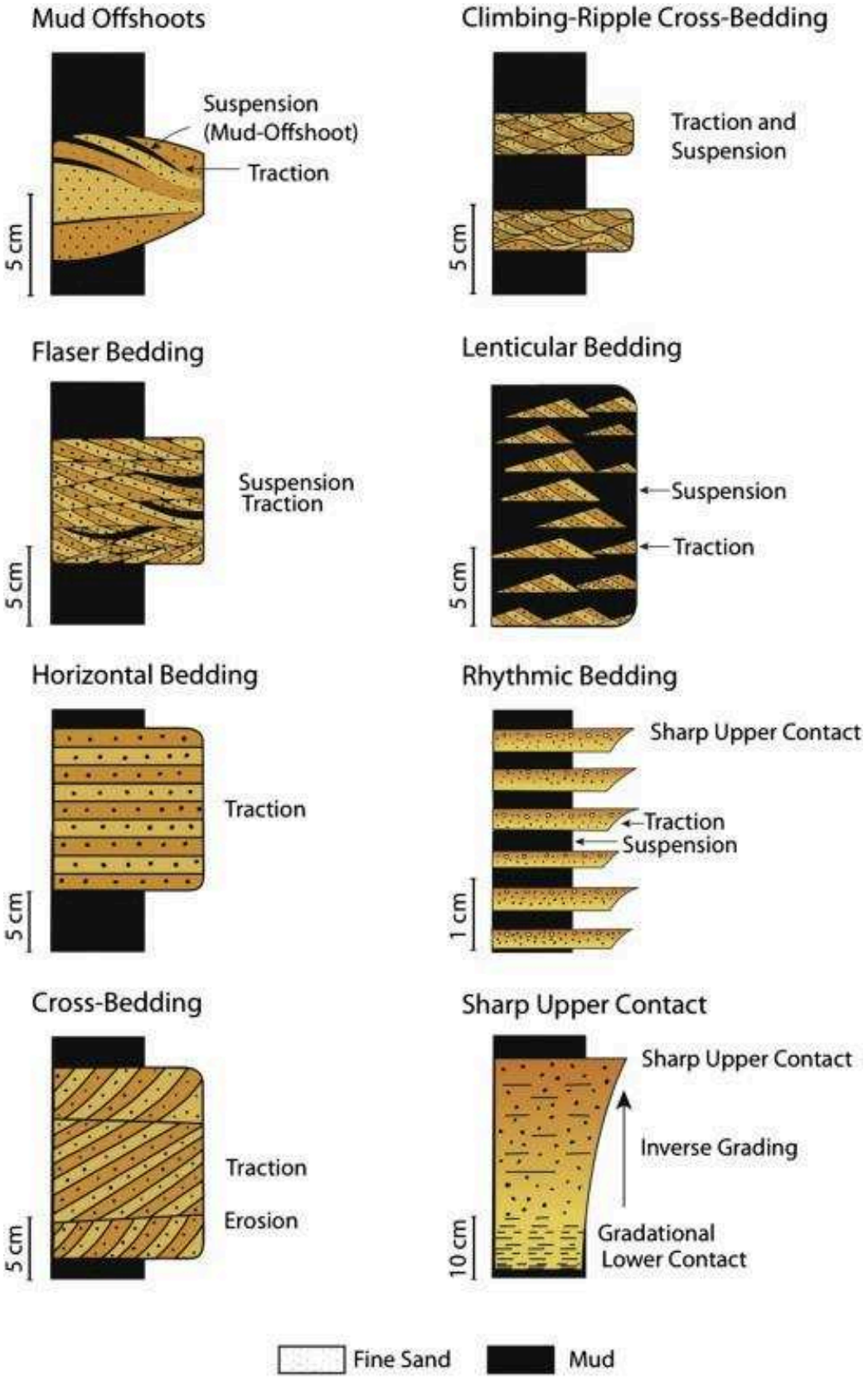


Figure 17 : Structures et laminations préservées dans les facies sableux, ces structures sont des indicateurs de la remobilisation du sable par les courants (Shanmugam, 2008; Rebesco et al., 2014)

6. “Calcareous muddy-silty contourites facies”

Les faciès carbonatés sont généralement décrits dans les régions où les apports biogéniques sont dominants : soit dans les zones d’upwelling, soit ils caractérisent les « periplatform drifts » à proximité des plateformes carbonatées et des bio-constructions récifales (Stow and Faugères, 2008; Betzler et al., 2014; Chabaud et al., 2016). Ce faciès est relativement proche du faciès muddy et muddy-silty dans les dépôts silico-clastiques. Il est composé d’alternance de lits boueux à silteux avec des grano-classements, une forte bioturbation, des structures absentes ou peu préservées (Stow and Faugères, 2008). La différence est induite par la nature du sédiment dominé par des précipitations d’éléments carbonatés (micrite boue carbonatée et/ou sparite ciment carbonaté, et bioclastes) par rapport aux éléments silico-clastiques et volcano-clastiques (Stow and Faugères, 2008; Betzler et al., 2014; Chabaud et al., 2014; Chabaud et al., 2016).

7. « Calcareous sandy contourites facies »

Ce faciès est l’équivalent du faciès « sandy contourite facies » dans les dépôts silico-clastiques mais avec pour différence, la teneur en carbonates marquée par la présence d’une matrice micritique et/ou d’un ciment carbonaté autour des grains (Stow and Faugères, 2008; Chabaud et al., 2016). Il est caractérisé en terme de granulométrie par l’alternance de lits sableux et argilo-silteux marquée par des grano-classements ou des surfaces d’érosion (Stow and Faugères, 2008). L’usure, la fragmentation et la présence d’oxyde de fer sont des indicateurs d’hydrodynamisme et de vannage relativement fort.

8. « Calcareous gravel-lag contourites facies »

Les « calcareous gravel-lag » contourites facies sont relativement similaires aux « gravel-rich » et aux « shales-clast contourite faciès » (Stow and Faugères, 2008). Ce faciès se forme par une forte intensité de courant qui induit l’érosion du substrat carbonaté et la formation de clastes de calcilutite (Stow and Faugères, 2008).

9. Volcanoclastic contourites facies

Ce faciès est une variation de l’ensemble des faciès précédents avec pour particularité le fait que l’élément dominant est le matériel volcanoclastique (Stow and Faugères, 2008).

10. Siliceous bioclastic contourites facies

Ce faciès est caractérisé par une très grande richesse en bioclastes siliceux de diatomées et radiolaires, particulièrement dans les hautes latitudes, il est peu fréquent, et pour le moment, il a uniquement été identifié dans des dépôts anciens (Stow and Faugères, 2008).

11. Chemogenic contourites facies

- « Manganiferous contourites facies » : Il s’agit d’un faciès intercalé dans les niveaux silteux/vaseux ou dans des calcilutites/ calcisiltites des contourites anciennes. Ce faciès est caractérisé par des nodules et/ou des encroûtements en ferromanganèse (Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Ces accumulations ferromanganèses sont associés à des taux de sédimentation très bas et à des changements chimiques/minéralogiques/oxiques sur le fond marin (Bahk et al., 2001; Lee et al., 2004; Bahk et al., 2005; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). La précipitation du Mn nécessite une bonne oxygénation et un faible taux de sédimentation, deux conditions favorisées par le contexte des contourites. Il peut ainsi être un indicateur du vannage induit par le courant (Bahk et al., 2001; Lee et al., 2004; Giresse, 2008). La précipitation de Mn peut induire une diagenèse particulière (cf F.III.1) et conduire à la formation de vase Mn-carbonatée (Calvert and Pedersen, 1993;

Calvert and Pedersen, 1996; Bahk et al., 2001; Lee et al., 2004; Bahk et al., 2005; Giresse, 2008).

- « Chemogenic gravel-lag contourites facies » : il s'agit de dépôts composés de chemoherms (précipités chimico-biogéniques) liés à des échappements de fluides et des monts carbonatés avec la formation d'un encroûtement autour des grains. Ces grains encroutés sont souvent localisés au niveau du chenal contouritique et sont disposés en linéations sur le fond (Stow and Faugères, 2008).

II. La séquence contouritique

Dans un environnement donné (silico-clastique, carbonaté, volcano-clastique, ou mixte), d'un point de vue granulométrique, les différents types de faciès muddy-muddy/silty-sandy peuvent être présents au sein d'une même contourite (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Ils sont alors organisés en séquences. Les transitions entre ces faciès se font soit progressivement avec des grano-classements ou de manière abrupte avec des surfaces d'érosion. Faugères et al. (1984) et Gonthier et al. (1984) ont ainsi pu identifier une séquence idéale complète (Fig.18) à partir de l'étude du drift contouritique de Faro dans le Golfe de Cádiz. La séquence complète est composée de 5 unités (Fig.18-19):

- C1 Mud : cette unité est caractérisée par le faciès vaseux sans lamination, bioturbée qui correspond à une faible vélocité du courant.
- C2 Mottled silt and mud : cette unité correspond au faciès silteux-vaseux sans lamination, avec des lentilles silteuses, bioturbée et est liée à une vélocité moyenne du courant.
- C3 Sandy silt : unité massive, avec des lentilles de sables et/ou de silts, une forte bioturbation, des laminations peu préservées, la possibilité d'être marquée par une surface d'érosion à la base. Cette unité se forme avec une forte vélocité du courant.
- C4 Mottled silt and mud : idem que C2
- C5 Mud : idem que C1.

Le passage de C1 à C3 marque une grano-croissance et est associé à une augmentation de la vélocité du courant ; de C3 à C5 c'est une grano-décroissance associée à la diminution de la vélocité du courant (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Cette séquence idéale n'est pas toujours présente dans son intégralité (Stow and Faugères, 2008; Rebesco et al., 2014) que ce soit dans une série sédimentaire ancienne ou récente (Fig.19). Les contourites sur la marge irlandaise décrites par Øvrebø et al. (2006) ou certaines contourites du Golfe de Cádiz décrites dans le rapport IODP 339 (Hernández-Molina et al., 2012) ainsi que par Mulder et al. (2013) illustrent ces séquences partielles.

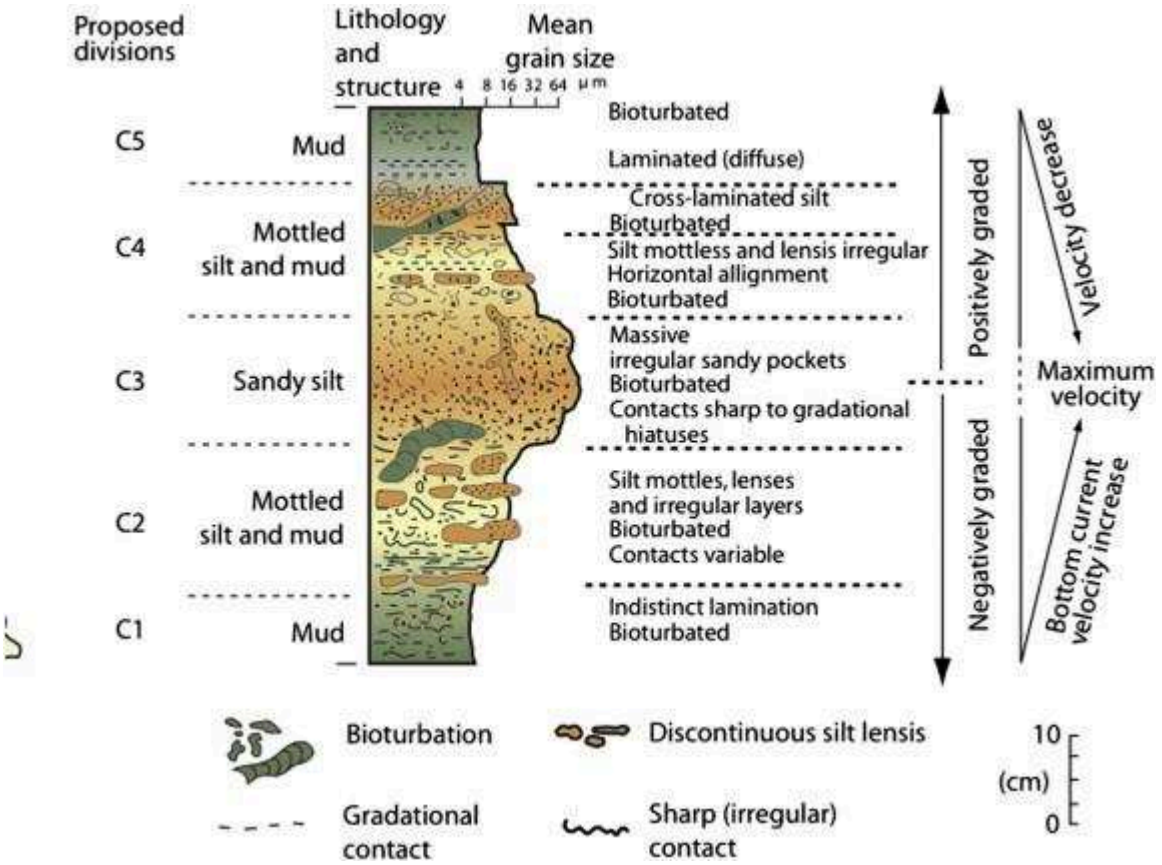


Figure 18 : Séquence contouritique complète et idéale en fonction avec l'intensité du courant de Rebesco et al. (2014) d'après Gonthier et al. (1984) & Faugères et al. (1984)

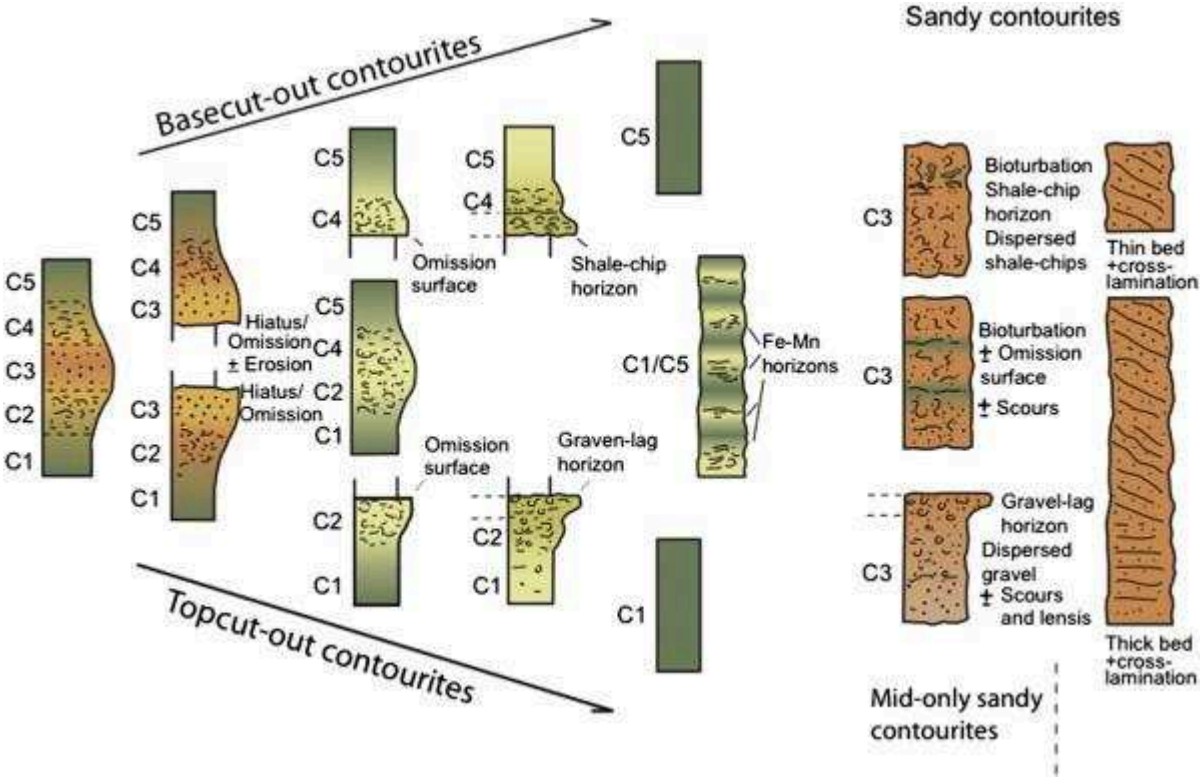


Figure 19 : Séquence contouritique partielle de Rebesco et al. (2014) d'après Stow and Faugères (2008)

III. Les processus de diagenèse dans les contourites

Au sein des contourites, le vannage induit par les courants influe sur les taux d'accumulation sédimentaire ainsi que sur les conditions oxiques sur le fond marin. Ces conditions particulières peuvent favoriser des processus diagénétique au sein du sédiment.

1. Diagenèse et Manganèse

Comme discuté précédemment dans les faciès « chemogenics) des contourites, des encroûtements carbonatés et de manganèse (Mn-carbonates) peuvent se former. Ces encroûtements sont authigéniques. Ils nécessitent des variations du taux de sédimentation et des variations des conditions d'oxygénation de l'eau pour se former (Bahk et al., 2001; Lee et al., 2004; Bahk et al., 2005; Giresse, 2008). Le manganèse est à l'origine sous forme dissoute dans la colonne d'eau dans des conditions pauvres en oxygène. Lors de changements rapides des conditions d'oxygénation, causées par l'arrivée d'une masse d'eau bien oxygénée, il s'oxyde, précipite, et se dépose sur le fond. Associé à un faible taux de sédimentation lié au vannage du courant, les oxydes de Mn s'accumulent, forment des nodules et/ou des encroûtements en ferro-manganèse (Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011). Lorsque le vannage diminue, le taux de sédimentation augmente, les oxydes sont enfouis et les conditions au sein du sédiment deviennent anoxiques. Les oxydes de Mn sont réduits et forment ainsi des carbonates authigéniques riches en Mn (Calvert and Pedersen, 1993; Calvert and Pedersen, 1996; Bahk et al., 2001; Lee et al., 2004; Bahk et al., 2005; Giresse, 2008). La présence et la forme du Mn sont des indicateurs du vannage, du taux de sédimentation et des conditions d'oxygénation pouvant être en lien direct avec une contourite.

2. Oxydation du fer

Souvent dans le faciès sableux des contourites, une partie du sédiment est caractérisée par une couleur jaunâtre-marron, voire couleur rouille et parfois par la présence d'un encroûtement (McGeary and Damuth, 1973; Damuth, 1977; Viana, 1998; Viana et al., 1998; Giresse, 2008). Ce dépôt riche en fer se forme par l'oxydation du fond marin provoquée par un courant de fond riche en oxygène (Giresse, 2008). La présence de fer oxydé (souvent sous forme de goethite $Fe^{3+}O(OH)$) peut être associée à la présence d'oxydes de manganèse, ils sont tous deux marqueurs d'un faible taux de sédimentation, de conditions oxiques pouvant être induit par un vannage important tel que dans les contourites (Giresse, 2008).

3. Formation des glauconies & des glauconites

a. *Généralité et définition*

En français, la différenciation est faite entre la **glauconie** (un type de grain) et la **glauconite** (un minéral), mais pas nécessairement en anglais : glauconie = « glaucony » ou « glauconite » et glauconite = « glauconite » ; ce qui peut amener à des confusions (McRae, 1972). Les premières publications à utiliser le terme glauconite (Brongniart, 1823; Keferstein, 1827) ne sont pas claires à savoir si elles font référence à des grains ou à des minéraux, le terme glauconite est utilisé pour décrire un matériel sédimentaire vert-bleuté (du grec glaukos). Les premières glauconies en milieu profond (sous 4000 m de profondeur) ont été décrites très tôt par Murray and Renard (1891).

i. *La glauconie*

La glauconie est un grain verdâtre généralement de la classe des sables qui se forme dans les tests, tel que les foraminifères, ou à partir des pellets (McRae, 1972; Odin, 1988; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). La glauconie se forme généralement à partir des pellets et/ou des boues de remplissages des tests de foraminifères. Elle se forme généralement associés à des taux de sédimentation très faibles pouvant être

induit par le vannage des courants (Giresse and Wiewióra, 2001). Les grains de glauconie sont de couleurs vertes avec différentes nuances : vert jaunâtre, vert clair, vert bleuté à vert très foncé.

ii. *La glauconite*

La glauconite est un **minéral argileux**, phyllosilicaté et hydraté de la famille des **illites** et du groupe des micas, riche en fer, appelé parfois illite ferreuse ou ferrifère (Odin, 1988; Chamley, 1989; Rothwell, 1989; Baioumy and Boulis, 2012; Barthelmy, 2014; Mindat.org, 2016) :

$(K,Na)(Fe, Al, Mg)_2(SiAl)_4O_{10}(OH)_2$

Ou

$(K,Na)(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+})(Fe^{3+},Al)(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$.

Ces grains sont composés de Fe-**smectites** notamment de **nontronite** (Berthier, 1827), d'**interstratifiés** Illite –Smectite ou glauconite-nontronite (Gl-N) et de glauconites. La présence de ces minéraux (nontronites, d'interstratifiés Gl-N, et de glauconites) donne la coloration verte au grain.

b. *Formation des glauconites*

La glauconite peut se former dans différents contextes, du marin au continental, du profond au peu profond. Elle peut être d'origine détritique ou authigénique se formant lors de la glauconitisation. Ce processus de glauconitisation se fait par incorporation de potassium et de fer dans le système cristallin des minéraux argileux tels que les smectites provoquant la formation d'un néo-minéral : la glauconite (Odin, 1988; Chamley, 1989; Rothwell, 1989; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008; Baioumy and Boulis, 2012). Le potassium peut être issu de l'eau de mer ou issu de l'altération de roches magmatiques en milieu continental ; alors que le fer provient des eaux interstitielles (Deconinck et al., 1988; Odin, 1988; Giresse, 2008; Baioumy and Boulis, 2012). Le fer rentre en substitution de l'aluminium dans les feuillets des argiles (Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). La 1ère étape de la glauconitisation est la formation de la Fe-smectite, telle que la nontronite, puis la 2ème phase avec la formation d'interstratifié glauconite-nontronite (Gl-N) qui donne des grains de glauconies verts clairs à foncés selon la teneur en smectites et glauconites dans les interstratifiés Gl-N ; puis en 3ème la formation de glauconites *s.s.* (Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015).

Tableau 3 : Synthèse du changement minéralogique lors de la glauconitisation

Minéral	Groupe	Formule chimique
Montmorillonite	Smectite	$(Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2$**•n($H_2O$)**
⇩	Incorporation de **Fe^{3+}** ⇩	
Nontronite	Smectite	$Na_{0.3}$**Fe^{3+}_2**$(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$•n(H_2O)
⇩	Incorporation de **K^+** & Déshydratation ~~**n(H2O)**~~ ⇩	
Glauconite	Illite	(**K**,Na)(**Fe^{3+}**,Al,Mg)$_2$(Si,Al)$_4O_{10}(OH)_2$

c. *Formation des glauconies*

Si le mode de formation de la glauconite et des glauconies est bien compris concernant le milieu peu profond entre 50-500 m (Odin and Fullagar, 1988; Odin, 1988; Chafetz and Reid, 2000; Baioumy and Boulis, 2012; Baldermann et al., 2013), la glauconitisation en milieu profond est plus controversée, tout comme en milieu peu profond, elle pourrait être : (1) allochtone (Murray and Renard, 1891; McRae, 1972), (2) autochtone formée avec un faible

taux d'accumulation sédimentaire (Giresse, 2008) ou (3) se former pendant l'enfouissement sédimentaire (Baldermann et al., 2013).

(1) Les premières glauconies décrites en milieu profond sont interprétées comme étant allochtones et ne pouvant s'être formées in situ (Murray and Renard, 1891; McRae, 1972).

(2) La formation de la glauconie en milieu profond peut être similaire au milieu peu profond. Ce mode est illustré par l'exemple de la ride marginale Côte d'Ivoire-Ghana avec la formation de glauconites à partir de smectites, par incorporation de Fer et de Potassium provenant de l'eau de mer à l'interface eau/sédiment (Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001). Les grains de glauconie se forment à l'interface eau/sédiment, ils sont ainsi les marqueurs d'un faible taux de sédimentation (Murray and Renard, 1891; Rothwell, 1989; Amorosi, 1995; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse et al., 2004; Pasquini et al., 2005; Giresse, 2008). Le faible taux de sédimentation peut être lié soit à des apports sédimentaires faibles soit au vannage généré par le courant sur le fond marin qui limite le dépôt des sédiments (Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). Dans le cadre du vannage lié aux courants, la glauconie pourrait alors être un marqueur de la présence de contourites dans les dépôts anciens (Parize et al., 1998; Viana, 1998). La formation des Fe-smectites et des Gl-N intervient assez rapidement au cours des premiers 10 ka formant ainsi des grains de glauconie dont la couleur claire à foncée dépend de la proportion de Fe-smectites, de Gl-N et de glauconites dans le grain. La transformation complète pour obtenir un horizon à illites pures uniquement composé de glauconites, nécessite un temps relativement long de 2 Ma (Odin and Fullagar, 1988; Odin, 1988; Baldermann et al., 2013).
En marge, l'étude de Chafetz and Reid (2000) associe la glauconie, qui selon lui est autochtone, avec un courant fort mais avec un taux de sédimentation élevé sans trop expliquer alors la formation de la glauconie.

(3) Une autre hypothèse est proposée par Baldermann et al. (2013), (2015) qui repose sur la même zone d'étude que Giresse and Wiewióra (2001) sur la marge Côte d'Ivoire-Ghana. Durant la diagenèse précoce (~0.01-1 ky), la matière organique est oxydée par l'activité bactérienne qui produit alors un biofilm microbien (Fig.20). Au sein de ce biofilm, l'acidité est forte avec un pH < 5 ce qui permet l'altération chimique par dissolution des minéraux détritiques tels que les feldspaths et autres minéraux argileux libérant des ions. Ainsi, des éléments tels que SiO_2, CaO, NaO, P_2O_5, Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3 et K_2O sont disponibles en grandes proportions (Baldermann et al., 2013). La formation de minéraux argileux authigéniques tels que la Fe-smectite est alors favorisée au sein du biofilm dans le haut de la colonne sédimentaire (Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015). Dans le même temps, la sulfato-réduction par les bactéries favorise la formation de pyrite (FeS_2) et modifie les concentrations ioniques dans les eaux interstitielles notamment concernant le Fe ce qui en fait un facteur limitant à la formation de Fe-smectite, des Gl-N et des glauconites. Lors de l'enfouissement, la diagenèse n'est plus en phase précoce dans ce cas-là, le pH augmente au niveau des boues contenues dans les tests de foraminifères (Fig.20) et les Fe-smectites se forment grâce à la chimie locale due au gel et film microbien proche de la surface sédimentaire (Gaudin et al., 2005; Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015). Les eaux interstitielles sont enrichies en K^+, Mg^{2+} et en silice favorisant la glauconitisation des Fe-smectites en interstratifiés Gl-N durant l'enfouissement puis la maturation en glauconites (Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015). De plus lors de la diagenèse durant l'enfouissement, la porosité et la perméabilité diminue réduisant la diffusion des ions Fe et K, ainsi le taux de glauconitisation diminue, le

processus complet peut alors s'étaler sur 10 My (Gaudin et al., 2005) comparé à 2 My en milieu peu profond avec un faible taux de sédimentation et une concentration en K dans l'eau de mer constante (Odin and Fullagar, 1988; Odin, 1988).

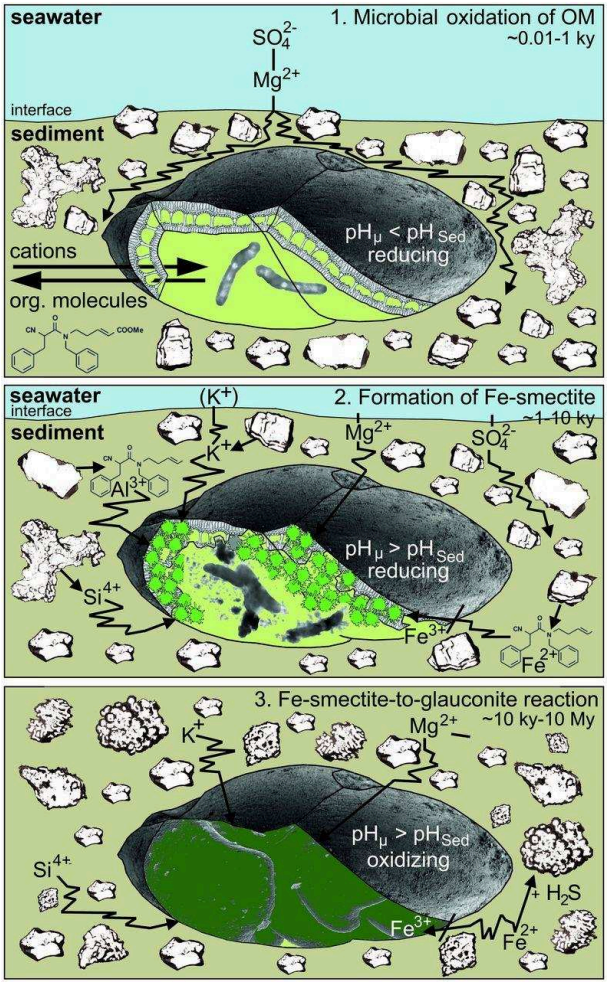


Figure 20 : Schéma de la glauconitisation par diagenèse durant l'enfouissement (Baldermann et al., 2013)

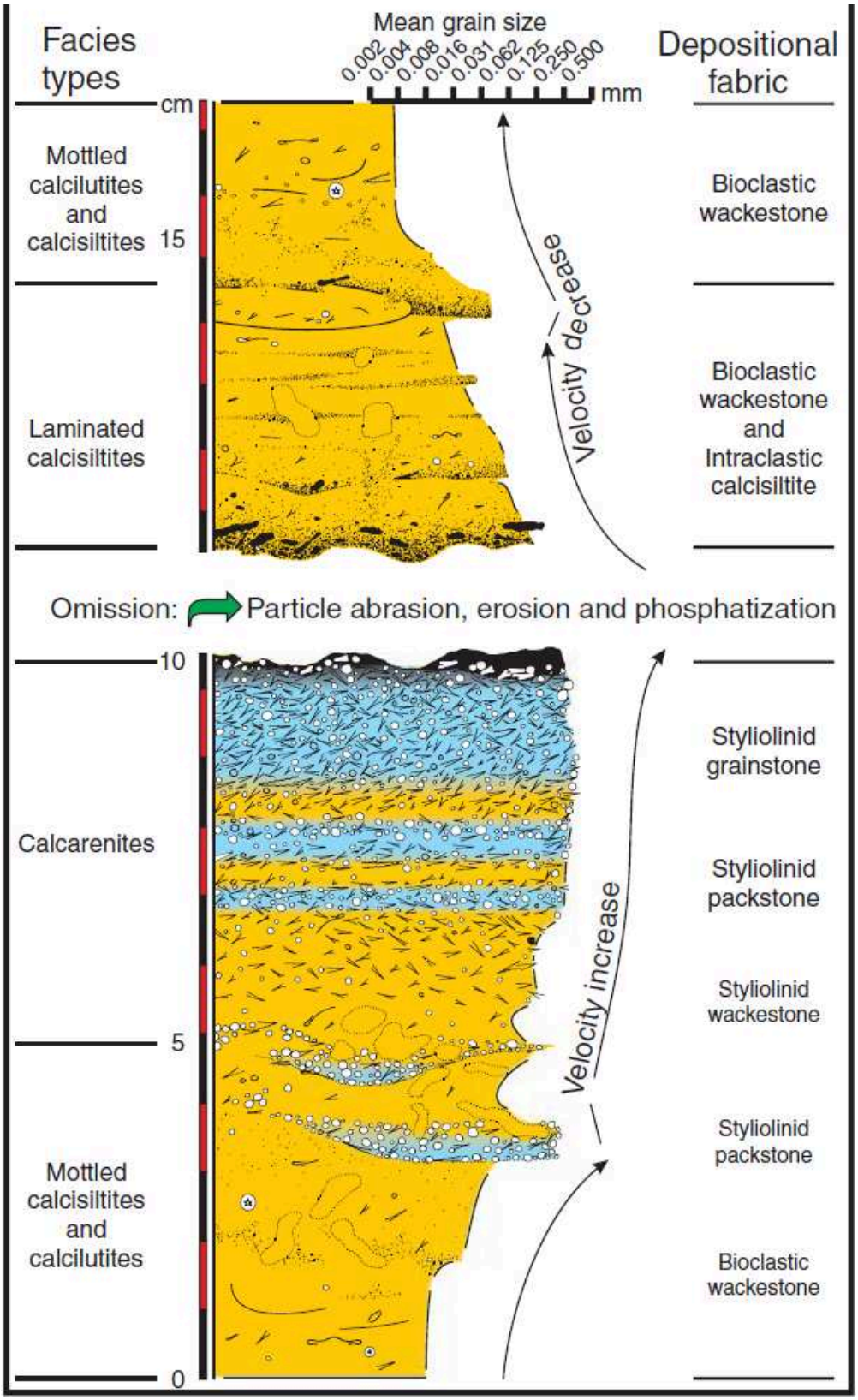
F. Les contourites dans les dépôts anciens

Les contourites sont particulièrement bien décrites dans les environnements actuels à sub-actuels. L'identification et la préservation des contourites sur les séries sédimentaires anciennes aujourd'hui à l'affleurement sont limitées. A l'affleurement, leur distinction avec les turbidites est difficile principalement dans le cas de séquence incomplète (Hüneke and Stow, 2008; Martín–Chivelet et al., 2008; Shanmugam, 2008). De plus, certains outils tel que la géophysique sont plus limités rendant plus difficile l'interprétation réginale et des grandes structures (chenaux et drifts).

Les principaux critères pour identifier les contourites dans les séries anciennes sont (Hüneke and Stow, 2008; Stow and Faugères, 2008):

- Des successions de pélagites et d'hémipélagites avec des hiatus, des niveaux condensés, des encroûtements de Mn ou de phosporite, la présence de calcilutite, de calcisiltite et de calcarenite.
- La richesse en ichnofaciès, l'intense bioturbation au sein du sédiment qui peut avoir effacé les autres structures.
- La présence de séquences contouritiques complètes ou partielles (Fig. 18-19-21).
- La présence de structures préservées telles que les rides de courant (Fig.21).
- L'identification de structures à plus grande échelle composant un CDS.

Figure 21 : Modèle d'évolution des dépôts du Dévonien associés à un courant de fond, avec les changements de faciès (Hüneke and Stow, 2008)



G. Implications et intérêt des contourites

L'étude des contourites est utile à divers points de vue : leur formation et répartition est liée au courant, ce sont des marqueurs des conditions paléocéanographiques et également paléoclimatiques. Les contourites sont parfois décrites comme étant associées en alternance avec des glissements, il est alors important de comprendre les liens entre les contourites et les géo-risques. Enfin, elles sont étudiées pour leur potentiel dans les systèmes d'hydrocarbure dans le cadre de l'exploration.

I. Paléoclimatologie & paléocéanographie

La formation des contourites est liée à la circulation océanique et aux courants. Les variations du niveau marin (global ou relatif), les apports sédimentaires, et les variations climatiques influent sur les propriétés physico-chimiques à l'échelle régionale et/ou globale. Ces variations impactent la formation et la répartition des contourites (Faugères and Stow, 1993; Faugères and Mulder, 2011). Ainsi, au cours de leur formation mais aussi par leur mise en place, les contourites enregistrent les variations climatiques et océaniques.

Dans ce contexte, l'étude des drifts contouritiques, qui sont des zones d'accumulation sédimentaire associées au courant, est particulièrement intéressante à investiguer. Le drift est caractérisé par un taux de sédimentation plus fort que la zone alentour, généralement marquée par une sédimentation (hémi)pélagique, et par un enregistrement sédimentaire relativement continu (Knutz, 2008; Rebesco et al., 2014). Dans le cas du domaine océanique profond, les apports sédimentaires sont faibles à cause de l'éloignement avec les sources terrigènes. Les dépôts sont alors faibles avec une sédimentation pélagique à hémipélagique, ce qui rend l'étude du domaine profond plus difficile. Les apports possibles sont localisés dans l'espace et/ou dans le temps et sont liés soit à des apports fluviaux amenant du matériel continental, tels que le delta de l'Amazone et de l'Orénoque sur la marge nord du continent sud-américain, soit à des mouvements gravitaires (turbidites, débris flows, grain flows, slumps) amenant du matériel allochtone et hétérogène. En comparaison, les contourites sont des dépôts étendus en surface, continus dans le temps sur des périodes longues (du millier aux millions d'années). Les changements sédimentaires sont induits par l'environnement et les variations des courants. De ce fait, la contourite est un bon objet pour appréhender l'évolution de la circulation océanique et les variations climatiques.

Les contourites sont aussi des marqueurs de certains mouvements tectoniques et phases d'évolution géodynamique qui permettent la mise en place des courants océaniques : l'ouverture du passage de Drake entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud (Maldonado et al., 2014) et l'ouverture de Gibraltar qui permet la circulation du « Mediterranean Outflow Water » (Hernández-Molina et al., 2014). Il est probable de retrouver le même phénomène sur le plateau de Demerara avec la mise en place de courant de fond après l'ouverture de l'Atlantique Equatorial (Danelian et al., 2005).

L'impact climatique et le niveau marin peuvent être des facteurs qui contrôlent l'alternance entre turbidites et contourites ; le système de dépôt contouritique de la ride de Pianosa en Corse illustre ce phénomène : en période de chute du niveau marin, la sédimentation est caractérisée par des contourites sableuses, en période de bas niveau marin, les contourites sont boueuses et sont entrecoupées par des turbidites montrant des courants de turbidité très actifs. Les périodes de haut niveau marin sont caractérisées par des niveaux condensés, une vitesse de courant très faible marqué par peu d'apport contouritique et une déconnexion avec les systèmes turbiditiques qui diminuent les apports sédimentaires (Miramontes et al., 2016).

L'étude des contourites permet de mettre en évidence des changements stratigraphiques et sédimentaires (lithologie, faciès) permettant d'appréhender les conditions paléo-

environnementales (de nombreuses et non-exhaustives études l'illustrent (Arthur et al., 1989; Viana, 1998; Bahk et al., 2005; Van Rooij et al., 2009; Brackenridge et al., 2011; Campbell and Mosher, 2016)).

II. Instabilité & géo-risques

Dans un cadre général, différents facteurs, directement ou indirectement liés aux contourites, peuvent favoriser l'instabilité de pente :

- La répartition géographique : Les contourites, comme celles induites par des courants géostrophiques ou de bordure, sont souvent localisées sur la pente le long de reliefs bathymétriques. Dans le cadre de pentes avec de fort pendage ou sujettes à des instabilités (pouvant être lié à la structure de la marge, la sismicité…), les dépôts contouritiques constituent alors une source de sédiment re-mobilisable par les glissements.
- La charge sédimentaire : Le taux de sédimentation est relativement fort dans les contourites au niveau du drift qui constitue la zone d'accumulation du sédiment comparé aux sédiments pélagiques voisins (Laberg and Camerlenghi, 2008; Rebesco et al., 2014). La forte accumulation de sédiments peut augmenter rapidement la charge et ainsi favoriser l'instabilité sur la pente (Mulder et al., 2003; Laberg and Camerlenghi, 2008; Rebesco et al., 2014). Deux exemples pour illustrer ce phénomène : le 1e dans le chenal contouritique du Golfe de Cadix, l'accumulation forte et rapide au niveau du drift est un facteur de l'instabilité et des écoulements gravitaires générés par la levée contouritique géante située au « split » du Mediterranean Outflow Water (Mulder et al., 2003; Hanquiez et al., 2010; Ducassou et al., 2016). Le 2e exemple est celui de la ride de Pianosa le long de la marge corse où l'accumulation rapide des dépôts de contourites est un des facteurs qui favorise l'instabilité sur une pente raide et associé à des circulations de fluides (Cattaneo et al., 2014).
- La faible « shear-strength » ou contrainte cisaillante: Dans les systèmes de contourites, le taux de sédimentation est relativement fort au niveau du drift ; la sédimentation est composée de grains fins, ce qui favorise une forte teneur en eau du sédiment. L'accumulation rapide de sédiments et la teneur en eau relativement forte diminuent la résistance au cisaillement du sédiment et favorisent le développement de décollements (Maltman et al., 1994; Laberg and Camerlenghi, 2008). De plus, l'érosion induite par les courants, notamment au niveau du chenal contouritique, peuvent modifier les conditions de pression dans la colonne sédimentaire, diminuer la cohésion du sédiment, et les forces de friction, et ainsi favoriser la déstabilisation sur la pente du plateau et générer des MTDs (Ingram et al., 2011).
- L'état non-consolidé du sédiment : Ce sédiment fin rapidement accumulé et riche en eau présente généralement une faible consolidation, facilitant l'atteinte des « conditions de surpression » (Laberg and Camerlenghi, 2008).
- La surpression due à la présence de fluides : La présence de fluide (eau, hydrocarbure) augmente la pression interstitielle facilitant les conditions de surpression (Somoza et al., 2012). Comme indiqué dans la rubrique sédimentologie (cf F.I), les contourites sont composées de grains fins, soit de boue sédimentaire (mélange de silts et d'argiles) caractérisée par une faible perméabilité et une forte teneur en eau, soit par des dépôts sableux poreux et perméables. Dans ces deux cas de figures, l'accumulation de fluides peut engendrer une forte pression interstitielle. Il est également possible de former des roches mères dans les environnements contouritiques (cf ci-dessous C.III). Lorsque le kérogène initial de la roche mère est transformé en fluide (gaz ou huile), la porosité dans la roche augmente diminuant la résistance (Osborne and Swarbrick, 1997). Dans

ce cas, si les contraintes sur la roche mère sont constantes, les conditions de surpression peuvent être atteintes (Osborne and Swarbrick, 1997).
Ainsi, lorsque les conditions de pression interstitielle dans le sédiment atteignent les conditions de surpression, celles-ci modifient alors la contrainte cisaillante et « l'effective stress » ; des mouvements gravitaires peuvent être générés sur le fond marin (Laberg et al., 2005b; Rebesco, 2005; Laberg and Camerlenghi, 2008; Lacoste et al., 2011; Somoza et al., 2012).

- Le cas des gaz hydrates : Dans certains cas particuliers, les contourites peuvent, par érosion ou par une forte accumulation sédimentaire, modifier les conditions de pression dans le sédiment modifiant ainsi les conditions de stabilité dans la GHSZ (Mienert et al., 2005; Laberg and Camerlenghi, 2008). La migration ou la disparition de la GHSZ entraîne une dissolution massive des gaz hydrates, ce qui modifie les forces de friction et la cohésion du sédiment et crée de l'instabilité sur la pente avec l'exemple du glissement de Storegga (Mienert et al., 2005; Laberg and Camerlenghi, 2008). Les contourites, si elles se trouvent dans la GHSZ, peuvent être des réservoirs à gaz hydrates. Ce réservoir est à l'origine poreux et perméables jusqu'à ce que les gaz hydrates viennent combler cette porosité, la contourite peut alors agir comme une barrière imperméable et permettre l'accumulation de gaz libre sous le BSR (Bünz et al., 2003). Si cette accumulation se poursuit jusqu'à atteindre des conditions de surpression, des glissements et/ou des pockmarks peuvent être générés (Bünz et al., 2003; Hustoft et al., 2009). Ces phénomènes ont notamment été décrits sur la marge Norvégienne comme des facteurs possibles du glissement de Storegga (Bünz et al., 2003; Mienert et al., 2005; Laberg and Camerlenghi, 2008).

Tous ces éléments vont agir comme des facteurs de risques. Souvent une combinaison de plusieurs de ces facteurs associés ou non à la présence de déclencheur comme la sismicité sont à l'origine des MTDs.

III. Ressources en hydrocarbures

Les contourites sont une source d'investigation par l'industrie pétrolière. Les premières investigations sont dues à la confusion des systèmes de turbidites et des systèmes de contourites. Les turbidites constituent des réservoirs pétroliers intéressants. La confusion turbidite/contourite a ainsi généré un intérêt grandissant notamment suite au découverte d'hydrocarbure dans des contourites à partir des années 80 par Mutti et al. (1980) et d'Enjorlas et al. (1986) : Mutti et al. (1980) décrivent la présence de rides sédimentaires tronquées, composées d'un sédiment formé de sables fins à moyen, d'âge Eocène et riche en huile dans le bassin de Campos (Brésil) ; Enjorlas et al. (1986) ont identifié la présence d'un réservoir dans des contourites en Mer du Nord. Plus récemment, les contourites ont également été décrites comme des réservoirs pouvant contenir les gaz hydrates (Dillon and Paull, 1983; Kraemer et al., 2000; Bünz et al., 2003; Viana, 2008).

Dans le cadre de l'exploration des hydrocarbures, un système pétrolier est composé de 4 éléments majeurs : la roche mère ou source, le réservoir, le « seal » ou la couverture, et le piège (Selley, 1997). Les contourites peuvent former un ou plusieurs de ces éléments (Viana, 2008):

- La roche mère : Lors des périodes de faible vélocité du courant, le vannage est faible, ainsi le taux de sédimentation au niveau du drift peut être fort et la sédimentation devient vaseuse (Viana, 2008). Dans ces conditions, la matière organique peut être préservée et devenir une source potentielle d'hydrocarbures lors de l'enfouissement si les conditions de pression et de températures deviennent optimum pour la fenêtre à huile ou à gaz (Selley, 1997).

- Le réservoir : En période de forte vélocité, l'accumulation sédimentaire est composée de grains plus grossiers (sédimentation sableuse, cf F.I.3, au lieu de boue sédimentaire) pouvant présenter un tri granulométrique modéré. Le sédiment a alors une bonne porosité et perméabilité, pouvant ainsi former un excellent réservoir et favoriser la circulation des fluides comme illustré sur la figure 6 (Enjorlas et al., 1986; Selley, 1997; Bünz et al., 2003; Viana, 2008; Somoza et al., 2012).
- Le « seal » ou la couverture: Lors des périodes de faible vélocité du courant, ou dans le cadre de contourites de type « muddy » ou « slity-muddy » (cf F.I.1 & F.I.2). La sédimentation est boueuse riche en argiles (ou marneuse dans les environnements carbonatés). Le sédiment est caractérisé par une faible perméabilité, ce qui permet de sceller le système et d'empêcher les échappements de fluides (Selley, 1997; Viana, 2008). Ceci peut être illustré par l'exemple des sédiments fins du drift de Santos fermant les grès riches en huile sous-jacent (Duarte and Viana, 2007).
- La géométrie des dépôts en drifts : La morphologie des drifts peut, associé à un « scellement», former des pièges stratigraphiques très efficaces.

H. Références bibliographiques

Amorosi, A., 1995. Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. Journal of Sedimentary Research 65, 419-425.

Arhan, M., Carton, X., Piola, A., Zenk, W., 2002. Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) 107, 7-1-7-12.

Arthur, M., Srivastava, S., Kaminski, M., Jarrard, R., Osler, J., 1989. Seismic stratigraphy and history of deep circulation and sediment drift development in Baffin Bay and the Labrador Sea, Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, pp. 957-988.

Bahk, J.J., Chough, S.K., Jeong, K.S., Han, S.J., 2001. Sedimentary records of paleoenvironmental changes during the last deglaciation in the Ulleung Interplain Gap, East Sea (Sea of Japan). Global and Planetary Change 28, 241-253.

Bahk, J.J., Lee, S.H., Yoo, H.S., Back, G.G., Chough, S.K., 2005. Late Quaternary sedimentary processes and variations in bottom-current activity in the Ulleung Interplain Gap, East Sea (Korea). Marine Geology 217, 119-142.

Baioumy, H., Boulis, S., 2012. Non-pelletal glauconite from the Campanian Qusseir Formation, Egypt: Implication for glauconitization. Sedimentary Geology 249–250, 1-9.

Baldermann, A., Deditius, A.P., Dietzel, M., Fichtner, V., Fischer, C., Hippler, D., Leis, A., Baldermann, C., Mavromatis, V., Stickler, C.P., Strauss, H., 2015. The role of bacterial sulfate reduction during dolomite precipitation: Implications from Upper Jurassic platform carbonates. Chemical Geology 412, 1-14.

Baldermann, A., Warr, L.N., Grathoff, G.H., Dietzel, M., 2013. The rate and mechanism of deep-sea glauconite formation at the ivory coast–ghana marginal ridge. Clays and Clay Minerals 61, 258-276.

Barthelmy, D., 2014. Mineralogy Database.

Berthier, P., 1827. Nontronite, nouveau mineral decouvert dans le departement de la Dordogne. Annls Chim. Phys 36, 22-27.

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G., Hübscher, C., 2014. Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology 42, 871-874.

Betzler, C., Lüdmann, T., Hübscher, C., Fürstenau, J., 2013. Current and sea-level signals in periplatform ooze (Neogene, Maldives, Indian Ocean). Sedimentary Geology 290, 126-137.

Blumsack, S.L., Weatherly, G.L., 1989. Observations of the nearby flow and a model for the growth of mudwaves. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 36, 1327-1339.

Brackenridge, R., Stow, D.A., Hernández-Molina, F.J., 2011. Contourites within a deep-water sequence stratigraphic framework. Geo-Marine Letters 31, 343-360.

Brew, D.S., Mayer, L.A., 1998. Modelling of Pliocene–Pleistocene abyssal mudwaves using synthetic seismograms. Marine Geology 149, 3-16.

Brongniart, A., 1823. Memoire sur les terrains de sediments superieurs calcareotrapeens du Vicentin, Levrault. Paris.

Bryan, G.M., Markl, R., 1966. Microtopography of the Blake-Bahama region. DTIC Document.

Bünz, S., Mienert, J., Berndt, C., 2003. Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin. Earth and Planetary Science Letters 209, 291-307.

Cacchione, D., Pratson, L.F., Ogston, A., 2002. The shaping of continental slopes by internal tides. Science 296, 724-727.

Calvert, S., Pedersen, T., 1996. Sedimentary geochemistry of manganese; implications for the environment of formation of manganiferous black shales. Economic Geology 91, 36-47.

Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. Marine Geology 113, 67-88.

Campbell, D.C., Mosher, D.C., 2016. Geophysical evidence for widespread Cenozoic bottom current activity from the continental margin of Nova Scotia, Canada. Marine Geology 378, 237-260.

Cattaneo, A., Jouet, G., Charrier, S., Théreau, E., Riboulot, V., 2014. Submarine landslides and contourite drifts along the Pianosa Ridge (Corsica Trough, Mediterranean Sea), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer, pp. 435-445.

Ceramicola, S., Rebesco, M., De Batist, M., Khlystov, O., 2001. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia). Marine Geophysical Researches 22, 445-464.

Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Reijmer, J.J.G., Conesa, G., Giraudeau, J., Hanquiez, V., Borgomano, J., Ross, L., 2016. Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank. Marine Geology.

Chabaud, L., Tournadour, E., Ducassou, E., Mulder, T., Reijmr, J., Conesa, G., Giraudeau, J., 2014. The modern carbonate contourite drift of the Little Bahama Bank: a geophysical, sedimentological and biostratigraphic study., in: Rooij, D.V., Rüggeberg, A. (Eds.), 2nd Deep water circulation congress: the contourite log-book, Ghent, Belgium, p. 53.

Chafetz, H.S., Reid, A., 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. Sedimentary Geology 136, 29-42.

Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Dalrymple, R.W., LeGresley, E.M., Fader, G.B.J., Petrie, B.D., 1992. The western Grand Banks of Newfoundland: Transgressive Holocene sedimentation under the combined influence of waves and currents. Marine Geology 105, 95-118.

Damuth, J.E., 1977. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. Geological Society of America Bulletin 88, 695-710.

Danelian, T., Le Callonnec, L., Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J., Berti, D., Bice, K.L., Bostock, H., Brumsack, H.-J., Forster, A., 2005. Résultats préliminaires sur la sédimentation pélagique de l'Atlantique tropical au Crétacé et au Tertiaire (plateau de Demerara, Leg ODP 207). Comptes Rendus Geoscience 337, 609-616.

Deconinck, J., Strasser, A., Debrarant, P., 1988. Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments(Lower Berriasian, Swiss and French Jura). Clay Minerals 23, 91-103.

Dillon, W.P., Paull, C.K., 1983. Marine gas hydrates, II. Geophysical evidence. Natural Gas Hydrates: Properties, Occurrences, and Recovery: Woburn, MA (Butterworth), 73-90.

Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J., High resolution digital image treatment to color analysis on cores from IODP Expedition 339: Approaching lithologic features and bioturbational influence. Marine Geology.

Duarte, C.S., Viana, A.R., 2007. Santos Drift System: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean. Geological Society, London, Special Publications 276, 171-198.

Ducassou, E., Fournier, L., Sierro, F.J., Alvarez Zarikian, C.A., Lofi, J., Flores, J.A., Roque, C., 2016. Origin of the large Pliocene and Pleistocene debris flows on the Algarve margin. Marine Geology 377, 58-76.

Durrieu de Madron, X., Weatherly, G., 1994. Circulation, transport and bottom boundary layers of the deep currents in the Brazil Basin. Journal of Marine Research 52, 583-638.

Egbert, G.D., Ray, R.D., 2000. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. Nature 405, 775-778.

Enjorlas, J.M., Gouadain, J., Mutti, E., Pizon, J., 1986. New turbiditic model for the Lower Tertiary sands in the South Viking Graben, in: Spencer, A.M. (Ed.), Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf. Norwegian Petroleum Society, Oslo, pp. 171-178.

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S., Lesuavé, R., 2002a. Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). Marine Geology 182, 279-302.

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. Geology 12, 296-300.

Faugères, J.-C., Stow, D.A., 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. Sedimentary Geology 82, 287-297.

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology 162, 1-38.

Faugères, J.-C., Zaragosi, S., Mézerais, M., Massé, L., 2002b. The Vema contourite fan in the South Brazilian basin. Geological Society, London, Memoirs 22, 209-222.

Faugères, J.C., Imbert, P., Mézerais, M.L., Crémer, M., 1998. Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay): a comparison. Sedimentary Geology 115, 81-110.

Faugères, J.C., Mézerais, M.L., Stow, D.A.V., 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. Sedimentary Geology 82, 189-203.

Faugères, J.C., Mulder, T., 2011. Contour Currents and Contourite Drifts. in: Heiko Hüneke and Thierry Mulder, Deep sea sediments, elseiver publications, developments in sedimentology 63, 149-205.

Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 14 Contourite Drifts: Nature, Evolution and Controls, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 257-288.

Flood, R.D., 1981. Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton Water. Sedimentology 28, 511-529.

Flood, R.D., 1983. Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. Geological Society of America Bulletin 94, 630-639.

Flood, R.D., Shor, A.N., Manley, P.L., 1993. Morphology of abyssal mudwaves at project MUDWAVES sites in the Argentine Basin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 40, 859-888.

Galeazzi, J.S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas basin, Argentina. AAPG Bulletin 82, 596-636.

Gaudin, A., Buatier, M., Beaufort, D., Petit, S., Grauby, O., Decarreau, A., 2005. Characterization and origin of Fe3+-montmorillonite in deep-water calcareous sediments (Pacific Ocean, Costa Rica margin). Clays and Clay Minerals 53, 452-465.

Giresse, P., 2008. Chapter 12 Some Aspects of Diagenesis in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 203-221.

Giresse, P., Wiewióra, A., 2001. Stratigraphic condensed deposition and diagenetic evolution of green clay minerals in deep water sediments on the Ivory Coast–Ghana Ridge. Marine Geology 179, 51-70.

Giresse, P., Wiewióra, A., Grabska, D., 2004. Glauconitization processes in the northwestern Mediterranean (Gulf of Lions). Clay Minerals 39, 57-73.

Goff, J.A., Swift, D.J.P., Duncan, C.S., Mayer, L.A., Hughes-Clarke, J., 1999. High-resolution swath sonar investigation of sand ridge, dune and ribbon morphology in the offshore environment of the New Jersey margin. Marine Geology 161, 307-337.

Gonthier, E., Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift. Geological society of London, special publication 15, 275-292.

Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G., 2016. Contourite drifts as indicators of Cenozoic bottom water intensity in the eastern Agulhas Ridge area, South Atlantic. Marine Geology.

Hanebuth, T.J.J., Zhang, W., Hofmann, A.L., Löwemark, L.A., Schwenk, T., 2015. Oceanic density fronts steering bottom-current induced sedimentation deduced from a 50 ka contourite-drift record and numerical modeling (off NW Spain). Quaternary Science Reviews 112, 207-225.

Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E., Gonthier, E., 2010. The sandy channel–lobe depositional systems in the Gulf of Cadix: Gravity processes forced by contour current processes. Sedimentary Geology 229, 110-123.

He, Y., Duan, T., Gao, Z., 2008. Chapter 7 Sediment Entrainment, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 99-119.

Heezen, B.C., 1959. Dynamic Processes of Abyssal Sedimentation: Erosion, Transportation, and Redeposition on the Deep-sea floor. Geophysical Journal International 2, 142-163.

Heezen, B.C., Hollister, C., 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. Marine Geology 1, 141-174.

Heezen, B.C., Hollister, C.D., Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the Continental Rise by Deep Geostrophic Contour Currents. Science 152, 502-508.

Heezen, B.C., Johnson, G.L., 1963. A moated knoll in the Canary Passage. Dent. Hydrograph. Z. 16, 269-272.

Hernández-Molina, F.J., Larter, R.D., Rebesco, M., Maldonado, A., 2006. Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: Stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. Marine Geology 228, 93-116.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008a. Chapter 19 Continental Slope Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 379-408.

Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008b. Chapter 18 Abyssal Plain Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 345-378.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. Marine and Petroleum Geology 27, 1508-1530.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., Rebesco, M., 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. Geology 37, 507-510.

Hernández-Molina, F.J., Sierro, F.J., Llave, E., Roque, C., Stow, D.A.V., Williams, T., Lofi, J., Van der Schee, M., Arnáiz, A., Ledesma, S., Rosales, C., Rodríguez-Tovar, F.J., Pardo-Igúzquiza, E., Brackenridge, R.E., 2016. Evolution of the gulf of Cadix margin and southwest Portugal contourite depositional system: Tectonic, sedimentary and paleoceanographic implications from IODP expedition 339. Marine Geology.

Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A., Alvarez-Zarikian, C., Williams, T., Lofi, J., Acton, G.D., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou, E., Flood, R.D., 2012. Integrated Ocean Drilling Program Expedition 339 Preliminary Report: Mediterranean Outflow: Environmental significance of the Mediterranean Outflow water and its global implications: 16 November 2011-16 January 2012. Integrated Ocean Drilling Program Expedition 339 Preliminary Report: Mediterranean Outflow.

Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A., Alvarez-Zarikian, C.A., Acton, G., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou, E., Flood, R., Flores, J.-A., Furota, S., 2014. Onset of Mediterranean outflow into the North Atlantic. Science 344, 1244-1250.

Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H.A., Block, M., Souza, K.G.d., Meyer, H., 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup. Marine and Petroleum Geology 16, 1-25.

Hogg, N.G., Brechner Owens, W., 1999. Direct measurement of the deep circulation within the Brazil Basin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 335-353.

Hohbein, M., Cartwright, J., 2006. 3D seismic analysis of the West Shetland Drift system: Implications for Late Neogene palaeoceanography of the NE Atlantic. Marine Geology 230, 1-20.

Hollister, C., Southard, J., Flood, R., Lonsdale, P., 1976. Flow phenomena in the benthic boundary layer and bed forms beneath deep-current systems, The benthic boundary layer. Springer, pp. 183-204.

Hollister, C.D., 1993. The concept of deep-sea contourites. Sedimentary Geology 82, 5-11.

Hollister, C.D., Heezen, B.C., 1967. Contour Current Evidence from Abyssal Sediments., 48th American Geophysical Union, Washington D.C., p. 142.

Hollister, C.D., Heezen, B.C., 1972. Geologic effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. Woods Hole Oceanographic Institution.

Howe, J.A., 2008. Chapter 3 Methods for Contourite Research, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 19-33.

Hüneke, H., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 17 Identification of Ancient Contourites: Problems and Palaeoceanographic Significance, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 323-344.

Hustoft, S., Bünz, S., Mienert, J., Chand, S., 2009. Gas hydrate reservoir and active methane-venting province in sediments on< 20 Ma young oceanic crust in the Fram Strait, offshore NW-Svalbard. Earth and Planetary Science Letters 284, 12-24.

Ingram, W.C., Mosher, D.C., Wise, S.W.J., 2011. Biostratigraphy of an upper Miocene mass transport deposit on Demerara Rise, northern South American margin, in: Shipp, C., Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), Mass-transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication 96, pp. 457-498.

Jacobi, R.D., Rabinowitz, P.D., Embley, R.W., 1975. Sediment waves on the Moroccan continental rise. Marine Geology 19, M61-M67.

Jones, E.J.W., Okada, H., 2006. Abyssal circulation change in the equatorial Atlantic: Evidence from Cenozoic sedimentary drifts off West Africa. Marine Geology 232, 49-61.

Judd, A., Hovland, M., 2009. Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge University Press.

Kaplan, I., 1976. MCCAVE, IN [Ed.] 1976. The benthic boundary layer. Plenum Publ. Corp., New York. x+ 323 p. $27.50. Wiley Online Library.

Keferstein, C., 1827. Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt, mit charten und durchschnittszeichnungen, welche einen geognostischen atlas bilden. Im verlage des Landes-industriecomptoirs.

Knebel, H.J., Folger, D.W., 1976. Large sand waves on the Atlantic Outer Continental Shelf around Wilmington Canyon, off Eastern United States. Marine Geology 22, M7-M15.

Knutz, P.C., 2008. Chapter 24 Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 511-535.

Kraemer, L.M., Owen, R.M., Dickens, G.R., 2000. Lithology of the upper gas hydrate zone, Blake Outer Ridge: a link between diatoms, porosity, and gas hydrate, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Texas A&M University, pp. 229-236.

Laberg, J.S., Camerlenghi, A., 2008. Chapter 25 The Significance of Contourites for Submarine Slope Stability, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 537-556.

Laberg, J.S., Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O., 2005a. The Eocene–late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea—paleoceanographic implications. Marine Geology 214, 269-285.

Laberg, J.S., Dahlgren, T., Vorren, T.O., Haflidason, H., Bryn, P., 2001. Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. Marine Geophysical Researches 22, 401-416.

Laberg, J.S., Stoker, M.S., Dahlgren, K.I.T., Haas, H.d., Haflidason, H., Hjelstuen, B.O., Nielsen, T., Shannon, P.M., Vorren, T.O., van Weering, T.C.E., Ceramicola, S., 2005b. Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. Marine and Petroleum Geology 22, 1069-1088.

Laberg, J.S., Vorren, T.O., 2004. Weichselian and Holocene growth of the northern high-latitude Lofoten Contourite Drift on the continental slope of Norway. Sedimentary Geology 164, 1-17.

Lacoste, A., Vendeville, B.C., Loncke, L., 2011. Influence of combined incision and fluid overpressure on slope stability: Experimental modelling and natural applications. Journal of Structural Geology 33, 731-742.

Lee, S.H., Bahk, J.J., Chough, S.K., Back, G.G., Yoo, H.S., 2004. Late Quaternary sedimentation in the Ulleung Interplain Gap, East Sea (Korea). Marine Geology 206, 225-248.

Lister, C.R.B., 1976. Control of pelagic sediment distribution by internal waves of tidal period: Possible interpretation of data from the southern East Pacific Rise. Marine Geology 20, 297-313.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A., Alveirinho Dias, J.M., 2001. Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadix): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. Marine Geophysical Researches 22, 487-508.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W., Bayon, G., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J.C., Cathalot, C., Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J.F., Bermell, S., Marcaillou, B., Bassetti, M.A., Tallobre, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., 2015. Structure of the Demerara passive transform margin and associated sedimentary processes. Preliminary results from the IGUANES cruise. Geological society of London, special publication 431.

Maldonado, A., Barnolas, A., Bohoyo, F., Escutia, C., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, J., Jabaloy, A., Lobo, F.J., Nelson, C.H., Rodríguez-Fernández, J., Somoza, L.,

Vázquez, J.-T., 2005. Miocene to Recent contourite drifts development in the northern Weddell Sea (Antarctica). Global and Planetary Change 45, 99-129.

Maldonado, A., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, F.J., Lobo, F.J., Lodolo, E., Martos, Y.M., Pérez, L.F., Schreider, A.A., Somoza, L., 2014. A model of oceanic development by ridge jumping: Opening of the Scotia Sea. Global and Planetary Change 123, Part B, 152-173.

Maltman, A., brown, K.M., Byrne, T.B., Collinson, J.D., Jones, M.E., Karig, D.E., Martinsen, O.J., Morgan, J.K., Murray, T., 1994. The Geological Deformation of Sediments, 1 ed. Springer Netherlands.

Manley, P.L., Flood, R.D., 1993. Paleoflow history determined from mudwave migration: Argentine Basin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 40, 1033-1055.

Martín–Chivelet, J., Fregenal–Martínez, M.A., Chacón, B., 2008. Chapter 10 Traction Structures in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 157-182.

Masson, D.G., Howe, J.A., Stoker, M.S., 2002. Bottom-current sediment waves, sediment drifts and contourites in the northern Rockall Trough. Marine Geology 192, 215-237.

Masson, D.G., Wynn, R.B., Bett, B.J., 2004. Sedimentary environment of the Faroe-Shetland and Faroe Bank Channels, north-east Atlantic, and the use of bedforms as indicators of bottom current velocity in the deep ocean. Sedimentology 51, 1207-1241.

McCave, I., Chandler, R., Swift, S., Tucholke, B., 2002. Contourites of the Nova Scotian continental rise and the HEBBLE area. Geological Society, London, Memoirs 22, 21-38.

McCave, I., Tucholke, B., 1986. Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. The Geology of North America 1000, 451-468.

McGeary, D.F., Damuth, J.E., 1973. Postglacial iron-rich crusts in hemipelagic deep-sea sediment. Geological Society of America Bulletin 84, 1201-1212.

McRae, S.G., 1972. Glauconite. Earth-Science Reviews 8, 397-440.

Mercier de Lépinay, M., 2016. Oceanography. Université de Perpignan.

Mercier de Lepinay, M., Basile, C., Roest, W.R., Patriat, M., Loncke, L., Gaullier, V., Maillard, A., De Clarens, P., 2012. Global inventory of transform continental margins: physiographic attributes and controlling parameters. In: 34th International Geological Congress (IGC-2012): «Unearthing Our Past and Future Resourcing Tomorrow», Brisbane, Queensland, Australia, 5e10 August 2012, Proceedings CD, ISBN 978-0-646-57800-2, 2693-2713.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., 2016. Transform continental margins - Part 2: A worldwide inventory. Tectonophysics.

Mézerais, M.L., Faugères, J.C., Figueiredo Jr, A.G., Massé, L., 1993. Contour current accumulation off the Vema Channel mouth, southern Brazil Basin: pattern of a “contourite fan”. Sedimentary Geology 82, 173-187.

Mienert, J., Vanneste, M., Bünz, S., Andreassen, K., Haflidason, H., Sejrup, H.P., 2005. Ocean warming and gas hydrate stability on the mid-Norwegian margin at the Storegga Slide. Marine and Petroleum Geology 22, 233-244.

Mindat.org, 2016. Mindat.org/glauconite, in: Mindat.org (Ed.), Hudson Institute of Mineralogy.

Miramontes, E., Cattaneo, A., Jouet, G., Théreau, E., Thomas, Y., Rovere, M., Cauquil, E., Trincardi, F., 2016. The Pianosa Contourite Depositional System (Northern Tyrrhenian Sea): Drift morphology and Plio-Quaternary stratigraphic evolution. Marine Geology.

Monnier, D., 2013. Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé. Université Montpellier 2.

Moureau, M., Brace, G., Dercourt, J., 2000. Dictionnaire des sciences de la terre anglais-français, français-anglais. Publications de l'institut français du pétrole.

Mulder, T., Hassan, R., Ducassou, E., Zaragosi, S., Gonthier, E., Hanquiez, V., Marchès, E., Toucanne, S., 2013. Contourites in the Gulf of Cadix: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity. Geo-Marine Letters 33, 357-367.

Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Faugères, J.-C., Habgood, E., Hernandez-Molina, F.J., Estrada, F., Llave-Barranco, E., Poirier, D., Gorini, C., Fuchey, Y., Voelker, A., Freitas, P., Sanchez, F.L., Fernandez, L.M., Kenyon, N.H., Morel, J., 2003. The Gulf of Cadix: an unstable giant contouritic levee. Geo-Marine Letters 23, 7-18.

Murray, J., Renard, A.F., 1891. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876. HM Stationery Office.

Mutti, E., Barros, M., Possato, S., Rumenos, L., 1980. Deep-sea fan turbidite sediments winnowed by bottom-currents in the Eocene of the Campos Basin, Brazilian offshore, 1st IAS European Meeting, Bochum, Germany, p. 114.

Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy, 2 nd edition ed. Wiley-Blackwell.

Odin, G., Fullagar, P., 1988. Chapter C4 geological significance of the glaucony facies. Developments in sedimentology 45, 295-332.

Odin, G.S., 1988. Green Marine Clays. Elsevier.

Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. Geophysical Research Letters 29, 1896.

Osborne, M.J., Swarbrick, R.E., 1997. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. AAPG Bulletin 81, 1023-1041.

Øvrebø, L.K., Haughton, P.D.W., Shannon, P.M., 2006. A record of fluctuating bottom currents on the slopes west of the Porcupine Bank, offshore Ireland — implications for Late Quaternary climate forcing. Marine Geology 225, 279-309.

Parize, O., Viana, A.R., Imbert, P., Faugères, J.C., Rubino, J.L., 1998. Sables de haut de pente à l'Albien dans le bassin vocontien: essai d'interprétation à partir du modèle quaternaire de Campos, in: Viana, A.R. (Ed.), Le rôle et l'enregistrement des courants océaniques dans le dépôt des marges continentales: la marge du bassin sud-est brésilien, Université de Bordeaux, pp. 249-278.

Pasquini, C., Lualdi, A., Vercesi, P.L., 2005. "Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France" [Cretaceous Research 25 (2004) 179–189] – Reply. Cretaceous Research 26, 731-732.

Puig, P., Greenan, B.J.W., Li, M.Z., Prescott, R.H., Piper, D.J.W., 2013. Sediment transport processes at the head of Halibut Canyon, eastern Canada margin: An interplay between internal tides and dense shelf-water cascading. Marine Geology 341, 14-28.

Puig, P., Palanques, A., Guillén, J., El Khatab, M., 2004. Role of internal waves in the generation of nepheloid layers on the northwestern Alboran slope: Implications for continental margin shaping. Journal of Geophysical Research: Oceans 109, C09011.

Rebesco, M., 2005. SEDIMENTARY ENVIRONMENTS | Contourites, in: Plimer, R.C.S.R.M.C.R. (Ed.), Encyclopedia of Geology. Elsevier, Oxford, pp. 513-527.

Rebesco, M., Camerlenghi, A., 2008a. Contourites.

Rebesco, M., Camerlenghi, A., 2008b. Preface, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. xvii-xviii.

Rebesco, M., Camerlenghi, A., Van Loon, A.J., 2008. Chapter 1 Contourite Research: A Field in Full Development, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 1-10.

Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. Marine Geology 352, 111-154.

Ribó, M., Puig, P., Muñoz, A., Lo Iacono, C., Masqué, P., Palanques, A., Acosta, J., Guillén, J., Gómez Ballesteros, M., 2016. Morphobathymetric analysis of the large fine-grained sediment waves over the Gulf of Valencia continental slope (NW Mediterranean). Geomorphology 253, 22-37.

Rossello, E.A., Haring, C.E., Cardinali, G., Suárez, F., Laffitte, G.A., Nevistic, V.A., 2008. Hydrocarbons and petroleum geology of Tierra del Fuego, Argentina. Geologica Acta 6, 55-67.

Rossi, S., Westall, F., Mascle, J., 1992. The geomorphology of the Southwest Guinea Margin: tectonic, volcanic, mass movement and bottom current influences. Marine Geology 105, 225-240.

Rothwell, R., 1989. Feldspar, Minerals and Mineraloids in Marine Sediments. Springer, pp. 65-78.

Selley, R.C., 1997. Elements of Petroleum Geology, 2nd ed. Academic Press, Elseiver.

Shanmugam, G., 2006. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs. Elsevier.

Shanmugam, G., 2008. Chapter 5 Deep-water Bottom Currents and their Deposits, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 59-81.

Shanmugam, G., 2013. New perspectives on deep-water sandstones: Implications. Petroleum Exploration and Development 40, 316-324.

Shepard, F.P., Marshall, N.F., McLoughlin, P.A., Fisher, R.L., 1976. Sediment waves (giant ripples) transverse to the west coast of Mexico. Marine Geology 20, 1-6.

Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J.T., Farran, M.l., Hernández-Molina, J., González, J., Juan, C., Fernández-Puga, M.C., 2012. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). Marine Geology 332–334, 4-26.

Stanford, J.D., Rohling, E.J., Bacon, S., Holliday, N.P., 2011. A review of the deep and surface currents around Eirik Drift, south of Greenland: Comparison of the past with the present. Global and Planetary Change 79, 244-254.

Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002a. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics: Geological Society London Memoir 22, 137-154.

Stow, D.A.V., Faugères, J.C., 2008. Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 223-256.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Rio, V., Somoza, L., Brackenridge, R.E., 2013. The Cadix Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. Marine Geology 343, 99-114.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Río, V., Branson, A., 2009. Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. Geology 37, 327-330.

Stow, D.A.V., Hunter, S., Wilkinson, D., Hernández-Molina, F.J., 2008. Chapter 9 The Nature of Contourite Deposition, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 143-156.

Stow, D.A.V., Kahler, G., Reeder, M., 2002b. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. , in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics., Geological Society, London, Memoir, pp. 443-455.

Stow, D.A.V., Lovell, J.P.B., 1979. Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments. Earth-Science Reviews 14, 251-291.

Stow, D.A.V., Piper, D.J.W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. Geological Society, London, Special Publications 15, 611-646.

Van Daele, M., Vandoorne, W., Bertrand, S., Tanghe, N., Meyer, I., Moernaut, J., Urrutia, R., De Batist, M., 2014. Sediment drifts in Lago Castor (Chilean Patagonia) reflect changes in the strength of the Southern Hemisphere Westerly winds since the Last Glacial Maximum. , in: Rooij, D.V., Rüggeberg, A. (Eds.), Deep water circulation congress: the contourite log-book, Ghent, Belgium, p. 131.

Van Landeghem, K.J.J., Baas, J.H., Mitchell, N.C., Wilcockson, D., Wheeler, A.J., 2012. Reversed sediment wave migration in the Irish Sea, NW Europe: A reappraisal of the validity of geometry-based predictive modelling and assumptions. Marine Geology 295–298, 95-112.

Van Rooij, D., Huvenne, V., Blamart, D., Henriet, J.-P., Wheeler, A., de Haas, H., 2009. The Enya mounds: a lost mound-drift competition. International Journal of Earth Sciences 98, 849-863.

Van Rooij, D., Iglesias, J., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Gomez-Ballesteros, M., Casas, D., Llave, E., De Hauwere, A., Garcia-Gil, S., Acosta, J., Henriet, J.P., 2010. The Le Danois Contourite Depositional System: Interactions between the Mediterranean Outflow Water and the upper Cantabrian slope (North Iberian margin). Marine Geology 274, 1-20.

van Weering, T., Stoker, M., Rebesco, M., 2008. Chapter 22 High-Latitude Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 457-489.

Vandorpe, T., Van Rooij, D., de Haas, H., 2014. Stratigraphy and paleoceanography of a topography-controlled contourite drift in the Pen Duick area, southern Gulf of Cádiz. Marine Geology 349, 136-151.

Vandromme, R., 2007. Approche des mécanismes de l'injection sableuse per descensum. École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Verdicchio, G., Trincardi, F., 2007. Mediterranean shelf-edge muddy contourites: examples from the Gela and South Adriatic basins. Geo-Marine Letters 28, 137-151.

Verdicchio, G., Trincardi, F., 2008. Chapter 20 Shallow-Water Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 409-433.

Viana, A.R., 1998. Le rôle de l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du Bassin Sud-Est brésilien. Univerisité de Bordeaux, p. 343.

Viana, A.R., 2008. Chapter 23 Economic Relevance of Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 491-510.

Viana, A.R., Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 1998. Bottom-current-controlled sand deposits — a review of modern shallow- to deep-water environments. Sedimentary Geology 115, 53-80.

Weatherly, G., Arhan, M., Mercier, H., Smethie Jr., W., 2002. Evidence of abyssal eddies in the Brazil Basin. Journal of Geophysical research 107.

Werner, F., Unsöld, G., Koopmann, B., Stefanon, A., 1980. Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. Sedimentary Geology 26, 233-262.

Westall, F., Rossi, S., Mascle, J., 1993. Current-controlled sedimentation in the Equatorial Atlantic: examples from the southern margin of the Guinea Plateau and the Romanche Fracture Zone. Sedimentary Geology 82, 157-171.

Wiewióra, A., Giresse, P., Petit, S., Wilamowski, A., 2001. A deep-water glauconitization process on the Ivory Coast–Ghana marginal ridge (ODP site 959): determination of Fe3+-rich montmorillonite in green grains. Clays and Clay Minerals 49, 540-558.

Wynn, R.B., Masson, D.G., 2008. Chapter 15 Sediment Waves and Bedforms, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 289-300.

Wynn, R.B., Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. Marine Geology 192, 7-22.

PARTIE II : MATERIEL ET METHODES

Photo de la récupération du mouillage au large de la Guyane depuis l'Atalante (25/03/2014)

Table des matières

A. Présentation de la campagne IGUANES 125
B. Données géophysiques disponibles pour cette étude 125
I. La bathymétrie 125
II. Le sondeur de sédiment ou Chirp 125
III. Les données de sismique réflexion 126
1. Sismique Haute Résolution (H.R.) 126
2. Sismique rapide (S.R.) 127
C. Données océanographiques 128
D. Méthodes en sédimentologie 129
I. Les carottes 129
II. Analyse de la granulométrie & mesure des Sortable Silts $\overline{SS}$ 130
1. Principe de la granulométrie 130
2. Principe de la granulométrie laser 131
3. Le protocole 133
III. Analyse de la glauconie 138
1. Rappel sur la glauconie 138
2. Principe et hypothèse 138
3. Quantification de la glauconie 139
4. Microscopie électronique à balayage (MEB) 139
5. Analyse chimique micro-sonde 139
IV. Analyses des lames minces 139
V. Analyse de la préservation de la matière organique 140
1. Principe 140
2. Dosage du carbone organique, carbone total et azote total 140
3. Préparation des échantillons 140
4. La méthode de DUMAS 140
5. Etude du rapport C/N 141
VI. XRF core scanner 142
1. Sur carotte 142
2. Sur échantillon 142
VII. Calcimétrie 143
VIII. Analyses isotopiques 143
1. L'analyse du $\delta^{18}O$ 143
2. L'analyse des isotopes du Sr 144
3. Datations au ^{14}C 144

IX. Paléomagnétisme 144
E. Références bibliographiques 145

A. Présentation de la campagne IGUANES

En Mai 2013, la mission océanographique IGUANES, dirigée par Lies Loncke (Cefrem, université de Perpignan, France), a été réalisée en collaboration avec l'IFREMER à bord du N/O L'Atalante (Fig.1). L'un des buts de cette mission était d'acquérir des nouvelles données afin de mieux appréhender la formation, ainsi que l'évolution d'un plateau marginal en plus de mieux comprendre les processus sédimentaires et océanographiques qui affectent cette région et la structuration particulière des plateaux marginaux en général. Durant cette mission, des données géophysiques, des données physiques issues d'un mouillage et des carottes sédimentaires ont pu être acquises. C'est à partir de ces données que cette étude est réalisée.

Figure 1 : Le N/O Atalante, Cayenne, Guyane Française en mai 2013 (Lies Loncke)

B. Données géophysiques disponibles pour cette étude

I. La bathymétrie

La bathymétrie a été acquise avec un échosondeur multi-faisceau Köngsberg EM122 avec une fréquence de 12 kHz (Loncke et al., 2013). Les données ont été traitées par M. Vanhaesebroucke avec le logiciel Caraïbes développé par Ifremer (corrections de célérité, élimination des sondes aberrantes, maillages). La résolution de la grille ainsi obtenue est de 25 m. Toutes ces données ont ensuite été intégrées dans le logiciel de système géographique Q-GIS permettant ainsi de traiter les données et de visualiser les structures présentent sur le fond marin. Les cartes ainsi obtenues sont projetées en UTM 22 dans le système géodésique WGS84.

II. Le sondeur de sédiment ou Chirp

Les données du sondeur de sédiment (chirp) ont été acquises à partir du sondeur de sédiment via le système d'acquisition SUBOP de l'Atalante avec une fréquence de 1.8-5.3KHz. Selon les cas, la cadence de tir est calée sur celle de l'échosondeur EM122 ou pas (mode synchronisé tirs simples ou mode désynchronisé tirs imbriqués). Dans le cas du mode imbriqué, la fréquence de tirs est plus élevée et les profils du sondeur de sédiment sont de meilleure qualité. La vitesse d'acquisition du chirp est de 5 nœuds ou 10 nœuds selon que l'acquisition est réalisée en même temps que la sismique haute résolution ou non (Loncke et al., 2013). Les données du sondeur de sédiment ont été traitées pour permettre les contrôles de qualité et la concatenation via le logiciel Ifremer Subop. Tous ces traitements ont eu lieu à bord lors de la campagne et ont été réalisés par T. Marsset, L. Droz, A. Heuret. Les profils chirp ont une résolution verticale moyenne de 20 à 30 cm. La résolution horizontale est de 20 m à 500 m de profondeur d'eau et de 60 m à 4000 m de fond. Les données chirp ont ensuite été interprétées via le logiciel Kingdom Suite. Le chirp est analysé pour cette étude via

l'utilisation du mode enveloppe de Kingdom qui définit les réflecteurs en fonction de l'amplitude.

III. Les données de sismique réflexion

L'acquisition de données de sismique réflexion consiste à enregistrer à l'aide d'une flûte dotée de différents récepteurs des ondes acoustiques émises par une source artificielle après qu'elles se soient réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol (Fig. 2). L'émetteur est composé d'une série de canons à air qui produit les ondes acoustiques. Le récepteur est composé d'hydrophones alignés à l'intérieur d'une flûte ou streamer. Les temps d'arrivée de ces ondes réfléchies nous renseignent sur la géométrie des interfaces et certaines propriétés physiques du sous-sol. Dans ce manuscrit, les profils sismiques seront utilisés afin d'illustrer différentes structures identifiables en surface ou sub-surface.

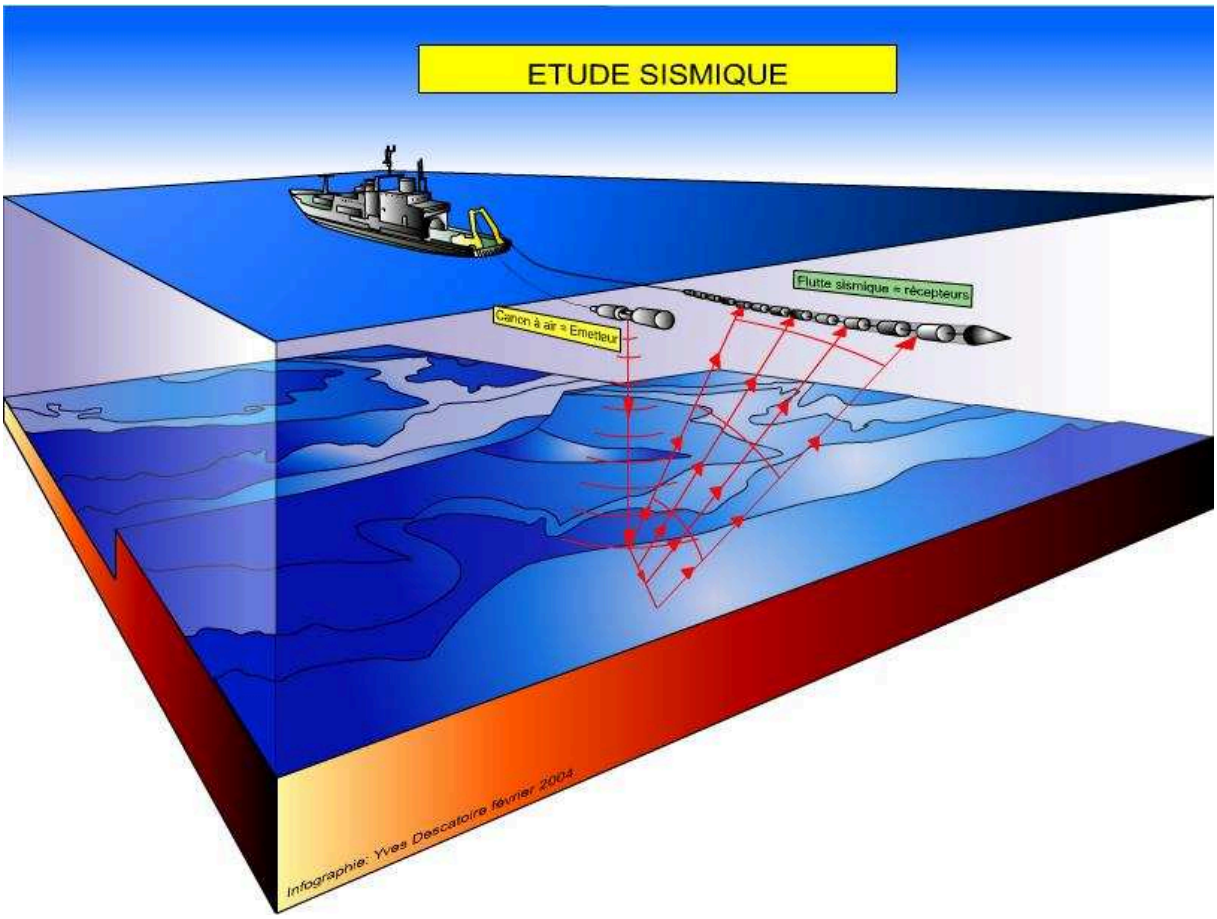


Figure 2 : Illustration du principe de l'acquisition des données sismiques (source : Ifremer.fr)

1. Sismique Haute Résolution (H.R.)

La sismique haute résolution 72-traces a été acquise à une vitesse de 5 nœuds avec une source composée de 6 canons et avec une flûte numérique de 72 traces. Les données acquises ont été traitées à bord (JF. Lebrun ; D. Graindorge ; B. Marcaillou) avec le logiciel Ifremer QC-Sispeed (contrôle de l'intégrité des données, traitement des données de positionnement pré-traitrement des données sismiques pour la conversion des données SEGD en SEGY, analyse du signal et du bruit pour la suivie de la qualité des données). La sismique haute résolution à 72 traces d'acquisition offre ainsi une résolution à 4 m. Les données sismiques sont ensuite traitées et interprétées avec l'utilisation du logiciel kingdom suite.

2. Sismique rapide (S.R.)

La sismique 24-traces a été acquise à une vitesse de 8 nœuds. Elle constitue une grille régionale principalement perpendiculaire à la marge transformante (Fig.3). L'acquisition a été réalisée avec une source composée de 2 canons et d'une flûte de 24 traces.

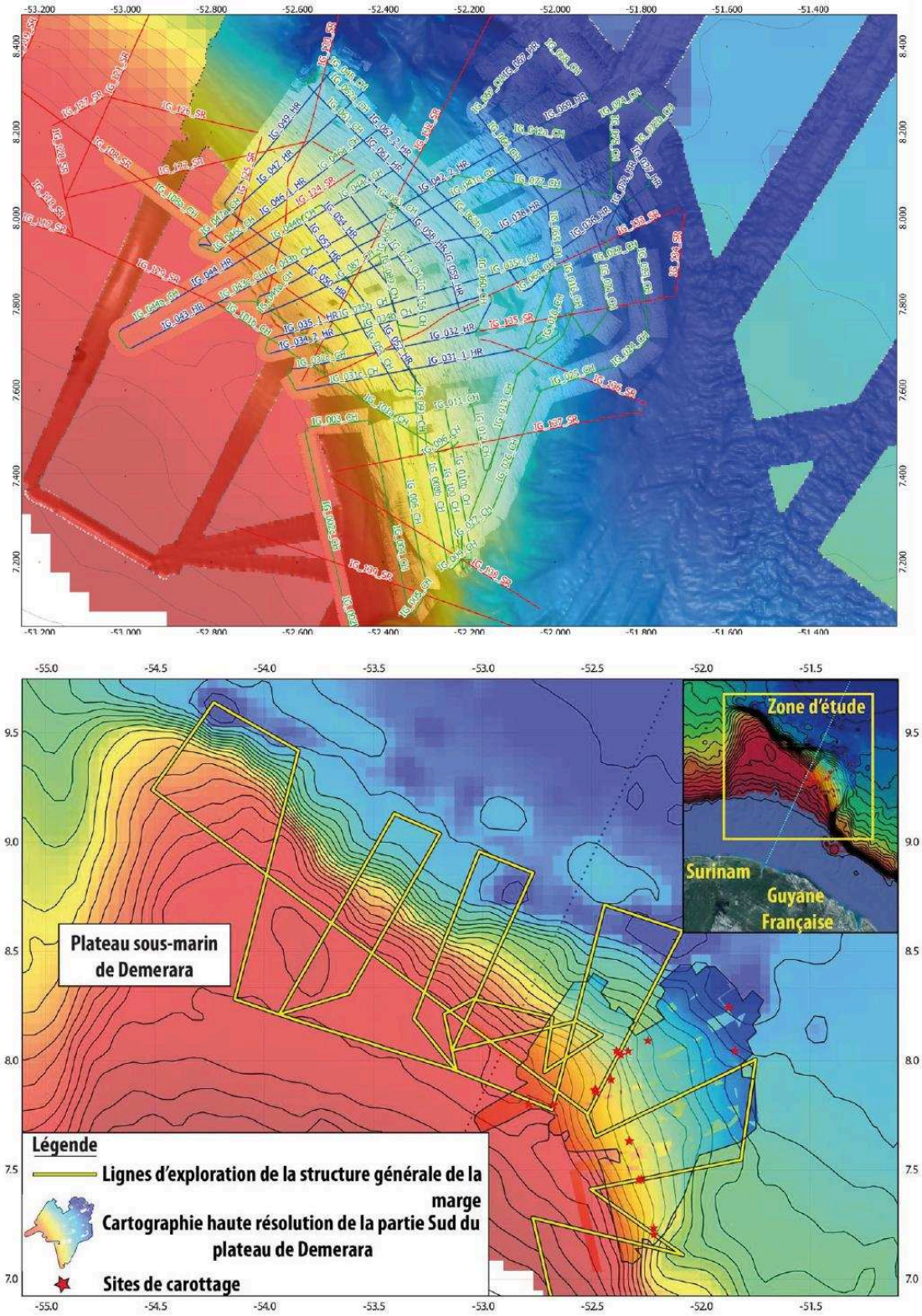


Figure 3 : Cartes bathymétriques du plateau de Demerara : Acquisitions HR et Chirp, en vert, lignes et N° Chirp, En bleu, lignes et N° SIS HR, en Rouge, lignes et N° SIS RAP, site de carottage et des lignes de sismiques rapides régionales.

C. Données océanographiques

Afin de collecter des données permettant de caractériser la masse d'eau et les courants présents proches du fond marin du plateau marginal de Demerara, une ligne de mouillage (Fig.4) a été déployée mesurant les propriétés physiques de la masse d'eau. Une ligne de mouillage a été mise à l'eau entre le 11 Mai 2013 et le 25 Mars 2014. Le mouillage a été déployé sur le Plateau de Demerara aux coordonnées suivantes 08° 01.080′ N, 52° 21.331′ W par 3000 m de fond au centre de la zone (Fig.5). Les instruments étaient localisés entre 14 et 19 m au-dessus du fond marin. La ligne de mouillage (Fig.4) était composée d'un courantomètre Aanderaa RCM8 avec une fréquence d'acquisition de 30 min, un turbidimètre RBR Virtuoso avec un capteur de turbidité à 880 nm avec une fréquence d'acquisition de 6 min, un microcat SBE37 SMP avec capteurs de pression température et conductivité avec une fréquence d'acquisition de 6 min, un largueur acoustique et une balise Argos.

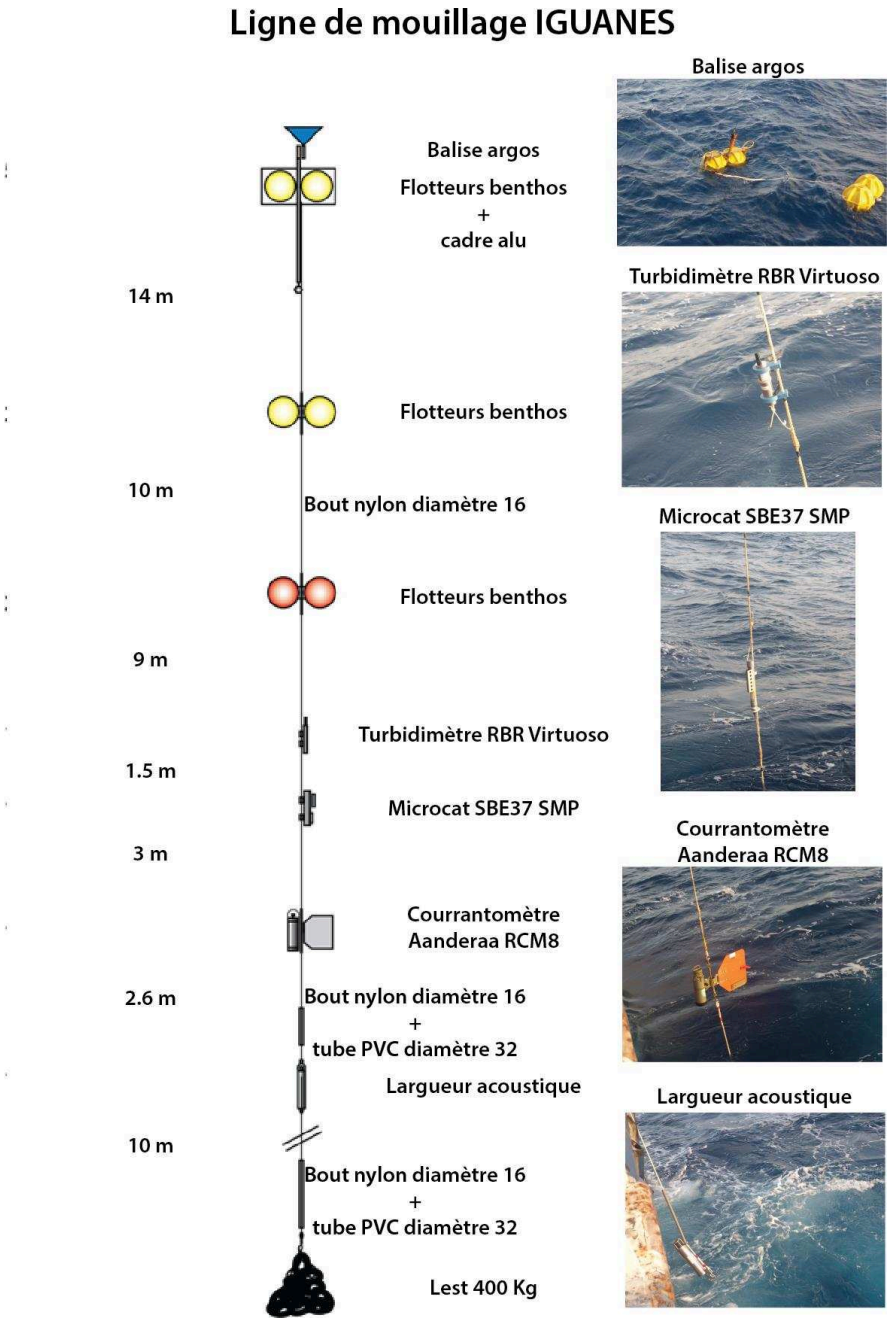


Figure 4 : Schéma de composition de la ligne de mouillage déployée durant la mission IGUANES.

D. Méthodes en sédimentologie

I. Les carottes

Durant la campagne IGUANES, 20 carottes sédimentaires ont été prélevées (Fig.5) via un carottier de type Kullenberg avec un lest de 1,6 tonnes et 5 mètres de chute libre. Ces carottes ont été dénommées IG-KS-01 ou IG-KSF-02 (IG => référence de la mission IGUANES, KS => type de carottage ici Kullenberg, F => les carottes avec enregistrement du flux de chaleur au moment de la collecte et le numéro de la carotte). Toutes ces carottes, que se soit la partie travail ou archive sont conservées au centre Ifremer situé à Brest.

La plus courte fait 0,57 mètres alors que la plus longue fait 9,28 mètres. Ces vingt carottes représentent en cumulé 93,56 mètres soit une moyenne de 4,68 mètres. Les carottes sont ensuite découpées en sections de un mètre et des prélèvements sont effectués pour l'analyse des eaux interstitielles. Elles sont ensuite conservées en chambre froide.

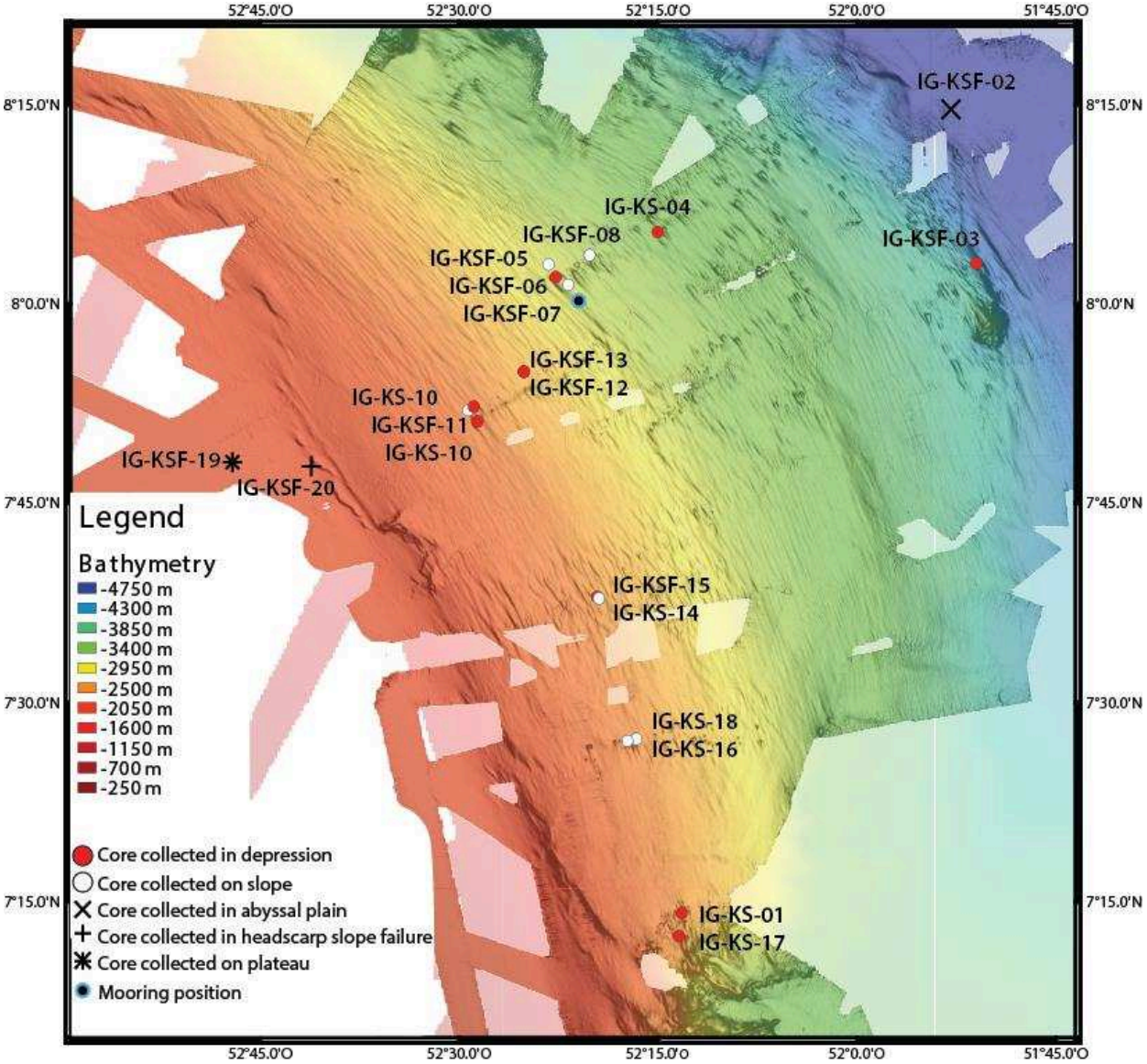


Figure 5 : Carte bathymétrie de la partie orientale du plateau de Demerara avec la position des carottes et du mouillage.

II. Analyse de la granulométrie & mesure des Sortable Silts $\overline{SS}$

1. Principe de la granulométrie

a. *Principe général de la granulométrie*

Rappel des classes granulométriques : Sables > 63 µm, silts 2-63 µm, et argiles < 2 µm.

Dans les environnements marins, l'effet de l'hydrodynamisme favorise le transport et le dépôt des particules de sédiments. De ce fait, l'étude granulométrique d'un sédiment peut donner des indications sur l'hydrodynamisme de l'environnement de dépôt (McCave, 1983, 1984; McCave and Syvitski, 1991; McCave et al., 1995). Ce principe simple est illustré par le diagramme de McCave et al. (1995) ci-dessous (Fig.6) montre l'énergie nécessaire au transport d'une particule en fonction de sa taille.

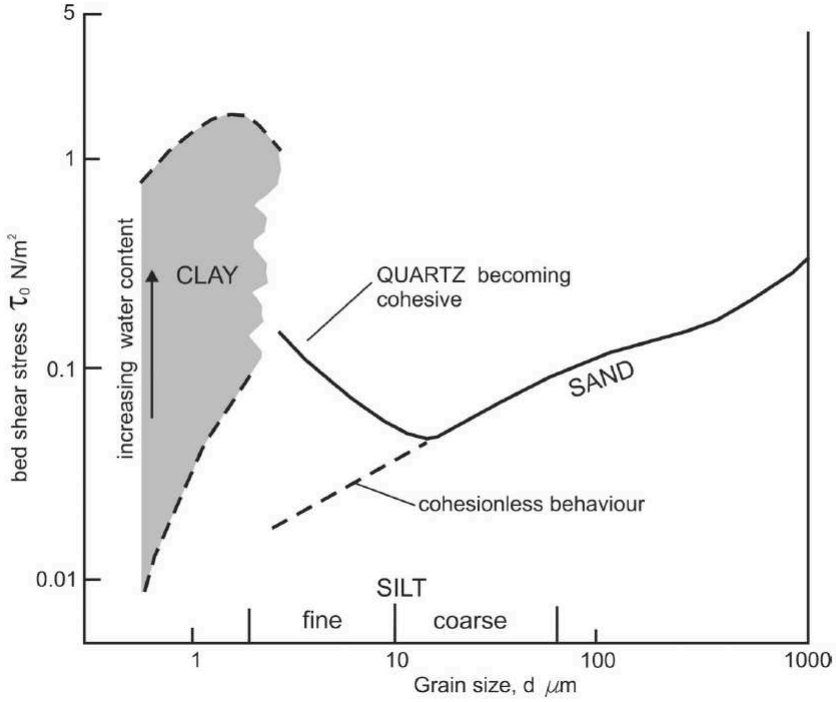


Figure 6 : Energie nécessaire au transport d'une particule en fonction de sa taille (McCave et al., 1995)

Dans le cas des sédiments non-cohésifs (les silts non cohésifs, les sables, les graviers, Fig.6), le vannage induit un tri granulométrique. Ce principe ainsi que le lien entre l'hydrodynamisme et la granularité du sédiment peut s'appliquer aux environnements contouritiques (McCave et al., 1995; Hall et al., 2001; McCave, 2008). Dans ce cadre-là, McCave et al. (1995) proposent de se focaliser sur les silts (2-63 µm) et plus principalement sur la fraction grossière : les Sortable Silts $\overline{SS}$ de 10 à 63 µm. Le but est de faire le lien entre le sédiment, le courant, la circulation océanique et le climat qui contrôle la circulation thermo-haline (Hall et al., 2001).

b. *Les Sortable Silts $\overline{SS}$*

Afin d'estimer la vélocité du courant et son évolution, il est possible d'utiliser la granulométrie, soit avec une étude modale, soit via la taille moyenne des « sortable silts » qui correspondent aux silts grossiers entre 10 et 63 µm (McCave, 1985; McCave and Hollister, 1985; Ledbetter, 1986; McCave and Tucholke, 1986; Bianchi et al., 1999; Hall et al., 2001). Ledbetter (1986) a mis en évidence la relation entre la taille moyenne des silts et la vitesse du courant de fond grâce à l'étude des contourites du basin argentin. Par la suite, les travaux de Bianchi et al. (1999) et Hall et al. (2001) démontrent que la taille moyenne des $\overline{SS}$

augmentent en corrélation avec leur abondance ; plus les $\overline{SS}$ sont abondants, plus la fraction est grossière. Ainsi une étude modale ou une étude de la moyenne des $\overline{SS}$ conduit au même résultat en terme de variations relatives. Il semble que l'utilisation de la taille moyenne des sortables silts notée $\overline{SS}$ soit l'indicateur le plus sensible à la variation de vitesse (McCave et Hall, 2006). Enfin, le papier de McCave et al. (1995) démontre que le classement granulométrique des silts non cohésifs (> 10 µm) est directement induit par la contrainte cisaillante (shear stress) qui dépend de la vélocité du courant sur le fond : lorsque la vélocité du courant est en dessous de 10-15 cm/s, les $\overline{SS}$ sont déposés en fonction de leur taille ; au-dessus de 15 cm/s, les $\overline{SS}$ sont préférentiellement érodés, remobilisés et transportés en fonction de leur taille (McCave and Hall, 2006).

Dans le cas de sédiment non-cohésif, pour une particule donnée, on a $\tau d < \tau e < \tau s$ (avec τd critical depositional stress, τe critical erosional stress, τs critical suspension stress). En dessous de 11 µm, les particules deviennent cohésives et s'agrègent à cause des minéraux argileux et/ou de la matière organique. Leur déséquilibre de charge entraine la formation de liaisons faibles, induites par les forces de van der Waals (Heezen and Hollister, 1964; Russel, 1980; McCave et al., 1995; McCave and Hall, 2006). Différentes analyses de granulométrie sur du matériel provenant de contourites, montrent une taille minimale des particules comprises entre 8 et 11 µm. Il s'agit ainsi de la gamme de transition où les particules commencent à devenir cohésives par formation d'agrégats composés de minéraux argileux et de de matière organique (McCave and Hall, 2006). La classe des $\overline{SS}$ est définie entre 10 et 63 µm.

c. *Limites des $\overline{SS}$*

L'interprétation des $\overline{SS}$ nécessite une attention particulière à cause des effets locaux et régionaux et environnementaux, ainsi que de la topographie locale et régionale, qui peuvent affecter la sédimentation (McCave and Hall, 2006). Ce phénomène peut être illustré par l'exemple de l'étude granulométrique de carottes collectées dans un champ de sédiment waves en antidunes ; les résultats montrent deux tendances causées par une forte variabilité latérale : (1) des sédiments grossiers sur le « lee side» des dunes qui démontrent une vélocité accentuée, (2) des sédiments fins sur le « stoss side » et au niveau de la crête de la dune indiquant une faible vélocité (McCave and Hall, 2006). Dans cet exemple, l'étude des $\overline{SS}$ enregistre principalement les migrations au sein du champ de « sediment waves » et la circulation dans le champ de dunes, et non pas les variations du courant géostrophique (McCave and Hall, 2006).

Il est difficile d'estimer précisément la variabilité de la vélocité d'un courant en se basant simplement sur les caractéristiques sédimentaires. Par contre, elles permettent d'identifier les régions océaniques où la vélocité moyenne du courant et la variabilité des tourbillons sont fortes et à conditions que les deux ne se superposent pas (McCave et al., 1995).

2. Principe de la granulométrie laser

La granulométrie laser permet de mesurer la répartition de taille de particules sphériques. Ainsi, McCave and Hall (2006) déconseillent l'utilisation de la granulométrie laser à cause de l'incertitude lié à la morphologie des particules, les particules sphériques étant rare dans le milieu sédimentaire. Les nouvelles générations de granulomètre laser et leur logiciel associé permettent d'estimer la répartition de taille des particules non-sphériques. Ainsi par rapport au sédigraphe et selon les protocoles de base, la méthode de la granulométrie laser a été préférée notamment dans un but de gain de temps de l'acquisition.

a. *Principe général*

Pour cette méthode, l'échantillon est placé dans le disperseur qui agite l'échantillon de façon à l'homogénéiser dans le solvant dont les propriétés optiques sont connues (ici de l'eau). L'échantillon est pompé en direction du granulomètre vers l'unité optique où il traverse une cellule optique. Dans cette cellule, des faisceaux lasers sont émis par une source ; les faisceaux lasers incidents sont émis sur les particules qui transmettent, diffractent ou réfractent le faisceau (Fig.7-8) avec un angle qui est fonction de la longueur d'onde, des propriétés optiques de la particule et de sa taille. De nombreux capteurs (Fig.9) enregistrent ces rayons dispersés, transmis et réfractés ; en fonction de l'angle entre le rayon incident et le rayon réémis par la particule, le logiciel calcule la taille de la particule.

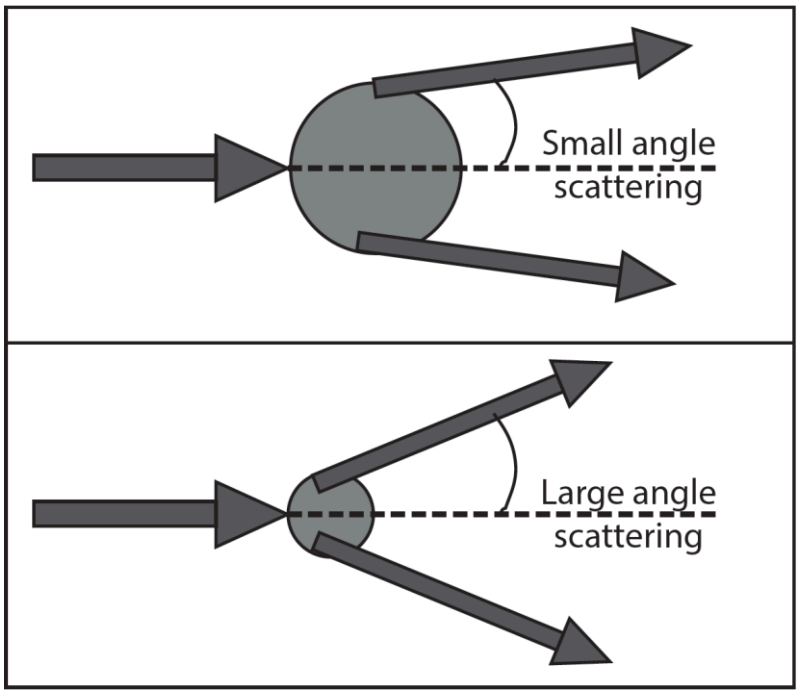


Figure 7 : Transmission de la lumière en fonction de la taille

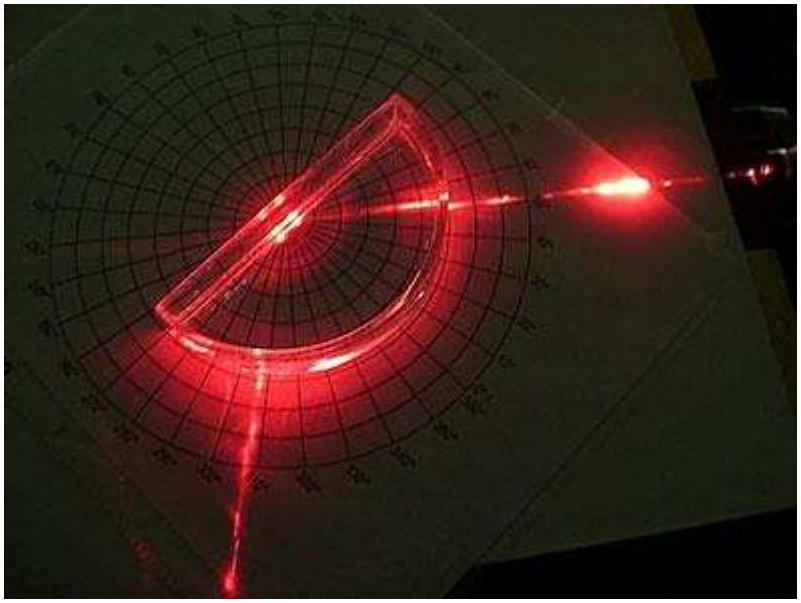


Figure 8 : Illustration de la loi de Descartes et de la réfraction de la lumière (www.teachengineering.org)

L'utilisation de la granulométrie laser nécessite d'utiliser une des trois théories optiques suivantes : l'approximation de Fraunhofer ou la théorie de Mie ou un mode qui s'applique à des particules non-sphériques pouvant être non opaques.

- L'approximation de Fraunhofer est une l'hypothèse considérant toutes les particules sphériques et opaques. Ainsi, il n'est pas nécessaire de connaître les propriétés optiques du matériel analysé. L'inconvénient majeur est induit par le traitement des analyses : les particules fines (inférieurs à 30 µm, silts et argiles) lamellaires peuvent être mesurées comme des particules supérieures à 30 µm (McCave and Hall, 2006). La notice du fabriquant va plus loin en indiquant que les résultats seraient erronés pour les particules en dessous de 50 µm et pour les particules non opaques avec un indice de réfraction supérieur à 1.3 ; or le matériel sédimentaire est composé de test de calcite avec un indice de 1.57 et de minéraux siliceux avec un indice pour la silice de 1.45-1.54.
- Dans la théorie de Mie la particule est modélisée comme une sphère décrite par un nombre complexe n = A + Bi (avec A = partie réelle soit l'indice de réfraction, et B = partie imaginaire soit l'indice d'absorption). La théorie de Mie prend en compte la lumière transmise à travers la particule ce qui nécessite un indice de réfraction de la particule différent de l'indice de réfraction du milieu. La théorie de mie s'applique aux particules sphériques et non opaques.
- Il est possible d'utiliser un 3e mode applicable aux particules non sphériques pour les particules de formes irrégulières et prenant en compte les particules non-opaques. Ce mode apparaît comme le plus adéquat pour l'analyse de sédiments. Toutefois, cette méthode nécessite d'indiquer un indice de réfraction pour toutes les particules ; or dans un sédiment, toutes les particules n'ont pas les mêmes propriétés optiques, ce qui induit une approximation et une marge d'erreur : exemple d'un sable composé d'éléments terrigènes (1.54 la silice sous forme de quartz et 1.37-1.52 la silice amorphe) et de bioclastes (exemple indice de réfraction pour la calcite 1.57, 1.61 l'aragonite). McCave and Hall (2006) déconseille l'utilisation de la granulométrie laser à cause de l'incertitude lié à la morphologie des particules, ce 3e mode permet d'utiliser la granulométrie laser pour obtenir une estimation des sortables silts en tenant compte de l'effet de la forme des particules.

b. *L'appareillage*

L'analyse granulométrique est effectuée au CEFREM avec un Malvern Mastersizer 3000 (Fig.9) laser couplé à un disperseur humide d'échantillon Hydro EV et avec le logiciel « Mastersizer application software v3.60 ».

3. Le protocole

Sur les carottes sélectionnées pour cette étude, le pas d'échantillonnage est de 1/cm. Les échantillons seront analysés deux fois : la 1ère sans traitement préalable sur le sédiment total et la 2ème fois sur l'échantillon décarbonaté. Le but est de se focaliser sur la fraction des $\overline{SS}$ (10-63 µm) afin d'utiliser la taille moyenne des $\overline{SS}$ afin d'estimer les variations relatives du courant sur le plateau de Demerara.

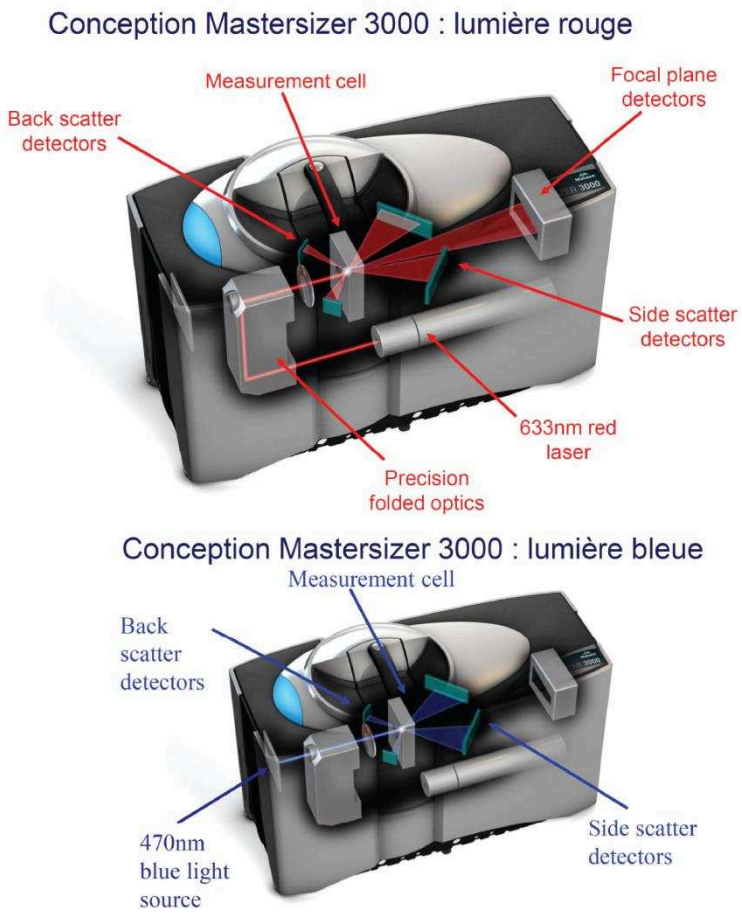


Figure 9 : Schéma de fonctionnement du granulomètre laser Malvern Mastersizer 3000 (source : http://www.malvern.com/fr).

a. *Élaboration du protocole*

L'installation d'un granulomètre Mastersizer 3000 hydroEv a nécessité de nombreux tests afin d'obtenir un protocole expérimental fiable et pour obtenir des résultats reproductibles. Les sédiments de Demerara sont relativement fins et présentent une forte hétérogénéité avec une proportion non négligeable de sables, de silts et d'argiles.

Une partie de ce sédiment peut être cohésif à cause des minéraux argileux (forces de van der Waals) et de la matière organique qui peuvent former des agrégats. Il existe deux façons de casser ces agrégats : l'utilisation des ultrasons ou l'utilisation d'un défloculant en solution. L'utilisation des ultrasons peut briser les fines coquilles et tests des foraminifères et ainsi fausser les mesures de granulométrie. Les échantillons des carottes de Demerara seront alors placés dans une solution contenant le défloculant métaphosphate de sodium NaO_3P: le NaO_3P est connu et utilisé pour ces propriétés de dispersions des argiles (Nittrouer et al., 1984 ; Krumbein and Pettijohn, 1938).

Un protocole de base consistait à prélever de l'échantillon, injecter 1 ml d'une solution à 1,5 g/l de méta-phosphate de Sodium (NaO_3P) et laisser agir une heure. L'échantillon est ensuite placé sous agitation avec un mélangeur rotatif pendant 20 min. Puis, un prélèvement du sédiment dans la solution était réalisé à l'aide d'une pipette et injecté pour analyse, faite avec l'utilisation de l'approximation de Fraunhofer.

L'analyse se fait dans une solution composée du sédiment, du défloculant et de l'eau courante placée sous l'agitateur de l'accessoire hydroEv. L'agitation durant la mesure est

comprise entre 2200-2800 t/min, pour maintenir les particules en suspension et empêcher la formation de bulles d'air.

Suite aux premiers tests avec le protocole de base, différents problèmes ont été identifiés.

(1) Les premières analyses ne mesurent pas d'argiles dans le sédiment ce qui peut être induit, soit par une mauvaise défloculation, soit lié aux propriétés optiques utilisés par l'appareil dont l'approximation de Fraunhofer. En analysant le même échantillon avec l'approximation de Fraunhofer (courbe rouge sur la Fig.10) ou le mode des particules non-sphériques (courbe verte sur la Fig.10), le signal argileux est faible pour la courbe rouge voire absent, pour la courbe verte, un pic prononcé apparaît dans la gamme des argiles. La cause de ce biais est induit par la forme en feuillets des argiles : les effets de rayons dispersés et réfractés sont différents pour des particules sphériques et les argiles sont alors probablement mesurées comme des particules plus grossières.

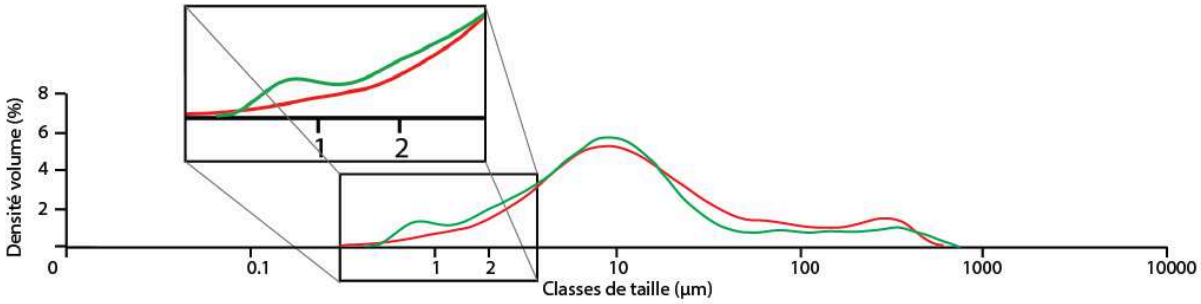


Figure 10 : Illustration de la différence de signal avec le passage d'une courbe bimodale en rouge avec Fraunhofer (un pic pour les silts et un peu prononcé pour les sables) à une courbe tri-modale en vert avec le mode non-sphérique (avec un pic supplémentaire pour les argiles).

(2) Un autre problème mis en évidence est le mode de prélèvement par pipetage. En prélevant avec une pipette, selon le prélèvement dans le fond du pilulier, dans la partie supérieure du pilulier, l'incidence sur la granulométrie est directe avec des grains plus grossiers pour un prélèvement au fond et plus fins pour un prélèvement haut. De plus, au fur et à mesure des prélèvements à la pipette pour un même échantillon, un décalage de la courbe vers la gauche se produit, indiquant une diminution de la proportion des particules grossières à chaque pipetage. Pour pallier à ce problème, dans un premier temps, nous avons supprimé le prélèvement avec la pipette en injectant l'intégralité de la solution composée de sédiment et de NaO_3P. Seulement ce mode de prélèvement présente un nouveau biais : un sur-échantillonnage. La quantité nécessaire à l'analyse est extrêmement faible (environ 0.06g de sédiments), le biais est lié à l'hétérogénéité de l'échantillon total et du prélèvement dans celui-ci pour la mesure granulométrique (Fig.12). Pour résoudre ce nouveau biais, les analyses sont effectuées sur une plus grande quantité d'échantillon (~1 g) mis dans une solution de NaO_3P pipetée sous agitation pour conserver la solution la plus homogène possible au moment du pipetage.

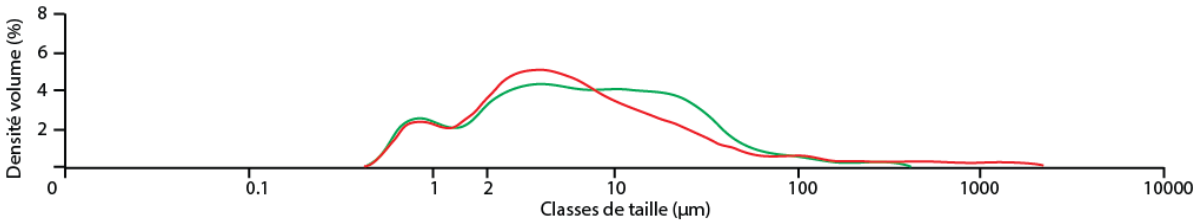


Figure 11 : Illustration du biais lié à l'hétérogénéité du sédiment pour un même niveau de la carotte échantillonné à 2 reprises.

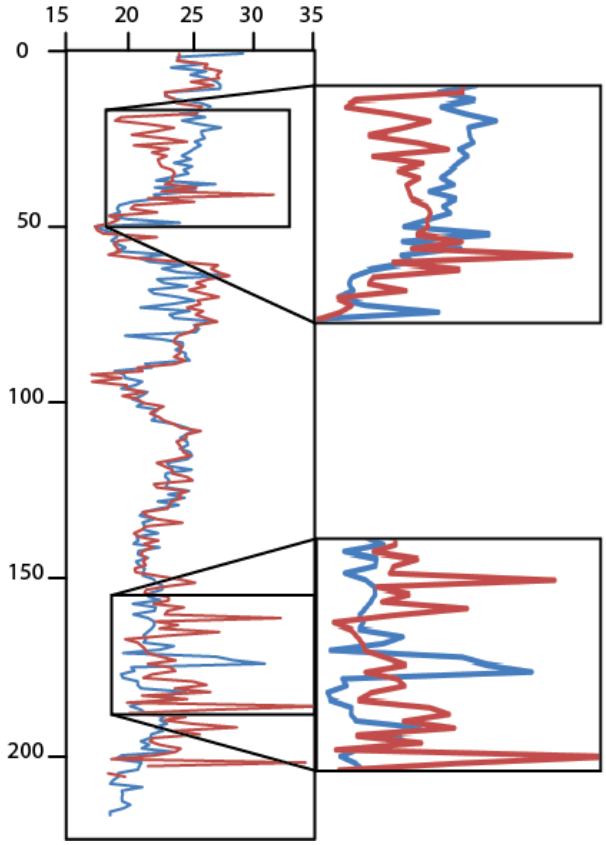


Figure 12 : Illustration du biais sur les $\overline{SS}$ induit par le sous-échantillonnage sur une portion de 2 m avec deux phases d'échantillonnage différentes sur les mêmes niveaux de carottes, qui peut s'illustrer par des tendances opposées.

(3) Un autre problème est survenu marqué par la non-reproductibilité des mesures (Fig.13) concernant un même échantillon pour des mesures réalisées le matin et l'après-midi. Cette non-reproductibilité met en évidence l'impact de l'environnement lors de la mesure. Une différence de température entraîne un dégazage de l'eau et ainsi la formation de bulles qui sont alors mesurées comme des particules. L'eau courante tirée au robinet incorpore des bulles d'air, et la température de l'eau courante peut être différente de la température de la pièce facilitant le dégazage de l'eau. Pour pallier à cela, l'utilisation d'eau distillée et préalablement stockée quelques heures dans la salle d'analyse est nécessaire. La salle doit également être maintenue à une température constante et éviter l'ensoleillement direct sur l'eau ou sur l'appareil.

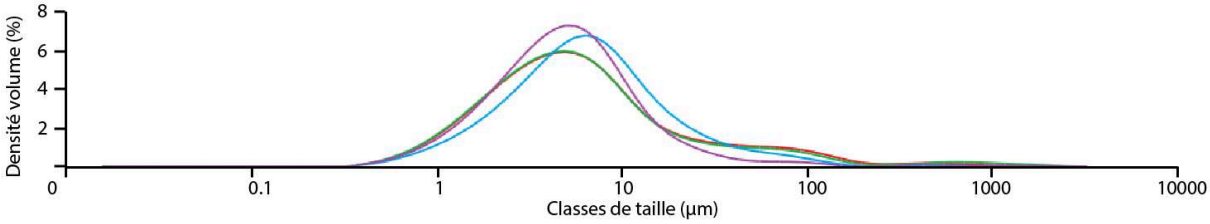


Figure 13 : Illustration de la non-reproductibilité causée par le dégazage de l'eau induit par les changements de température.

(4) Afin d'améliorer la reproductibilité des analyses, des tests ont été effectués sur le temps d'agitation dans NaO_3P. Avec seulement 2 h d'agitation, le pic principal est étroit, positionné entre 2 et 40 µm, et une valeur maximale à 10 µm (courbe rouge de la Fig.14). Ce pic est centré sur la classe de formation des agrégats liés à la floculation des minéraux argileux, ceci indique une mauvaise défloculation des agrégats. En

augmentant le temps d'agitation à 3 h, puis 5 h et 12 h, le pic se décale entre 1 et 20 µm et centré sur 8 µm ; la quantité d'argile augmente avec une forte amplitude pour ce mode, et le mode principal forme un pic plus évasé. Ceci démontre une meilleure défloculation.

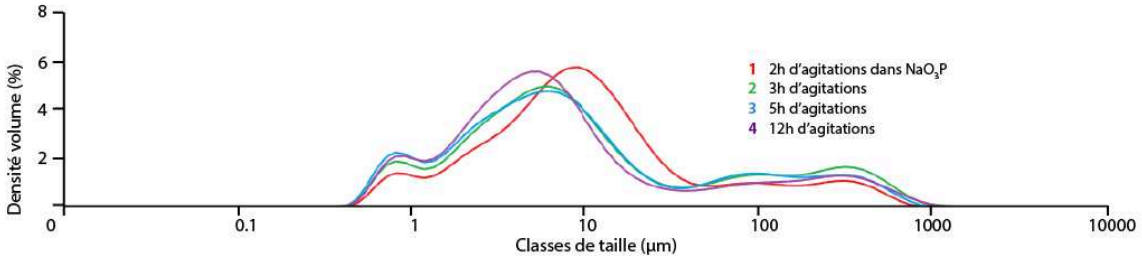


Figure 14 : Illustration du rôle du temps d'agitation dans le NaO_3P avec une meilleure analyse des argiles avec un temps d'agitation augmenté

(5) Toujours pour améliorer la reproductibilité des analyses, des tests ont été effectué sur le temps de repos dans le NaO_3P. Rapidement, il s'est avéré qu'un temps de repos nul, de 1 h ou 2 h n'a aucune incidence sur le résultat mais des variations commencent à apparaître à partir de 4h de repos. Au-delà de 4h, le mode principal se décale vers la gauche et le mode des argiles gagne en amplitude, ce qui indique une amélioration de la défloculation. L'amélioration est très nette jusqu'à 72 h puis négligeable au-delà. Le temps optimal, pour une meilleure reproductibilité des mesures et une meilleure défloculation, est de 72h dans le NaO_3P dont les 12 dernières sous agitation.

b. *Le protocole final*

i. *Sans décarbonatation*

Le protocole final pour le sédiment brut est le suivant :

- Echantillonnage d'une grande quantité de sédiments (ici 1.5 à 2g, la carotte a été échantillonné sur toute la longueur par U-channel 2*2*100cm, échantillonné en tronçon de 1cm d'épaisseur 2*2*1cm partagé en 2, une moitié pour l'analyse sédiment total, l'autre conservé pour la décarbonatation)
- Séchage à l'étuve pendant plusieurs jours pour faciliter la désagrégation
- Placer le sédiment dans une solution de NaO_3P à 1.5 g/l
- Laisser l'échantillon au repos 72 h dans le NaO_3P
- Mettre sous agitation pendant au moins 12 h à 600t/min sur un mélangeur rotatif.
- Pour l'analyse, mettre l'échantillon sur un agitateur, pipeter sous agitation jusqu'à obtention de la valeur d'obscuration souhaitée (entre 7 et 17 %).
- L'agitation de l'hydroEv doit être comprise entre 2200 et 2800 t/min sans l'utilisation des ultrasons.
- Utiliser les valeurs de 1.33 de l'eau pour le dispersant et 1.54 de la silice pour les propriétés optiques du matériel
- Sélectionner particules non-sphérique.
- Répéter la mesure et le pipetage 3 à 5 fois par échantillon, et réaliser la moyenne de ces mesures, afin d'atténuer l'effet du sous-échantillonnage et d'obtenir une valeur la plus représentative du tronçon de carotte.

c. *Décarbonatation*

Le protocole pour le sédiment décarbonaté est le suivant :

- Echantillonnage d'une grande quantité de sédiments (ici 1.5 à 2g)

- Séchage à l'étuve pendant plusieurs jours pour faciliter la désagrégation
- Décarbonatation des échantillons par ajout d'acide chlorhydrique HCl à 2 M (l'utilisation de l'acide concentré nécessite de respecter le protocole de sécurité : la manipulation se fait sous hotte aspirante, avec port de la blouse, des lunettes et des gants de protection) jusqu'à la fin de l'effervescence. La décarbonatation est totale lorsque qu'il n'y a plus d'effervescence et que le pH devient acide égal ou inférieur à 1.
- Rinçage : Centrifuger 10 min à 2500 t/min pour éliminer l'acide et les ions en solutions qui facilitent la formation d'agrégat argileux par liaisons faibles de van der Waals. Eliminer le surnageant en veillant à ne pas décoller le culot de sédiment au fond du tube à centrifuger. Rajouter eau distillé et homogénéiser le sédiment dans l'eau distillée. Répéter l'opération (minimum 5 fois) jusqu'à un retour à un pH neutre.
- Placer le sédiment dans une solution de méta-phosphate de sodium NaO_3P à 1.5 g/l.
- Laisser l'échantillon au repos 72 h dans le NaO_3P
- Mettre sous agitation pendant au moins 12 h à 600t/min sur un mélangeur rotatif.
- Pour l'analyse, mettre l'échantillon sur un agitateur, pipeter sous agitation jusqu'à obtention de la valeur d'obscuration souhaitée (entre 7 et 17 %).
- L'agitation de l'hydroEv doit être comprise entre 2200 et 2800 t/min sans l'utilisation des ultrasons.
- Utiliser les valeurs de 1.33 de l'eau pour le dispersant et 1.54 de la silice pour les propriétés optiques du matériel
- Sélectionner particules non-sphériques.
- Répéter la mesure et le pipetage 3 à 5 fois par échantillon, et réaliser la moyenne de ces mesures, afin d'atténuer l'effet du sous-échantillonnage et d'obtenir une valeur la plus représentative du tronçon de carotte.

III. Analyse de la glauconie

1. Rappel sur la glauconie

La glauconie est un type de grain alors que la glauconite est un minéral (McRae, 1972). La glauconie est un grain sableux verdâtre se formant dans les tests, tels que les foraminifères ou à partir des pellets (McRae, 1972; Odin, 1988; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). La couleur de ces grains varie entre différentes nuances : vert jaunâtre, vert clair, vert bleuté à vert très foncé. La glauconite est un minéral argileux, phyllosilicaté et hydraté de la famille des illites et du groupe des micas, riche en fer (Odin, 1988; Chamley, 1989; Rothwell, 1989; Baioumy and Boulis, 2012; Barthelmy, 2014; Mindat.org, 2016).

Les grains de glauconie sont composés de Fe-smectites comme la nontronite (Berthier, 1827), d'interstratifiés Illite –Smectite dont glauconite-nontronite (Gl-N) et de glauconites. La présence de nontronites, d'interstratifiés Gl-N, et de glauconites donnent la coloration verte au grain.

2. Principe et hypothèse

L'hypothèse et le principe de cette analyse se base sur les travaux précédents qui attestent que la formation de la glauconie à l'interface eau/sédiment, qui sont alors marqueurs d'un faible taux de sédimentation (Rothwell, 1989; Amorosi, 1995; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse et al., 2004; Pasquini et al., 2005; Giresse, 2008). Le faible taux de sédimentation serait induit par l'activité du vannage causé par le courant (Chafetz and Reid, 2000; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). Dans ce cas, la formation des Fe-smectites et des interstratifiés Gl-N intervient rapidement au cours des premiers 10 ka formant les grains de glauconie dont la couleur claire à foncée dépend de la proportion de Fe-smectites, de Gl-N et de glauconites dans le grain. Cette couleur et donc la

maturité de la glauconie seraient alors contrôlées par le vannage et par l'activité du courant : plus le vannage est fort et sur un temps long, plus la glauconie devient mature et les grains verts foncés.

3. Quantification de la glauconie

a. *Méthode quantitative*

La quantification de la glauconie se fait après tamisage à 63 µm du sédiment brut. La fraction sableuse est alors triée sous loupe binoculaire, les grains de glauconies sont séparés des autres grains et mis dans des piluliers séparés, selon une gamme de couleur définie de 4 classes en fonction de leur coloration (vert-jaunâtre à vert foncé). Les grains sont ensuite pesés, et le poids obtenu rapporté au poids total de la fraction sableuse puis au poids du sédiment brut. Cette quantification a été réalisée sur 3 carottes avec un pas d'échantillonnage de 10 cm : IG-KS-09, IG-KSF-11 et IG-KSF-15.

b. *Méthode semi-quantitative*

La quantification semi-quantitative a été réalisée par une estimation visuelle sous loupe binoculaire de la fraction supérieur à 63 µm. L'évaluation se fait selon une échelle visuelle de 0 (absent) à 6 très abondant (> à 80% de grains de glauconie dans la fraction sableuse) qui est ensuite rapporté au poids de la fraction sableuse après tamisage.

4. Microscopie électronique à balayage (MEB)

Certains niveaux caractéristiques de la carotte IG-KSF-11 ainsi que certains grains des carottes IG-KS-09 et IG-KSF-15 ont été sélectionnés pour des observations au microscope électronique à balayage (MEB) effectuées au sein du laboratoire PROMES (Université de Perpignan, France). Les analyses ont été réalisées avec un MEB HITACHI S-4500. Avant l'analyse, les échantillons sont métallisés par dépôt d'une couche d'or et de palladium autour des grains.

5. Analyse chimique micro-sonde

Durant les sessions de MEB, certains grains ont été sujets à une analyse élémentaire réalisée à l'aide d'une microsonde couplé au MEB afin de réaliser une étude chimique semi-quantitative. La microsonde effectue les analyses par bombardement d'électron (avec une cadence de 1000 cps/s) qui viennent exciter les atomes. La désexcitation des atomes génère un rayonnement X dont le spectre d'émission dépend de la nature de l'élément chimique. La présence d'or et de palladium durant cette mesure est un artefact induit par la métallisation des grains.

IV. Analyses des lames minces

Dix lames minces ont été effectuées sur le sédiment de la carotte IG-KSF-11 afin de caractériser les micro-faciès et de suivre l'évolution de la glauconie. L'échantillonnage se fait par prélèvement directement sur la carotte à l'aide d'une boite de 100 mm × 45 mm × 13 mm. Le sédiment humide et non induré est traité par une méthode d'imprégnation décrite par Zaragosi et al. (2006). Le sédiment est en premier déshydraté par une série d'attaque à l'aide de solution d'acétone (à 25 %, 50 %, 75 % puis 100 %). L'acétone est ensuite évacuée par séchage. La lame est ensuite imprégnée par une solution composé de résine Crystic 17449, d'acétone et d'un catalyseur (Butanox M50). L'échantillon est ensuite placé dans un dessicateur à 0.6 bar durant 48h, puis polymérisé et induré à la lumière du soleil. Les lames sont ensuite réalisées à partir d'une section coupée à l'aide d'une lame diamant, poli et fixé sur une lame de verre de 12*4.5 cm par une résine (résine de crystic, catalyseur butanox et un agent d'induration Kovi NL-51P).

Les lames minces ont été réalisées à l'université de Bordeaux au laboratoire EPOC (UMR-CNRS 5805) par Bernard Martin. Les captures d'images ont été effectuées en collaboration avec Sébastien Zaragosi.

V. Analyse de la préservation de la matière organique

1. Principe

La capacité à identifier et reconnaître les événements environnementaux passés résulte de la préservation et l'enregistrement de leurs caractéristiques lithologiques, biologiques, paléontologiques, et moléculaires (élémentaires, isotopiques). Ces indicateurs permettent notamment d'identifier et de comprendre l'évolution des stades glaciaires enregistrés dans le registre sédimentaire. Parmi ces indicateurs, la préservation de la matière organique joue un rôle particulier. Elle peut être associée à l'étude des biomarqueurs permettant de retrouver la signature biologique à l'origine de cette matière organique ainsi que les processus de son évolution en fonction des conditions environnementales.

Dans le milieu océanique, les organismes planctoniques et benthiques sont sensibles aux changements environnementaux (température, salinité, acidité, conditions trophiques). Ils constituent la source principale de matière organique dans le milieu océanique profond éloignés des sources continentales tel que le Plateau de Demerara.

L'enregistrement sédimentaire de la matière organique est mis en évidence par les mesures du carbone organique (C_{org}), de l'azote total (N_t) ainsi que par le rapport C_{org}/N_t ou C/N. Cet enregistrement à l'origine du bilan préservation/dégradation est conditionné par plusieurs facteurs : le taux de sédimentation et donc du temps passé à l'interface eau/sédiment (lié aux apports sédimentaires et ou au vannage sur le fond marin), les conditions oxiques sur le fond et dans la colonne d'eau, et les processus de diagenèse lors de l'enfouissement. Parmi les deux éléments mesurés, l'azote est le facteur le plus sensible car il est plus rapidement dégradé lors des processus de diagenèses que le carbone. De plus, le C_{org} est, dans divers sites du domaine Atlantique, corrélable à la productivité de surface (Müller and Suess, 1979; Thunell et al., 1992).

2. Dosage du carbone organique, carbone total et azote total

Le carbone organique, le carbone total et l'azote total ont été mesurés au CEFREM à l'aide d'un analyseur élémentaire Elementar VarioMAX C/N (Fig.15).

La technique de dosage est basée sur la méthode classique de Dumas (1831) et réalisée sur nos échantillons marins d'après Cauwet et al. (1990).

3. Préparation des échantillons

Gardés congelés après échantillonnage pour une bonne conservation de la matière organique, les échantillons de sédiment sont lyophilisés, puis broyés dans un broyeur planétaire (bol et billes en agate). Une fois réduit en poudre, un aliquot d'environ 80 mg est pesé dans une capsule en argent et décarbonaté par ajout d'acide phosphorique (H_3PO_4, 1M) puis d'acide chlorhydrique (HCl, 2M). Durant ce procédé le carbone minéral présent sous forme de carbonates est éliminé. La décarbonatation est terminée lorsque l'effervescence, et donc le dégazage de CO2 n'ont plus lieu.

Pour mesurer le carbone total et l'azote total, les sédiments après avoir été lyophilisés et broyés sont directement pesés.

4. La méthode de DUMAS

On réalise une pyrolyse de l'échantillon à 900°C pour le carbone total et l'azote total et une pyrolyse à 1100°C pour le carbone organique en enflammant de l'oxygène pur dans un

tube à combustion en quartz. Les gaz de la combustion sont entraînés par un gaz vecteur, l'hélium (He) et passent dans un premier tube post-combustion constitué de corindon, d'oxyde de cuivre et de filtres de laine de verre.

Dans ce tube les gaz de combustion sont oxydés en CO_2, H_2O, SO_2, SO_3 et NO_X et le surplus de dioxyde d'oxygène (O_2) est éliminé. Les gaz continuent leur parcours dans le filtre à eau où 80% de l'H_2O est éliminée.

Ils passent ensuite dans le deuxième tube composé de tungstène, de cuivre et de laine d'argent (le tube de réduction). La laine d'argent piège les éléments non dosés tel que les résidus de chlorures (chlore des échantillons marins et reste d'acide chlorhydrique utilisé pour la décarbonatation). Les résidus soufrés et cuivrés sont piégés par le tungstène.

A la sortie du tube de réduction il reste le N_2 et le CO_2 qui sont transportés par le gaz vecteur (He).

Ce mélange passe ensuite dans un tamis moléculaire qui va retenir le CO_2 le temps d'analyser le N_2 dosé en premier puis est libéré le CO_2 en chauffant ce tamis à 250 C°

L'analyse est faite par un détecteur thermo-conductif (ou catharomètre) grâce à la mesure de différence de potentiels lors du passage du gaz (pont de Wheatstone).

Les données sont obtenues en pourcentage massique en intégrant l'aire sous la courbe du pic correspondant à l'élément dosé (C ou N) avec une marge d'erreur pour le carbone et l'azote de respectivement 5% et 10 %.

On obtient le pourcentage massique de carbone minéral par différence entre le pourcentage de carbone total et le pourcentage de carbone organique. Le taux de carbonates est calculé à partir du taux de C minéral en utilisant le rapport des masses molaires (CaCO3: C = 100: 12).

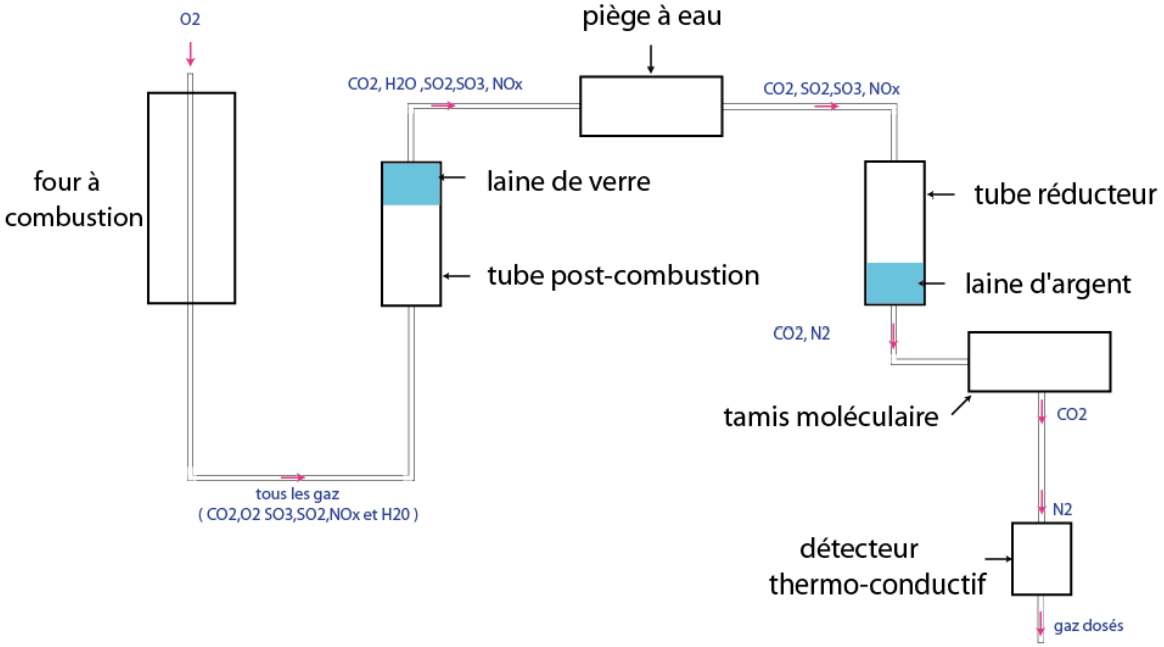


Figure 15 : Schéma de fonctionnement de l'analyseur élémentaire Elementar VarioMax C/N (CEFREM)

5. Etude du rapport C/N

La valeur du rapport carbone organique sur azote (C/N) d'un sédiment renseigne sur l'origine et le degré d'évolution de la matière organique qu'il renferme.

Dans les sédiments marins, la matière organique peut avoir des origines diverses; elle est issue de la production planctonique autochtone et peut aussi avoir une origine continentale (allochtone) transportée essentiellement par les fleuves dans le milieu marin.

Les rapports C/N de la matière organique d'origine marine varient entre 4 et 6 à cause de la forte proportion en protéines (composés azotés) dans les organismes, tels que le phytoplancton et le zooplancton. Monoley and Field (1991) ont proposé un C/N de 6 pour le nano- et netphytoplancton, C/N de 4,5 pour les flagellés et le micro- et mésozooplancton et C/N de 4 pour les bactéries.

Pour l'origine terrestre, les végétaux supérieurs ont un rapport C/N > 20, du fait de leur très faible contenu en matériel azoté (Meyers and Ishiwatari, 1993). A cause des processus d'humification et de minéralisation des litières et des racines dans les sols, le C/N de la matière organique ayant pour origine les sols est plus bas que celui des plantes vasculaires, variant entre 8 et 20 (Edges and Oades, 1997). Au cours de la dégradation des végétaux supérieurs (C/N élevé), la valeur du rapport diminue à cause de la colonisation bactérienne dont le C/N est faible (Monoley and Field (1991) ont proposé un C/N=4).

La matière organique des sédiments marins est souvent décrite comme le mélange des deux sources, terrestres et marines et de plus subi au cours du temps les processus de la diagenèse. La compréhension du rapport C/N est de ce fait délicate.

Les rapports C/N des sédiments marins profonds sont normalement plus élevés que ceux de tous les organismes marins cités ci-dessus et plus bas que les rapports C/N de la matière organique terrestre (faible contribution). Dans les sédiments marins récents, un C/N compris entre 10 et 12 indique donc la présence de détritus d'organismes marins dégradés ou déjà fortement minéralisés (Kristensen and Blackburn, 1987). Au cours de la diagenèse la valeur du rapport C/N augmente dans le temps avec la minéralisation et la dégradation préférentielle de l'azote. La matière organique d'origine terrestre apportée au milieu marin est plus réfractaire (lignine) que la matière organique dérivée de la production autochtone. Dans ce contexte, le rapport C/N peut alors être utilisé comme un indicateur de source, la proportion de matière organique terrestre étant alors significative pour une valeur du rapport C/N supérieure à 13 (Goñi et al., 2003).

VI. XRF core scanner

1. Sur carotte

L'analyse des carottes au XRF core scanner est une analyse élémentaire non destructive (Jansen et al., 1998; Chéron et al., 2016). Le XRF core scanner est un spectromètre de fluorescence X qui permet une semi-quantification haute résolution des éléments chimiques majeurs, mineurs et des éléments traces. Les données sont exprimées en nombres de coup et peuvent être normalisés en rapport. Ces données peuvent ainsi donner des indications sur la lithologie et peuvent être utilisées pour l'étude paléo-environnementale. L'appareil utilisé est un AVAATECH. Le système est basé sur la dispersion d'énergie de la fluorescence X utilisant comme anode un tube à rayon X de type Oxford Rh et un detecteur CANBERRA Silicon Drift.

La carotte après ouverture est surfacée, un film plastique fin de type Ultralene foil de 4 µm d'épaisseur est mis sur la surface du sédiment pour éviter les contaminations, l'oxydation et la déshydratation du sédiment au cours de la mesure. Les carottes sont ensuite analysées ici avec un pas de 1 cm permettant ainsi une analyse continue le long de la carotte.

2. Sur échantillon

Les mesures au XRF sur échantillon ont été réalisées par Joël Etoubleau au centre Ifremer de Brest. Des analyses XRF sur échantillons ont également été réalisées sur les sédiments carbonatés indurées des carottes IG-KS-01, IG-KS-03, IG-KS-10, IG-KS-15 et IG-KS-16.

Pour cela chaque échantillon subit une double préparation : sous forme de pastille et sous forme de bille. La pastille constituée de sédiment brut est analysé pour les éléments majeurs. Les éléments traces sont mesurés sur la bille.

a. *Réalisation de la pastille*

Du sédiment est prélevé puis séché à 65°C. L'échantillon est ensuite broyé via un broyeur mécanique à anneau. Puis 4.00 g de sédiment sont prélevés et ajoutés à 0.40 g de cire. Le tout est ensuite mis sous une presse à une pression de $10T/cm^2$. La pastille ainsi réalisée peut alors être mesurée au XRF.

b. *Réalisation des billes*

Du sédiment est prélevé puis séché à 65°C puis broyé avec un broyeur mécanique. De ce sédiment, 1.20 g sont ensuite prélevés et mélangés à 9.00 g de spectroflux ($Li_2B_4O_7$ à 90% & LiF à 10 %) dont le rôle est de faciliter la fusion du sédiment en abaissant la température de fusion de certains éléments. 0.500 g de l'échantillon sont ensuite prélevés et mélangés à 0.5 mL de LiBr en solution. L'échantillon est ensuite séché à 110°C pendant 30 minutes. Il est ensuite chauffé une première fois à 1050°C pendant 15 minutes. L'échantillon est alors homogénéisé puis re-chauffé à 1050°C pendant 10 minutes. La fusion permet d'éliminer les éléments volatiles tels que les gaz parfaits et d'éliminer le $CaCO_3$ par oxydation maximale. L'échantillon est ensuite sorti et refroidi à température ambiante où il se refroidit en formant une bille de verre qui peut ensuite être analysée au XRF.

VII. Calcimétrie

Les mesures ont été réalisées au sein du laboratoire de l'IFREMER avec le soutien technique d'Angélique Roubi et Mikael Rovere. La calcimétrie a été effectuée sur les échantillons des carottes carbonatées : IG-KS-01, IG-KS-03, IG-KS-10, IG-KS-15 et IG-KS-16. L'analyse est effectuée avec un calcimètre et en utilisant un acide HCl à 3.4M et sous une pression de 20mBar.

VIII. Analyses isotopiques

1. L'analyse du $\delta^{18}O$

a. *Généralité*

L'étude des isotopes stables ($\delta^{18}O$) effectuée sur les tests de foraminifères benthiques et planctoniques est un proxy paléocéanographique standard avec une forte précision analytique. Le $\delta^{18}O$ dépend de 3 facteurs, deux locaux (la température et la salinité) et d'un facteur global le volume de glace. Dans cette étude, les analyses ont été effectuées sur les foraminifères benthiques et planctoniques.

b. *Principe*

La composition isotopique est obtenue par une analyse avec un spectromètre de masse d'un échantillon d'eau de mer, de glace ou de tests d'organismes marins tels que les foraminifères. Cette composition isotopique de l'échantillon est ensuite évaluée en rapport avec un standard PDB Belemnite pour les tests en calcite et le SMOW (Standard Mean Ocean Water) pour l'eau de mer selon la formule suivante :

$$\delta^{18}O = (^{18}O/\,^{16}O)_{sample} - (^{18}O/^{16}O)_{standard} / (^{18}O/\,^{16}O)_{standard} * 1000$$

La mesure du $\delta^{18}O$ est fréquemment effectuée à partir de la calcite de tests d'organismes tels que les foraminifères. Dû au fractionnement isotopique, le $CaCO_3$ cristallisé est plus riche en ^{18}O que l'eau de mer. La calcification et le fractionnement isotopique sont fonctions de la

composition de l'eau de mer (volume de glace et salinité) et aussi de la température de l'eau de mer :

T= 16.9 -4.38 (δ^{18}Oforam - δ^{18}Owater) + 0.1 (δ^{18}Oforam - δ^{18}Owater)2 (d'après Shackleton 1974).

c. *Acquisition*

L'étude des isotopes stables (δ^{18}O) a été effectuée sur les échantillons des carottes IG-KSF-05 et IG-KSF-11. Les échantillons sont composés de *Globugerinioides ruber* pour les foraminifères planctoniques avec un pas d'échantillonnage de 1 pour 5 m. Pour les foraminifères pour les benthiques, les échantillons sont formés à partir d'*Uvigerina mediterranea* avec un pas de 1 pour 10 cm. Les échantillons sont composés de 3 à 10 individus.

Les analyses ont été ensuite effectuées par le laboratoire « Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research » à Kiel en Allemagne.

2. L'analyse des isotopes du Sr

Le sédiment de ces carottes particulières a pu être daté à partir de la stratigraphie des isotopes du strontium (Sr) basée sur la courbe de Lowess 5 fit (McArthur et al., 2012). Les carbonates biogéniques sont alors séparés du sédiment sec via une procédure qui prévient de la contamination du matériel terrigène (Rongemaille et al., 2011). Le Sr est ensuite isolé des carbonates grâce à une résine à Sr (Sr spec, Eichrom Industries, IL, USA). Les échantillons ont été préparés en salle blanche à l'Ifremer. La composition en Sr est déterminée en mode statique sur un spectromètre de masse de type Thermo TRITON TI-mass au sein du Pôle de Spectrométrie de l'Océan (Brest, France), en utilisant le rapport $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ pour la correction de masses discriminant les isotopes. La mesure de réplica de solution standard NBS987 donne en moyenne $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710232 \pm 9$ (2sd), qui est utilisé pour normaliser la mesure du ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios pour une valeur recommandée de NBS987 de 0.710250.

3. Datations au ^{14}C

Les datations au carbone 14 (^{14}C) ont été obtenues par mesure avec un « Accelerator Mass Spectrometer (AMS) » du laboratoire de radiocarbone de Poznań (Pologne). Les mesures ont été effectuées sur des échantillons mono spécifiques de foraminifères planctoniques (*Globigerinioides sp.*). Les âges obtenus ont été calibrés à partir du logiciel Calib 7.0.4 basé sur la courbe de calibration Marine 09 (Reimer et al., 2013).

IX. Paléomagnétisme

Le paramètre magnétique permet d'enregistrer le champ magnétique lors du dépôt du sédiment. Les minéraux ferromagnésiens au cours de leur chute dans la colonne d'eau peuvent être influencés et orientés selon le champ magnétique terrestre, il s'agit de la rémanence magnétique détritique. Un échantillonnage continu par « U-channel » sur l'ensemble des carottes IG-KSF-05 et IG-KSF-11 a été effectué. Les analyses du paléomagnétisme ont été effectuées au sein du laboratoire du Museum d'histoire naturelle et le GEOPS de l'université de Paris Sud en collaboration avec Alina Tudryn.

Le but de cette analyse est de tenter d'identifier des événements paléomagnétiques du Quaternaire en association avec la variation relative des courbes isotopiques (Bleil and Von Dobeneck, 1999). Au Quaternaire, des événements notables peuvent être enregistrés dans les sédiments tel que le « Gothenburg Geomagnetic Polarity Excursion », l'événement Laschamp ou l'événement de Blake (Mörner, 1977; Barbetti et al., 1980; Mörner, 1986; Guillou et al., 2004; Plenier et al., 2007; Gibbard and Cohen, 2008; Nilsson et al., 2011; Collins et al., 2012).

E. Références bibliographiques

Amorosi, A., 1995. Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. Journal of Sedimentary Research 65, 419-425.

Baioumy, H., Boulis, S., 2012. Non-pelletal glauconite from the Campanian Qusseir Formation, Egypt: Implication for glauconitization. Sedimentary Geology 249–250, 1-9.

Barbetti, M., Taborin, Y., Schmider, B., Flude, K., 1980. Archaeomagnetic results from late Pleistocene hearths at Etiolles and Marsangy, France. Archaeometry 22, 25-46.

Barthelmy, D., 2014. Mineralogy Database.

Berthier, P., 1827. Nontronite, nouveau mineral decouvert dans le departement de la Dordogne. Annls Chim. Phys 36, 22-27.

Bianchi, G., Hall, I.R., McCave, I., Joseph, L., 1999. Measurement of the sortable silt current speed proxy using the Sedigraph 5100 and Coulter Multisizer IIe: Precision and accuracy. Sedimentology 46, 1001-1014.

Bleil, U., Von Dobeneck, T., 1999. Geomagnetic events and relative paleointensity records—Clues to high-resolution paleomagnetic chronostratigraphies of Late Quaternary marine sediments?, Use of proxies in paleoceanography. Springer, pp. 635-654.

Cauwet, G., Gadel, F., de Souza Sierra, M., Donard, O., Ewald, M., 1990. Contribution of the Rhône River to organic carbon inputs to the northwestern Mediterranean Sea. Continental Shelf Research 10, 1025-1037.

Chafetz, H.S., Reid, A., 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. Sedimentary Geology 136, 29-42.

Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Chéron, S., Etoubleau, J., Bayon, G., Garziglia, S., Boissier, A., 2016. Focus on sulfur count rates along marine sediment cores acquired by XRF Core Scanner. X-Ray Spectrometry 45, 288-298.

Collins, L.G., Hounslow, M.W., Allen, C.S., Hodgson, D.A., Pike, J., Karloukovski, V.V., 2012. Palaeomagnetic and biostratigraphic dating of marine sediments from the Scotia Sea, Antarctica: First identification of the Laschamp excursion in the Southern Ocean. Quaternary Geochronology 7, 67-75.

Dumas, J., 1831. Procedes de I'analyse organique. Ann. Chim. Phys 47, 198-205.

Gibbard, P., Cohen, K.M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Episodes 31, 243-247.

Giresse, P., 2008. Chapter 12 Some Aspects of Diagenesis in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 203-221.

Giresse, P., Wiewióra, A., 2001. Stratigraphic condensed deposition and diagenetic evolution of green clay minerals in deep water sediments on the Ivory Coast–Ghana Ridge. Marine Geology 179, 51-70.

Giresse, P., Wiewióra, A., Grabska, D., 2004. Glauconitization processes in the northwestern Mediterranean (Gulf of Lions). Clay Minerals 39, 57-73.

Goñi, M.A., Teixeira, M.J., Perkey, D.W., 2003. Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). Estuarine, Coastal and Shelf Science 57, 1023-1048.

Guillou, H., Singer, B.S., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. Earth and Planetary Science Letters 227, 331-343.

Hall, I.R., McCave, I.N., Shackleton, N.J., Weedon, G.P., Harris, S.E., 2001. Intensified deep Pacific inflow and ventilation in Pleistocene glacial times. Nature 412, 809-812.

Heezen, B.C., Hollister, C., 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. Marine Geology 1, 141-174.

Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A.J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. Marine Geology 151, 143-153.

Kristensen, E., Blackburn, T., 1987. The fate of organic carbon and nitrogen in experimental marine sediment systems: influence of bioturbation and anoxia. Journal of Marine Research 45, 231-257.

Ledbetter, M.T., 1986. Bottom-current pathways in the Argentine Basin revealed by mean silt particle size. Nature 321, 423-425.

Loncke, L., Pattier, F., Mercier de Lepinay, B., Hebert, B., Sotin, C., Droz, L., Graindorge, D., Bayon, G., Caprais, J.C., Roest, W., Marsset, T., Bermell, S., Basile, C., Maillard, A., Marcaillou, B., Lebrun, J.F., Heuret, A., 2013. RAPPORT SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE DE LA MISSION IGUANES.

McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A., 2012. Chapter 7 - Strontium Isotope Stratigraphy, The Geologic Time Scale. Elsevier, Boston, pp. 127-144.

McCave, I., 1985. Properties of suspended sediment over the HEBBLE area on the Nova Scotian Rise. Marine Geology 66, 169-188.

McCave, I., Manighetti, B., Robinson, S., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. Paleoceanography 10, 593-610.

McCave, I., Syvitski, J.P., 1991. Principles and methods of geological particle size analysis. Principles, methods and application of particle size analysis, 3-21.

McCave, I., Tucholke, B., 1986. Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. The Geology of North America 1000, 451-468.

McCave, I.N., 1983. J. geophys. Res. 88, 7647-7666.

McCave, I.N., 1984. Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 31, 329-352.

McCave, I.N., 2008. Chapter 8 Size Sorting During Transport and Deposition of Fine Sediments: Sortable Silt and Flow Speed, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 121-142.

McCave, I.N., Hall, I.R., 2006. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7, 1-37.

McCave, I.N., Hollister, C.D., 1985. Sedimentation under deep-sea current systems: Pre-HEBBLE ideas. Marine Geology 66, 13-24.

McRae, S.G., 1972. Glauconite. Earth-Science Reviews 8, 397-440.

Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Organic Geochemistry 20, 867-900.

Mindat.org, 2016. Mindat.org/glauconite, in: Mindat.org (Ed.), Hudson Institute of Mineralogy.

Monoley, C.L., Field, J.G., 1991. Modelling carbon and nitrogen flow in microbial plankton community., in: Reid, J.L.e.a. (Ed.), Protozoa and their role in marine processes. Springer, pp. 443-473.

Mörner, N.-A., 1977. The Gothenburg Magnetic Excursion. Quaternary Research 7, 413-427.

Mörner, N.-A., 1986. Geomagnetic excursions in late Brunhes time, European long-core data. Physics of the Earth and Planetary Interiors 44, 47-52.

Müller, P.J., Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 26, 1347-1362.

Nilsson, A., Muscheler, R., Snowball, I., Aldahan, A., Possnert, G., Augustinus, P., Atkin, D., Stephens, T., 2011. Multi-proxy identification of the Laschamp geomagnetic field excursion in Lake Pupuke, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters 311, 155-164.

Odin, G.S., 1988. Green Marine Clays. Elsevier.

Pasquini, C., Lualdi, A., Vercesi, P.L., 2005. "Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France" [Cretaceous Research 25 (2004) 179–189] – Reply. Cretaceous Research 26, 731-732.

Plenier, G., Valet, J.-P., Guérin, G., Lefèvre, J.-C., LeGoff, M., Carter-Stiglitz, B., 2007. Origin and age of the directions recorded during the Laschamp event in the Chaîne des Puys (France). Earth and Planetary Science Letters 259, 414-431.

Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S., Niu, M., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP Radiocarbon 55(4).

Rongemaille, E., Bayon, G., Pierre, C., Bollinger, C., Chu, N.C., Fouquet, Y., Riboulot, V., Voisset, M., 2011. Rare earth elements in cold seep carbonates from the Niger delta. Chemical Geology 286, 196-206.

Rothwell, R., 1989. Feldspar, Minerals and Mineraloids in Marine Sediments. Springer, pp. 65-78.

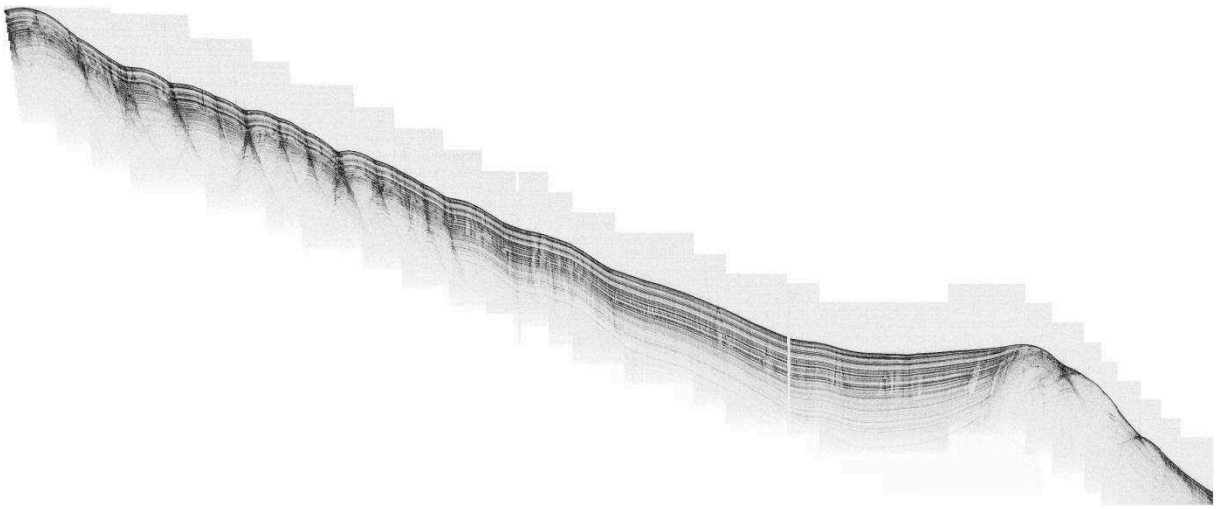
Russel, W., 1980. Review of the role of colloidal forces in the rheology of suspensions. Journal of Rheology (1978-present) 24, 287-317.

Thunell, R., Qingmin, M., Calvert, S., Pedersen, T., 1992. Glacial-Holocene Biogenic Sedimentation Patterns in the South China Sea: Productivity Variations and Surface Water pCO2. Paleoceanography 7, 143-162.

Wiewióra, A., Giresse, P., Petit, S., Wilamowski, A., 2001. A deep-water glauconitization process on the Ivory Coast–Ghana marginal ridge (ODP site 959): determination of Fe3+-rich montmorillonite in green grains. Clays and Clay Minerals 49, 540-558.

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Marine Letters 26, 317-329.

Partie III : Resultats
Chapitre 1 : Les processus sedimentaires recents sur le Plateau de Demerara, mis en evidence par l'analyse des echo-facies chirp et les facies sedimentaires



Profil chirp IG-130 du plateau de Demerara

Table des matières

A. Introduction 150
B. Physiographie du plateau de Demerara 152
C. Données et méthodes 152
I. Données 152
II. Méthodes 152
D. Résultats & interprétations 154
I. Structures morpho-sédimentaires 154
II. Classification des écho-faciès 159
1. Description des écho-faciès 159
2. Interprétation des écho-faciès : type de sédimentation et processus sédimentaires associés 161
III. Répartition des écho-faciès et calibration 162
1. Le plateau marginal supérieur 162
2. Le plateau marginal intermédiaire 162
3. Le plateau marginal inférieur 172
4. La pente continentale du plateau marginal 172
5. La plaine abyssale 173
IV. Cartes isopaques des sédiments récents 174
V. Comparaison des cartes isopaques, de la répartition des écho-faciès et des carottes, et interprétations 177
1. Le plateau marginal supérieur 177
2. Le plateau marginal intermédiaire 177
3. Le plateau marginal inférieur 179
4. La pente continentale 179
5. La plaine abyssale 179
6. La zone 6 de forte accumulation sédimentaire 180
E. Discussion sur les processus sédimentaires actifs 181
1. Influence de la circulation océanique sur la sédimentation du plateau 181
2. Une sédimentation à deux composantes 183
3. Variations au cours du temps des courants et de la sédimentation 184
4. Relation entre instabilité et les processus sédimentaires 185
F. Conclusion 185
G. Références bibliographiques 187

A. Introduction

Le plateau de Demerara est un plateau marginal se structurant le long d'une marge passive transformante (Mercier de Lépinay, 2016; Mercier de Lépinay et al., in press). Ce type de marge est caractérisé par la rupture du plateau continental qui est suivie du domaine de plateau marginal légèrement plus pentu (pente de 1° pour le plateau continental et 3° pour le plateau marginal). Le plateau marginal se termine par une rupture de pente abrupte vers le domaine océanique qui correspond à la pente continentale (Fig.1).

La physiographie particulière d'un plateau marginal tel que le plateau de Demerara, qui forme une indentation sur le fond marin, peut influer sur la circulation océanique. L'impact d'un tel obstacle sur le fond marin sur la circulation océanique et la mise en place de processus de contourite a été décrit par différentes publications (Heezen and Johnson, 1963; Orvik and Niiler, 2002; Hernández-Molina et al., 2008b; Knutz, 2008; Viana, 2008; Hernández-Molina et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2010; Vandorpe et al., 2014) . Cet impact est décrit plus en détails dans la partie I chapitre 3 de ce manuscrit.

Le plateau de Demerara a été récemment étudié pour sa forte instabilité de pente (Ingram, 2006; Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010; Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2013; Loncke et al., 2016). Cette instabilité semble être en lien avec la physiographie particulière du plateau marginal formé le long d'une marge transformante.

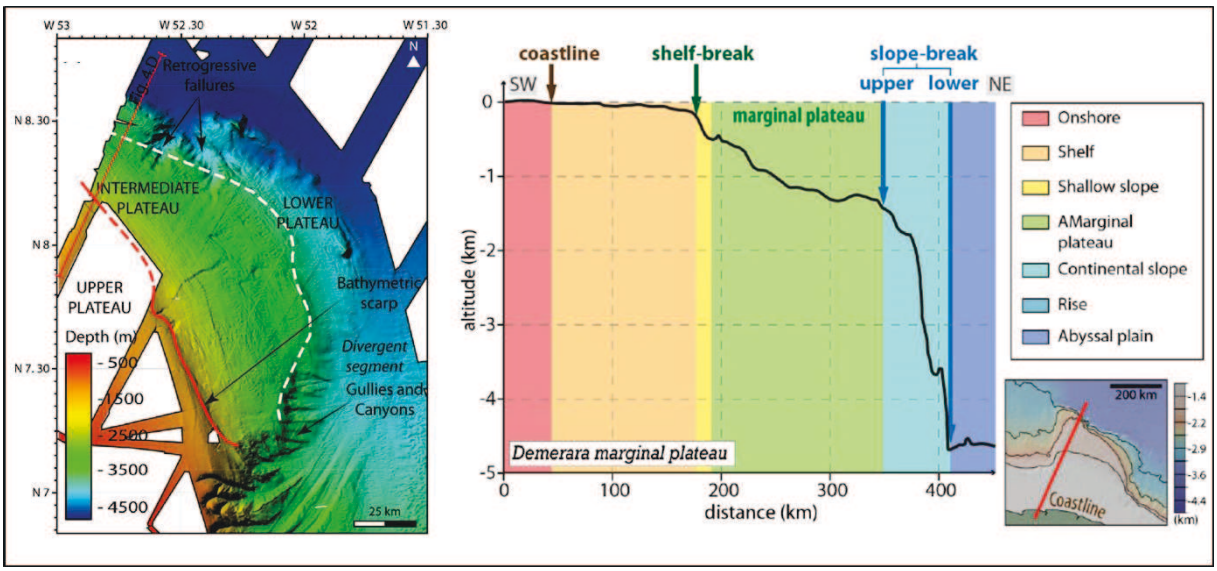


Figure 1 : Carte bathymétrique multi-faisceau (Pattier et al., 2013) et profil bathymétrique du plateau de Demerara (Mercier de Lépinay, 2016).

Le but de ce chapitre est de comprendre les processus sédimentaires qui gouvernent la sédimentation récente ainsi que leurs interactions sur l'ensemble du plateau et en fonction du domaine du plateau marginal. Dans un premier temps, un inventaire des structures présentes sur le fond marin et en sub-surface sera réalisé à partir des nouvelles données acquises durant la mission IGUANES (Loncke, 2013) (notamment la bathymétrie multifaisceau, le sondeur de sédiment et la sismique haute résolution ainsi que des carottes sédimentaires). L'analyse détaillée sera effectuée sur les données chirp (classification et cartographie des écho-faciès, répartition des accumulations sédimentaires récentes – via des cartes isopaques). Par la suite, ces écho-faciès chirp seront mis en relation avec les faciès des carottes afin de mieux appréhender l'évolution de la sédimentation récente sur le plateau marginal de Demerara.

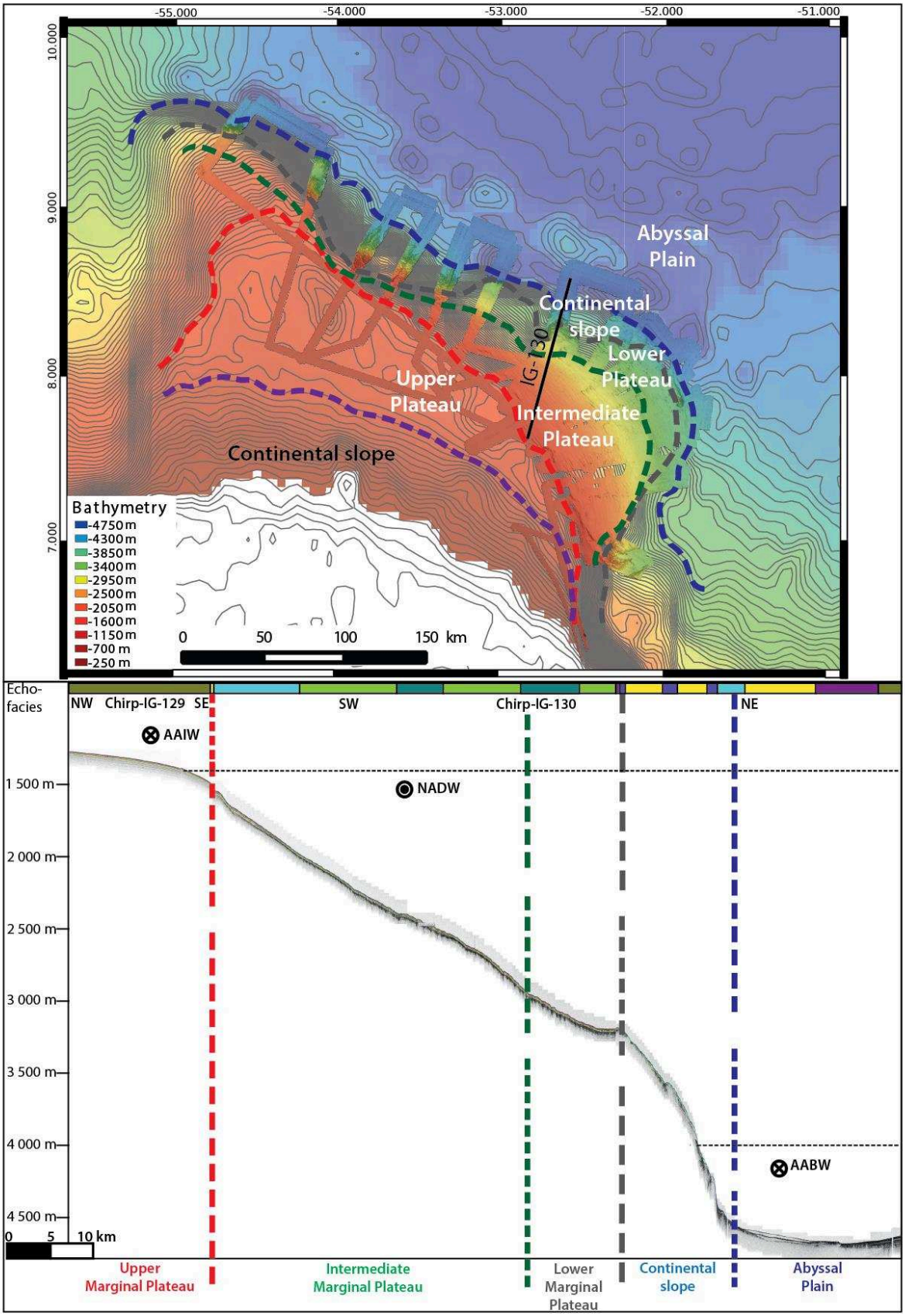


Figure 2 : Carte bathymétrique et profils chirp illustrant la physiographie du plateau marginal de Demerara : plateau supérieur, intermédiaire, inférieur, pente continentale et plaine abyssale.

B. Physiographie du plateau de Demerara

Le plateau marginal de Demerara peut-être subdivisé en 5 domaines (Fig. 2) (Basile et al., 2013; Pattier et al., 2013; Mercier de Lépinay, 2016) :

- Le plateau marginal supérieur, de 200 m à ~1400-1500 m avec une pente de 1°, celui-ci est caractérisé par une surface étendue peu pentue qui se termine par une cicatrice d'arrachement qui marque la rupture de pente vers le plateau intermédiaire (Fig.2).
- Le plateau marginal intermédiaire situé entre ~1500 m et ~2500-3000 m avec une pente de 3°, présente une pente plus forte que le plateau supérieur et se termine par une rupture de pente entre 2500-3000 m. Il existe 3 zones distinctes sur ce plateau : la partie nord-ouest avec un plateau moyennement étendu 25 à 50 km, la partie centrale entre 54°W et 53°W où le plateau intermédiaire est réduit voire absent comme au niveau du profil chirp IG-116e, et la partie sud-est avec un plateau intermédiaire étendu 50 à 70 km (Fig.2).
- Le plateau marginal inférieur, entre ~2500-3000 m et ~3200-3500 m avec une pente de 1° qui peut se terminer par un replat qui donne sur la pente continentale. Tout comme le plateau marginal intermédiaire il est peu marqué voire absent entre 54°W et 53°W (Fig.2).
- La pente continentale du plateau marginal, localisée entre ~3200-3500 m et ~4200-4500 m avec une pente moyenne de 12° (jusqu'à 20°) qui marque la limite entre le plateau et la plaine abyssale. Cette pente est très prononcée sur une grande partie du plateau, excepté entre 52°W 8°N et 51.5°W 7.5°N (Fig.2).
- La plaine abyssale débute autour de ~4200-4500 m (Fig.2).

C. Données et méthodes

I. Données

Le jeu de données géophysiques acquis durant la campagne IGUANES (Fig.3) comprend: les données de sondeur multi-faisceau (bathymétrie, imagerie backscatter et colonne d'eau), les données du sondeur de sédiment (≈4700 km) ainsi que les données sismiques haute résolution. Les données du sondeur de sédiment de la mission GUAPLAC (Le Suave and Beuzart, 2003) (Fig.3) ont été importées dans le projet Kingdom avec les données IGUANES (Loncke, 2013) et sont traitées ensemble permettant de compléter la grille de donnée.

II. Méthodes

Dans un premier temps, l'étude se focalisera sur la description physiographique de la zone (description des grands domaines, pointé et description des structures présentes sur le fond marin) sur la base des données de sondeur multi-faisceaux et de sismique.

Dans un second temps, les écho-faciès ont pu être identifiés le long des profils des campagnes IGUANES et GUYAPLAC sur le plateau de Demerara (Fig.3). Les écho-faciès sont définis en fonction de la pénétration acoustique et de la continuité des réflecteurs sur et sous le fond marin. Ces écho-faciès sont identifiés à partir des profils chirps sur Kingdom visualisés avec le mode « enveloppe » qui définit les réflecteurs en fonction de l'amplitude. Ces écho-faciès ont ensuite été cartés le long des lignes chirp des missions IGUANES et GUYAPLAC. Finalement, à partir de ces pointés, des cartes harmonisées de répartition des différents écho-faciès ont été réalisées par extrapolation des pointés le long des lignes chirp.

Dans un troisième temps, les écho-faciès décrits seront mis en relation avec les faciès identifiés sur les carottes afin de calibrer les enregistrements géophysiques par les faciès et types sédimentaires tels que décrits dans les carottes.

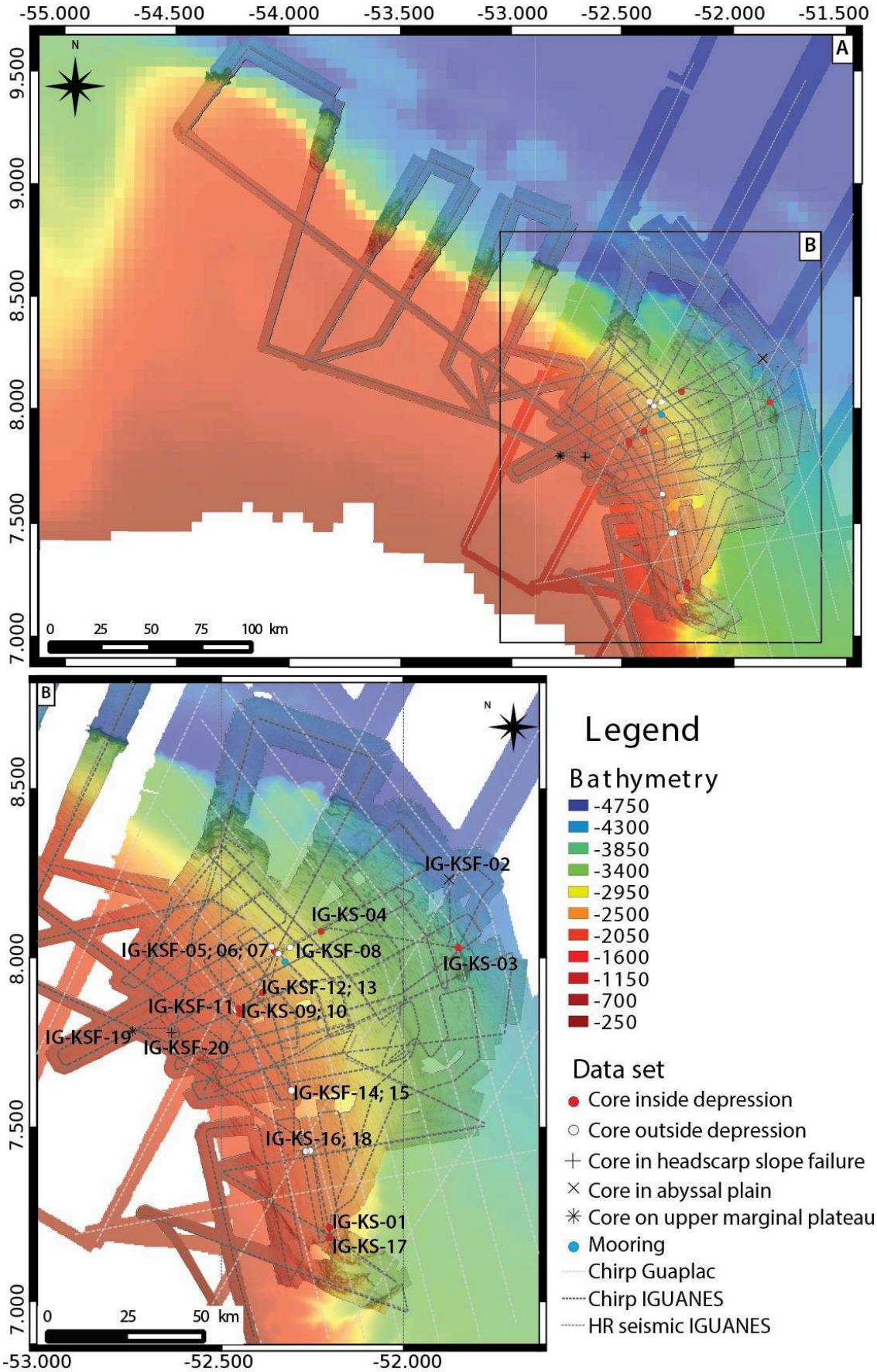


Figure 3 : Cartes bathymétriques multi-faisceau du plateau de Demerara avec le plan de position des données acquises durant la mission IGUANES (ligne sismique, profil chirp, carottages, mouillage) ainsi que la position des profils chirps GUYAPLAC utilisés dans ce chapitre.

Pour finir, des cartes isopaques ont été effectuées sur la sédimentation récente sur l'ensemble de la zone d'étude. Le fond marin est pointé en bleu, puis des horizons, rouges, verts et jaunes ont été identifiés sur des critères de continuité et réflectivité. L'horizon jaune est l'horizon le plus profond atteint par les carottes sédimentaires durant la campagne IGUANES. Selon les profils, ces horizons peuvent être présents dans les 10 premiers mètres du sédiment et associés à une résolution de 20-30 cm du chirp, ils peuvent en théorie être identifiables sur les carottes sédimentaires. De plus, ils présentent une continuité sur l'ensemble du plateau permettant de mettre en évidence une continuité dans l'enregistrement sédimentaire. Ces cartes isopaques seront alors comparées aux cartes de répartitions des écho-faciès.

Sur l'ensemble du plateau de Demerara, 20 carottes sédimentaires (Annexe I à XX) de type Kullenberg ont été collectées au cours de la mission IGUANES (Fig.3) : une sur le plateau marginal supérieur, une sur la cicatrice d'arrachement, 16 sur le plateau marginal intermédiaire, une sur le plateau inférieur et une sur la plaine abyssale (Fig.2). Leur longueur est comprise entre 0.57 m et 9.26 m. La majorité des carottes collectées enregistrent une sédimentation grise-verdâtre boueuse à dominance silto-argileuse. Certaines carottes présentent la particularité d'être composées d'une masse indurée carbonatée blanche à blanc-verdâtre.

L'âge de la fraction carbonatée du sédiment a pu être estimé par la méthode chronostratigraphique des isotopes du Strontium (Sr) (McArthur et al., 2012). Cette méthode de datation repose sur l'évidence que la composition isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer a fluctué de manière uniforme dans l'océan mondial au cours des temps géologiques. La comparaison des données isotopiques obtenues sur nos sédiments à la courbe de référence Lowess fit ((McArthur et al., 2012) permet ainsi d'estimer leur âge de dépôt. Les carbonates biogènes ont été séparés du sédiment sec via par extraction séquentielle (Rongemaille et al., 2011). Le Sr est ensuite purifié par chromatographie ionique à l'aide d'une résine spécifique (Sr spec, Eichrom Industries, IL, USA). La composition en Sr est déterminée en mode statique sur un spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS) de type Thermo TRITON au sein du Pôle Spectrométrie Océan (Brest, France), en utilisant le ratio $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0.1194 pour corriger de la discrimination en masse au cours de l'analyse. La mesure de réplicas de la solution standard NBS987 a donné en moyenne $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710232 \pm 9$ (2sd), utilisée ensuite pour normaliser la mesure des valeurs $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtenues par rapport à la une valeur recommandée de NBS987 de 0.710250.

Sur la base des descriptions effectuées à l'ouverture des carottes ainsi que l'étude détaillée de certaines d'entre elles différents faciès sédimentaires ont pu être identifiés.

D. Résultats & interprétations

I. Structures morpho-sédimentaires

La première structure visible en bathymétrie (Fig.4, 5A, 5D) est la présence d'une grande cicatrice d'arrachement le long du plateau de Demerara. Elle correspond à la rupture de pente entre le plateau marginal supérieur et intermédiaire (Fig. 2, 4). Elle est associée à de nombreux glissements de tailles variables. Cette cicatrice et ces glissements sont très marqués sur la bathymétrie (Fig.2 à 5), le chirp ainsi que sur la sismique haute résolution (figure 5).

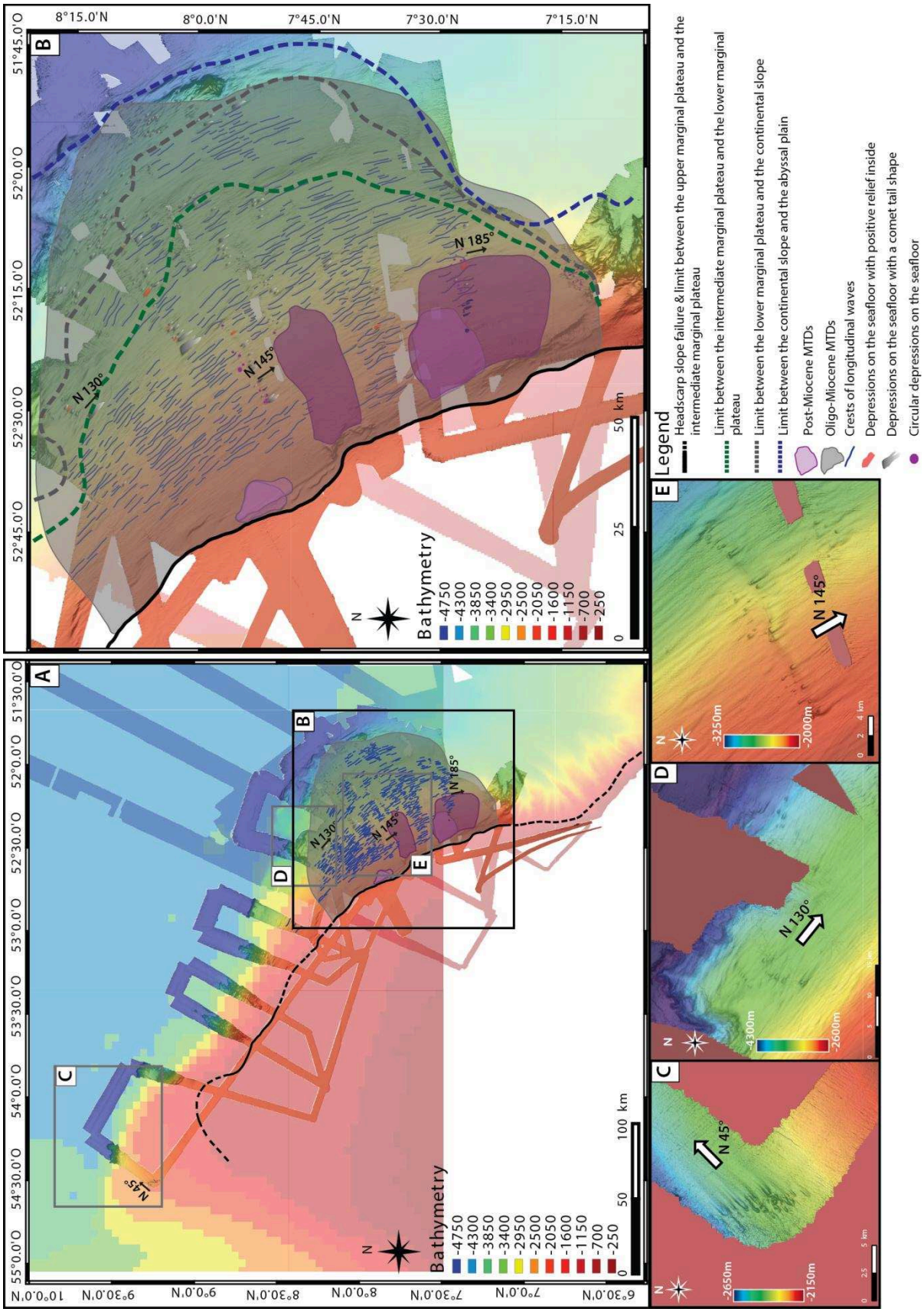


Figure 4 : Cartes bathymétriques multi-faisceau du plateau de Demerara. Les structures sédimentaires sont identifiées et localisées sur le fond marin (dépressions et crêtes des rides sédimentaires) ainsi que la position des différents MTDs Oligo-Miocène et post-Miocène. Localisation des champs de dépressions identifiés lors de la mission IGUANES.

Le deuxième type de structures remarquables sur le plateau de Demerara correspond aux nombreuses dépressions souvent elliptiques (Fig.5B, 5E) et parfois circulaires présentes sur une grande partie du plateau. Des champs de dépressions ont été identifiés sur la partie guyanaise du plateau (Fig.4). Sur la partie Nord-Ouest surinamienne du plateau, ces dépressions sont orientées et étirées N45° (Fig.4C, 5B) parallèlement aux isobathes. Sur la partie guyanaise, les ellipses ont leur axe principal orienté et étiré N130° dans la partie Nord (Fig.4D), puis N145° (Fig.4E) et N185°. Ces directions sont toujours parallèles aux isobathes (Fig.5) et donc parallèle au courant. Ces alignements sont situés à l'aplomb de MTD et/ou de hauts sédimentaires comme illustré par la figure 5 et par les travaux de Pattier et al. (2013) et positionner, par rapport au courant, en aval de ce haut fond. Certaines dépressions présentent un relief positif en leur centre (Fig.5B). Les dépressions circulaires ont un diamètre de 230 m à 380 m. Les dépressions elliptiques sont de tailles variables avec un étirement de 400 m à 4500 m, une largeur maximale au niveau de la tête de l'ellipse de 260 m à 1800 m, et la profondeur par rapport au fond marin est de 7 m à 50 m. Les figures 5B et 5E illustrent la plus grande de ces dépressions elliptiques (4500 m de longueur, 1800 m de largeur).

Sur le plateau intermédiaire, des champs de rides sédimentaires recouvrent une partie du fond marin (Fig.4, 5C, 5F). Ces rides sédimentaires sont toutes orientées parallèlement aux isobathes et selon le champ, elles ont des dimensions variables : 3.1 km à 15 km de long, de 0.75 m à 22.50 m de hauteur, avec une longueur d'onde variant de 180 à 1795 m. Elles sont généralement absentes le long de la cicatrice d'arrachement et sont principalement localisées entre 2000 m et 4000 m de profondeur (Fig.4). Sur la figure 5A, 5C et 5F, d'un point de vue morphologique, ces structures ressemblent à des « sediment waves ».

Sur le plateau supérieur entre 750 m et 950 m, il est possible d'observer des dunes fossiles enfouis (25-30 m sous le fond marin actuel) de 500 m de long et une dizaine de mètres de hauteur, sur les profils chirp (Fig.6D, 6E). Au vu de leur structure interne et de leur morphologie, il pourrait s'agir d'anti-dunes (Fig.6D, 6E).

D'autres structures remarquables mais moins fréquentes que les dépressions et les champs de rides sont observables sur les profils chirp au niveau du plateau marginal intermédiaire de Demerara, illustrées sur la figure 6. Il s'agit de zones acoustiques sans structures visibles, c'est-à-dire où le signal a été absorbé/atténué ou qu'il n'a pas pénétré formant un masque acoustique. Sur la figure 6A, un écho-faciès transparent, affecte une forte épaisseur sédimentaire. L'écho-faciès transparent s'arrête quelques mètres sous le fond marin, mais le signal demeure perturbé avec une forte amplitude sur ces derniers mètres. Dans certains cas, ces zones acoustiques, avec un écho-faciès transparent, sont localisés à l'aplomb d'un MTD sous-jacent et traversent une faible épaisseur de sédiment jusqu'au fond marin (en rouge sur la Fig.6B). Le profil chirp figure 6C montre la présence d'une importante surface d'érosion actuelle ainsi qu'une dépression elliptique allongée vers le Nord. Sous cette dépression, le signal acoustique donne écho-faciès transparent sur 20-25 m suivi d'un signal fortement perturbé sous cette structure. Ces structures pourraient être les indicateurs de panaches induits par la présence de fluides et de sorties de fluides sur le plateau de Demerara (Fig.6). Des structures similaires sont décrites et cartées par Loncke et al. (2009) sur le plateau de Demerara principalement sur la partie intermédiaire et inférieur du plateau marginal ainsi que sur la plaine abyssale. Les nouvelles données acquises, durant la campagne IGUANES, suggèrent la présence de circulation de fluides également sur le plateau marginal supérieur.

La dernière illustration (Fig.6F) montre la présence de failles dans le sédiment sur la partie supérieure du plateau (failles polygonales de compaction?).

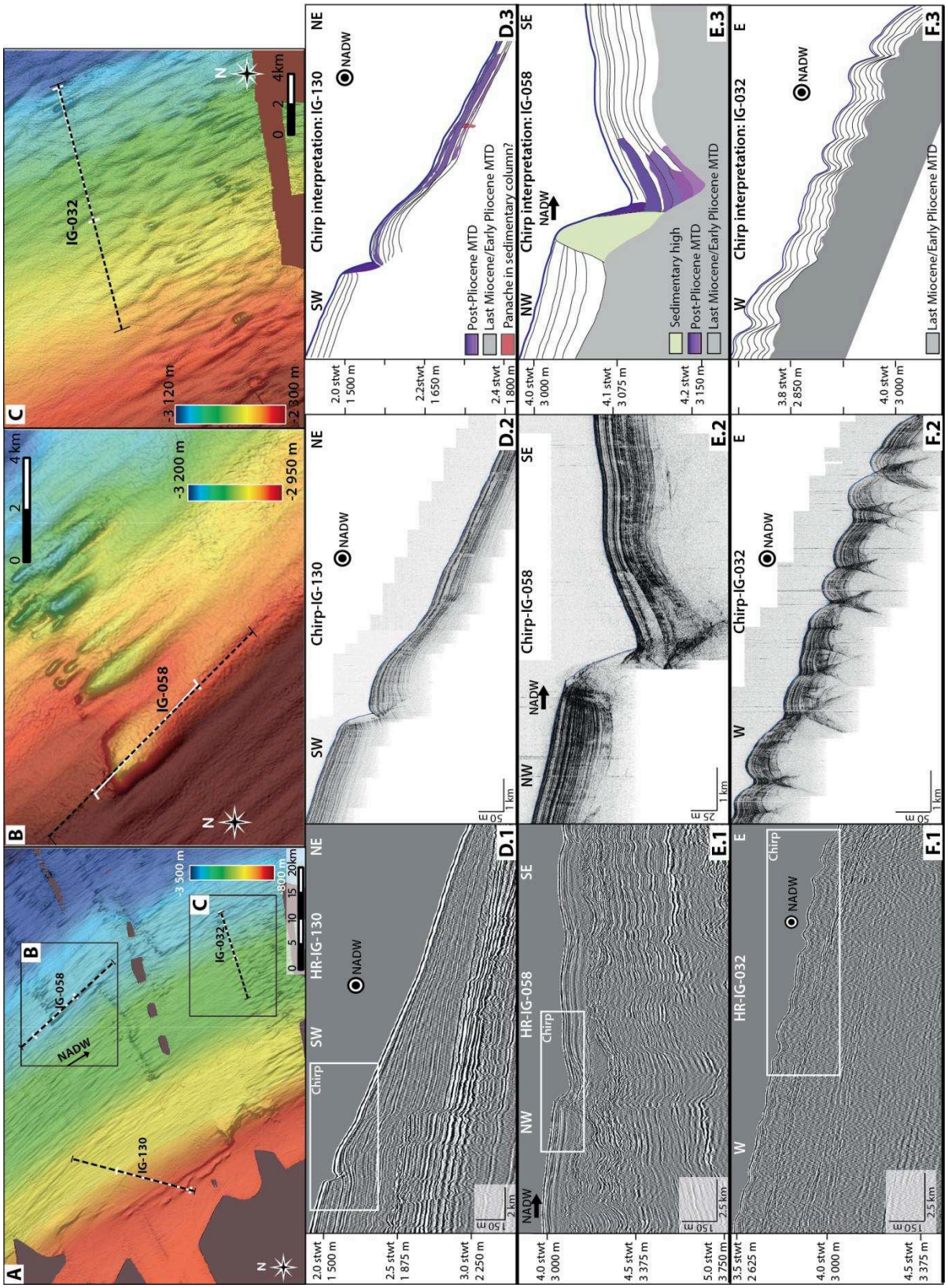
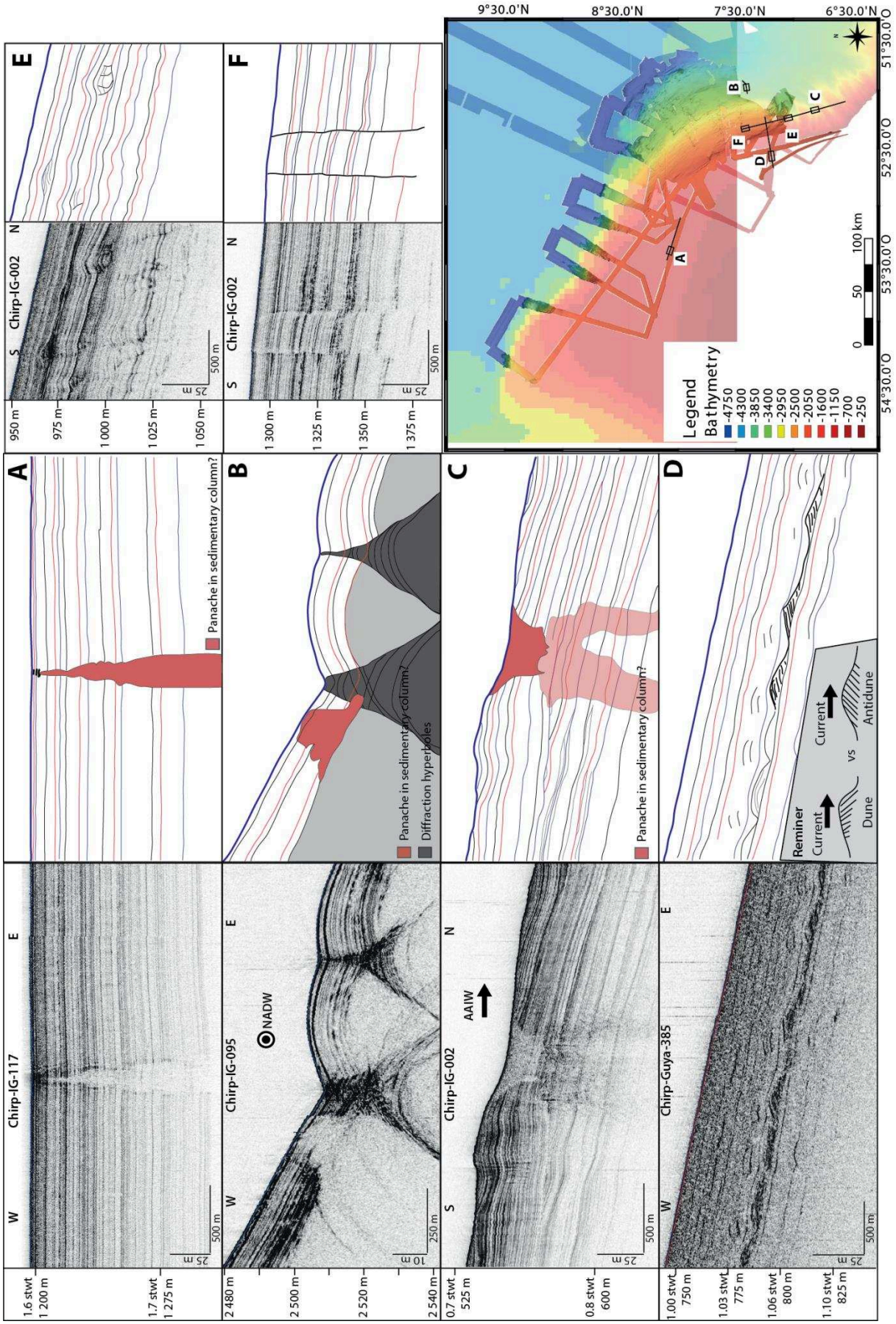


Figure 5 : Illustration des principales structures présentes sur le fond marin via la bathymétrie (A, B, C), la sismique haute résolution (D.1, E.1, F.1), les profils chirp (D.2, E.2, F.2) et leurs interprétations (D.3, E.3, F.3): la cicatrice d'arrachement (A, B et E), les dépressions en « queue de comète » (A, B et E), et les rides sédimentaires (A, C, F).

Figure 6 : Profils chirps et leur interprétations des structures remarquables identifiées sur le plateau de Demerara.



II. Classification des écho-faciès

A partir des données chirp d'IGUANES, 9 écho-faciès peuvent être définis sur le plateau de Demerara (tableau 1).

1. Description des écho-faciès

Le premier écho-faciès (EF-1) illustre une sédimentation stratifiée (Tableau 1, Fig.6A), continue, plane et uniforme. Ce faciès est principalement présent sur le plateau supérieur, au pied du plateau et sur la plaine abyssale. La pénétration du signal est assez importante jusqu'à 120 ms ou 90 m.

Le second (EF-2) est formé par une accumulation stratifiée, continue et affectée par des rides parallèles à la marge. Les flancs amont de ces rides montrent des épaisseurs sédimentaires plus importantes que les flancs aval (Tableau 1, Fig.5F).

Le troisième (EF-3) est proche du précédent avec une stratification continue formant des rides mais avec la présence d'un signal d'apparence conique sous les creux séparant les rides. En comparaison de l'EF-2, les rides sédimentaires sont plus marquées avec de plus grandes dimensions (une forte hauteur >8 m et une longueur d'onde >750 m) mais des rides plus rapprochées dues à des espacements entre les rides plus étroits. Les réflecteurs pentés d'apparence conique correspondent très probablement à des hyperboles de diffraction liées à la présence de rides resserrées et doivent être considérés comme des artefacts (Tableau 1, Fig.5F-6B).

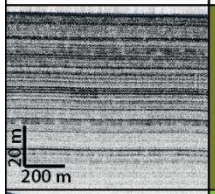
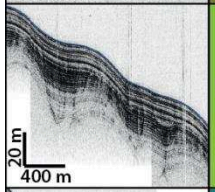
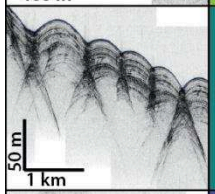
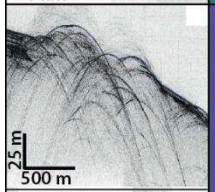
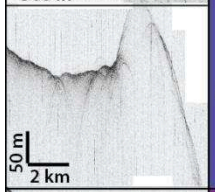
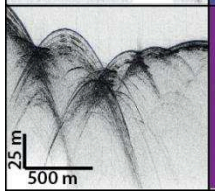
Le quatrième (EF-4) est caractérisé par des hyperboles de diffraction larges et irrégulières (Tableau 1, Fig.5E). Ces hyperboles recoupent le fond marin et les strates litées avoisinantes et sont caractérisées par l'absence de réflecteurs empêchant l'observation des faciès sous-jacents.

Le cinquième (EF-5) est un écho-faciès caractérisé par des hyperboles de diffraction qui comme pour EF-4 sont larges et irrégulières, mais dans ce cas-ci quelques réflecteurs cohérents sont visibles au sommet de ces hyperboles (Tableau 1).

Le sixième (EF-6) est caractérisé par des réflecteurs soit stratifiés, uniformes et continus, recouvrant une unité sourde peu pénétrante contenant quelques hyperboles de diffraction.

Le septième écho-facies (EF-7) est caractérisé par un signal transparent c'est-à-dire sans structure interne de visible, sans réflecteurs ni hyperboles avec une base qui peut-être érosive (Tableau 1, Fig.5E).

Les écho-faciès 8 et 9 (EF-8 et EF-9) sont des sous faciès de l'EF-7, avec une masse caractérisée par un signal transparent (Tableau 1). Dans le cadre d'EF-8 la masse transparente recouvre et érode une accumulation stratifiée soit uniforme (EF-1) soit de type ondulée (EF-2). Concernant EF-9, la masse transparente est recouverte ou intercalée (Fig.5E) entre des réflecteurs stratifiés continus soit uniformes soit affectés par des rides.

Echo-facies	Designation		Interpretation associated sedimentary process
	EF-1	Bedded	Hemipelagic sedimentation
	EF-2	Wavy bedded	Sedimentary ridges in contouritic environment or creeping sediments
	EF-3	Wavy stratification & conical signal	- Sedimentary ridges in contouritic environment or creeping sediments. - Conical signal : diffraction hyprbolae at junction of two ridges, or diffraction hyprbole linked to a more diffracting sedimentary structure
	EF-4	Hyperbolic echo-facies	Destructured sediments (MTD) or indurated sedimentary high or slope artefact
	EF-4	Hyperbolic echo-facies	
	EF-5	Hyperbolae with reflectors on top	Hemipelagic or contouritic sedimentation covering an unstructured MTD or an indurated sedimentary high

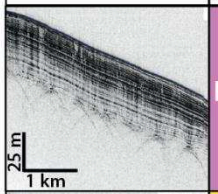
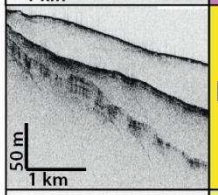
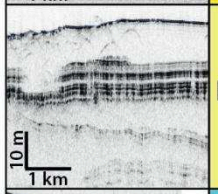
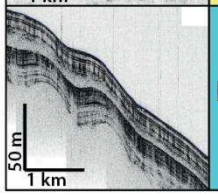
Echo-facies	Designation		Interpretation associated sedimentary process
	EF-6	uniform stratification above hyperbolae	Hemipelagic or contouritic sedimentation covering an unstructured MTD
	EF-7	Transparent echo-facies	Destructured sediments (MTD)
	EF-8	Transparent echo-facies above uniform stratification	Destructured sediments (MTD) which cover and eroded the hemipelagic or contouritic sedimentation
	EF-9	Uniform stratification above a transparent echo-facies	Hemipelagic or contouritic sedimentation covering destructured sediments (MTD)

Tableau 1 : Tableau des écho-faciès identifiés à partir des profils chirp IGUANES et GUYAPLAC.

2. Interprétation des écho-faciès : type de sédimentation et processus sédimentaires associés

La stratification continue et uniforme d'EF-1 sur le plateau supérieur et au pied du plateau et sur la plaine abyssale peut être le marqueur d'une sédimentation hémipélagique continue et homogène ou de turbidites (Gaullier and Bellaiche, 1998; Loncke et al., 2002; Loncke et al., 2009).

Les écho-faciès « ondulés» EF-2 et EF-3 sont présents sur les profils qui recoupent les champs de rides sédimentaires décrits précédemment et sont situés à l'aplomb de MTDs. Ces faciès correspondent ainsi soit à des « rides » sédimentaires ressemblant à des « sediment waves » formées sous l'action de courants de contour (Damuth, 1980) ou de courants de turbidité (Lee et al., 2002). Une autre possibilité moins probable ici serait des ondulations induites par du creeping (Lee and Chough, 2001), ou encore à des sédiments drapant des MTDs sous-jacents (Damuth et al., 1983). Dans le cadre de l'EF-3, le signal conique pourrait correspondre à des hyperboles induites par une structure sédimentaire plus diffractante telle que des MTDs sous-jacents. Mais dans notre cas, l'hypothèse la plus probable est un artefact avec des hyperboles de diffraction dans le creux à la jonction de deux rides sédimentaires comme dans un chenal (Damuth, 1994) (Fig.5). Ces hyperboles sont favorisées par les « rides » sédimentaires de grandes tailles et très rapprochées induisant une réception du signal acoustique complexe tel qu'illustré sur la figure 7 et produisant un écho-faciès conique illustré Fig.5E et 6B.

Les écho-faciès EF-4, EF-5 et EF-6 sont caractérisés par la présence d'hyperboles de diffraction qui sont généralement induites par la rugosité du fond marin elle-même gouvernée par des processus gravitaires (Damuth, 1980, 1994; Loncke et al., 2009) ou des hauts sédimentaires affleurant sur le fond marin. Une autre hypothèse pour expliquer la présence de ces hyperboles (Fig.7) est l'impact de la pente ou la présence de structures complexes induisant l'irrégularité du fond marin tels que des dépressions, des seamounts, des hauts du socle affleurant, des zones de faille (Damuth, 1980; Loncke et al., 2002; Loncke et al., 2009; Pacault, 2016). Concernant l'EF-6, les hyperboles sont recouvertes par des réflecteurs continus et uniformes, il s'agirait alors d'ensembles indurés/irréguliers (MTD ?) recouverts par la sédimentation hémipélagique/turbidique et/ou par la sédimentation induite par les courants.

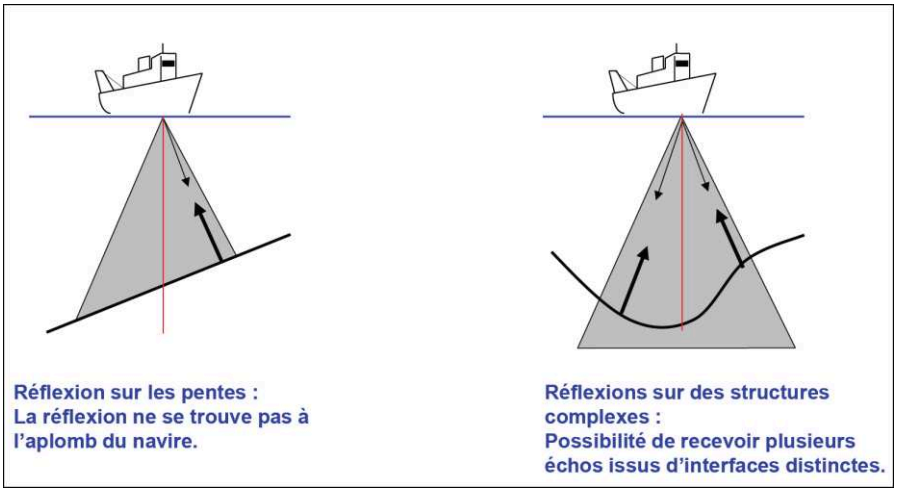


Figure 7 : Schéma illustrant les problèmes de réflexions sur les pentes et les structures complexes, le résultat donnant des écho-faciès coniques et hyperboliques tel que Fig 5.E, 5F, 6B (Pacault, 2016)

Les derniers écho-faciès EF-7, EF-8 et EF-9 sont caractérisés par un signal de retour diffus avec l'absence de réflecteurs cohérents et une transparence acoustique. Les bases de ces masses transparentes sont irrégulières tronquant les réflecteurs sous-jacents dessinant une

surface érosive. Ainsi les écho-faciès transparents peuvent être associés à des processus d'écoulement en masse de type debris flow ou glissement (MTD) (Embley, 1976; Jacobi, 1976; Damuth, 1980; Loncke et al., 2002; Loncke et al., 2009). L'EF-7 définit un MTD ou des MTDs superposés. L'EF-8 montre un MTD qui recouvre et érode une sédimentation sous-jacente uniforme. L'EF-9 illustre des MTDs plus anciens recouverts par une accumulation hémipélagique/turbidique ou contouritique plus récente.

III. Répartition des écho-faciès et calibration

Les écho-faciès précédemment décrits ont été reportés le long des lignes chirp des missions IGUANES et GUYAPLAC (Fig.8, 9). À partir de ces cartes, des cartes harmonisées ont pu être réalisées par extrapolation entre les lignes chirp (Fig.8, 9).

1. Le plateau marginal supérieur

Le plateau supérieur est caractérisé par la présence d'un unique écho-faciès (Fig.8, 9), l'EF-1 lité uniforme déjà décrit par Loncke et al. (2009) sur les données GUYAPLAC. Dans cette zone, cet écho-faciès est associé à l'absence de structure sédimentaire sur le fond excepté dans la partie Sud-Est où des dunes de courants sont observées (Fig.6D) entre 30 et 50 m sous le fond marin actuel. Dans cette zone, une seule carotte sédimentaire a été prélevée, la carotte IG-KSF-19 (8.88 m) (Annexe XIX). Cette carotte présente un sédiment fin (silto-argileux), homogène et marqué par des activités de bioturbations. L'absence de surface d'érosion et de contact net et l'homogénéité du sédiment semble montrer une sédimentation hémipélagique relativement continue à l'échelle de la carotte en accord avec l'écho-faciès de cette partie du plateau.

Le passage entre le plateau marginal supérieur et le plateau intermédiaire se fait entre 1400-1600 m de profondeur d'eau par un changement d'écho-faciès d'EF-1 (lité uniforme) à EF-7 (transparent) ou EF-9 (transparent intercalé dans lité) au niveau de la cicatrice d'arrachement qui marque la rupture de pente. La carotte IG-KSF-20 (Annexe XX) collectée sur cette cicatrice d'arrachement présente un premier mètre de sédiment riche en éléments sableux biogéniques (sables à foraminifères et ptéropodes). Un niveau sableux de 30 cm est intercalé à 2.40 m avec des surfaces de contact net à sa base et à son toit. Comparé à IG-KSF-19, cette carotte montre une sédimentation moins homogène avec des surfaces de contact (surface d'érosion ou d'arrêt de la sédimentation) sur les premiers 2.70 m induisant une sédimentation moins continue dans la cicatrice d'arrachement. Le reste de la carotte est constituée d'une boue fine et homogène.

2. Le plateau marginal intermédiaire

Le plateau intermédiaire présente des changements en termes d'écho-faciès d'Ouest en Est et selon la profondeur, notamment dans sa partie orientale (Fig.8, 9).

La partie la plus à l'ouest (entre 53.75°O à 54.5°O) est caractérisée par un écho-faciès EF-9 (lité sur transparent), une stratification uniforme qui recouvre un MTD montrant un signal transparent (Fig.10A). L'épaisseur de sédiment lité est variable avec une tendance à s'affiner au niveau du passage avec le plateau marginal inférieur.

La partie centrale (entre 53.75°O et 53°O) est caractérisée par un plateau intermédiaire absent ou peu étendu (Fig.10B). Sous la cicatrice d'arrachement, un glissement du sédiment intervient formant un bloc basculé tout en conservant la stratification sédimentaire de départ (Fig.10B). Une grande surface d'érosion recoupe la stratification (Fig.10B). À partir de 1650 m, la présence d'un écho-faciès transparent (EF-7) semble tronquer les réflecteurs (Fig.10B). Cette masse transparente pourrait soit correspondre du sédiment déstructuré par un ou des MTDs, ou elle pourrait être un marqueur de la circulation de fluides du sédiment vers la surface.

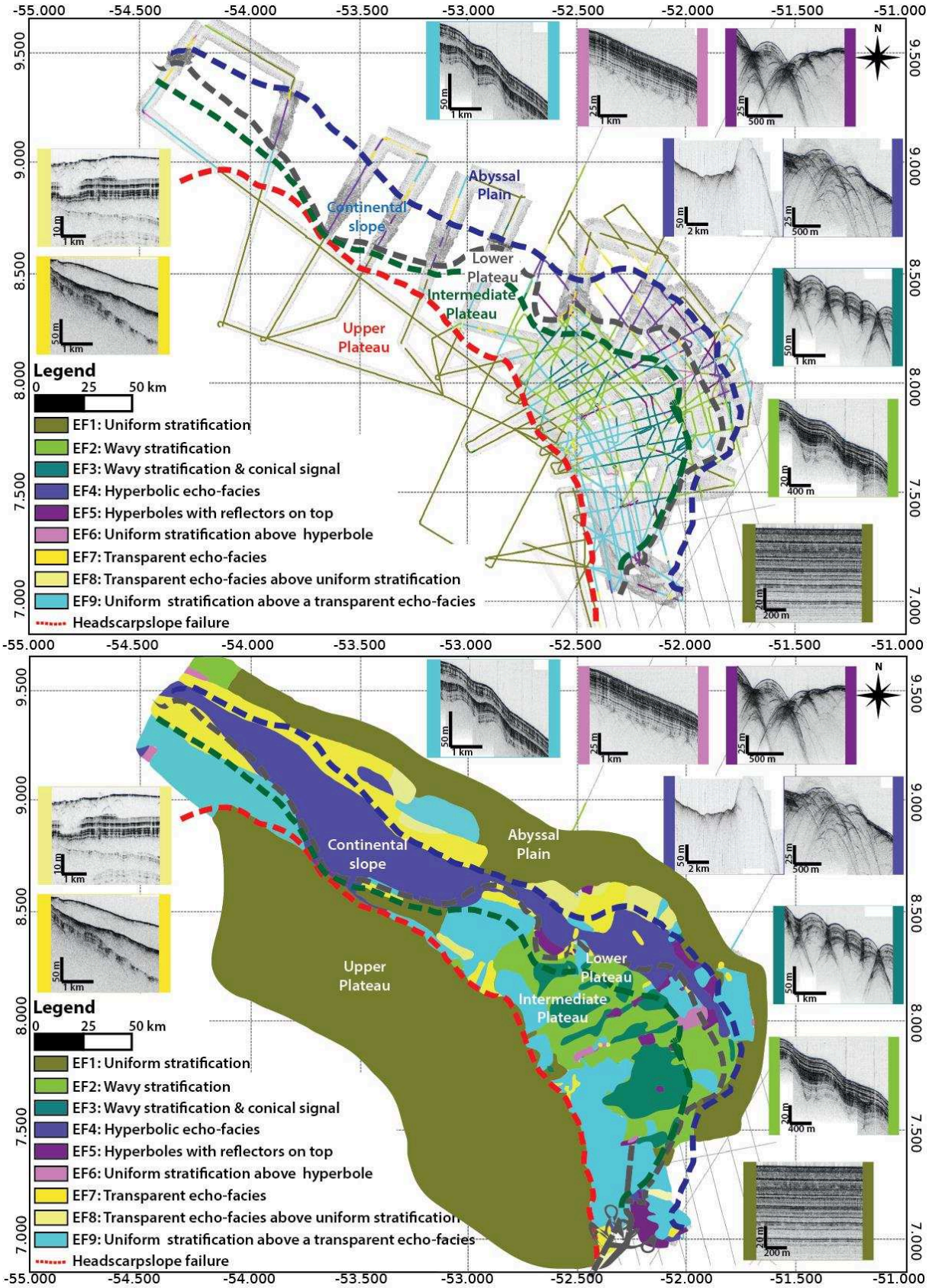


Figure 8 : Cartes de répartition des écho-faciès et carte harmonisées des écho-faciès sur le plateau marginal de Demerara

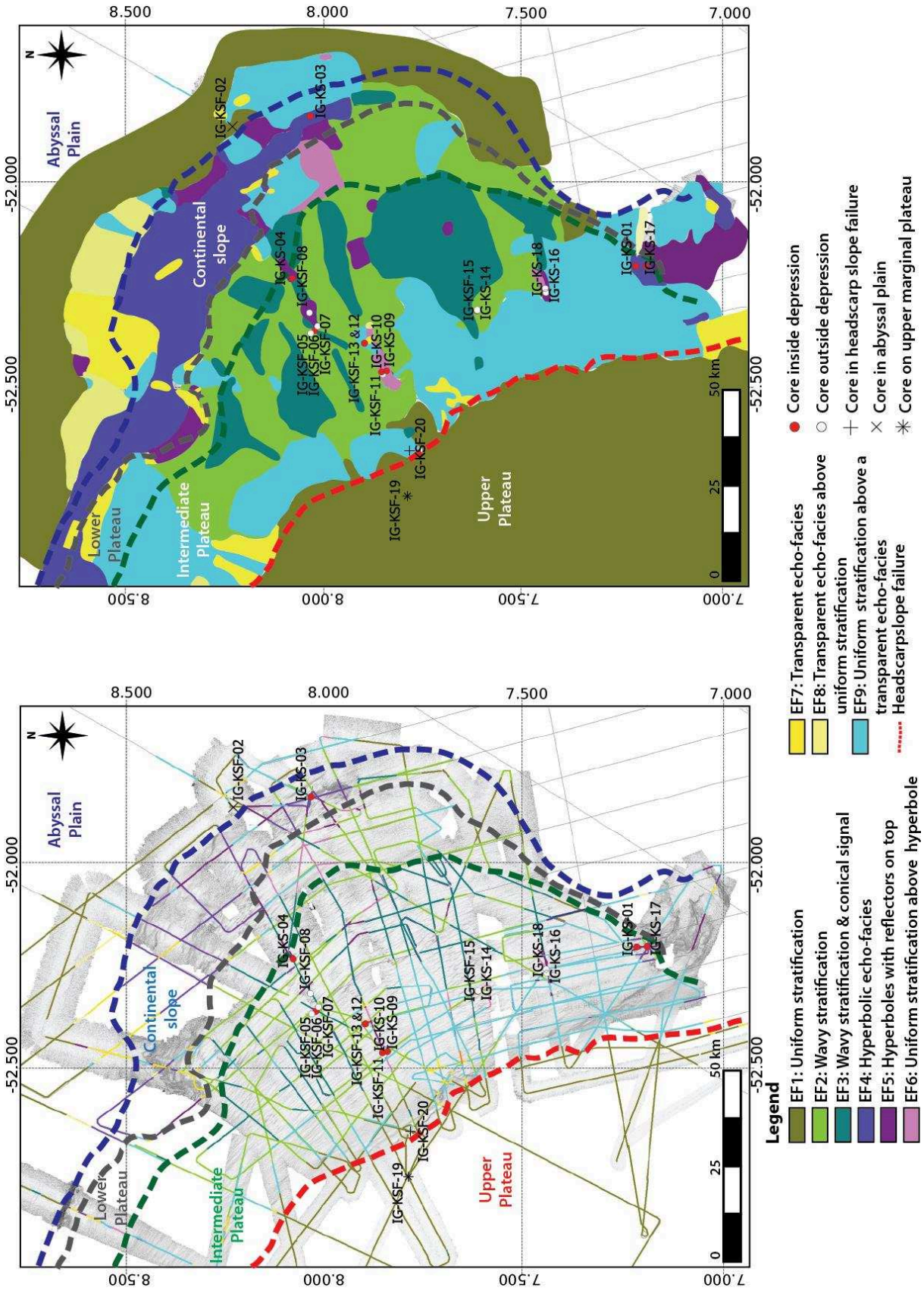


Figure 9 : Détail des cartes de répartition des écho-faciès et carte harmonisées des écho-faciès sur la partie orientale du plateau marginal de Demerara

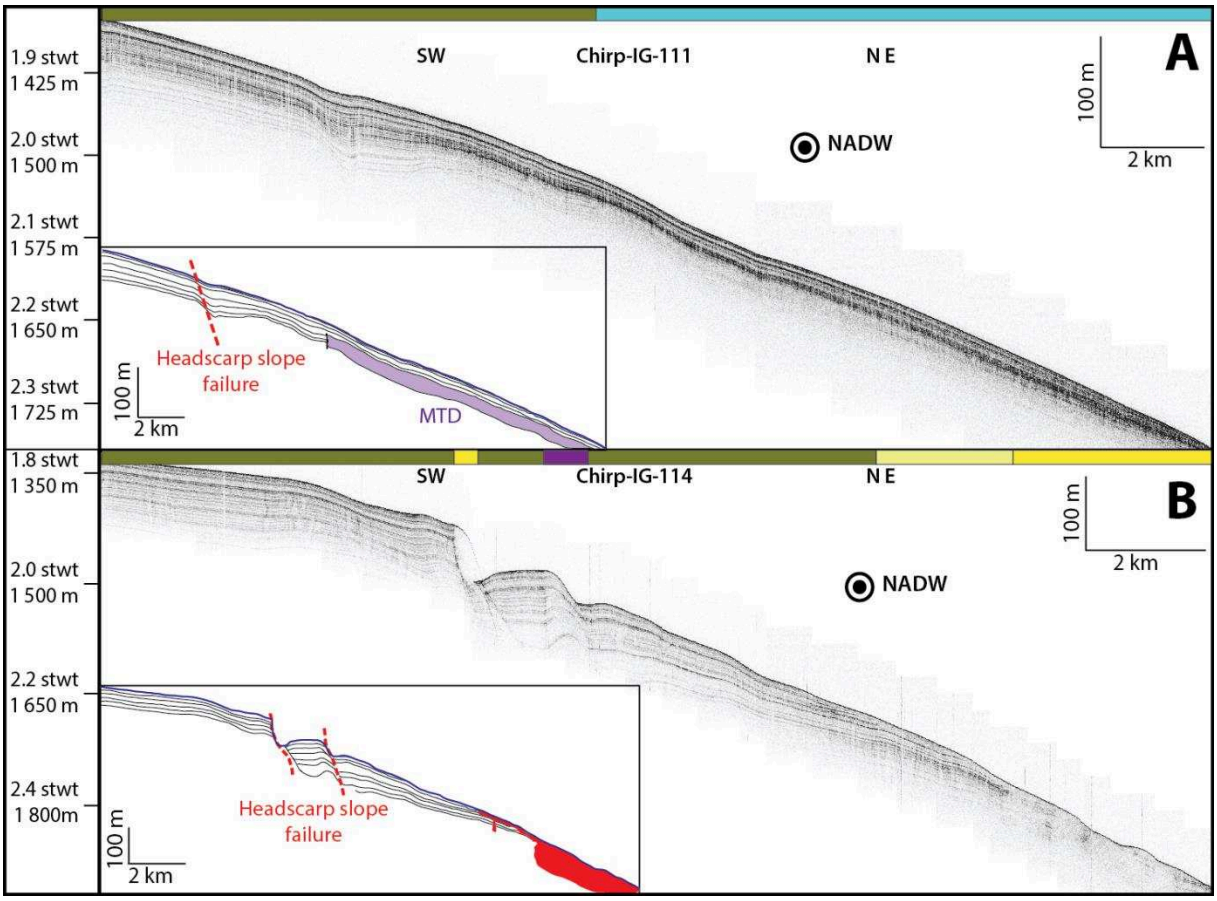


Figure 10 : Profils chirp avec les écho-faciès associés (voir le tableau 1 pour le code couleur et localiser sur la figure 11). (A) Profils chirp illustrant la cicatrice d'arrachement et la présence de MTD. (B) Profils chirp illustrant la cicatrice d'arrachement, un bloc basculé, une forte surface d'érosion et un signal acoustique perturbé par des circulations de fluides.

La partie orientale du plateau marginal intermédiaire (entre 53°O et 51.50°O) est différente des précédentes. A l'exception de l'EF-1 (lité continu), tous les autres écho-faciès sont présents mais avec une dominance d'un ensemble composé de l'EF-2 (stratification ondulée) et EF-3 (stratification ondulée avec signal conique) pointé en vert (Fig. 9), et d'un ensemble secondaire composé des écho-faciès transparents ; les écho-faciès hyperboliques sont plus anecdotiques. Sous la cicatrice d'arrachement, ce sont les écho-faciès EF-7-8-9 (transparent - transparent sur lité - lité sur transparent) qui sont les plus présents et qui marquent la présence de MTDs. Ces MTDs peuvent soit affleurer sur le fond marin (EF-7 et 8) ou être couverts par une fine accumulation sédimentaire plus récente EF-9 (Fig.5, 9). En descendant la pente, le signal acoustique transparent est de plus en plus enfoui sous un sédiment stratifié, ondulé, marqué par les écho-faciès EF-2 et EF-3 qui correspondent aux écho-faciès dominants sur le plateau intermédiaire (Fig.8, 9). Ces deux écho-faciès recouvrent un signal acoustique transparent plus profond dans la colonne sédimentaire correspondant à un MTD dont le toit est ondulé. La sédimentation s'amincit au-dessus de la transition avec le plateau marginal inférieur (Fig.11).

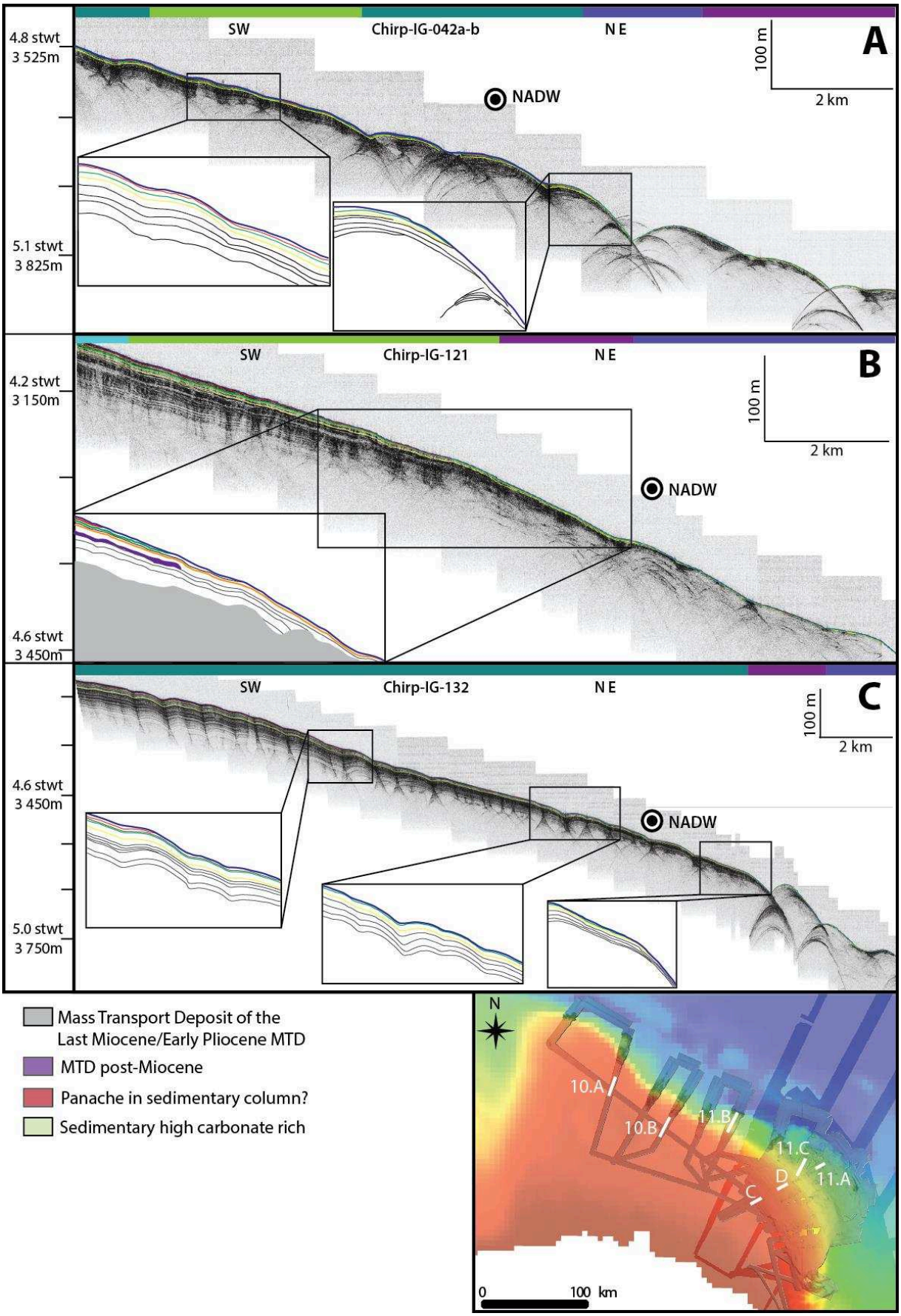


Figure 11 : Profil chirp illustrant le passage plateau intermédiaire au plateau inférieur avec l'amincissement de la couverture sédimentaire marqué par de l'érosion et par du non-dépôt ainsi que de l'érosion

Enfin, les autres écho-faciès EF-4-5-6 (faciès hyperbolique - hyperbolique avec réflecteurs conservés – lité sur hyperbolique) peu fréquents traduisent la présence de corps irréguliers ou pentés. Ces écho-faciès se concentrent dans les zones riches en dépressions en queue de comètes sur le fond marin (Fig.9). Ces dépressions sont alignées SO-NE et accolées sur le bord Est de rides, caractérisée par des écho-faciès hyperboliques (EF-4) et transparents (EF-7) caractéristiques d'un sédiment déstructuré (Fig.5E,12). Ces rides correspondent à des hauts sédimentaires. Dans le cas de la figure 12, deux rides de haut sédimentaire sont espacées de ~15 km, ce qui délimite des bassins confinés caractérisés par une forte accumulation sédimentaire (Fig.12). Avec l'accumulation sédimentaire, ces hauts sédimentaires ne forment plus de relief positif proéminant sur le fond marin. Ils sont à l'inverse marqués par des reliefs négatifs avec la présence des dépressions en queue de comète.

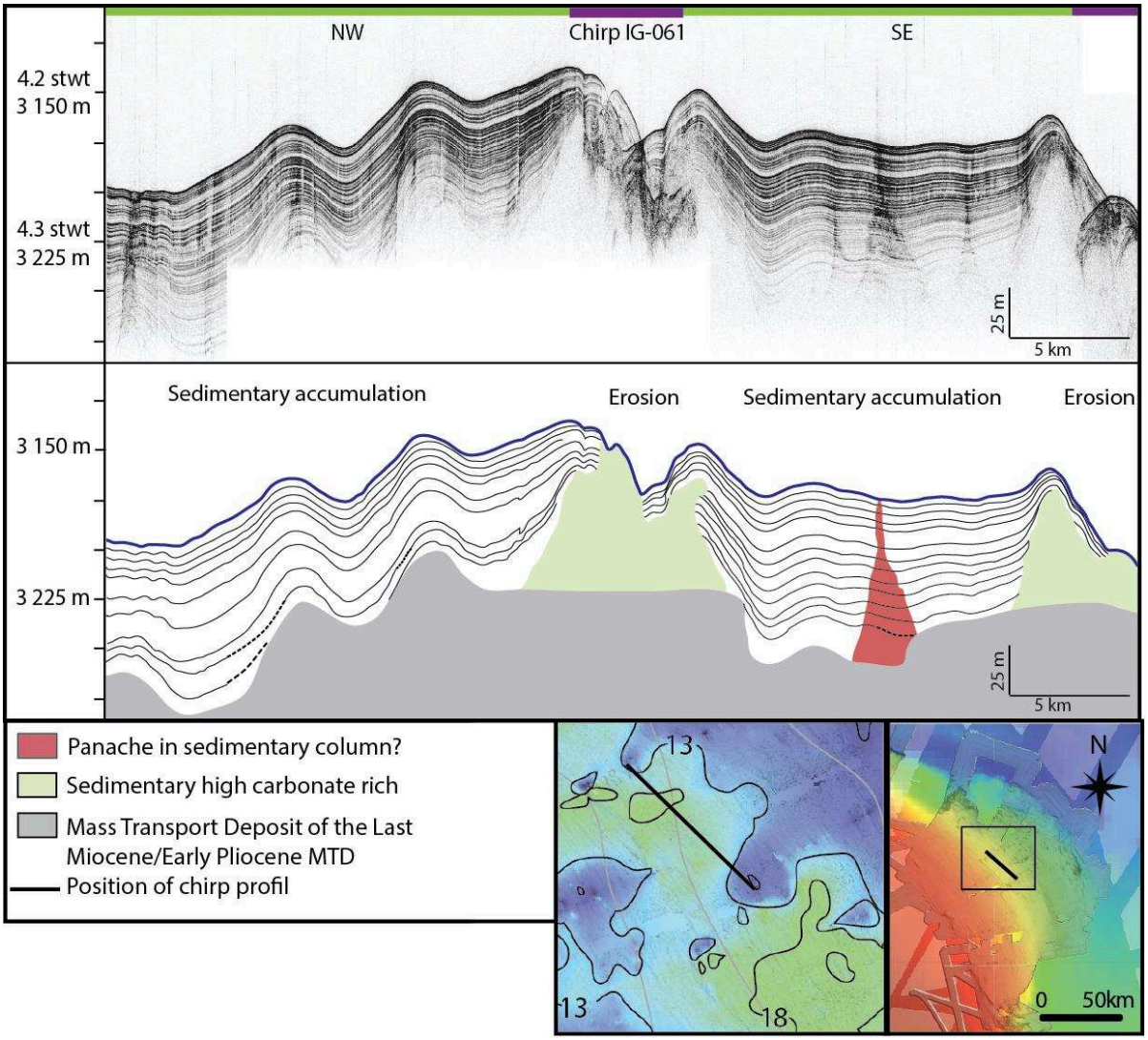


Figure 12 : Profils chirp illustrant la présence de bassin localisé entre les hauts sédimentaires marqués par la présence de dépressions en queue de comète (pour les écho-faciès, voir tableau 1). Zoom de la carte isopaque (cf Fig.18A)

Les carottes sédimentaires présentent une sédimentation généralement sableuse (sable granulométrique riche en foraminifères) sur les premiers décimètres (Fig.13B, 13D) voire le premier mètre et avec une couleur ocre (cf Annexes). Les carottes sont ensuite caractérisées par du sédiment gris-verdâtre, fin silto-argileux avec la présence de lits silteux/sableux. Ces intervalles plus grossiers, en granulométrie, montrent fréquemment des grano-classements successifs inversés (grano-croissance et grano-décroissance). Il est ensuite fréquent de noter la

présence de surfaces de contact nettes pouvant marquer des arrêts de la sédimentation ou des phases érosives (Fig.13B). Ces carottes ont été collectées soit dans des zones caractérisées par des écho-faciès ondulés (EF-2 & 3 ondulés avec signal conique), soit dans des zones caractérisées par un écho-faciès EF-9 lité continu sur un signal transparent. Les carottes collectées sur la partie la plus proximale (exemple d'IGKSF-11 ou IG-KSF-15, Fig.12) sont plus riches en intervalles silteux/sableux et en surfaces de contact que les carottes collectées en partie distale (tel que IG-KSF-05 Fig.12).

Tableau 2 : Données des analyses isotopiques du Sr de la fraction carbonate et l'âge de dépôt estimé

Sediment core	Sediment depth (cm)	87Sr/86Sr		2 se	Estimated Age (Ma)	Mean Age (Ma)		
IG-KS-01	167	0.708191	±	12	24.4	23.2	±	1.0
IG-KS-01	235	0.708292	±	8	22.7			
IG-KS-01	330	0.708294	±	8	22.6			
IG-KS-03	25	0.708200	±	8	24.2	24.4	±	0.1
IG-KS-03	150	0.708189	±	10	24.5			
IG-KS-03	265	0.708195	±	8	24.3			
IG-KS-10	2	0.708176	±	10	24.7	25.2	±	0.4
IG-KS-10	40	0.708140	±	8	25.6			
IG-KS-10	72	0.708151	±	8	25.3			
IG-KSF-15	130	0.708020	±	8	28.8	29.0	±	0.2
IG-KSF-15	140	0.708021	±	8	28.8			
IG-KSF-15	165	0.708007	±	8	29.2			
IG-KS-16	10	0.707974	±	10	30.3	30.2	±	0.3
IG-KS-16	10	0.707991	±	8	29.8			
IG-KS-16	30	0.707977	±	8	30.2			
IG-KS-16	50	0.707973	±	8	30.4			

Certaines carottes collectées dans les dépressions présentent un faciès singulier composé d'une boue carbonatée blanche-verdâtre riche en foraminifères (Fig.13 A-C, annexes I-III-X-XV-XVI) déjà décrit par Ingram et al. (2011). Ce sédiment carbonaté est plus induré que le sédiment des carottes à boue silicoclastique comme en atteste la faible pénétration du carottier (0.57 m pour IG-KS-16, annexe XVI). Ce faciès peut soit représenter l'ensemble du sédiment de la carotte (IG-KSF-10 & IG-KSF-16, Fig.13C annexe X et XVI) soit un intervalle marqué par un contact net avec la boue silto-argileuse. Cet intervalle peut être soit, situé sous le sédiment récent tel que dans la carotte IG-KSF-01, soit intercalé au milieu de la sédimentation récente comme dans IG-KSF-15. Ces carottes ont généralement été collectées au niveau de zones marquées par des écho-faciès avec des hyperboles de diffraction (IG-KSF-10 sur la figure 13) ou des écho-faciès transparents (IG-KSF-15 sur la figure 13). L'âge de dépôt de ce sédiment carbonaté a été estimé à partir de l'analyse des isotopes du Sr et les résultats sont présentés dans le tableau 2. Les résultats obtenus suggèrent que ces masses carbonatées indurées sont d'âge Oligocène principalement, voire du début Miocène pour les niveaux inférieurs d'IG-KSF-01. Ce matériel appartient ainsi à un complexe de MTDs (ou MTDc) qui affleure sur le fond marin au niveau de hauts sédimentaires, ou au sein des dépressions (Fig.13F, G) comme illustré par la carotte IG-KSF-15 (Fig.13A). Ce MTDc se met en place au Miocène Supérieur-Pliocène inférieur (Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015) et recouvre la quasi intégralité du plateau de Demerara (Fig.4-14). Cet ensemble de masses glissées est important de par son étendue et son épaisseur (Pattier, 2013; Pattier et al., 2013; Riou, 2014) (Fig.14, 15). La base de ce MTDc est érosive (Fig.15B) et son toit a une morphologie particulière faite de rides (Fig.15B, 15C) qui pourraient être liées à des rides de compression synchrones de la mise en place du MTD (Maltman et al., 1994; Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010).

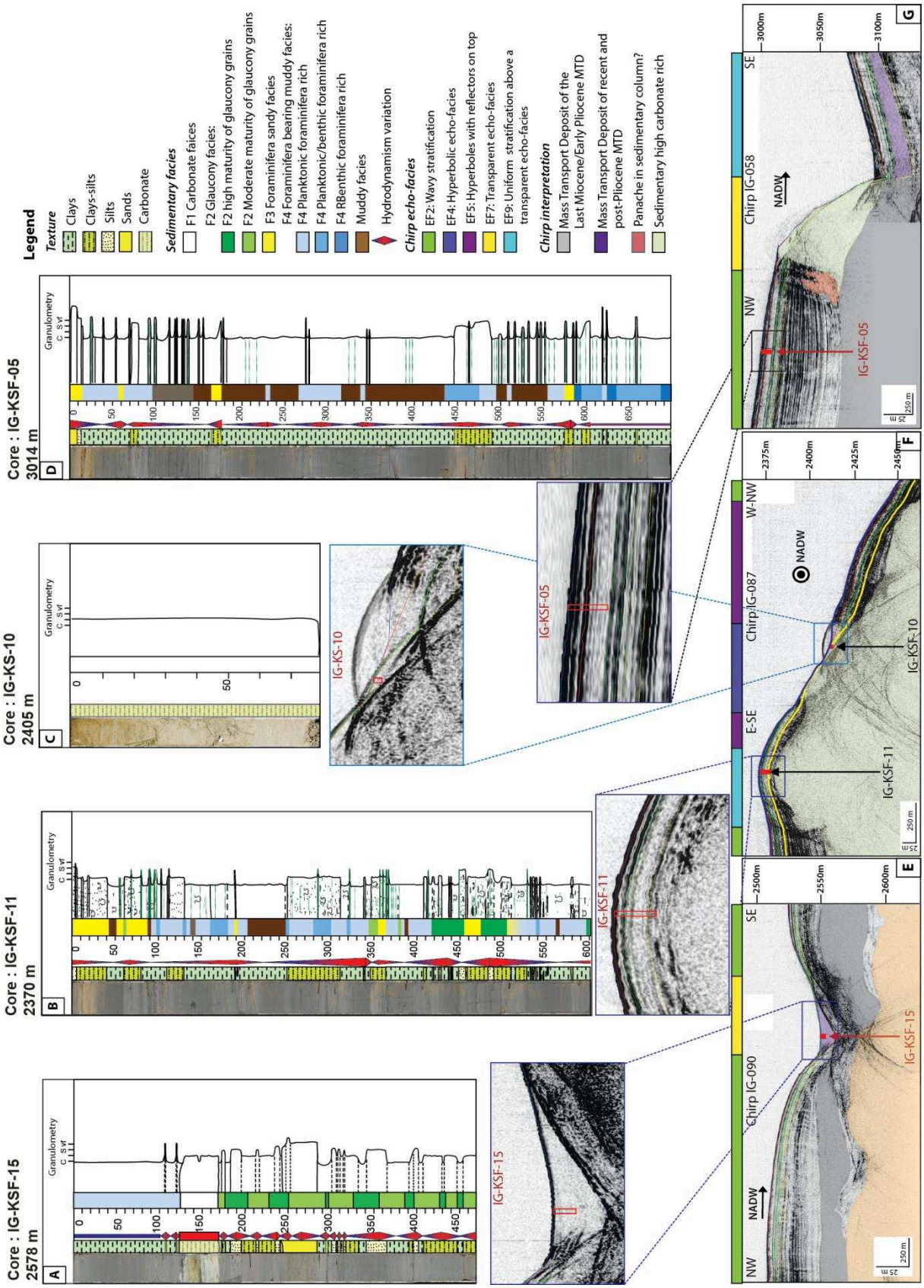


Figure 13 : Exemples de carottes avec leur log sédimentaire et le profil chirp associé avec les écho-faciès (cf Fig.2 & 9 pour leur localisation) sur le plateau intermédiaire : (A-E) IG-KSF-15 collectée dans une dépression avec un écho-faciès transparent EF-7, (B-F) IG-KSF-11 collectée en amont d'une dépression dans la partie haute du plateau marginal intermédiaires, (C-F) IG-KS-10 collectée dans la dépression où affleure le haut sédimentaire constitué de matériel carbonaté d'âge Oligocène, et (D-G) IG-KSF-05 collectée en amont d'une dépression dans la partie médiane du plateau marginal intermédiaires

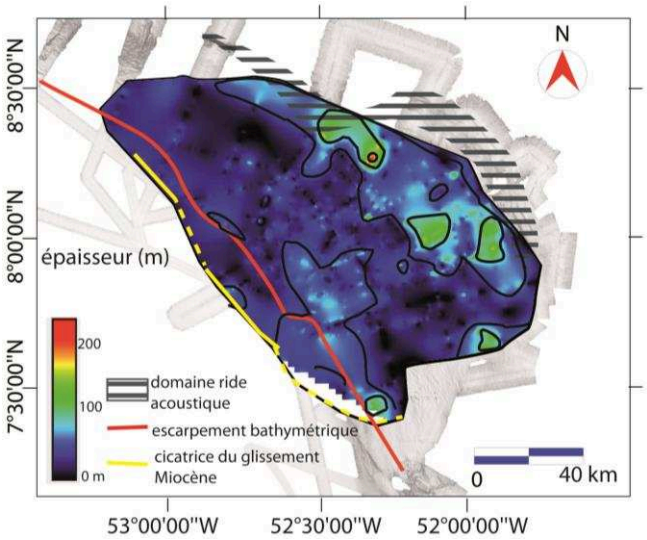


Figure 14 : Carte isopaque du MTD mis en place au Miocène-inf / Pliocène-sup (Riou, 2014)

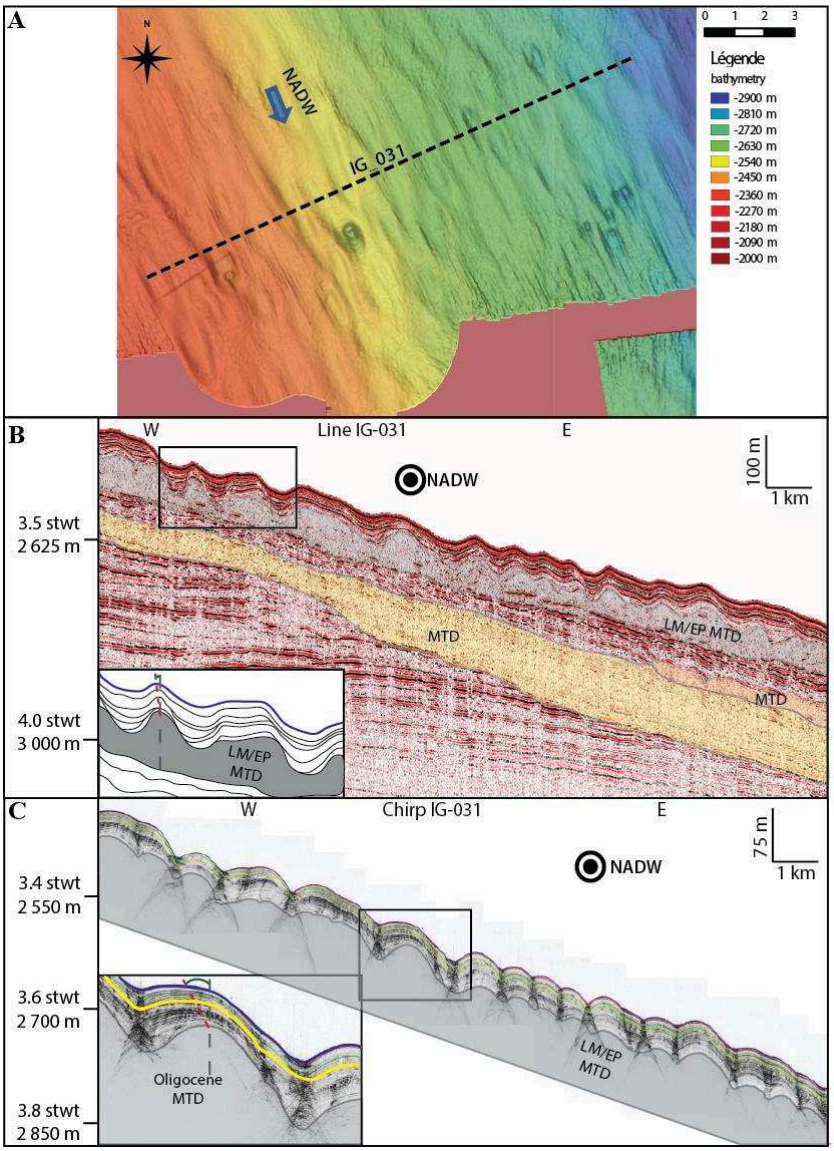


Figure 15 : Profils sismique et chirp illustrant la présence du MTD mis en place au Miocène-sup / Pliocène-inf ainsi que la présence de « vagues » sédimentaires en coupe transversales sur le plateau (Tallobre et al., 2016)

3. Le plateau marginal inférieur

Tout comme le plateau marginal intermédiaire, le plateau inférieur est peu étendu au Nord-Ouest de Demerara. Il se rétrécit (voire disparaît) au centre (Fig.8, 9), et devient plus étendu dans la partie Sud-Est (Fig.9). Il est généralement caractérisé par des écho-faciès transparents EF-7 à 9 marquant la présence de MTDs avec une faible couverture sédimentaire. Localement, une forte accumulation sédimentaire peut se faire au pied du plateau inférieur lors qu'il y a présence d'un relief positif entre le plateau inférieur et la pente (Fig.16). Différentes configurations sont possibles : (1) les réflecteurs sont « tronqués » par le réflecteur du fond marin (Fig.11B, 11C), (2) ils se biseautent (Fig.11A, 11C) et (3) l'accumulation s'épaissit au sein d'un bassin limité par la présence d'un haut avant la pente continentale (Fig.16). (1) et (2) peuvent être causés par du non-dépôt ou de l'érosion.

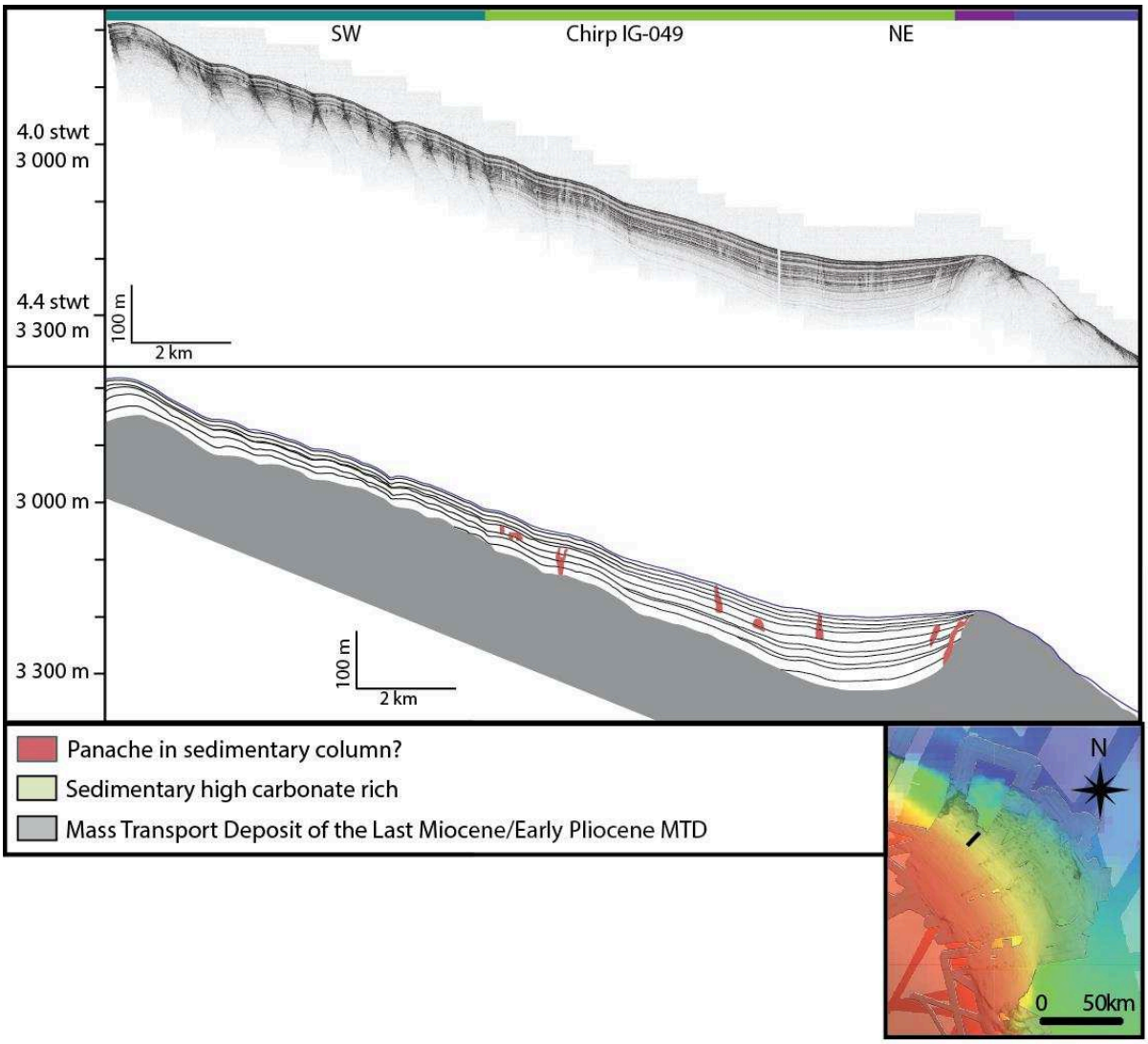


Figure 16 : Profils chirp illustrant le plateau marginal inférieur avec la présence d'un relief entre le plateau marginal et la pente continentale montrant une forte accumulation sédimentaire (pour les écho-faciès, voir tableau 1)

4. La pente continentale du plateau marginal

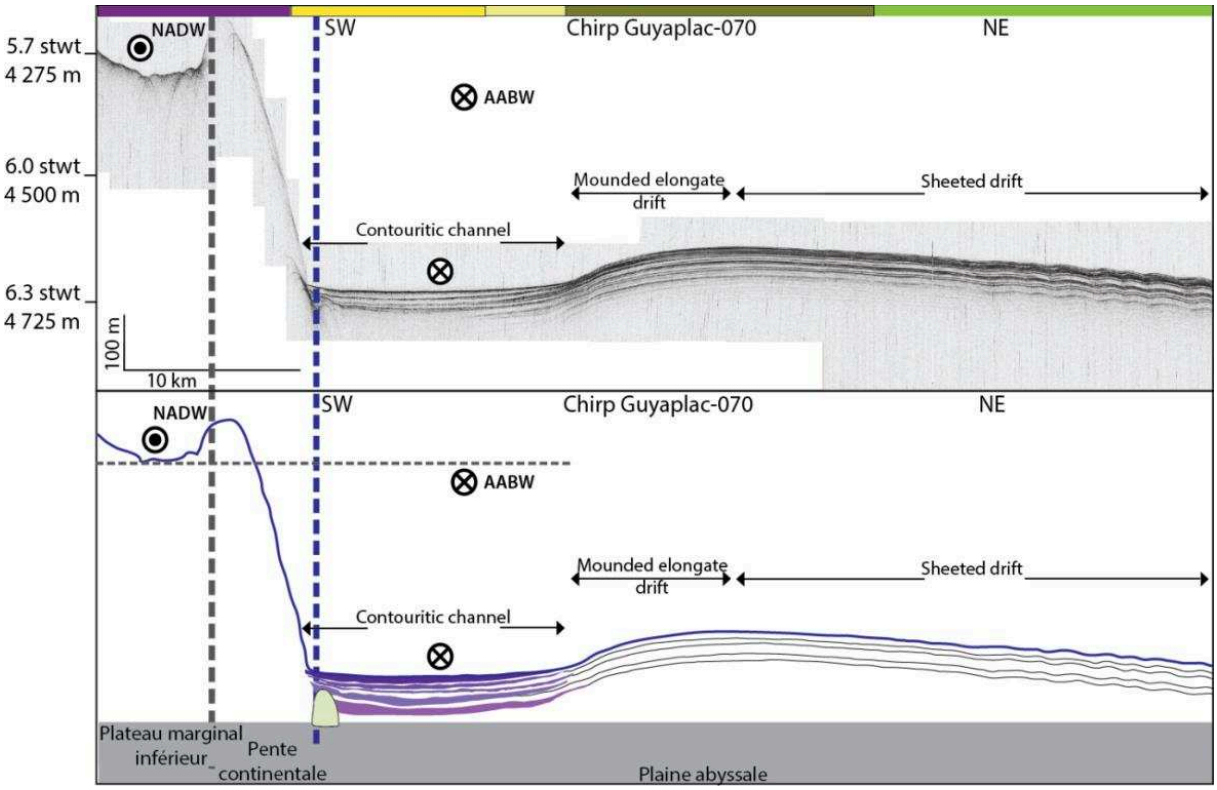
Hormis le Sud-Est du plateau de Demerara où la valeur de la pente est la moins importante, la pente continentale est caractérisée par des écho-faciès associés à des hyperboles de diffraction EF-4 et 5. Ces hyperboles peuvent ainsi être dues soit à la présence de structures indurées et/ou déstructurées tels que des MTDs, soit à des artefacts causés par la forte pente du domaine considéré (Fig.17). La base de la pente est généralement recouverte

par des MTDs avec les écho-faciès de EF-7 à 9. Dans la partie Sud-Est entre 52°O 8°N et 51.5°O 7.5°N, l'écho-faciès présent est l'EF-2 illustrant une pente moins prononcée. Une carotte sédimentaire (IG-KSF-03, annexe III) a été prélevée sur le plateau inférieur mais avec la particularité d'être située au niveau d'un relief positif formant un mont sur la bathymétrie. Cette carotte présente un faciès carbonaté blanc et induré d'âge Oligocène Supérieur (étage du Chattien) comme décrit pour les carottes carbonatées prélevées sur le plateau marginal intermédiaire.

5. La plaine abyssale

Le pied de la pente et les premiers kilomètres (10-20 km sur la figure 17) de la plaine abyssale sont marquées par des écho-faciès EF-7 à 9 qui montrent le dépôt fréquent de MTDs provenant de la pente du plateau marginal (Fig.8, 9,17). Ces MTD sont intercalés dans une sédimentation litée, typique de processus turbiditiques ou hémipélagiques. Le reste de la plaine est recouverte par un écho-faciès EF-1 (Fig.8, 9, 17) qui marque une sédimentation continue uniforme et parfois un écho-faciès EF-2 lité ondulé indiquant la présence de rides sédimentaires (Fig.17) également décrites par Loncke et al. (2009). La carotte IG-KSF-02 (annexe II) a été prélevée sur la plaine abyssale caractérisée par l'écho-faciès EF-1 (lité continu). Cette carotte est composée d'une boue silto-argileuse fine grise-verdâtre et est riche en matière organique marquée par un aspect tacheté ou « mottled » (annexe II).

Figure 17 : Profil chirp avec les écho-faciès associés (voir le tableau 1 pour le code couleur), illustrant la forte pente du plateau marginal, la présence d'une ride à la limite entre le plateau marginal inférieur et la pente, ainsi que la plaine abyssale. La plaine abyssale est caractérisée par la présence d'un chenal contouritique et de drifts : « mounded elongated drift» qui évoluent latéralement en « sheeted drift ».



IV. Cartes isopaques des sédiments récents

A partir des horizons pointés et datés grâce aux carottes (cf Résultat chapitre 3) (en bleu le fond marin actuel, en rouge le fond autour de 40 ka, en vert à 100 ka et en jaune supérieur à ~244 ka), différentes cartes isopaques ont pu être réalisées (Fig.18):

- une carte globale entre le fond marin et l'horizon jaune le plus profond atteint par les carottes qui couvrent au minimum les derniers ~244 ka (voir datation de la carotte IG-KSF-11 dans Résultat chapitre 3)
- une carte entre le fond marin et l'horizon rouge qui couvre les derniers 40 ka (MIS 1 à MIS 3),
- une carte entre l'horizon rouge et l'horizon vert qui couvre la période entre 100 et 40 ka (MIS 3, MIS 4 et MIS 5)
- une carte entre l'horizon vert et l'horizon jaune couvrant au 100 et minimum ~244 ka (MIS 5 à 8).

La première carte (Fig.18A) présente l'évolution globale de l'accumulation sédimentaire entre l'actuel et minimum ~244 ka. Sur cette carte, 6 zones peuvent être distinguées.

- La zone (1) qui correspond au plateau marginal supérieur jusqu'à la cicatrice d'arrachement (autour de ~1200 m de profondeur) avec une importante accumulation sédimentaire assez homogène (entre 13 & 26 m).
- La zone (2) se situe entre la cicatrice d'arrachement et entre 2400 – 2800 m de profondeur. Cette zone est caractérisée par une accumulation sédimentaire moins importante que sur le plateau marginal supérieur (épaisseurs cumulées oscillant entre 2 & 13 m). Cette zone peut être subdivisée en 2 sous-ensembles: la partie Nord-Ouest montrant une accumulation sédimentaire comprise entre 13 à 18 m, la partie Sud-Est caractérisée par une plus faible accumulation inférieure à 13 m. Localement, le long de la cicatrice d'arrachement, des patchs d'accumulation de 13 m à plus de 18 m d'épaisseur sont observables.
- La zone (3) se situe plus bas, jusqu'à 3200-3800 m de profondeur. Elle est marquée par une accumulation sédimentaire plus importante (comprise entre 13 m et plus de 30 m d'épaisseur) en comparaison de la zone 2.
- La zone (4) correspond au plateau marginal inférieur et à la pente continentale. L'accumulation sédimentaire s'amincit sur le plateau inférieur jusqu'à atteindre une valeur nulle. Sur la pente, la sédimentation récente est absente.
- La zone (5) correspond à la plaine abyssale. Le pied de la pente est caractérisé par une importante accumulation d'épaisseur supérieure à 18 m.
- La zone (6) correspond à la partie Est du plateau de Demerara, couvrant une partie du plateau inférieur, de la pente continentale (peu marquée dans cette partie) et le début de la plaine abyssale. L'accumulation sédimentaire est très importante > 30 m de sédiments.

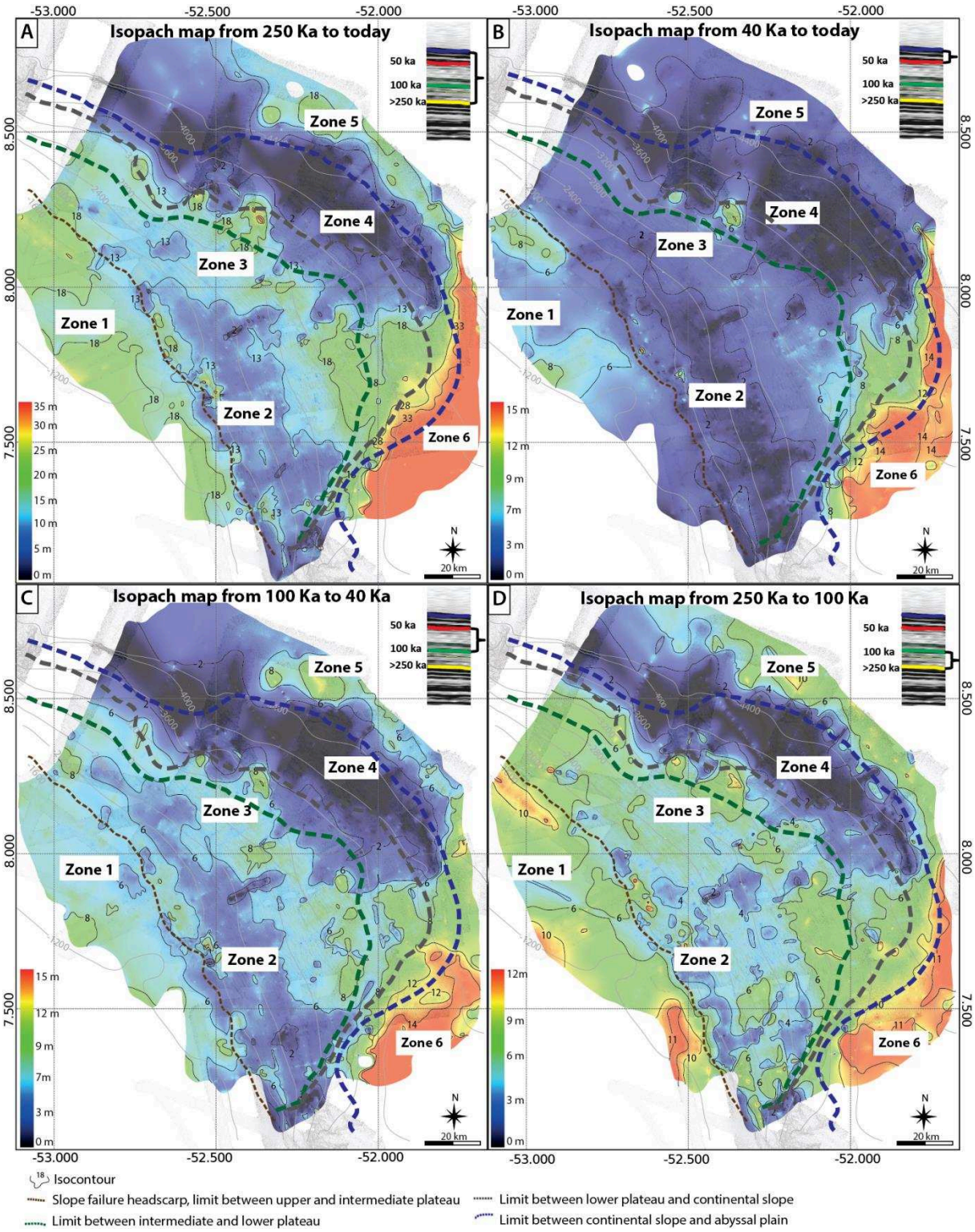


Figure 18 : Cartes isopaques de la partie orientale du plateau de Demerara établies à partir du pointé des données chirp surimposées en transparence sur la bathymétrie.

A noter que les épaisseurs sédimentaires mesurées au droit des champs de dépressions décrits sur la bathymétrie sont souvent quasi-nulles (Fig.18).

Ces 6 zones décrites sont également présentes sur les autres cartes isopaques (Fig.18). Les zones 1 et 5 qui correspondent respectivement au plateau marginal supérieur et à la plaine abyssale présentent des accumulations sédimentaires assez importantes et relativement homogènes. La zone 2 sous la cicatrice d'arrachement présente généralement une épaisseur plus faible que la zone 3. La zone 2 est toujours marquée par une disparité des répartitions sédimentaires et la présence de patchs d'accumulation. La zone 4 présente toujours des valeurs nulles de sédimentation. La zone 6 est toujours caractéristique du maximum d'épaisseur de sédiment.

La différence entre les cartes B, C et D (Fig.18) se fait au niveau des valeurs d'épaisseur. Ainsi, la carte B, qui correspond aux derniers 40 ka, montre une très faible accumulation sédimentaire (fréquemment <6 m sur les zones 1, 2, 3, et 5) durant cette période. La carte C entre 100 et 40 ka montre pour une période de temps équivalent à la carte B une plus forte épaisseur de sédiment sur l'ensemble du plateau de Demerara et un écart plus important entre les zones 2 (<6 m) et 3 (>6 m). La carte D illustre des épaisseurs sédimentaires équivalentes (zone 1 >6 m ; zone 2 <6m ; zone 3 >6 m) à la précédente mais le temps couvert est plus important (> 150 ka). A noter sur la carte D, des valeurs plus faibles au niveau de la zone 6 que sur les cartes B et C.

V. Comparaison des cartes isopaques, de la répartition des écho-faciès et des carottes, et interprétations

1. Le plateau marginal supérieur

Le plateau marginal supérieur est caractérisé par l'écho-faciès EF-1 (stratification uniforme) et une accumulation sédimentaire assez homogène. L'accumulation a été moyenne entre minimum 244 ka et 100 ka, importante entre 100 et 40 ka et faible durant les derniers 40 ka. Le plateau marginal supérieur est sous l'influence de la masse d'eau AAIW. Quelques figures sédimentaires fossiles témoignent de la présence d'anti-dunes situées 750 m sous le fond marin (Fig.6). Concernant la sédimentation récente minimum 244 ka, aucune trace de courant (rides sédimentaires, dunes, sediment waves, surfaces ou marques d'érosion) n'a été observée sur les données bathymétrique et chirp. Des anti-dunes sont présentes mais elles sont plus profondes et plus anciennes (Fig.6D, 6E). La carotte sédimentaire IG-KSF-19 composée d'une boue fine homogène présente peu de variations de texture tendant à montrer une sédimentation récente continue homogène et sans figure de courant (absence de laminations, linéations…). Ainsi le processus sédimentaire dominant semble être la sédimentation hémipélagique en accord avec les travaux précédents (Loncke et al., 2009). Le plateau marginal supérieur de Demerara étant très étendu, et se situant en position proximale par rapport à la côte, il est probablement sujet aux apports continentaux, même s'ils demeurent faibles, notamment par les fleuves tels que le Maroni ou l'Oyapock.

2. Le plateau marginal intermédiaire

Au-delà de la cicatrice d'arrachement marquant la limite entre plateau supérieur et inférieur, les épaisseurs sédimentaires deviennent très variables et différents domaines caractérisés par des taux de sédimentation contrastés ont pu être mis en évidence. Ces domaines (zones 2, 3, 4) d'épaisseurs contrastées s'allongent parallèlement à la ligne de plus grande pente. A la différence de systèmes dont la dynamique sédimentaire est dominée par les apports continentaux et donc une diminution progressive des apports sédimentaires en allant vers l'aval, le plateau de Demerara montre des variations longitudinales d'apports

suggérant l'activité de processus de transport longitudinaux associés au fonctionnement des masses d'eau présentes sur zone.

Le plateau marginal intermédiaire peut être divisé en 2 domaines :

- La zone 2 (Fig.18), qui est allongée parallèlement à la cicatrice d'arrachement, est caractérisée par une relative faible accumulation sédimentaire exceptée au niveau de quelques patchs d'accumulations. Cette faible accumulation peut être induite par des périodes de non-dépôt et/ou d'érosion marquées sur les carottes par des surfaces de contact nettes qui illustrent l'arrêt de la sédimentation (Fig.13 B-F). Sur les carottes (Fig.13), la succession de séquences grano-croissantes et grano-décroissantes suggère que les processus de dépôt sont gouvernés par une alternance de périodes d'hydrodynamisme variable (séquence granocroissante : augmentation de l'hydrodynamisme, séquence grano-décroissante : diminution progressive de l'hydrodynamisme). La sédimentation est assez typique de la séquence contouritique induite par des courants de contour associés aux veines d'eau profonde (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Dans ce contexte la zone 2 est interprétée comme une zone de non-dépôt et/ou de l'érosion marquant le lieu de passage d'un chenal contouritique parallèle aux isobathes (Hernández-Molina et al., 2008a; Rebesco et al., 2014) associé au passage de la NADW.
- Le second domaine correspond à la zone 3. Celle-ci est caractérisée par une accumulation sédimentaire moyenne et d'épaisseur clairement supérieure à la zone 2. Cette accumulation sédimentaire forme un dépôt longitudinal à la pente étiré parallèlement au courant. Les écho-faciès présentent une stratification ondulée (EF-2 et EF-3) affectée par des rides sédimentaires. Ces rides sédimentaires peuvent, sur les profils sismiques, ressembler à des « sediment waves » (Fig.5, 15). Cette zone est également marquée par la présence de dépressions en queue de comète témoignant de l'activité d'un courant. Cette accumulation sédimentaire peut ainsi être interprétée comme un drift contouritique mis en place à l'aval du « moat » de la zone 2. Ce drift est allongé parallèlement à la marge du plateau selon un axe NW-SE et présente une sédimentation relativement continue sur les carottes ainsi que des grano-classements témoignant des variations d'hydrodynamisme (Fig.13 D-G). Il pourrait ainsi s'agir de séquences contouritiques enregistrant les variations d'intensité du courant (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). Ce drift se situe sur un domaine penté, allongé parallèlement à la pente. Il est marqué par la présence d'un chenal contouritique où le flux est plus intense, ce chenal est caractérisé par du non-dépôt et/ou de l'érosion. Ainsi, ce drift peut être interprété comme un « separated elongated mounded drift » d'après la terminologie de Faugères and Stow (2008) et Rebesco et al. (2014). Le chenal contouritique, qui est parallèle aux isobathes et qui est associé au « separated elongated mounded drift », peut être défini comme étant un « moat ». Les accumulations en patchs, situées dans ce chenal, sont soit dues à des MTDs récents soit à des « channel-related drifts » sous forme de « patch drifts » (Hernández-Molina et al., 2006; Faugères and Stow, 2008; Rebesco et al., 2014).

D'après les cartes isopaques et datations, le drift et le « moat » étaient déjà mis en place il y a minimum 244 ka. De ~244 à 100 ka, la différence d'épaisseur sédimentaire entre le « moat » et le drift est peu accentuée ; ceci peut traduire une différence de vélocités du courant moins prononcée. L'accumulation sédimentaire étant faible (6 m pour plus de 150 ka), le vannage était alors probablement important avec un courant de forte vélocité (Fig.18). Entre 100 ka et 40 Ka, la différence d'accumulation entre les 2 domaines est prononcée, et la sédimentation dans le « moat » et dans le drift (respectivement 4 m pour

40 ka et 6-8 m pour 40 ka) sont plus importantes que lors de la période précédente (Fig.18). Cette période est probablement caractérisée par un courant de moins forte vélocité que la précédente. De 40 Ka à l'actuel, l'accumulation sédimentaire est faible sur l'ensemble du plateau indiquant un courant toujours actif avec un important vannage limitant l'accumulation sédimentaire tant au niveau du « moat » que du drift. Durant cette dernière période le courant a une forte vélocité sur l'ensemble du plateau intermédiaire.

Une particularité du drift est la présence en son sein de hauts sédimentaires décrits précédemment et localisant en surface des dépressions en queue de comètes alignées, « giant flute casts » (Fig.5B). Ces hauts sédimentaires, faiblement sédimentés, délimitent des bassins confinés qui sont caractérisés par les plus fortes accumulations sur zone (Fig.12). Ces hauts sédimentaires semblent être à l'origine de perturbations hydrauliques générant à la fois des dépressions allongées en érosion et de très épais dépôts « sous le courant » de ces hauts (Fig.12).

3. Le plateau marginal inférieur

Le plateau marginal inférieur, marqué par une rupture de pente (entre 3200-3600 m), se caractérise par un amincissement de l'accumulation sédimentaire (Fig.18, zone 4) associé à l'écho-faciès EF-2 lité ondulé (Fig.9). A la base du plateau inférieur marqué par un replat topographique (Fig.11-16), l'épaisseur de la sédimentation devient nulle (Fig.18 zone 4). Cela se traduit par des troncatures de réflecteurs sur le fond de mer (Fig.11). Latéralement et localement, de fortes accumulations (supérieures à 18 m Fig.18A) peuvent se plaquer contre des reliefs positifs parallèles à la marge (Fig.16).

Différents facteurs peuvent expliquer ces faibles épaisseurs sédimentaires :

- Du fait de sa position très distale, le plateau marginal inférieur est déconnecté des sources sédimentaires, il reçoit ainsi moins d'apport terrigène,
- La base du plateau marginal inférieur pourrait correspondre à un second « moat » confiné sur le replat de celui-ci (Fig.11-16) entre la pente du plateau marginal intermédiaire et la pente du plateau. Le courant serait alors plus intense le long du plateau marginal inférieur limitant le dépôt de sédiment et/ou permettant de l'érosion marquée par des réflecteurs qui se terminent en biseaux sur le fond marin. La présence d'un moat peut favoriser le dépôt latéralement sur le « separated elongated mounded drift » du plateau marginal intermédiaire.
- Situé le long de la bordure de la pente continentale, il est possible que le sédiment soit régulièrement remobilisé par instabilité gravitaire et puisse avoir re-sédimenté sur la plaine abyssale sous forme de MTD (Fig.17).

4. La pente continentale

La pente continentale est caractérisée par l'absence de sédimentation illustrée sur les cartes isopaques et des écho-faciès hyperboliques. Cette pente extrêmement raide en particulier vers l'Ouest est très probablement un lieu d'érosion et/ou d'initiation de glissements.

5. La plaine abyssale

La plaine abyssale est caractérisée par 3 domaines distincts : (1) le pied de pente avec une importante épaisseur de sédiment associée en partie due aux MTDs provenant du rebord de plateau et de la pente continentale comme le montrent les écho-faciès EF-7 à 9. Ces sédiments s'organisent au sein d'une dépression bathymétrique formant un large chenal parallèle au pied de marge (Fig.17), (2) vers le large, ce chenal cède la place vers la plaine à une accumulation sédimentaire bombée caractérisée par des écho-faciès uniformes (EF-1), (3) enfin ces écho-

faciès deviennent progressivement « wavy » (EF-2) et l'accumulation sédimentaire associée s'amincit progressivement.

Les accumulations sédimentaires décrites, les écho-faciès et les profils chirps illustrent parfaitement la présence d'un « moat » (domaine 1) le long de la pente continentale, très probablement induit par la circulation de l'AABW formant latéralement un « elongated mounded drift » (domaine 2) suivi d'un « sheeted drift » sur la plaine abyssale (domaine 3) (Faugères et al., 1999; Llave et al., 2001; Stow et al., 2002; Faugères and Stow, 2008; Hernández-Molina et al., 2008b; Stow et al., 2008; Rebesco et al., 2014). L'impact du courant issu de la AABW sur la plaine abyssale du plateau de Demerara a déjà été décrit précédemment avec la présence de « sediment waves » mais en interaction avec des courants de turbidites provenant de l'Orénoque (Gonthier et al., 2002; Loncke et al., 2009). Cette architecture est comparable au drift de la plaine abyssale du Golfe de Cadix (Llave et al., 2001).

6. La zone 6 de forte accumulation sédimentaire

Les cartes isopaques (Fig.18) soulignent la présence d'une zone de fortes épaisseurs sédimentaires sur la partie la plus orientale du plateau de Demerara où les valeurs de pentes sont plus faibles que le long de la bordure transformante. La zone 6 est caractérisée par l'écho-faciès EF-1 avec une stratification uniforme. Une partie de la zone 6 se situe sous l'influence de la NADW qui s'écoule vers le SE, entre 3500 à 4000 m de profondeur, alors que l'autre partie, sous 4000 m de profondeur, est sous l'influence de l'AABW qui s'écoule vers le NO. Différentes hypothèses peuvent expliquer cette accumulation. (1) Par rapport à la circulation de la NADW, la zone 6 se situe à la sortie du plateau de Demerara. Le courant n'est alors plus contraint par ce promontoire bathymétrique, ainsi la vélocité du courant peut diminuer brutalement à ce niveau favorisant ainsi le dépôt des sédiments transportés par les courants le long du plateau. (2) Par rapport à l'AABW, le plateau de Demerara forme une butée qui contraint le courant à modifier sa direction pour contourner l'obstacle et qui pourrait avoir un impact sur sa vélocité. Cette butée pourrait permettre de l'accumulation sédimentaire dans cette zone. (3) Enfin, cette zone pourrait être en partie alimentée par les canyons extrêmement bien développés de la marge transformante SE guyanaise (Fig.19).

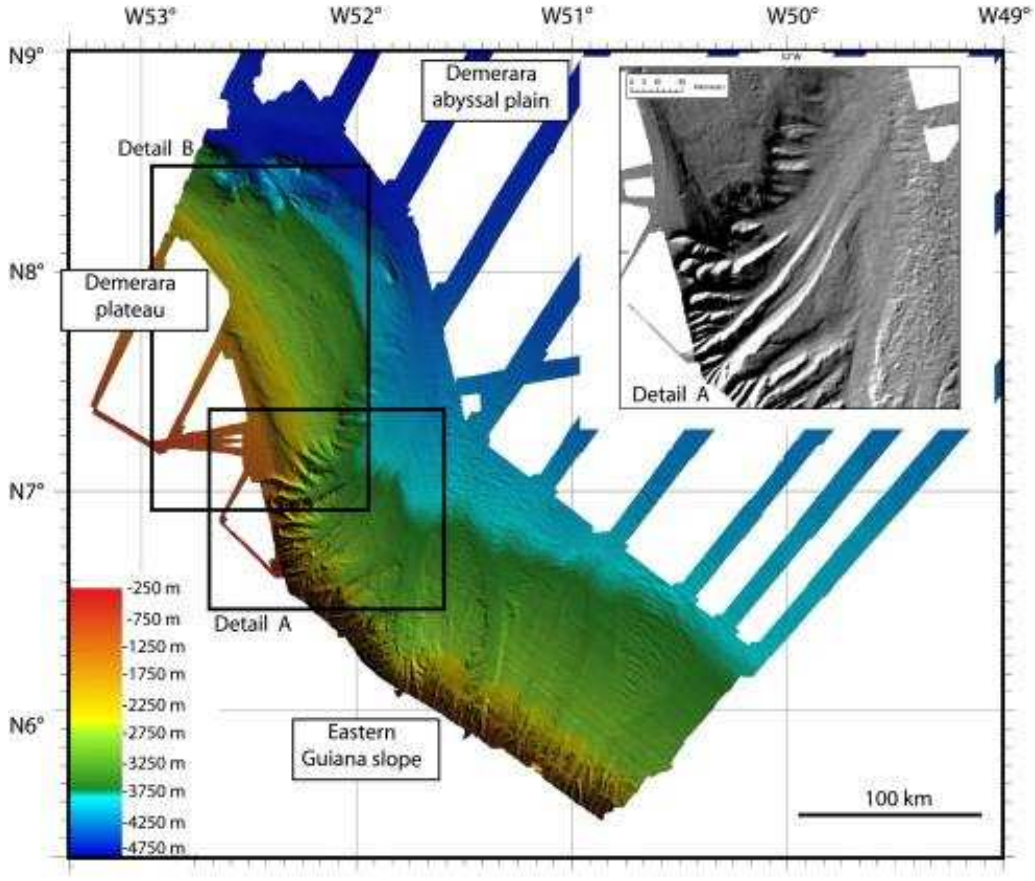


Figure 19 : Carte bathymétrique Guyaplac illustrant la presence des canyons le long de l marge SE guyanaise (Loncke et al., 2009).

E. Discussion sur les processus sédimentaires actifs

1. Influence de la circulation océanique sur la sédimentation du plateau

L'étude des données du sondeur de sédiment, via les écho-faciès et les cartes isopaques (Fig.20), combinée à l'étude des carottes mettent en évidence l'impact du courant sur les processus sédimentaires du plateau marginal de Demerara. Trois masses d'eau sont présentes sur ce plateau marginal, l'AAIW entre 550 et 1200 m de profondeur soit sur le plateau marginal supérieur (Reid, 1989b; Peterson and Stramma, 1991; Tsuchiya et al., 1994; Suga and Talley, 1995; Stramma and Schott, 1999, la NADW entre 1200 et 4200-4500 m de profondeur (Reid, 1989b; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002) soit sur le plateau marginal intermédiaire et inférieur, et l'AABW à partir de 4200-4500 m de profondeur (Reid, 1989b; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002) c'est-à-dire sur la pente continentale et la plaine abyssale.

Sur le plateau marginal supérieur sous l'influence de l'AAIW, aucune structure n'est caractéristique de l'impact du courant sur le fond marin actuel ou dans les derniers 244 Ka. À ces profondeurs entre 700-1200 m, les vitesses du courant, mesurées le long des bordures Ouest du continent sud-américain, sont faibles, autour de 5 cm/s (Reid, 1989; Peterson and Stramma, 1991; Suga and Talley, 1995), ainsi le processus sédimentaire dominant est la sédimentation hémipélagique qui peut être influencée par des apports continentaux plus importants de par la proximité de cette zone avec le littoral (165 km entre l'embouchure du Maroni et le plateau maginal, contre 275 km entre l'embouchure du Maroni et le plateau intermédiaire).

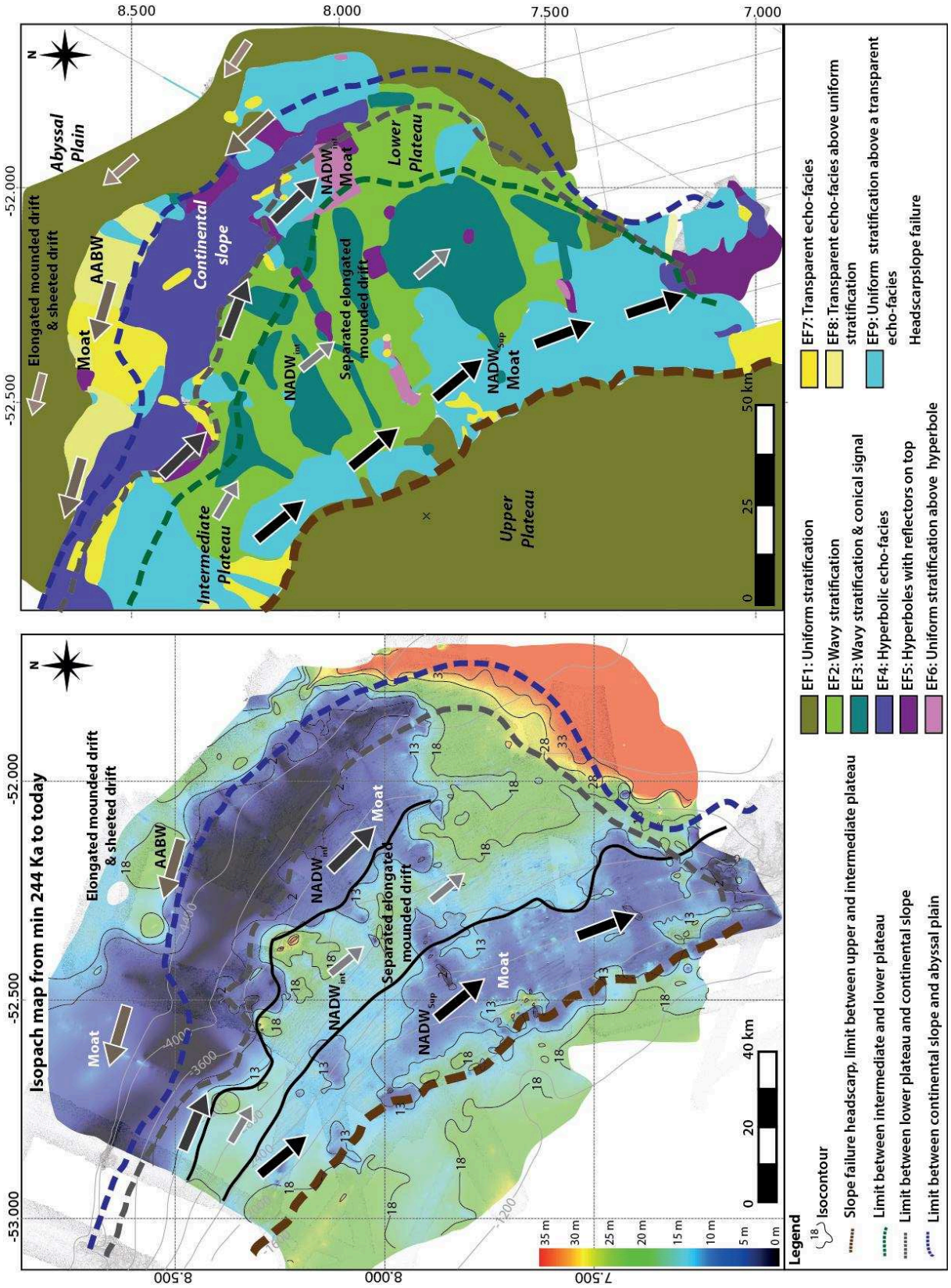


Figure 20 : Carte isopaque (min de 244 ka à aujourd'hui) et carte de répartition des écho-faciès sur la partie Est du plateau marginal de Demerara. Sur ces cartes sont placés les courants NADW (subdivisée en 3 : supérieur, intermédiaire et inférieur) et AABW ainsi que l'interprétation en terme de processus contouritiques.

Les plateaux marginaux intermédiaire et inférieur, sous l'influence de la NADW, présentent des variations sédimentaires importantes avec la présence d'un « separated elongated mounded drift » - donc une accumulation sédimentaire contouritique - encadré par 1 voire 2 « moats » (Fig.20): l'un se positionnant le long de la cicatrice d'arrachement et le possible deuxième dans la partie la plus distale du plateau inférieur (zone 4). La vitesse du courant actuelle à 3000 m de profondeur au niveau du « separated elongated mounded drift » (ligne de mouillage déposée en fond de mer pendant la campagne IGUANES – Tallobre et al. (2016)) est élevée atteignant en moyenne 9.5 cm/s avec des valeurs maximales supérieures à 30 cm/s (Tallobre et al., 2016). En comparaison au drift (zone d'accumulation sédimentaire), au niveau des moats, la vélocité est plus forte induisant des zones en érosion/non-dépôt. Le long de la cicatrice d'arrchement, la vitesse de courant doit être supérieure à la vitesse mesurée au sein du drift (soit > 9.5 cm/s en moyenne et > 32.5 cm/s en max). Cette vélocité le long de la cicatrice d'arrachement (entre 1500-2400 m), et la vitesse mesurée au sein du drift (à environ 3000 m) sont supérieures à celles attendues à des profondeurs similaires le long des côtes d'Amérique du Sud dans la bibliographie, à savoir 6.2 cm/s à 3000 m et 2.9 cm/s à 2000 m de profondeur (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Mauritzen et al., 2002). Cette forte vélocité associée à la présence de dépôts typiques de contourites, mettent en évidence la présence d'un courant de contour autour du plateau. Le plateau de Demerara en forme de promontoire constitue un obstacle sur le fond marin qui contraint la NADW à le contourner, formant alors un courant de contour de forte vélocité permettant la mise en place d'un CDS (Contourite Depositional System).

La NADW, qui impacte l'ensemble du plateau intermédiaire et du plateau inférieur, peut être sub-divisée en 3 masses (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002): la NADW supérieure, la NADW intermédiaire et la NADW inférieure (cf Partie I, section 2, chap 1). La sédimentation étant divisée en 3 zones (Fig.16), il est possible que :

- La zone 2, marquée par une faible accumulation sédimentaire recouvrant les nombreux MTDs, correspondant au moat (Fig.20) est sous l'influence de la NADW supérieure qui constitue une veine de forte vélocité contrainte le long de la cicatrice d'arrachement du plateau de Demerara.
- La zone 3 (Fig.20) avec une forte accumulation sédimentaire longitudinale correspond au drift. Elle serait sous l'influence de la NDAW intermédiaire avec une vélocité moins importante permettant le dépôt de corps sédimentaires.
- La zone 4 qui peut correspondre à un 2nd moat pourrait être sous l'influence de la NADW inférieure qui présente dans la littérature des vélocités de courant mesurées supérieures aux précédentes ~20.3 cm/s (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002).

La plaine abyssale au pied du plateau de Demerara est sous l'influence de la AABW qui peut avoir des vélocités mesurées atteignant 45 cm/s le long de la marge Nord Sud-Américaine (Reid, 1989; Johns et al., 1993; Hogg, 1997). Ces vélocités sont favorables à la formation de contourites (Fig.17-20) déjà décrites précédemment dans Gonthier et al. (2002) et Loncke et al. (2009). De plus, comme pour la NADW, la présence du plateau de Demerara peut influer sur la circulation de l'AABW qui peut également former un courant de contour autour de celui-ci.

2. Une sédimentation à deux composantes

Le plateau de Demerara est le lieu de dépôt de contourite sur le plateau marginal et sur la plaine abyssale au pied du plateau (Fig.20). Ces dépôts contouritiques sont en places depuis plusieurs centaines de milliers d'années et évolue au cours du temps en fonction des changements de vitesse des courants. Ce système de dépôt contouritique (CDS – Contouritic

Depositional System) est généré sur le plateau par la NADW avec un ou deux moats et un drift, et par l'AABW sur la plaine abyssale (Fig.20). Le drift est soumis à deux composantes :

- Le drift se construit latéralement aux chenaux contouritiques (Fig.20) comme une levée sédimentaire, ainsi avec une composante perpendiculaire à la direction du courant.
- Le drift se construit également longitudinalement sous l'influence de la NADW intermédiaire (Fig.20) formant des bassins confinés en arrière des hauts sédimentaires. Ces hauts sédimentaires localisent également des structures d'érosion en queue de comète parallèles à la direction locale du courant.

3. Variations au cours du temps des courants et de la sédimentation

Les cartes isopaques de la figure 18 illustrent l'évolution de l'accumulation de sédiments au cours du temps.

La carte D couvre la période allant de minimum de 244 à 100 ka couvrant les stages isotopiques MIS 4 à MIS 8 soit plus de 150 ka. Durant cette période, les accumulations sédimentaires sont faibles. A cette époque, 2 chenaux encadrent déjà le drift de la zone 3, un « moat » supérieur le long de la cicatrice d'arrachement et un « moat » inférieur sur le plateau marginal inférieur. La différence d'épaisseur de sédiment est peu marquée entre le drift et le « moat » supérieur ce qui suggère que la vitesse du courant de la NADW était à cette époque relativement faible permettant un dépôt de sédiments relativement homogène. Le moat inférieur présente une sédimentation très faible voire nulle pouvant être liée à un courant intense prévenant l'accumulation sédimentaire ou à l'absence de sédiment disponible étant à l'origine d'une zone de non dépôt. Les patchs d'accumulation situés le long de la cicatrice d'arrachement et au pied de la pente sont induits par des MTDs.

La carte C, qui couvre la période de 100 ka à 40 ka (soit le MIS 3 à 5), montre une importante accumulation sédimentaire en 40 ka comparée à la période précédente. Durant cette période, la différence d'accumulation entre le drift (zone 3) et le « moat » (zone 2), est fortement marquée suggérant que la NADW soit plus véloce sur cette période (Fig.18). En effet, les faibles accumulations sédimentaires dans le « moat » indiquent un vannage relativement fort et une sédimentation importante sur le drift. Sur cette carte, des MTDs se mettent en place aux mêmes places que sur la carte précédente (Fig.16D) formant également des patchs avec une épaisseur plus importante

Enfin la carte B montre sur la période la plus récente des 40 derniers ka (soit le MIS 1, le MIS 2 et une partie du MIS 3) une très faible accumulation sédimentaire sur l'ensemble du plateau de Demerara et de sa plaine abyssale. Seule la zone 6 est fortement sédimentée. Cette faible accumulation peut être (1) soit le fruit d'un courant de forte vélocité et d'un vannage important induit par la NADW qui impactent l'ensemble du plateau de Demerara et favorisent la sédimentation au niveau de la zone 6; (2) soit le fruit de très faibles apports sédimentaires sur le plateau, mais des apports de l'AABW qui se concentrent aux niveaux de la zone 6. Le long de la cicatrice d'arrachement et au pied du plateau, les patchs d'accumulation décrits sur les cartes précédentes (Fig.16.C-D) ne sont pas présent, il n'y a pas de nouveaux MTDs mis en place sur les derniers 40 ka.

L'inconvénient de ce travail sur le chirp est la durée entre deux horizons pointés. Par exemple, entre le fond marin et l'horizon rouge la période est de 40 ka, c'est-à-dire qu'elle couvre en terme de climat 3 stades climatiques dont une période glaciaire (le MIS2, Marine Isotopic Stage) et deux interglaciaires (MIS1 et MIS3). Les variations d'accumulation sédimentaire mises en évidence par les cartes isopaques ne sont pas interprétables en fonction des cycles glaciaires/interglaciaires.

4. Relation entre instabilité et les processus sédimentaires

Une autre particularité du plateau marginal de Demerara est la présence d'un grand complexe de MTD mis en place au Miocène-supérieur Pliocène-inférieur qui affecte une grande partie du plateau (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2012; Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015; Loncke et al., 2016). Ce MTDc et les hauts sédimentaires qui sont associés à ces MTDs ont une influence sur la sédimentation avec notamment la mise en place de structures comme les dépressions en queues de comètes qui peuvent correspondre à des « giant flute casts » mis en place à l'arrière (par rapport au courant) des hauts de ces MTDs. Plus récemment, d'autres MTDs de moindre importance (Fig.8-9) affectent la sédimentation et témoignent de l'instabilité persistante de la marge guyanaise.

En plus du facteur physiographique de la marge et sa forte pente, les forts courants sur le plateau de Demerara pourraient être un facteur agissant sur la mise en place de ces MTDs depuis le Miocène. Entre le Miocène Moyen et Supérieur, un événement érosif (de 200 m de sédiments) a été identifié sur le Plateau de Demerara et selon Ingram et al. (2011) il pourrait être causé par la mise en place des courants profonds. Au Miocène, la mise en place des calottes polaires modifient la circulation océanique en intensifiant les masses d'eaux de la NADW et la AABW (Müller et al., 1991; Flower and Kennett, 1994; Larsen et al., 1994; Moran et al., 2006; Ingram et al., 2011). L'érosion induite par les courants aurait pu modifier les conditions de pression dans la colonne sédimentaire, modifier la cohésion du sédiment, les forces de frictions, et ainsi favoriser la déstabilisation sur la pente du plateau et générer des MTDs (Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2015). L'activité des courants, notamment de la NADW, se poursuit jusqu'à l'actuel sur le plateau marginal intermédiaire. Ce courant agit fortement sur la répartition sédimentaire en formant une contourite (Fig.18) avec des zones en érosion, les moats, et une zone de forte accumulation, le drift. Ainsi dans ces deux zones, les conditions de pression dans le sédiment évoluent en fonction du courant comme décrit précédemment et peut ainsi favoriser la formation de MTDs jusqu'à récemment. Les MTDs se mettent en place dans les périodes d'accumulation (entre 244 et 40 ka, Fig.18) et sont absents sur les derniers 40 ka (Fig.18).

F. Conclusion

Différents processus sédimentaires actifs ont été mis en évidence sur le plateau marginal de Demerara en fonction du domaine du plateau :

- Le plateau marginal supérieur est dominé par une sédimentation hémipélagique.
- Le plateau intermédiaire et inférieur sont caractérisés par les processus de contourite (Fig.20) induits par la NADW vers le SE ainsi que des MTDs nombreux se mettant en place depuis la cicatrice d'arrachement. Le grand MTD Miocène supérieur/Pliocène inférieur couvre l'ensemble de cette zone, son toit ondulé est en lien avec les structures ressemblant à des « sediment waves » sur le fond marin.
- La pente continentale n'est peu ou pas sédimentée probablement à cause des valeurs de pentes fortes (jusqu'à 20°).
- La plaine abyssale est marquée par des MTDs au pied du plateau continental et caractérisée par une contourite induite par la circulation de l'AABW vers le NO (Fig.20).

Au cours des derniers 244 Ka, la sédimentation a évolué principalement au gré des variations de la vélocité des courants et principalement de la NADW avec des périodes de fortes vélocités marquées par un fort vannage et peu d'accumulation sédimentaire sur l'ensemble du plateau marginal intermédiaire, et des périodes de vélocité plus faibles permettant le développement d'un complexe de dépôt contouritique constitué de deux « moats » et un drift.

Les variations d'accumulation sédimentaire mises en évidence dans ce chapitre ne sont pas interprétables en fonction des cycles glaciaires/interglaciaires. Ainsi pour tenter de mettre en relation, l'accumulation sédimentaire en fonction des cycles climatiques, il est nécessaire de réaliser une approche plus fine basée sur l'étude des carottes sédimentaires.

G. Références bibliographiques

Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M., Pattier, F., 2013. Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. Tectonophysics 591, 16-29.

Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: A review. Marine Geology 38, 51-75.

Damuth, J.E., 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. Marine and Petroleum Geology 11, 320-346.

Damuth, J.E., Jacobi, R.D., Hayes, D.E., 1983. Sedimentation processes in the Northwest Pacific Basin revealed by echo-character mapping studies. Geological Society of America Bulletin 94, 381-395.

Embley, R., 1976. New evidence for occurrence of debris-flow deposits in the deep-sea. Geology 4, 371-374.

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. Geology 12, 296-300.

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology 162, 1-38.

Faugères, J.C., Mulder, T., 2011. Contour Currents and Contourite Drifts. in: Heiko Hüneke and Thierry Mulder, Deep sea sediments, elseiver publications, developments in sedimentology 63, 149-205.

Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 14 Contourite Drifts: Nature, Evolution and Controls, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 257-288.

Flower, B.P., Kennett, J.P., 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108, 537-555.

Gaullier, V., Bellaiche, G., 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, northwestern Mediterranean basin. AAPG Bulletin 82, 1140-1155.

Gaullier, V., Loncke, L., Droz, L., Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Roest, W.R., Loubrieu, B., Folens, L., Carol, F., 2010. Slope instability on the French Guiana transform margin from swath-bathymetry and 3.5 kHz echograms, Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer, pp. 569-579.

Gonthier, E., Faugères, J.C., Gervais, A., Ercilla, G., Alonso, B., Baraza, J., 2002. Quaternary sedimentation and origin of the Orinoco sediment–wave field on the Demerara continental rise (NE margin of South America). Marine Geology 192, 189-214.

Gonthier, E., Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift. Geological society of London, special publication 15, 275-292.

Heezen, B.C., Johnson, G.L., 1963. A moated knoll in the Canary Passage. Dent. Hydrograph. Z. 16, 269-272.

Hernández-Molina, F.J., Larter, R.D., Rebesco, M., Maldonado, A., 2006. Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: Stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. Marine Geology 228, 93-116.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008a. Chapter 19 Continental Slope Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 379-408.

Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008b. Chapter 18 Abyssal Plain Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 345-378.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. Marine and Petroleum Geology 27, 1508-1530.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., Rebesco, M., 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. Geology 37, 507-510.

Hogg, N.G., 1997. The Deep Basin Experiment - status and accomplishments. , WOCE South Atlantic Workshop, Brest.

Ingram, W.C., 2006. Anatomy of Oligocene-Miocene debris flow and slumps form Demerara Rise: implications for margin destruction American Association of Petroleum Geologists 2006 annual Convention, Houston.

Ingram, W.C., Mosher, D.C., Wise, S.W.J., 2011. Biostratigraphy of an upper Miocene mass transport deposit on Demerara Rise, northern South American margin, in: Shipp, C., Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), Mass-transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication 96, pp. 457-498.

Jacobi, R.D., 1976. Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. Marine Geology 22, 157-173.

Johns, W.E., Fratantoni, D.M., Zantopp, R.J., 1993. Deep western boundary current variability off northeastern Brazil. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 40, 293-310.

Knutz, P.C., 2008. Chapter 24 Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 511-535.

Larsen, H., Saunders, A., Clift, P., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S., Leg, O., 1994. Seven million years of glaciation in Greenland. Science 264, 952-955.

Le Suave, R., Beuzart, P., 2003. GUYAPLAC cruise, RV L'Atalante, in: française, C.O. (Ed.).

Lee, H.J., Syvitski, J.P.M., Parker, G., Orange, D., Locat, J., Hutton, E.W.H., Imran, J., 2002. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the 'Humboldt slide', and modelling results. Marine Geology 192, 79-104.

Lee, S., Chough, S., 2001. High-resolution (2–7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea. Sedimentology 48, 629-644.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A., Alveirinho Dias, J.M., 2001. Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. Marine Geophysical Researches 22, 487-508.

Loncke, L., 2013. IGUANES, RV L'Atalante, in: française, C.o. (Ed.).

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2009. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. Marine and Petroleum Geology 26, 711-723.

Loncke, L., Gaullier, V., Bellaiche, G., Mascle, J., 2002. Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping. AAPG Bulletin 86.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W.R., Bayon, G., Gaullier, V., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J.C., Cathalot, C.,

Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J.F., Bermell, S., Marcaillou, B., Sotin, C., Hebert, B., Patriat, M., Bassetti, M.A., Tallobre, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., 2016. Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the IGUANES cruise. Geological Society, London, Special Publications 431.

Maltman, A., brown, K.M., Byrne, T.B., Collinson, J.D., Jones, M.E., Karig, D.E., Martinsen, O.J., Morgan, J.K., Murray, T., 1994. The Geological Deformation of Sediments, 1 ed. Springer Netherlands.

Mauritzen, C., Polzin, K.L., McCartney, M.S., Millard, R.C., West-Mack, D.E., 2002. Evidence in hydrography and density fine structure for enhanced vertical mixing over the Mid-Atlantic Ridge in the western Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 107, 3147-3166.

McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A., 2012. Chapter 7 - Strontium Isotope Stratigraphy, The Geologic Time Scale. Elsevier, Boston, pp. 127-144.

Mercier de Lépinay, M., 2016. Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectono-sédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée, Oceanography. Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., in press. Transform continental margins - Part 2: A worldwide inventory. Tectonophysics.

Molinari, R.J., Fine, R.A., E., J., 1992. The Deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic Ocean. Deep Sea Research 39, 1967-1984.

Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W., 2006. The cenozoic palaeoenvironment of the arctic ocean. Nature 441, 601-605.

Müller, D.W., Hodell, D.A., Ciesielski, P.F., 1991. Late Miocene to earliest Pliocene (9.8–4.5 Ma) Paleoceanography of the subantarctic Southeast Atlantic: stable isotopic, sedimentologic, and microfossil evidence, Ciesielski, PF, Kristoffersen, Y., et al., Proc. ODP, Sci. Results, pp. 459-474.

Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. Geophysical Research Letters 29, 1896.

Pacault, A., 2016. SDS et logiciel d'acquisition SUBOP, Ifremer, Brest.

Pattier, F., 2013. Analyse et fonctionnement des sorties de fluide et glissements de la marge transformante Guyane-Surinam (plateau de Demerara). Couplages avec la structure de la marge. University of Perpignan, p. 293.

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P., Roest, W.R., Vendeville, B.C., Patriat, M., Loubrieu, B., 2013. Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (French Guiana). Marine and Petroleum Geology 46, 287-303.

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Vendeville, B., Maillard, A., Basile, C., Patriat, M., Roest, W.R., Loubrieu, B., 2012. Mass movements in a transform margin setting: the example of the eastern Demerara rise, Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer, pp. 331-339.

Pattier, F., Loncke, L., Imbert, P., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Roest, W.R., Patriat, M., Vendeville, B.C., 2015. Origin of an enigmatic regional Mio-Pliocene unconformity on the Demerara plateau. Marine Geology 365, 21-35.

Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. Marine Geology 352, 111-154.

Reid, J.L., 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. Progress in Oceanography 23, 149-244.

Riou, T., 2014. Mise en évidence de dépôts de contourite et glissements le long de la marge guyanaise par analyse sismique haute résolution, in: Université Paris-Sud, U.d.P., CEFREM (Ed.), p. 52.

Rongemaille, E., Bayon, G., Pierre, C., Bollinger, C., Chu, N.C., Fouquet, Y., Riboulot, V., Voisset, M., 2011. Rare earth elements in cold seep carbonates from the Niger delta. Chemical Geology 286, 196-206.

Stow, D.A.V., Faugères, J.C., 2008. Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 223-256.

Stow, D.A.V., Hunter, S., Wilkinson, D., Hernández-Molina, F.J., 2008. Chapter 9 The Nature of Contourite Deposition, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 143-156.

Stow, D.A.V., Kahler, G., Reeder, M., 2002. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. , in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics., Geological Society, London, Memoir, pp. 443-455.

Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.-A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X.D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., Sotin, C., 2016. Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. Marine Geology 378, 56-73.

Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54°S) northward across the equator. Journal of Marine Research 52, 51-81.

Vandorpe, T., Van Rooij, D., de Haas, H., 2014. Stratigraphy and paleoceanography of a topography-controlled contourite drift in the Pen Duick area, southern Gulf of Cádiz. Marine Geology 349, 136-151.

Viana, A.R., 2008. Chapter 23 Economic Relevance of Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 491-510.

PARTIE III : RESULTATS
CHAPITRE 2 : DESCRIPTION OF A CONTOURITE DEPOSITIONAL SYSTEM ON THE DEMERARA PLATEAU: RESULTS FROM GEOPHYSICAL DATA AND SEDIMENT CORES

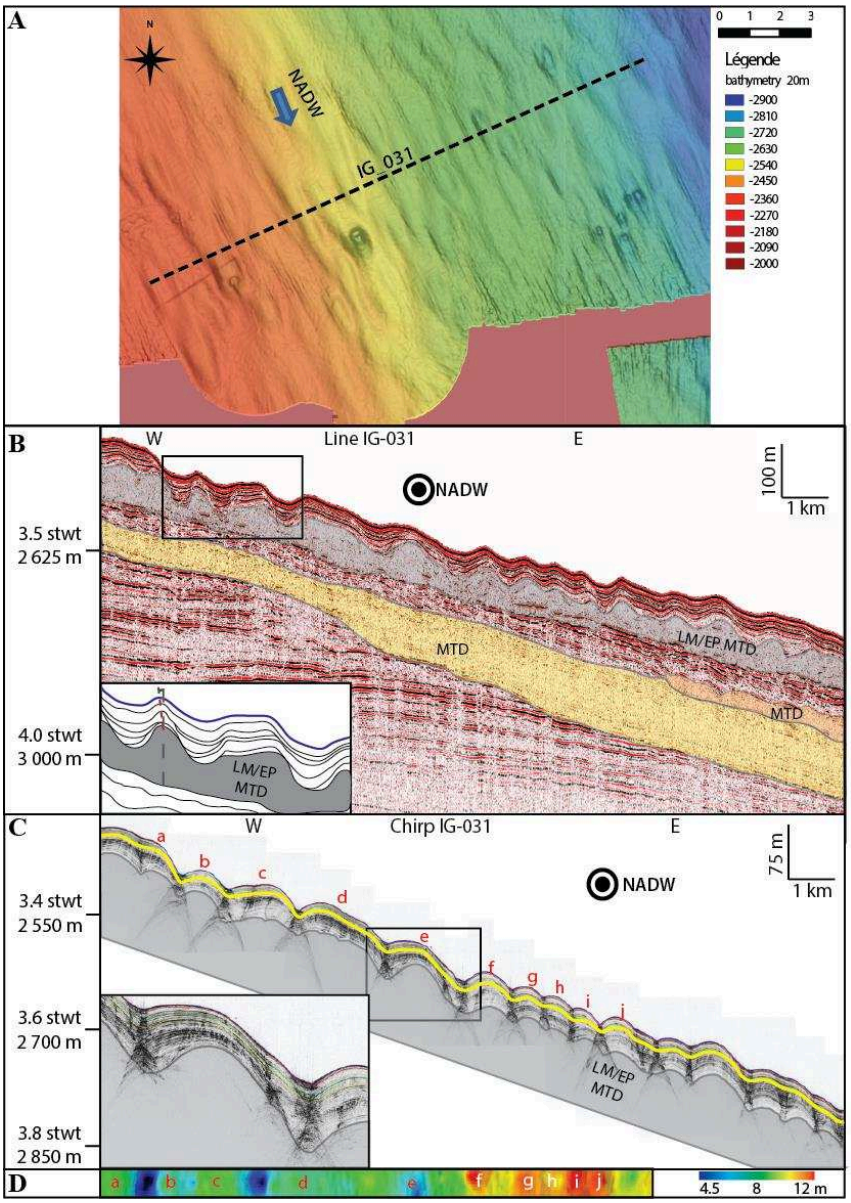


Illustration des « longitudinal waves » (Tallobre et al., 2016)

Table des matières

A. Avant propos 193
B. Abstract 196
C. Introduction 197
D. Regional setting 199
I. Geological setting 199
II. Oceanographic setting 199
E. Material & methodology 202
I. Geophysical data 202
II. Sediment core 202
1. Sediment properties 202
2. Age assessment 202
3. Geochemical analyses 203
III. Mooring data 204
F. Results 204
I. Geophysical data 204
1. Bathymetry 204
2. High resolution seismic profiles and chirp data 206
II. Mooring measurements 207
III. Core analysis 208
1. Sediment characteristics of core IG-KSF-11 208
2. Facies classification 210
3. Radiocarbon ages 211
G. Interpretation and discussion 211
I. Characterization of modern oceanographic conditions on the DP 211
II. The ^{14}C dates issue 214
III. Formation of the “giant flute casts” 214
IV. Contourite drifts and contourite moats 215
V. Facies and sedimentary environment 215
VI. Wave fields 218
VII. Comparison with other marginal plateaus 219
H. Conclusion 219
I. Acknowledgements 220
J. References 221

A. Avant propos

Dans le chapitre précédent, trois processus sédimentaires, sédimentation hémipélagique, MTDs et contourite, ont pu être identifiés sur l'ensemble du plateau de Demerara grâce à une étude détaillée des écho-faciès Chirp ainsi qu'une corrélation entre les écho-faciès et faciès sédimentaires décrits sur les 20 carottes prélevées le long de la zone d'étude.

Ce chapitre a pour but de présenter en détail les processus sédimentaires récents et de mieux appréhender le processus contouritique décrit dans le chapitre précédent sur le plateau de Demerara. Ce chapitre est également l'occasion d'une discussion sur les interactions entre contourites, glissements et plateaux marginaux en se basant sur l'exemple du plateau de Demerara. Ce chapitre correspond à un article publié dans la revue Marine Geology : Volume 378, Pages 1-374 (1 August 2016), The contourite log-book: significance for palaeoceanography, ecosystems and slope instability Edited by David Van Rooij, Calvin Campbell, Andres Rueggeberg and Anna Wåhlin.

Dans ce chapitre, les données bathymétriques, chirp et sismiques haute résolution sont utilisées pour se focaliser sur les caractéristiques du système de dépôt contouritique (CDS – Contourite Depositional System) du plateau de Demerara et notamment les structures sédimentaires associées. A partir des carottes, une analyse approfondie du sédiment (avec un focus sur la carotte IG-KSF-11 : datation ^{14}C, analyse de la préservation de la matière organique, des données du banc XRF) est effectuée permettant de définir des faciès sédimentaires en lien avec les les processus contouritiques. Ces données seront finalement comparées avec les conditions océaniques actuelles mesurées par un mouillage.

L'ensemble de ces données et analyses mettent en valeur 7 grands résultats :

(1) Les conditions océaniques actuelles sur le plateau de Demerara : Les résultats démontrent que le plateau marginal de Demerara est directement sous l'influence de la NADW. Le courant proche du fond a une vélocité moyenne de 9.5 cm/s et une valeur maximale de 32.5 cm/s, cette intensité est suffisante pour générer du transport et de l'érosion sur le fond marin.

(2) La présence de drifts contouritiques et d'un chenal contouritique (« moat ») : Le non dépôt et des structures d'érosion attestent la présence d'un moat le long de la cicatrice d'arrachement. Ce chenal contouritique est associé à un « separated elongated drift » en accord dont les caractéristiques en termes d'écho-faciès ont été décrites dans le chapitre précédent. Au sein du moat le long de la cicatrice d'arrachement, des patchs d'accumulations sédimentaires ont été mis en évidence, il s'agit de « patch drifts » le long de la pente et d'un « infill drift » en remplissage d'une dépression.

(3) La formation de « giant flute casts » : Sur le plateau de Demerara, de nombreuses dépressions elliptiques en queues de comètes sont décrites sur le fond marin avec un étirement vers le SE, soit parallèle à la direction du courant. Ces dépressions sont observées à l'aplomb des MTDs ou de hauts sédimentaires affleurant sur le fond marin. Elles correspondent à des structures sédimentaires d'érosion générées par le flux du courant et la présence d'un obstacle sur le fond marin (MTDs ou hauts sédimentaires).

(4) Les champs de rides sédimentaires : Les rides sédimentaires, présentes sur le plateau de Demerara, qui peuvent ressembler à des « sediment waves » (structures sédimentaires transversales), sont en réalité des structures longitudinales étirées parallèlement à la direction du courant. Elles sont alors définies comme des « longitudinal waves ». Leur origine est héritée d'interactions entre la NADW et la forme du fond marin - ondulé au toit de MTDs, L' action du courant aurait permis d'entretenir/conserver ces morphologies héritées de processus gravitaires.

L'accumulation différentielle entre le sillon (faible accumulation) et la crête des rides (forte accumulation) semble indiquer une chenalisation induisant une circulation hélicoïdale préservant ces structures longitudinales et formant ainsi des « longitudinal waves » sur le fond marin.

(5) Les environnements sédimentaires mis en évidence par les faciès : Les variations de faciès sédimentaires démontrent la présence de séquences grano-croissantes et grano-décroissantes. Les lits grossiers sont riches en sables à foraminifères et en grains verts de glauconies. Ces niveaux sont généralement associés à des teneurs plus faibles en matière organique. Ces indicateurs démontrent un vannage important. A contrario, les lits fins, pauvres en sables, pauvres en glauconies et plus riche en matière organique démontrent une accumulation sédimentaire rapide et un faible vannage. Les faciès sédimentaires sont ainsi caractéristiques de séquences contouritiques et donc d'environnements soumis à des variations de l'intensité du courant.

(6) La compréhension fine de l'évolution chrono-stratigraphique de ce CDS se heurte à des difficultés de datation : Les datations ^{14}C ne sont pas fiables, les résultats indiquent des inversions avec des rajeunissements à la base de la carotte. Ces problèmes peuvent être induits par la remobilisation sédimentaire ou par la circulation de fluides dans la colonne sédimentaire.

(7) Le lien plateau marginal/contourite : Les plateaux marginaux ont été récemment définis par Mercier de Lepinay et al, (*in press*). Des contourites ont été décrites sur plusieurs d'entre eux : le plateau de Falkland, le plateau de Guinée, le plateau de Vøring. Les plateaux marginaux forment un relief bathymétrique sur le fond marin qui constitue un obstacle générant des courants de contour et permettant l'établissement de corps contouritiques.

Au contact du plateau marginal de Demerara, la NADW agit comme un courant de contour et induit la formation d'une contourite. Cette contourite est caractérisée par des structures d'érosion/non-dépôt (« moat », « giant flute casts »), des structures de dépôt (drifts, « longitudinal waves ») et des séquences contouritiques au sein du sédiment.

Description of a Contourite Depositional System on the Demerara plateau: Results from geophysical data and sediment cores

Cédric Tallobre[1,2], Lies Loncke[1,2], Maria-Angela Bassetti[1,2], Pierre Giresse[1,2], Germain Bayon[3], Roselyne Buscail[2,1], Xavier Durrieu de Madron[2,1], François Bourrin[1,2], Vanhaesebroucke Marc[1,2], Sotin Christine[1,2] and the IGUANES Scientific Party*

2016, Marine Geology 378, 56-73

Corresponding author: cedric.tallobre@univ-perp.fr

[1] Univ. Perpignan Via Domitia, Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens (CEFREM), UMR 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France.

[2] CNRS, Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens (CEFREM), UMR 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France

[3] IFREMER, Unité de Recherche Géosciences Marines, 29280 Plouzané, France.

Highlights:

A Contourite Depositional System (CDS) is present on the Demerara Plateau.

The marginal plateau forms a bathymetry high promoting the formation of contourite.

The formation of longitudinal waves seems to be associated to this Contourite.

Keywords: marginal plateau, contourite, comet-tail, Demerara Plateau

B. Abstract

The Demerara Plateau, belonging to the passive transform margin of French Guiana, was investigated during the IGUANES cruise in 2013. The objectives of the cruise were to explore the poorly-known surficial sedimentary column overlying thick mass transport deposits as well as to understand the factors controlling recent sedimentation. The presence of numerous bedforms at the seafloor was observed thanks to newly acquired IGUANES bathymetric, High Resolution seismic and chirp data, while sediment cores allowed the characterization of the deposits covering the mass transport deposits. Modern oceanographic conditions were determined in situ, using mooring monitoring over a 10-month period. Our data indicate the presence of a Contourite Depositional System along the Demerara plateau, most likely related to bottom current activity of the North Atlantic Deep Water (NADW). However, at the regional scale, large longitudinal waves parallel the NADW flow. Their shape and orientation seem to be inherited from interactions between bottom currents and paleomorphologies expressed at the top of Mass Transport Deposits. Their evolution is possibly driven by the intensity of bottom current activity that might have changed over time. Overall, this work presents an integrated approach combining seismic and sedimentological evidence to study the processes at the origin of contourite formation in the Demerara Plateau. Other regional factors, such as local slope values and slope instability, also control sedimentation.

C. Introduction

Contourites correspond to deposits generated by deep ocean currents and are typically associated with graded bioturbated sediment sequences (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 2002a; Rebesco et al., 2014; Hanebuth et al., 2015). The concept of contourites was introduced in the 1960s (Heezen and Hollister, 1964; Hollister, 1967) and mainly refers to deposits related to deep thermohaline ocean circulation. Today, the definition embraces all types of sediment deposited or substantially reworked by the action of persistent bottom currents (Stow et al., 2002b). Contourites are typically part of a larger sedimentary structure, usually called a "Contourite Depositional System" or CDS (Rebesco and Camerlenghi, 2008). The study of contourite deposits may provide information on environmental and oceanographic conditions and a large community is today interested in these sedimentological archives to (1) investigate the variability of paleoceanographic conditions in connection with the paleoclimate, or (2) to better understand the role of currents in sediment transport/erosion in the construction of continental margins.

The sedimentary characteristics of the western margin of South America are well known thanks to the large number of existing studies. The Brazil (Faugères et al., 1993; Massé et al., 1998; Viana, 1998) and Argentina margins (Faugères et al., 1993; Hernández-Molina et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2010) have been well documented and a number of studies have described the presence of contourites and the different elements that compose a CDS. In contrast, the northeastern margin of South America is poorly documented. The first description of along-slope processes on the continental rise of the western equatorial Atlantic Ocean was first proposed by Damuth and Kumar (1975), who demonstrated the significant role of contour currents on the depositional processes in this area. Belonging to the South America northeastern margin, the Demerara marginal plateau (hereinafter referred to as DP) occupies a specific place: it forms a long continental salient off the coasts of Surinam and French Guiana and is emplaced between the Central and Equatorial Atlantic oceans. The plateau stretches about 380 km long along the coast and is ~250 km wide from the shelf – break, with water depths ranging from 150 m to 4500 m. Mercier de Lépinay et al, (personal communication) have shown that such marginal plateaus typically forms along transform margins (example of the Demerara and Guinean plateaus, Falkands and Agulhas marginal plateaus, Vøring plateau). Their specific structure and bathymetric characteristics may exert a control on sediment processes and guide deep currents.

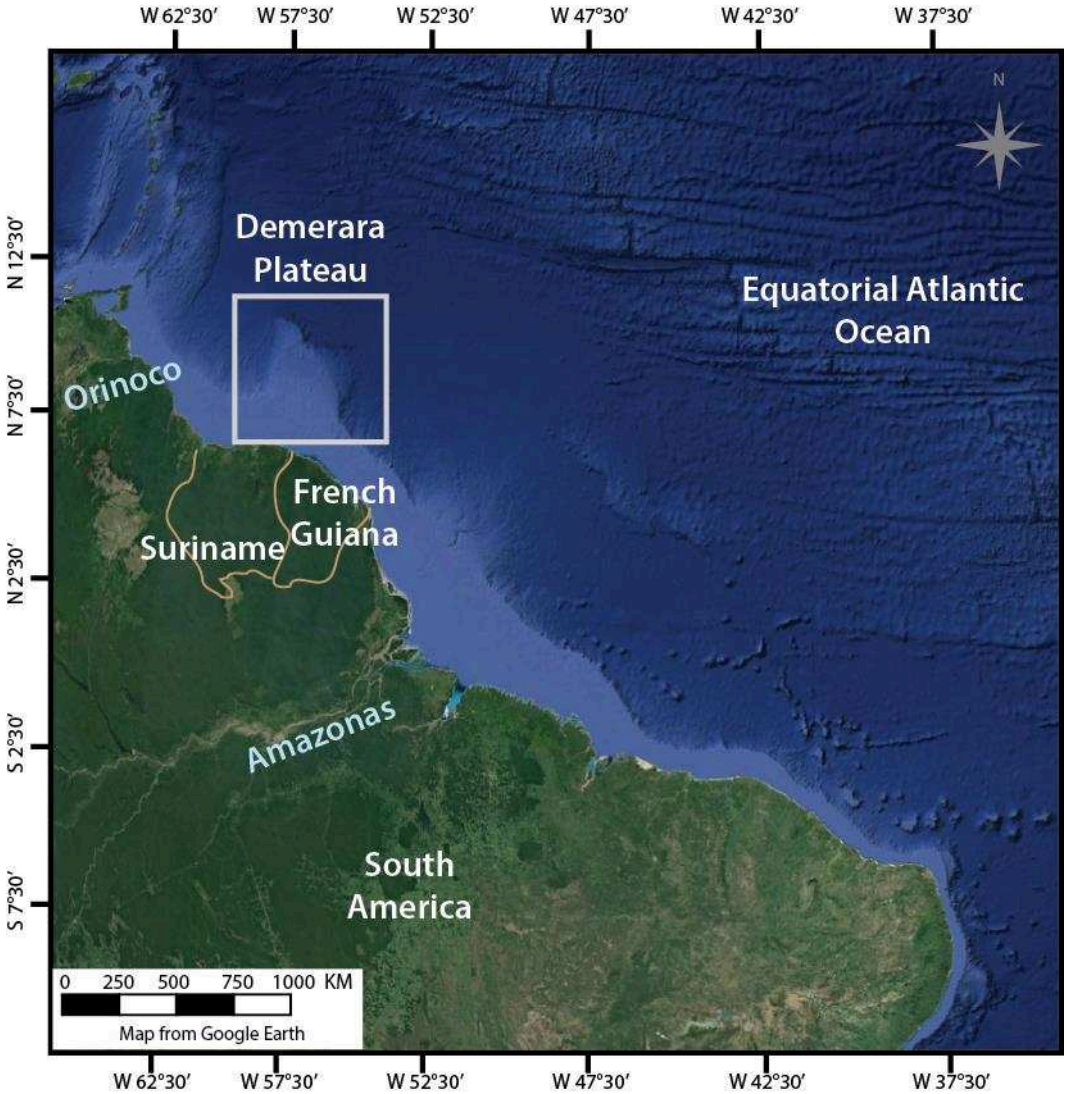


Figure 1 : General map of the study area (from Google Earth).

The marginal DP has been recently studied on the basis of geophysical data (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013). Those analyses highlight the fact that this continental margin was affected by significant slope instability apparently controlled by the structure and the steepness of the transform border of the plateau (Pattier et al., 2013).

New data (sediment cores and high resolution geophysical data) were acquired along the DP during the IGUANES survey (2013) in order to better understand the sedimentary processes ongoing along such marginal plateau. This new high resolution dataset highlights the role of contourite processes that seem to interfere with slope instability on the DP. This new dataset suggests that the impact of contourite processes has probably been under-estimated up to now on the DP.

The aim of this study is to better describing recent sedimentary processes and the role of contourite processes along the DP, based on new multidisciplinary dataset (high resolution geophysics, sediment cores, mooring). It allows us discussing about the interplay between oceanic conditions at the origin of the contourites and slope instability processes. The structural control that may exert along such type of marginal plateau is also discussed.

D. Regional setting

I. Geological setting

The DP is located at the junction between the central and equatorial Atlantic Ocean, off the northern South American margin (French Guiana and Suriname; Fig. 1). It forms a promontory (380 km long and 220 km wide) which extends the continental platform seawards, with water depths ranging from 150 m to 4500 m (Fig. 2). The DP is bounded on the north by a steep continental slope, which corresponds to an abrupt transform-derived continent-ocean transition zone and two divergent continent-ocean transitions respectively on the west and east. Before the opening of the equatorial Atlantic Ocean, the DP was connected to the West African Guinea Plateau. Oceanic opening and structuration of the DP occurred in two phases. (1) During the Lower Jurassic, the opening of the central Atlantic Ocean led to the formation of a divergent segment on the western edge of the DP. At this time, the Guinea Plateau was still connected to the DP (Klitgord and Schouten, 1986; Gouyet, 1988; Unternehr et al., 1988; Benkhelil et al., 1995). (2) During the Lower Cretaceous, the equatorial Atlantic opening occurred in a transform mode, allowing the separation of the DP and Guinea Plateau. This Cretaceous stage is characterized by a strike-slip movement along the northern edge of the DP and divergent movement along its eastern edge (Gouyet, 1988; Unternehr et al., 1988). Different features (faults, folds, thrusts) illustrate this Mesozoic tectonic activity (Gouyet, 1988; Basile et al., 2013). These deformations are sealed by a post-transform unconformity, itself overlain by horizontal to slightly tilted Cretaceous to recent sediments.

The stratigraphy of the sedimentary units of the DP is known from industrial borehole G2 investigations (Gouyet, 1988) and from ODP Expedition 207 (Erbacher, 2004; Mosher et al., 2007). The oldest sedimentary sequence studied in wells/drills relates to Albian sediments rich in organic matter and the Cenomanian-Turonian black shales, followed by Late Cretaceous and Paleogene clays rich in calcareous nannofossils (chalk) (Gouyet, 1988; Mosher et al., 2007; Pattier, 2013). The later deposits correspond to Miocene argillaceous and chalky sediments. Sedimentation was later dominated by terrigenous clays and fine deposits associated with a thick Neogene progradational wedge during the Neogene. Very low sedimentation rates have been recorded for the Late Pleistocene and Holocene (Erbacher, 2004; Mosher et al., 2007; Ingram et al., 2011; Pattier, 2013). Since the Oligocene, the external DP has been particularly affected by slope instabilities with a major sediment slope failure headscarp still visible in the bathymetry (Fig. 3) and probably regularly reactivated (Loncke et al., 2009; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015). MTDs (Mass Transport Deposit) pile up for a thickness of nearly 600 m in the distal DP (Pattier et al., 2013). The major sediment slope failure headscarp is parallel to the transform margin, suggesting strong structural control (Pattier et al., 2013). Post-MTD sedimentation is heterogeneous on the DP. Above the MTDs, and mainly on MTD highs, some depressions have been described and interpreted as pockmarks (Loncke et al., 2009; Pattier, 2013; Pattier et al., 2013). Seismic wipeouts on chirp profiles suggest fluid flow on the DP (Loncke et al., 2009). Under overpressure conditions, these fluids can decrease frictional forces and, when associated with the slope gradient of the transform margin, generate slides (Pattier et al., 2013). In addition to these downslope processes, Damuth and Kumar (1975) described along-slope processes on the continental rise of the western equatorial Atlantic, linked to the bottom currents associated to the NADW, which impact sedimentary dispersal.

II. Oceanographic setting

The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) is the current system in the Atlantic Ocean which controls the heat transport (Apel, 1988; Talley et al., 2011; Survey, 2012). It is characterized by the flow of warm and saline surface waters from tropical area

toward the North Atlantic and a return southward flow of cold deep waters (Apel, 1988; Talley et al., 2011; Survey, 2012). The water column in the equatorial Atlantic is divided into three main superficial, intermediate and deep water masses (Fig. 2 and Table 1). The surface layer is composed of Tropical Surface Water (TSW) originating from the North Tropical Gyre (Garfield, 1990; Tsuchiya et al., 1994). Coastal upwelling with a strong seasonal variability can be observed along the coast inside this surface layer (Gibbs, 1980). The intermediate layer is composed of relatively fresh AntArctic Intermediate Water (AAIW) formed in the southern ocean (Reid, 1989; Peterson and Stramma, 1991; Tsuchiya et al., 1994; Stramma and Schott, 1999). The deep waters is made of cold and salty water masses, the North Atlantic Deep Water (NADW) derived from the North Atlantic and Arctic Seas, and the colder, less saline AntArctic Bottom Water (AABW) formed around Antarctica (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002). The main characteristics of these water masses are summarized in Table 1, and their position across the bathymetry of the DP are depicted in Fig. 2. Most of the DP is under the influence of the NADW, whereas its upper part is at the transition between the AAIW and the NADW and its lower part is at the transition between the NADW and the AABW.

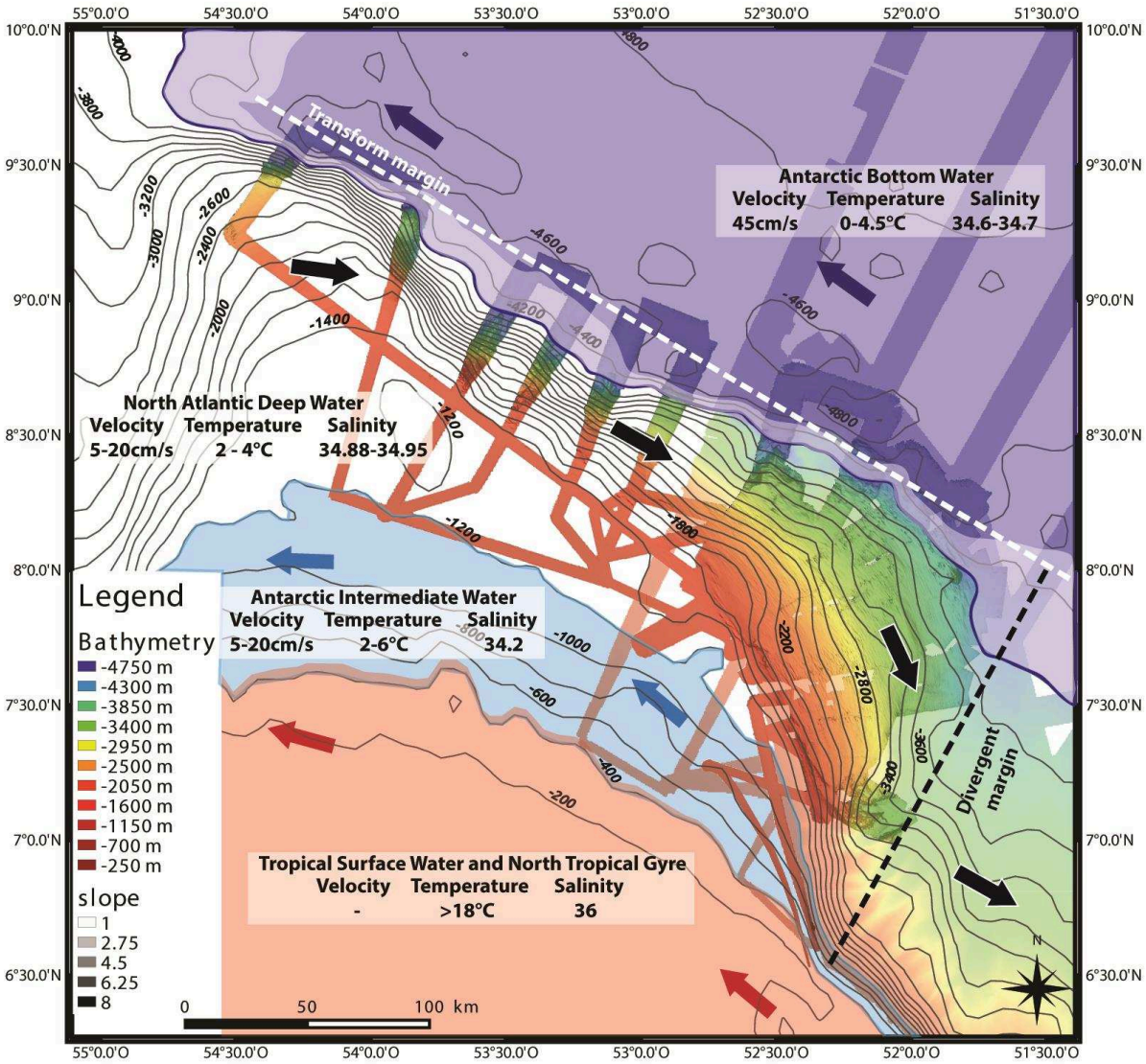


Figure 2 : Bathymetry of the Demerara Plateau and positions of regional ocean currents in the western part of the equatorial Atlantic Ocean and their physico-chemical properties. The bathymetric data are derived from the IGUANES and GUYAPLAC cruises.

Position in water column	Name			Direction	Depth	characteristic			Ref
						Velocity	Temperature	Salinity ‰	
Surface	Tropical Surface Water	TSW		Northward	Between 0 & 100	-	27 (Surface) to 20° (at 100m)	36	Signorini, 1978; Evans et al., 1983; Garfield, 1990,Friedrich et Hall., 1993
	Tropical gyre			Northward	Between 0 & 400 m	-	24 - 7 °C	36	
Value at the boundary of water masses							7 - 6 °C		
Intermediate	Antarctic Intermediate Water	AAIW		Northward	Between 550 & 1200 m	20 cm/s at 400m 5 cm/s at 1000m	2 - 6°C	34,2	Reid, 1989; Peterson et Stramma, 1991; Suga and Talley, 1995
Value at the boundary of water masses					1200 m		4,7	34,85 - 34,95	Molinari et al., 1992
Bottom Deep Western Boundary Current (DWBC)	North Atlantic Deep Water	NADW	Global	Southward	Between 1200 & 4000 m	between 2,9 to 20cm/s	2 - 4 °C	34,88 - 34,95	Reid, 1989, Molinari et al., 1992, Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Mauritzen et al., 2002 .
			Upper	Southward	Between 1200 & 2000 m	2,9	4,7 - 3,2 °C	34,95 - 34,96	
			Middle	Southward	Between 2000 3000 - 3500 m	6,2	3,2- 2,4 °C	34,97 - 34,92	
			Lower	Southward	Between 3000-3500 & 4200-4500 m	20,3	2,4 - 1,8 °C	34,93 - 34,88	
	Value at the boundary of water masses				4200 - 4500 m		1,8 - 1,9	34,88 - 34,89	Molinari et al., 1992
	Antarctic Bottom Water	AABW		Northward	< 4200-4500 m	until 45 cm/s	0 - 0,5 °C	34,6 - 34,7	Reid, 1989; Johns et al., 1993; Hogg 1997

Table 1 : Presentation of the different water masses and their characteristics in the equatorial Atlantic Ocean.

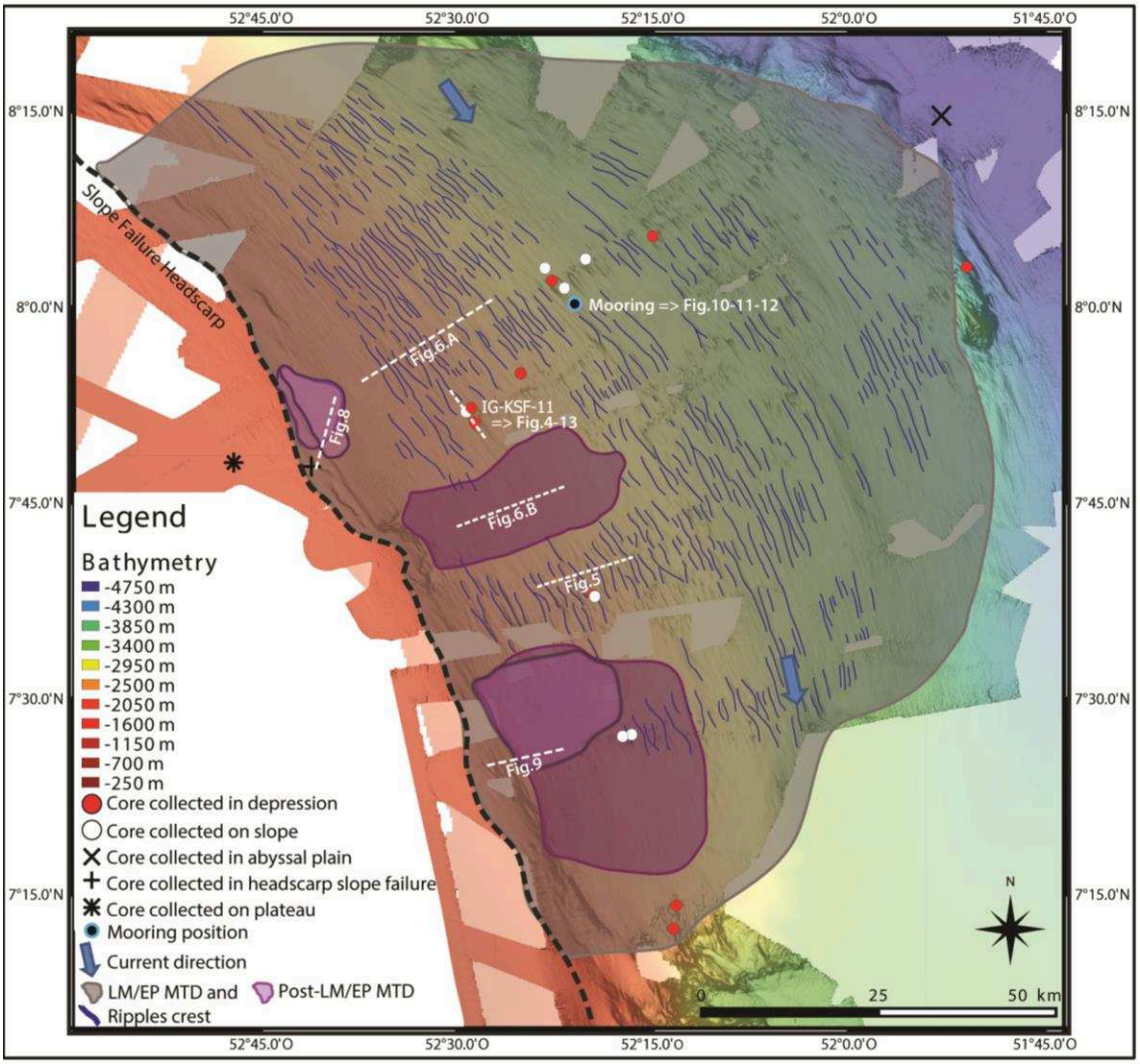


Figure 3 : Bathymetry of the Demerara Plateau, with locations of all sediment cores collected during the IGUANES cruise and the mooring site. The seismic lines, chirp profiles and figures used in this paper are also shown. The extension of the Last Miocene /Early Pliocene MTD (in gray) and post-LM/EP MTDs (in purple) is reported for the study area. The crests of the sedimentary waves are plotted on this map (blue line).

E. Material & methodology

I. Geophysical data

The geophysical dataset acquired during the IGUANES cruise includes EM122 multibeam echosounder data (bathymetry, backscatter imagery and water column) and chirp data. High-resolution 72-channel seismic data were also acquired during the IGUANES cruise (acquisition speed c.5 kn, the source is made of 6 GI-Guns). In this paper, only four high-resolution seismic lines (Fig. 3) have been used to illustrate the geometry of sedimentary units. Seismic data were processed using Ifremer QC-Sispeed software. First, a quality control of navigation and seismic data was performed. Then, SEGD data was converted to SEGY and binning, stack and migration were performed. The maximum vertical resolution of seismic data is 4 m for the high resolution 72 channel acquisition. The chirp data (Sub-bottom profiler, chirp mode, band width 1800-5300 Hz) were processed (quality control and concatenation) using Ifremer Subop software. The chirp profiles have an average vertical resolution of 20 to 30 cm and a horizontal resolution of 20 m (500 m water depth) to 60 m (4000 m water depth). An isopach map of recent sedimentation on the whole plateau (last 30 m) has been built using chirp data. To do this, the yellow reflector ("yellow horizon" hereafter) was picked and propagated laterally on all profiles. It corresponds to the deepest reflector reached by core sampling.

Multibeam data were processed using Ifremer Caraibes software. A 25 m resolution grid was obtained. All these data were integrated in Q-GIS software for comparison and analysis. All maps have been projected in UTM zone 22 in the WGS84 geodetic system.

II. Sediment core

Twenty piston cores were recovered for geochemical analyses and sedimentology. These cores were collected on the Plateau between 1200 m and 5000 m water depth (Fig. 3). Most cores were collected near depressions (*i.e.* suspected pockmarks) at the seafloor (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013). In this study, we focus on one sediment core: IG-KSF-11 (6 m long) collected in the upper part of the DP at 2366 m of water depth (07°51.085'N, 052°29.025'W) in bedded sediments outside a depression and near a sedimentary high (Fig. 4).

1. Sediment properties

The sediment core was visually described after splitting. Samples were later collected at steps of 10 cm for analyses. The bulk sediment was dried and sieved to separate the fraction >63µm. The sand fraction was calculated by weighting the >63 µm residue with respect to the initial dry weight. Glauconite grains were sorted from the sand fraction using a binocular microscope and a thin section was realized in the glauconite-rich bed (collected in core IG-KS-01 at 157-160 cm depth) and observed under a transmitted light microscope. The detailed analyses presented here come from core IG-KSF-11, but the observation of several cores was used to identify the different sediment facies described below.

2. Age assessment

Five ^{14}C dates in core IG-KSF-11 were obtained by means of the Accelerator Mass Spectrometer (AMS) of Poznań Radiocarbon Laboratory, using the monospecific assemblage of well-preserved planktic foraminifer *Globigerinioides* sp. Measured ages were converted to calendar years using Calib 7.0.4 with the Marine 09 calibration curve (Reimer et al., 2013).

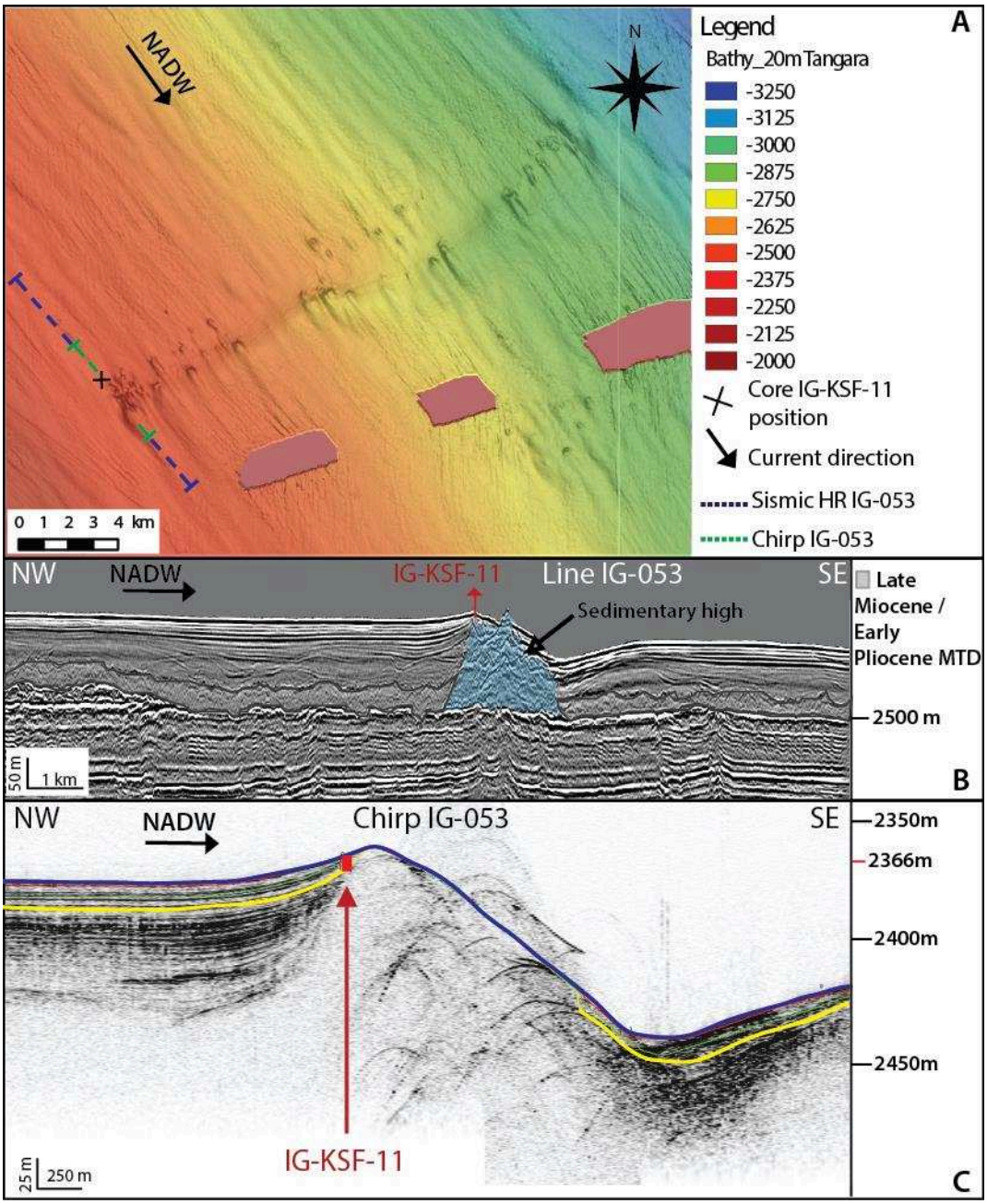


Figure 4 : Position and regional context of core IG-KSF-11 (07°51.085'N; 52°29.025'W). A. Bathymetry map with waves and comet-tail features. B. High Resolution profile IG-053 and C. Chirp profile IG-053. IG-KSF-11 was collected in bedded sediment upstream of the depression in relation to the current direction (NW-SE) above a sedimentary high. The core reaches the yellow horizon plotted on the chirp.

3. Geochemical analyses

Semi-quantitative geochemical analyses (element count rates) were performed along core IG-KSF-11 with an X-Ray Fluorescence (XRF) core scanner operated at both 10 kV and 30 kV and with a 1 cm of sampling interval. In this study, Ca/Fe Ti/Ca and Si/Ca ratios have been used to provide information about the composition of the sediment, in particular to discriminate between relative contributions from terrigenous versus biogenic components. The calcareous grains in the fraction above 63 µm were shown to be of biogenic origin, although the presence of detrital components in the fraction above 63 µm cannot be excluded. Calcium is considered as being mainly controlled by biogenic components, while Si, Fe and Ti are used as proxies for the terrigenous fraction mainly component of oxides and silicate minerals (Arz et al., 1998; Jansen et al., 1998).

Organic matter content was measured on the samples from core IG-KSF-11. Total carbon (C_t), organic carbon (C_{org}) and total nitrogen (N_t) concentrations were obtained on freeze-dried sediment subsamples by combustion in an automatic C-N analyzer (Elementar VarioMax). Organic carbon values were obtained after removing carbonate carbon by progressive and controlled acidifications with 1M H_3PO_4 and 2M HCl successively, and left overnight at 40 °C (Cauwet et al., 1990). Precision measurements were about 5% DW for C_{org}, 10% DW for N_t and 1% DW for C_t. The calcium carbonate content was calculated from mineral carbon (C_t - C_{org}) using the molecular mass ratio ($CaCO_3$: C= 100 : 12).

III. Mooring data

A short mooring, with instruments located between 14 m and 19 m above the seafloor, was deployed at 3000 m depth off French Guiana on the DP (08° 01.080' N, 52° 21.331' W). It was equipped with an Aanderaa RCM8 current meter, a RBR virtuoso with a Seapoint turbidity sensor at 880 nm, and an SBE37 SMP with pressure, temperature and conductivity sensors. This mooring was deployed on May 11, 2013 and recovered on March 25, 2014. The current meter had a sampling period of 30 minutes, whereas the other probes had a sampling period of 6 minutes. The latter data were averaged over 30-minute periods after processing the records. The turbidity is given in NTU and can be approximately converted into suspended particulate matter (SPM) concentration using the linear relationship valid for low NTU value (< 5 NTU):

SPM [mg/l] = 3.76 x Turbidity [NTU] (Durrieu de Madron, unpublished data).

F. Results

I. Geophysical data

1. Bathymetry

The bathymetry illustrates the main characteristics of the lower DP (Fig. 3). On its shallower part (~1400 m of water depth), a linear NW-SE slope failure headscarp forms an abrupt incision delimiting a stable upper domain from an instable domain (Pattier et al., 2013). Further down the slope failure headscarp, the plateau deepens gently towards the continental slope. At 51°50W, 8°05N, a seamount-like structure can be observed, which corresponds to an outcropping basement high associated with the transform continent-ocean transition zone (Basile et al., 2013).

The slope failure headscarp is composed of coalescent NW-SE failures. In places, arcuate slope failures initiate along the main headscarp (7°45N - 52°35W for example). Between the slope failure headscarp and the basement high, hundreds of depressions are observed on the seafloor. They are all elongated towards the southeast and resemble giant flute casts (Fig. 4.A). They show an outstanding head and an elongated depression. The length of these objects ranges between 400 m and 4500 m, and the width between 260 m and 1800 m. Their depth is comprised between 7 m and 50 m.

Some of these elongated depressions align in a SW-NE direction, perpendicular to the slope (Fig. 3 & 4.A).

A significant part of the plateau is marked by NW-SE waves parallel to the slope. These objects are not homogeneous and have a length between 3.1 and 15 km, a height between 0.75 and 22.50 m and a wavelength between 180 and 1795 m. The elongated depressions mostly occur inside wave fields (Fig. 4.A and 5.A for example).

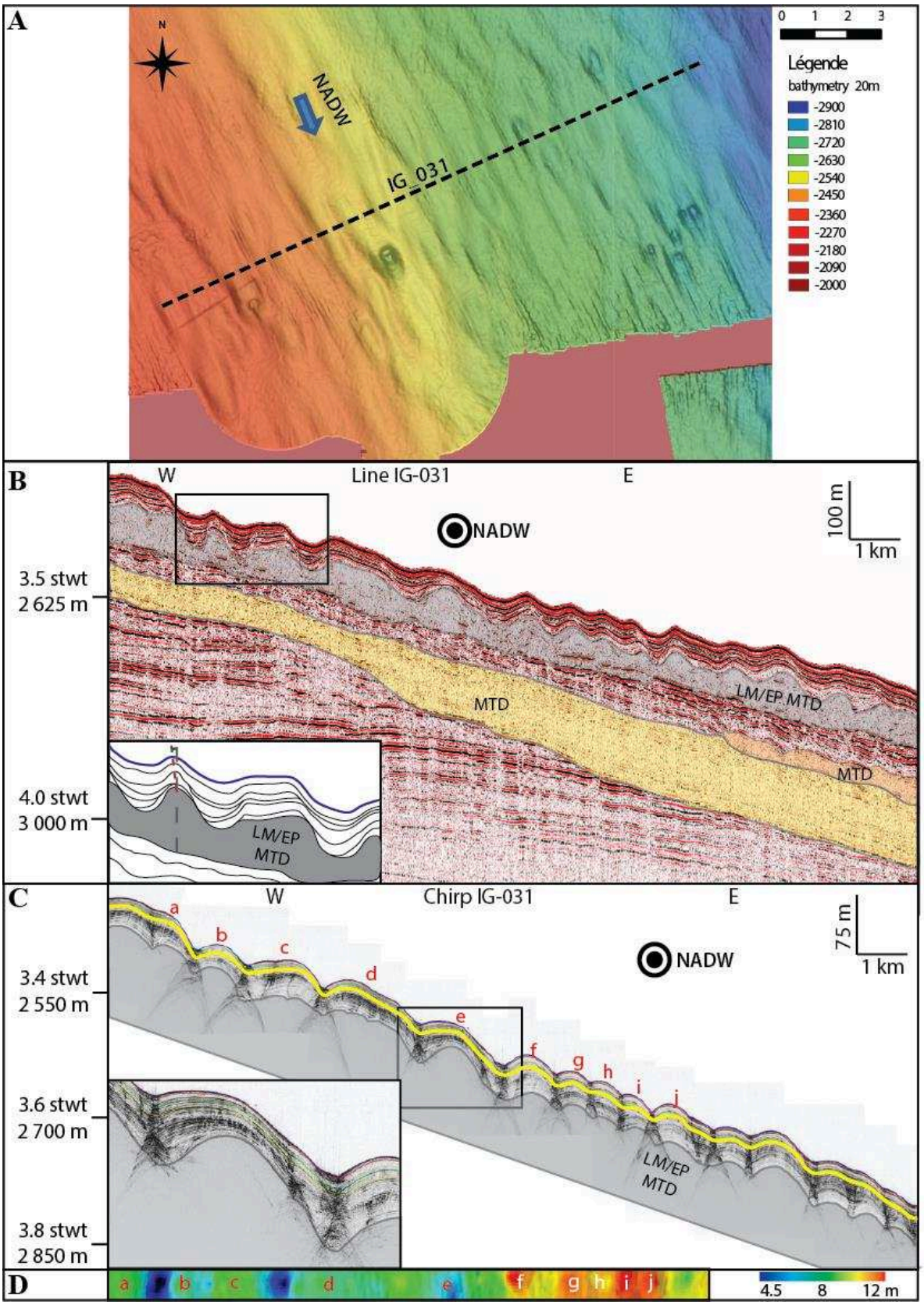


Figure 5 : Characteristics of sedimentary waves on the seafloor and seismic lines A. Bathymetry illustrating the bedforms on the seafloor elongated along a NW-SE axis, B. HR seismic profile IG-031 C. Chirp profile IG-031: Transverse view of the waves. 3 MTDs (in yellow, orange for pre-Miocene MTDs and gray for the LM/EP MTD) cut the stratigraphy with an erosive base. In gray, the LM/EP MTD with an undulated top which initiates the waves. D. Isopach band calculated along profile IG-031 between the seafloor and the yellow horizon. The letters correspond to the crest of waves on the Chirp, illustrating the thinnest deposit on the side of wave and the thickest deposit on the crest.

2. High resolution seismic profiles and chirp data

On the high resolution seismic profiles and chirp data, the recent sedimentation (the uppermost 100 m approximately) shows an alternation of bedded undulated, and acoustically transparent and chaotic deposits (Fig. 5 and 6). The acoustically transparent deposits systematically show erosive bases and rippled or chaotic tops (Fig. 4B and 5B and 6 at the scale of seismic data, Fig. 5C at the scale of Chirp data). They have been interpreted as Mass Transport Deposits (MTDs) by previous authors(Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013). The top of these MTDs is, in some cases, very undulated (Fig. 4.B, 5.B & 6). The gray MTDs can be assigned to the Late Miocene/Early Pliocene (LM/EP) using correlation with age data obtained from boreholes and published in Pattier et al. (2013) and Pattier et al. (2015). On top of the MTDs, the unit thickness of the bedded sediment is variable. In some cases, asymmetric waves can be observed (Fig. 5 & 6). These waves are characterized by an average height of 8.84 m and 875 m of wavelength on the Figure 5, and 4.85 m of height and 856 m of wavelength on the Figure 6.A. Seismic data illustrate the asymmetric morphology of the waves. The position of successive crests, as well as the thickening of their lee side compared to their stoss side, attests to an upslope migration (Fig. 6.A for example). The lateral extension of the LM/EP (Pattier, 2013; Pattier et al., 2013) and more recent MTDs are mapped, and superimposed those maps on the map of the seafloor (Fig. 3). This map shows that waves occur on the whole plateau above the LM/EP MTD, except along the slope failure headscarp and where post-LM/EP MTDs (in purple) have occurred and smoothed the undulated seafloor (Fig. 3 & 6).

When observing the seismic expression of the elongated depressions which appear in the bathymetry as “giant flute casts”, it appears that the head of those features mostly corresponds to the top of nearly outcropping MTDs, as already observed by Pattier et al. (2013). In other configurations (Fig. 4B), these depressions appear above isolated sedimentary highs which are characterized by internal chaotic reflectors. Core IG-KS-11 was collected near such a sedimentary high, which outcrops on the seafloor as shown on chirp profile IG-053 (transparent to chaotic acoustic body on Fig. 4C).

The isopach map (Fig. 7) shows that recent sediments (yellow reflector propagated on chirp profiles, Fig. 4.C and 5.C) reach an average thickness of 18 m upslope of the main slope failure headscarp. Downslope of the slope failure headscarp to 2400 m of water depth, the sediment thickness decreases to zero in places, except along small patchy accumulations (Fig. 7). These patches are elongated, with a NW-SE axis. This 20 to 30 km wide depleted zone roughly parallels the NW-SE slope failure headscarp. Going downslope, between 2400 and 3500 m water depth, sediment thicknesses increase again (13-20 m), forming a roughly NW-SE elongated accumulation that drastically thickens towards the south (33 m), in correspondence with the divergent border of the DP (Fig. 7). Another NW-SE depleted zone appears below 3500 m water depth, towards the northern transform border of the DP.

Chirp profiles illustrate the fact that the slope failure area (Fig. 8. and 9.B) is in most cases incised. They also illustrate the internal structure of patchy accumulations (Fig. 8 & 9.A-B) which are composed of bedded sediments with sometimes intercalated transparent bodies (Fig. 8). Two main configurations are observed. (1) These sedimentary accumulations thin downslope (Fig. 9.B) and their internal geometry is characterized by downlapping clinoforms. The thickest part of these masses is plastered against the slope failure headscarp that forms a concave shape (visible on Fig. 7 & 9.A). (2) Other patchy sedimentary accumulations are disconnected from the slope failure headscarp. They form downslope substratum highs not overlain by recent MTDs (Fig. 9.C).

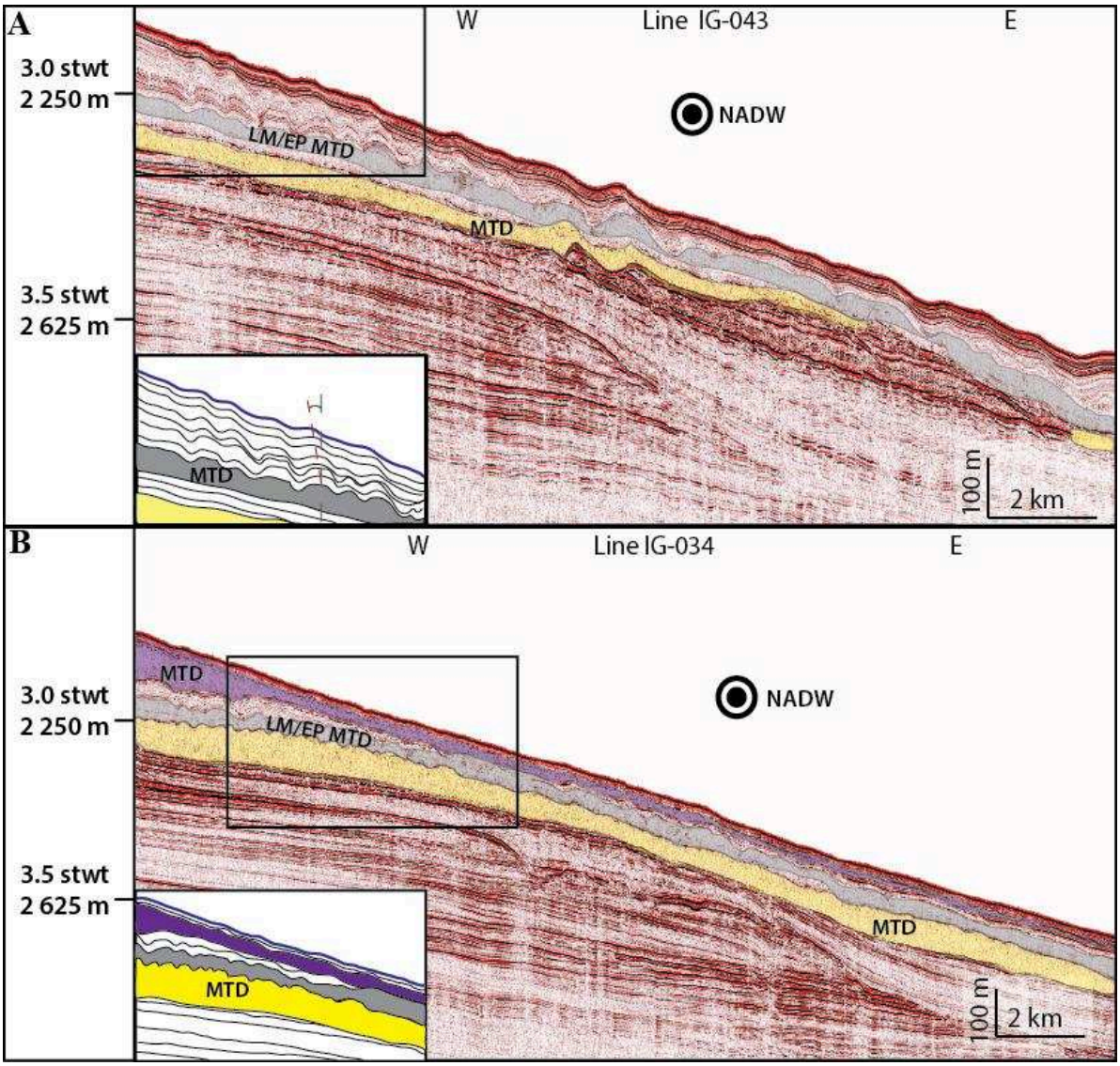


Figure 6 : Characteristics of sedimentary waves in the area where they appear smoother A. High resolution seismic profile IG-043, waves with low amplitude above the LM/EP MTD with high post-MTD sedimentation rates which smooth the waves on the seafloor. B. High Resolution seismic profile IG-034, with post-LM/EP MTD (in purple). Post-LM/EP MTDs cover the undulated top of LM/EP MTD and prevent the formation of waves.

II. Mooring measurements

Results of the mooring data are shown in Figure 10. Currents are clearly anisotropic and primarily oriented along-slope toward the southeast (the major axis of the current ellipse is 124°N, Fig. 11). The velocity ranges between 0 and 32.5 cm/s (Fig. 10.B), with an average of 9.5 cm/s and a mean direction of 128°N (Fig. 11). Potential temperature ranges between 2.2 and 2.6 °C, and salinity between 34.89 and 34.93, which is characteristic of NADW (Fig. 10.C). These two parameters evolve in parallel and inversely to the velocity. When the velocity is high (>25 cm/s), significant temperature and salinity drops generally concur with velocity increases. It is noteworthy that in mid-January 2014, the large drops of temperature (~0.25°C) and salinity (~0.02) resulted from a brief (~3-days) current reversal. During the second inversion of the current direction to return to the initial conditions the flow was momentary southward and induced an upslope advection of deeper and colder water. The turbidity of the bottom water is relatively low (<1 NTU) with an average around 0.03 NTU (Fig. 10.E) and turbidity fluctuations are uncorrelated with the increase of current speed (Fig. 10.D).

A spectral analysis for the along-slope and across-slope components was performed from the current meter data (Fig. 12). It presents two peaks of energy that correspond to the semidiurnal tidal signal. The stronger peak corresponds to the M2 constituent (principal lunar semidiurnal with a period of 12.42 hours) and the second peak corresponds to the S2 constituent (principal solar semidiurnal with a period of 12 hours).

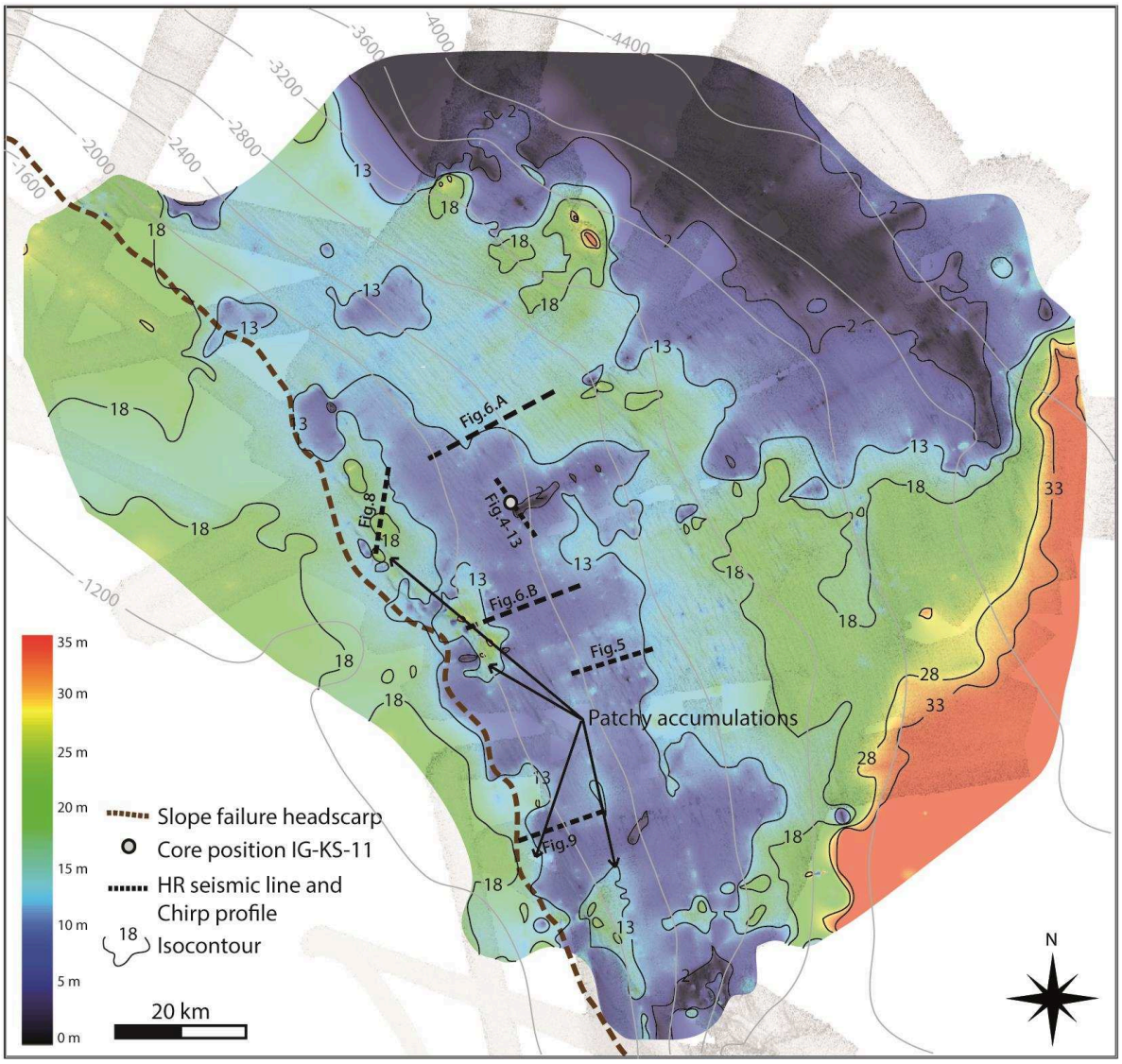


Figure 7 : Isopach map in meters (considering a mean overburden seismic velocity of 1.5 km/s) of sedimentary deposits calculated between the seafloor and the yellow horizon (see Figures 6 & 8). The different HR seismic lines, chirp profiles and core IG-KSF-11 are positioned on this map.

III. Core analysis

1. Sediment characteristics of core IG-KSF-11

The 6-meter-long core IG-KSF-11 was retrieved next to an elongated depression in a wave field (Fig. 4) in an area with low sedimentary accumulation (only 10 m thick on the isopach map, Fig. 7). The site is located upstream of a depression with respect to the presumed direction of the current (NW-SE), as shown in the seismic profile (IG-053 HR, Fig. 4.B).

Core IG-KSF-11 consists of greenish-gray mud. The mud has a mottled appearance caused by strong bioturbation (Fig. 13). The sediment contains ~5–6% of sand made of biogenic and mineral components. Bioclastic grains consist of fragments of foraminifera (planktonic and benthic), urchins, pteropods, scaphopods, ostracods, sponges, bivalves and

gastropods. Authigenic glauconite and pyrite are found in the whole core with different concentrations. A great number of centimeter-thick green beds are found interbedded between 400 and 500 cm (Fig. 13). They are rich in glauconite (the highest content in the total sample being 13% and 94% in the sandy fraction). Graded bedding sequences are present with coarsening upward followed by fining upward (between 450–500 cm and 0–50 cm on Fig. 13).

Sandy beds present a high Ca/Fe ratio and low Ti/Ca-Si/Ca ratios (Fig. 13). The sandy fraction is rich in biogenic components (mainly foraminifera), as illustrated by a carbonate content which varies between 5% and 35% d.w (dry weight). The beds that are poorer in sand (as at 200–204 cm core depth) show low Ca/Fe and high Ti/Ca and Si/Ca ratios. Finally, two beds (at 420–455 cm and 475–500 cm depth) are notable, being rich in sand and glauconite grains with a high Si/Ca ratio and low Ca/Fe ratio.

The interval between 0–90 cm is the richer in carbonate and biogenic sand (up to 20% of biogenic sand). The high content in carbonate (20–36% d.w.) is due to the high content of biogenic components. The C_{org} content generally shows low values, ranging between 0.16 and 0.54% d.w. (with a low average value of 0.40% d.w.). The amount of $N_{t,}$ which varies between 0.04% and 0.15% d.w., is proportionally more abundant than C_{org}. As expected, the organic matter content (C_{org}, N_t) is higher in muddy levels. Throughout the core, the muddy sequence between 90 and 280 cm is characterized by higher amounts of C_{org} and N_t with mean values of 0.45% d.w. and 0.11% d.w., respectively. The C/N ratio oscillates between 3.6 and 8.3 with an average value of 5.5. A C/N ratio between 4 and 6 corresponds to the value expected for protein-rich organic matter formed in oceanic surface waters (Bordovskiy, 1965b, c, a; Müller, 1977; Monoley and Field, 1991).

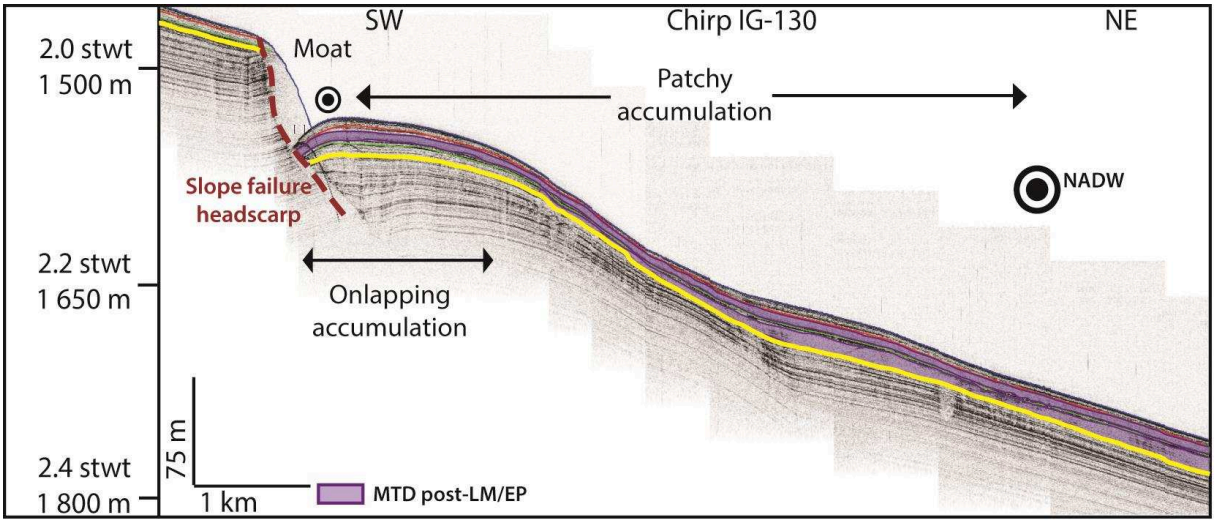


Figure 8 : Chirp profile IG-130 crossing the slope failure headscarp, showing the patchy accumulation and moat. This profile illustrates the sedimentary accumulation against the slope failure headscarp and the patchy deposit that have been evidenced in the isopach map (Figure 7).

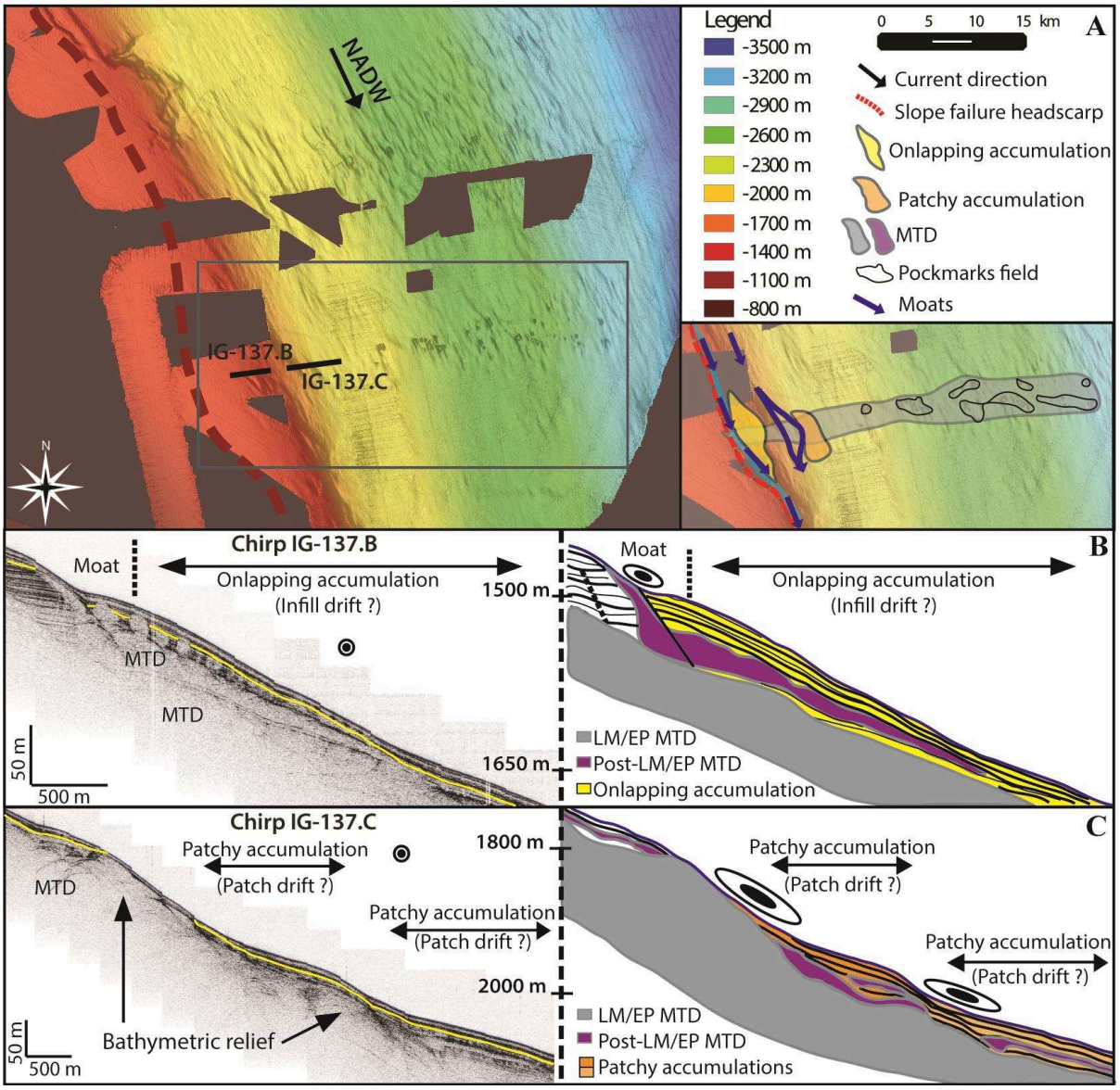


Figure 9 : Detail of different sedimentary accumulations on the DP: onlapping and patchy accumulations. A. Bathymetric map illustrating the position of the slope failure headscarp with a concave shape, the position of the MTD alignment of pockmarks, sedimentary accumulations and moats. B. Illustration of an onlapping accumulation in the topographic depression of the slope failure headscarp interpreted as an infill drift and moat. C. Illustration of patchy accumulations plastered on the edge of topographic reliefs on the seafloor, interpreted as patch drifts.

2. Facies classification

The sedimentological facies in the DP (Table 3) are defined on the basis of sand content, biogenic and mineralogical content, sedimentary structures, and in the case of core IG-KSF-11 (Fig. 13) they can be associated with the sediment composition determined by organic matter content and semi-quantitative elemental composition based on the X-ray fluorescence:

F1, Glauconite facies: this consists of a sand facies rich in glauconite (dominant component up to 94% in the sandy fraction) and biogenic debris (sand content >5%). Generally, the glauconite facies corresponds to low Ca/Fe and high Ca/Ti and Si/Ca ratios. Around 350 cm core depth, a bed characteristic of this F1 facies has a high Ca/Fe ratio and lower Ca/Ti and Si/Ca ratios. This paradox is explained by more abundant biogenic carbonate grains with respect to glauconite. F1 has mostly low N_t content.

F2, Foraminifera sandy facies: sand content is >5% and consists of biogenic debris mixed with glauconite (between 0.1% and 1% of glauconite grains in the sandy fraction) and pyrite. This facies correlates with high Ca/Fe, low N_t and C_{org} contents.

F3, Foraminifera-bearing mud facies: it consists of fine mud with some biogenic sand grains (1% to 5% of sand content) with few glauconite grains (>0.1% of the sandy fraction). Relatively high Ti/Ca and Si/Ca indicate the dominance of a terrigenous fraction, while the low Ca/Fe can be related to low biogenic carbonate content. Consequently, the values of N_t and C_{org} are high.

F4, Muddy facies: it is the finest facies, poor in sand grains (<1%) and glauconite becomes rare (< 0.01% of the sandy fraction) or missing. It encompasses the higher value of Ti/Ca and Si/Ca, which corresponds to very low content in biogenic grains. At the same time, N_t and C_{org} contents are the highest.

3. Radiocarbon ages

The ^{14}C ages are presented in Table 2, indicating a time interval comprised between approximately 14 ky cal. BP and 43 ky cal. BP, between 0 and 452 m. However, in the lower part of the core an inversion is observed (29 ky cal. BP at 600 cm of depth). We cannot develop a complete age model with these data.

G. Interpretation and discussion

I. Characterization of modern oceanographic conditions on the DP

The results confirm that the study area at 3000 m depth on the DP is directly influenced by the NADW, one component of the DWBC, which flows southeastwardly along the continental slope (Fig. 10). These observations are consistent with previous hydrological and hydro-dynamic observations collected in the same region (Molinari et al., 1992).

The low value of the turbidity (Fig. 10.D) can be explained by the fact that the mooring on the DP is distant from the main Amazon and Orinoco rivers and distant from the coast, limiting continental terrigenous supply. These low values were expected and are in agreement with the values measurements close to the seafloor of the Atlantic Ocean (Gardner et al., 1985; McCave, 1986).

The near-bottom current direction has the same orientation as the different bedforms observed on the DP (depressions that resemble giant flute casts and longitudinal waves), suggesting the strong impact of currents on the shaping of the bottom morphology. The modern current speed (9.5 cm/s in average and 32.5 cm/s in maximum) is sufficiently high to transport/erode bottom sediment (Stow et al., 2009).

The January event, with the lowermost salinity and temperature values, might correspond to the transit of a meander or an eddy at the mooring site, which are both common features in deep western boundary currents (Hogg and Brechner Owens, 1999; Weatherly et al., 2002). The observed salinity (34.91–34.92) and potential temperature (2–2.1°C, Fig. 10.C) are characteristic of the lower NADW (Table 1), and illustrate an occasional up-slope incursion of lower NADW at 3000 m depth on the DP.

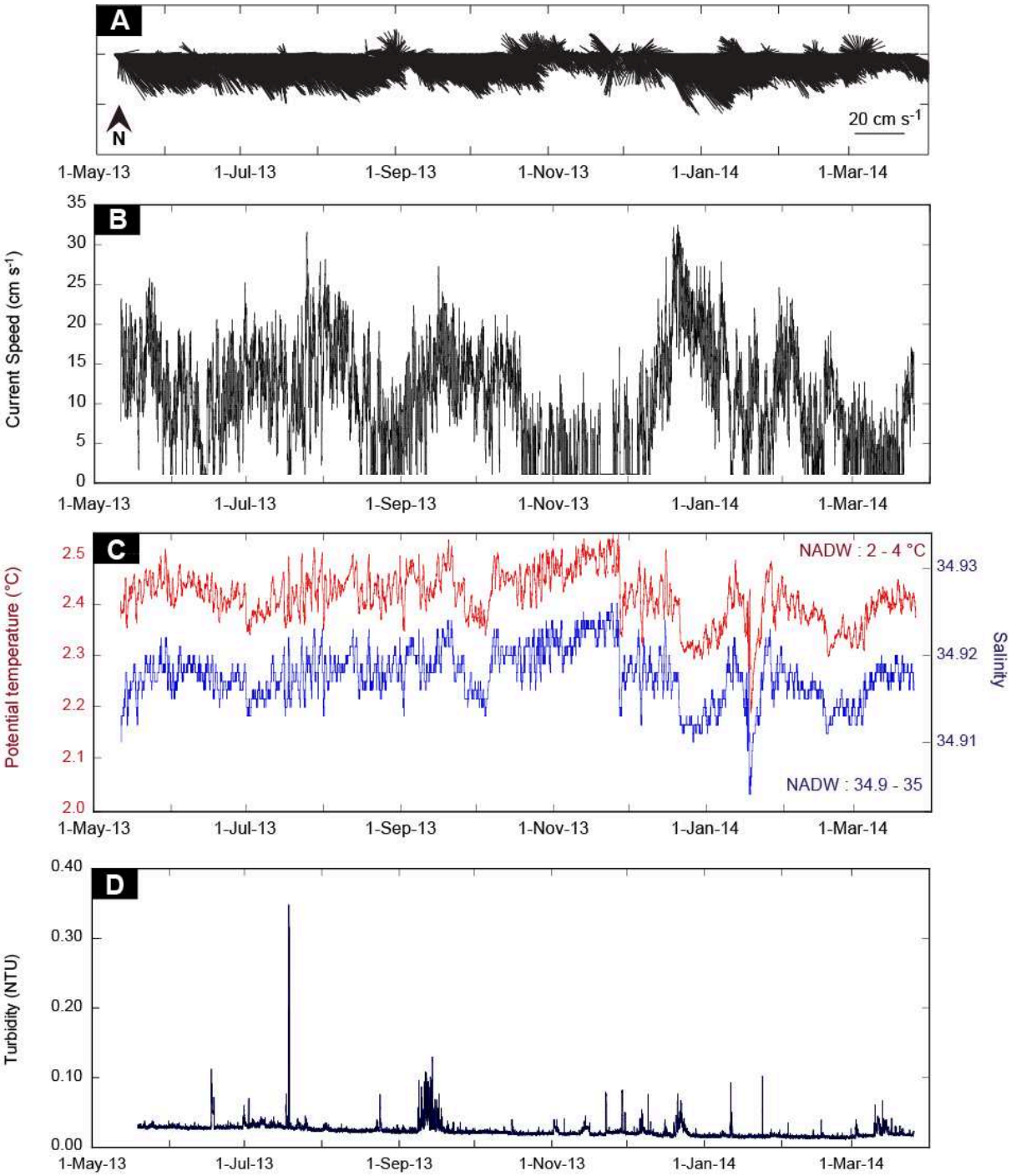


Figure 10 : Time series of near-bottom hydrodynamic and hydrological parameters recorded between May 2013 and March 2014 at the mooring site (08° 01.080' N, 52° 21.331' W). A. Stick plot of current B. Current speed (cm s-1) C. Potential temperature (°C) and Salinity (‰) and D. Turbidity (NTU).

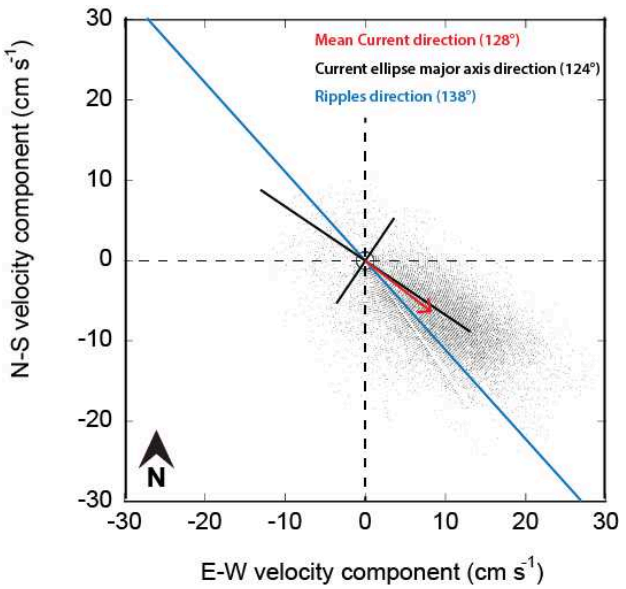


Figure 11 : Scatter plot of currents (black dots), major and minor axes of the current ellipse (black lines) and mean flow (red vector) recorded between May 2013 and March 2014 at the mooring site (08° 01.080' N, 52° 21.331' W). The major axis of the ellipse lies along the direction of maximum current variance and the minor axis is normal to it. The direction of the local sediment wave is indicated by the blue line.

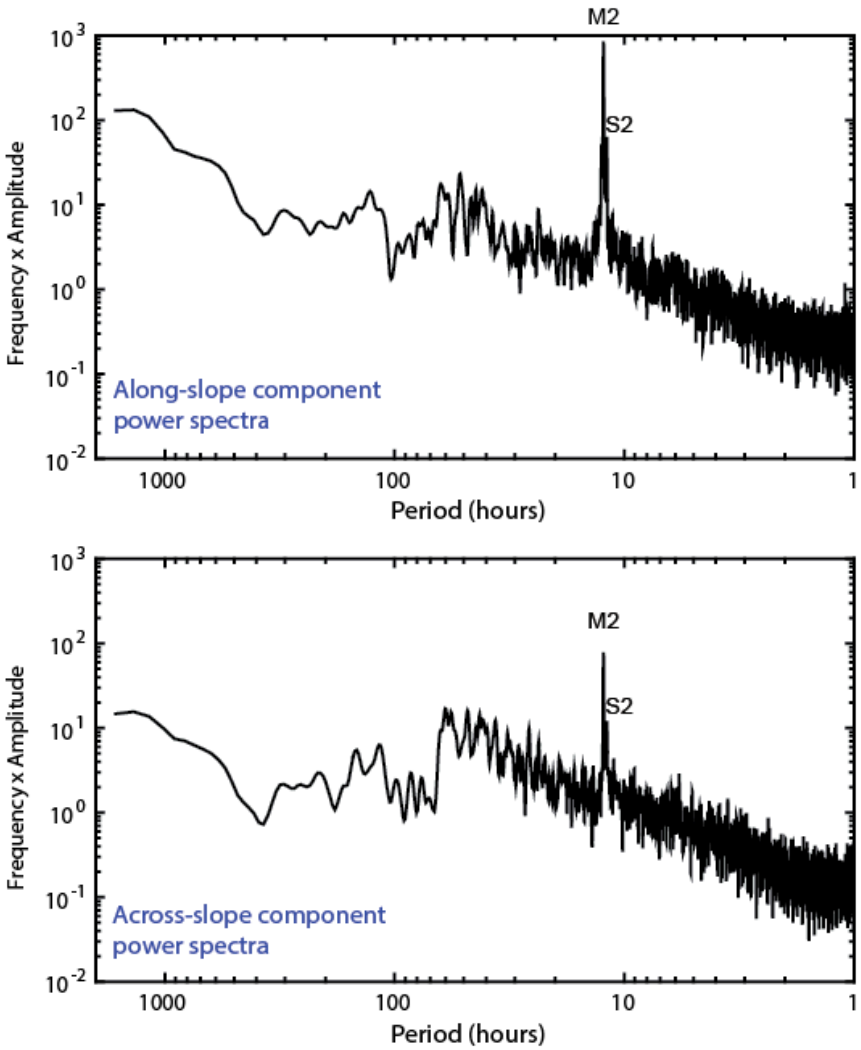


Figure 12 : Variance preserving spectra of along-slope and cross-slope near-bottom current components at the mooring site (08° 01.080' N, 52° 21.331' W), evidencing the predominance of the semidiurnal tidal constituent (M2 principal lunar). Current components are rotated by 124° to lie along the major and minor axes of the current ellipse.

II. The ^{14}C dates issue

The dating reversals constitute a major problem in this study. Logically, we assume that the ^{14}C dates obtained at 0 and 130 cm are valid measurements, whereas from 313 cm to 582 cm (Table 2) they are virtually beyond the ^{14}C limit (>40 ky). The bottom of the core (600 cm depth) presents a reversal, confirmed by a double measurement. The origin of these reversals is unknown for the moment. Thus, the ^{14}C dates at 313, 452, 582 and 600 cm depth are here considered with great caution. In addition, we observe "rejuvenation" from 452 cm to the bottom of the core that is difficult to explain using the available data. A possible explanation might be contamination of dated material by fluid flows via the pockmarks as proposed in Loncke et al. (2009), Pattier (2013), and in (Pattier et al., 2013). Indeed, the core is located at the top of an area characterized by a transparent and hyperbolic acoustic facies (Fig. 4). This bathymetric relief is observed in the seismic profiles but its origin is not clear. Nonetheless, considering the general context, fluid flows could have been expelled in this area, possibly generating a radiocarbon dilution derived by an uptake of ^{14}C-free carbon from non-atmospheric CO_2 (Aharon et al., 1997).

Another hypothesis is reworking by bottom currents that might remobilize sediment. The circulation of the deep Atlantic Ocean during glacial stages appears to be different to the interglacials because it is controlled by freshwater fluxes in the North Atlantic (Lynch-Stieglitz et al., 2007). During phases of slow NADW formation (glacial), the northwards penetration of deep and cold Antarctic waters might induce increased bottom water winnowing and possibly supply sediment and debris from older sediments that could cause ^{14}C age eldering. This scenario is described in the southernmost Atlantic Ocean (Scotia Sea) by Howe and Pudsey (1999). Similar conditions can be imagined in the Demerara Plateau but not have enough elements are available at the moment to apply the same model.

Nonetheless, this issue demonstrates the limit of using carbonates for radiocarbon dating in highly dynamic settings or in environments possibly affected by fluids circulation, which might control the geochemical features of biogenic carbonates. This topic remains "open" in this work. Ideally, a more accurate dating method is required to verify the chronological framework of the sediment successions in this very peculiar area.

Depth core (cm)	Core	Material	Lab code	Age ^{14}C (yr BP)	1 sigma calibrated age (yr cal. BP)		
					min	max	average
0	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	Poz-68066	13,930 ± 80	14,201	14,466	14,334
130	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	Poz-68067	37,100 ± 800	38,560	39,974	39,267
313	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	Poz-68115	42,700 ± 1500	42,287	45,138	43,713
452	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	Poz-68116	48,000 ± 3000	-	-	-
582	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	Poz-68117	39,700 ± 1100	40,675	42,385	41,530
600	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	Poz-58858	28,400 ± 200	29,479	30,059	29,769

Table 2 : Radiocarbon dates for well-preserved *Globigerinoides* sp. fractions from samples collected from core IG-KSF-11. The calibrated ages were calculated by using Calib 7.0.4 with the Marine 09 calibration curve (Reimer et al., 2013).

III. Formation of the "giant flute casts"

As stated before, hundreds of depressions resembling giant flute casts shape the seafloor on the DP. They are all elongated in a NW-SE direction concordantly with the direction of the current measured by mooring equipment (Fig. 11). These depressions are located above outcropping MTDs or sedimentary highs (Fig. 4), where the recent sediment cover is thin (<10 m, Fig. 7).

These depressions were previously interpreted as pockmarks elongated by currents, but no geochemical anomalies could be observed on cores collected within them (Loncke et al., *in press*).

On the basis of these new data, these elongated depressions, described as "giant flute casts", can be interpreted as comet-tails (Werner et al., 1980; Stow et al., 2009) reflecting erosional features generated by the current flow around obstacles (outcropping MTDs or sedimentary highs) on the seafloor. The recorded bottom current values (30 cm/s) are consistent with the development of such erosional longitudinal features (Werner et al., 1980; Stow et al., 2009).

Nonetheless, some of these depressions could be regarded as fossil pockmarks elongated by deep currents, as observed on the Norwegian margin (Bøe et al., 1998).

IV. Contourite drifts and contourite moats

Recent sedimentation (post LM/EP MTD) is characterized by variable unit thicknesses on the DP (Fig. 7). Between 1800 m and 2400 m depth, the isopach map (Fig. 7) shows a NW-SE depleted sedimentary belt, parallel to the main slope failure headscarp. This belt could be interpreted as a large contourite moat formed by a bottom current flow characterized by a high hydrodynamic regime, following the main slope failure headscarp which is itself clearly incised (Fig. 7 & 8). Between 2400 m and 3500 m, the sedimentation accumulation is thicker and forms a NW-SE oriented belt that thickens drastically (18 to 35 m of sediment) towards the southern divergent border of the plateau. Here, the current velocity probably decreases allowing suspended materials to deposite. This zone may correspond to the establishment of a large separated contourite drift on the DP. From 3500 m to 4500 m of depth, in the distal DP, sediment accumulation is very thin. Two hypotheses are possible to explain this phenomenon: (1) current speed might suddenly increase at the bottom along the slope failure inducing the formation of a confined moat; (2) the sediment load is too low to form an appreciable and extended sedimentary unit.

A NW-SE contourite moat follows the slope failure headscarp but some patchy sedimentary accumulations are nevertheless observed downslope of the failure headscarp (Fig. 7 and 8). They are elongated in the direction of the bottom current flow. The internal geometry of these accumulations shows downlapping clinoforms that are sometimes intercalated with small recent MTDs (Fig. 9). Some of those accumulations clearly initiate along recent slope failure headscarps and are interpreted as contourite infill drifts (Fig. 9.B) (Faugères et al., 1999; Rebesco and Stow, 2001; Rebesco, 2005; Rebesco et al., 2014). Others preferentially locate downslope of residual positive reliefs not destabilized by the most recent MTDs (Fig. 9C). These small patchy accumulations are plastered downslope of those reliefs (Fig. 9.C). This type of deposit is interpreted as patch drifts (Faugères et al., 1999; Rebesco and Stow, 2001; Rebesco, 2005; Hernández-Molina et al., 2006; Rebesco et al., 2014).

V. Facies and sedimentary environment

The previously defined facies can be linked to environmental conditions in terms of relative hydrodynamic regime variations and relative sedimentation rate variations (Table 3 and Fig. 13):

F1, in the Glauconite facies: the low N_t content is supposedly related to the degradation and oxidation of organic matter, as expected in an environment associated with a high hydrodynamic regime and low sedimentation rate (Baudin et al., 2007).

F2, Foraminifera sandy faciesreflects a relatively high hydrodynamic regime, similar to F1. The organic matter is degraded with low N_t and C_{org} content (Baudin et al., 2007), thus the winnowing effect is certainly high.

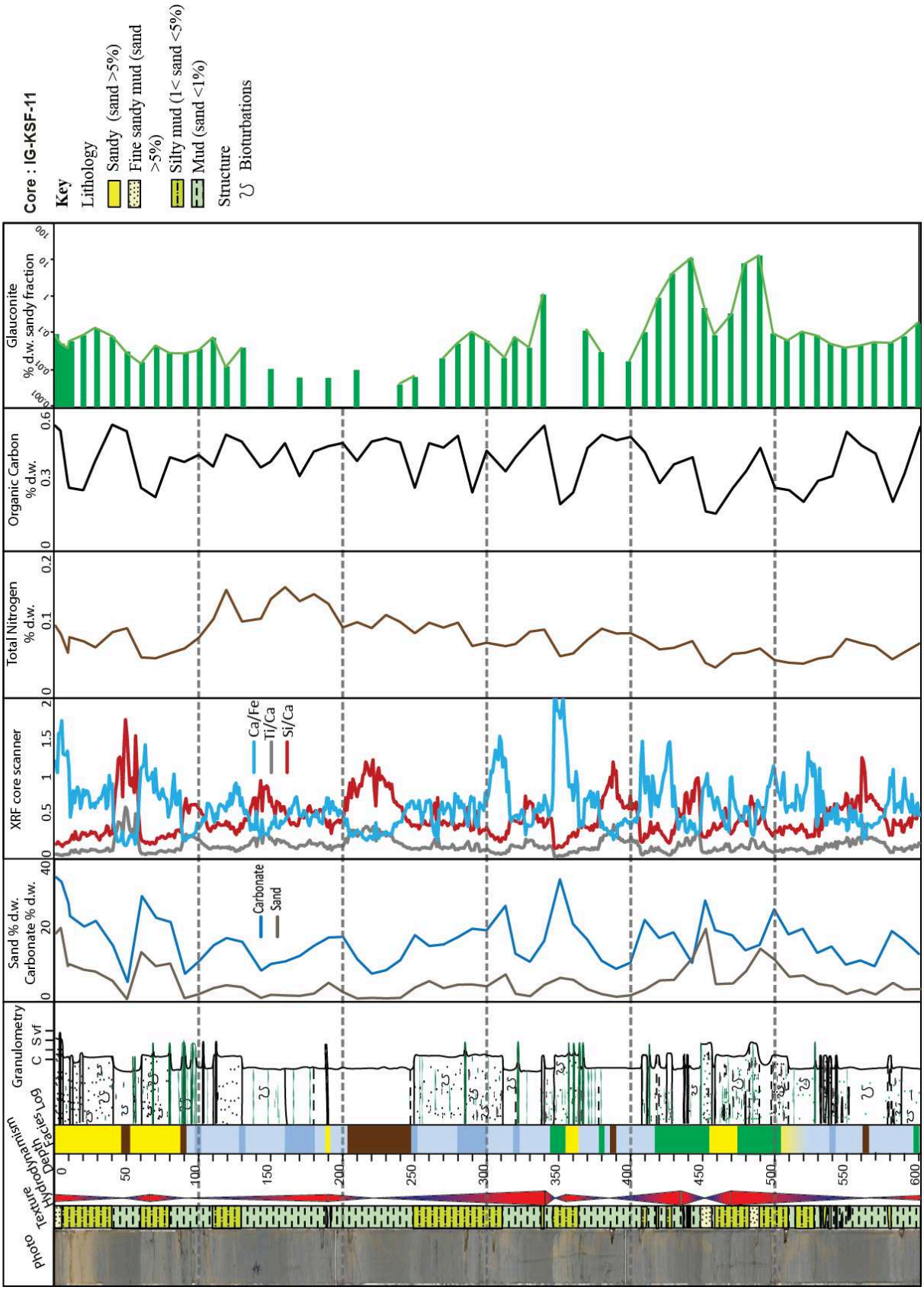


Figure 13 : Sedimentary log of core IG-KSF-11, including core photos, lithology, facies (cf Table 3), estimation of the hydrodynamic regime, Ca/Fe, Ti/Ca and Si/Ca ratios, organic matter analyses with total nitrogen content Nt (% dry weight d.w.) and organic carbon content Corg (% d.w.), sand content (% d.w.), carbonate content% d.w.) and glauconite content in the sandy fraction (% d.w. in log scale).

Facies			Texture	Characterisitc	Fracturation of bioclasts	Mineralogic component	Structure	Organic matter content	Interpretation		
									Environment	Hydrodynamic dynamic	sedimentation rate
F1		Carbonate facies	Carbonate Sand proportions <5 %	Rich in carbonate Indurated mass Low hydratation of sediment	Low to medium	Glauconite Iron Oxide	Lacking	Very low	MTD	-	-
F2	F2.1	Glauconite facies	Sandy to muddy Sand proportions > 5%	Rich in glauconite Grains High maturity of glauconite	High to medium	Glauconite (rich) Pyrite (poor)	Lamination Bioturbation	Low	Contourites		
	F2.2			Rich in glauconite Grains Average maturity of glauconite							
	F2.3			Rich in glauconite Grains Lowmaturity of glauconite							
F3		Foraminifera sandy facies	Sandy to muddy Sand proportions > 5%	Rich in foraminifera Medium proportion in glauconite grains	Medium	Glauconite Pyrite	Lamination Bioturbation	Low	Contourites / Hemipelagic		
F4	F4.1	Foraminifera Muddy facies	Mud with foraminifera sand Sand proportions 1 to 5%	Planktonic foraminifera rich	Medium to low	Glauconite Pyrite	Lamination Bioturbation	High	Contourites / Hemipelagic		
	F4.2			Benthic / Planktonic foraminifera rich							
	F4.3			Benthic foraminifera rich							
F5	F5.1	Muddy facies	Fine mud Sand proportions < 1%	Planktonic foraminifera rich Low fracturating of bioclasts	Low	Glauconite Pyrite	Bioturbation	High	Hemipelagic		
	F5.2			Benthic foraminifera rich Low fracturating of bioclasts							

Table 3 : Sedimentary facies identified from the observation of IGUANES cores and classified as a function of the hydrodynamic regime.

F3, Foraminifera-bearing mud facies: the higher value of N_t and C_{org} might be related either to a period with high planktonic production or to a better preservation of the organic matter because of rapid burial (Baudin et al., 2007). It characterizes an environment with a low hydrodynamic regime.

F4, Muddy facies: corresponds to a lower hydrodynamic regime. At the same time, the higher N_t and C_{org} contents are related to good preservation of the organic matter preferentially linked to clay minerals (Baudin et al., 2007).

Variations of texture, sediment facies and grain size allow us to define some graded bedding with coarsening and fining upward sequences (Fig. 13) as typical contourites (Gonthier et al., 1984; Stow and Faugères, 2008). Negative grading is linked to increasing bottom current velocity and positively grading to decreasing velocity, as defined by Gonthier et al. (1984) and Stow et al. (2002a). Facies F1 is related to active hydrodynamic conditions characterized by winnowing and the bottom transport of sandy grains and is part of a contourite. On the other hand, facies F2 and F3 are not "pure" contourites, but might correspond to the transition between contourite sedimentation and hemipelagic conditions (Stow and Faugères, 2008), if the relatively high content in planktonic non-reworked foraminifera and also the rather good preservation of organic matter, indicating rapid sediment burial and/or less oxygenated bottom waters are considered (Baudin et al., 2007). F4 is a clear hemipelagic facies, characterized by fine sedimentation, good preservation of the organic matter, and thus low regime hydrodynamic conditions.

VI. Wave fields

One of the main features described on the DP are the NW-SE waves located above the MTDs. These longitudinal bedforms with a NW-SE elongated axis are very similar to sediment waves described throughout various continental margins (Lee et al., 2002). By definition, the crest of the sediment wave must be perpendicular or oblique to the current direction and migrate upslope (Wynn and Stow, 2002; Rebesco and Camerlenghi, 2008), but on the DP the crests of these features are parallel to the main current direction.

These structures are linear bedforms generated as longitudinal (triangular) waves (Flood, 1981, 1983; Blumsack and Weatherly, 1989; Tallobre et al., 2014) and they appear on a larger scale than expected in contourite environments. Nevertheless, it seems reasonable to define them as "longitudinal waves". An observation that may explain their development could relate to the emplacement of these waves on top of MTDs that present undulated morphologies. Moreover, some reflectors inside the MTD are folded indicating syn-deposition deformation (Fig. 5 & 6). These undulation are classic on top of MTDs and may be interpreted as pressure ridges (Prior et al., 1984; Maltman, 1994). During a period with high bottom current activity, the undulations on the top of MTDs may favor channelization and a local increase in current velocity in the axis of the successive hollows. On the side and crest of ridges, the channelization effect and flow velocity may be lower, allowing sedimentation (Fig. 6.D). Channelization of the deep current can generate helicoidal flows promoting the preservation of these longitudinal structures (Flood, 1981, 1983). The waves, which are located in the area with the large drift (between 2400 and 3500 m of water depth), present a lower height and wavelength (in average 4.85 m of height and 856 m of wavelength on the Figure 6.A against 8.84 m of height and 875 m of wavelength). This might mean that sedimentation progressively infills the hollow of the waves and smoothes the seafloor (Fig. 6).

One of the characteristics of these bedforms is the upslope migration. Three factors may explain this migration. First, it is possible that the Coriolis force which deflects the flow to the right (northern hemisphere) and constrains the flow and sediment against the slope, and then generates an upslope migration of these structures (Faugères et al., 1999). Another hypothesis

is the interaction with the semidiurnal tidal constituent which was recorded with the mooring (Fig. 12). Egbert and Ray (2000) showed that a strong M2 tidal energy dissipation is present even in the deep ocean and that the presence of significant bathymetric roughness has a significant role on this dissipation. In this study, a strong tidal energy dissipation was demonstrated along the deep Guiana and North Brazil margin which, associated with the rough DP topography, is consistent with our semidiurnal tidal signal. The interaction between bedform migrations, such as sediment waves, and tidal influence has been described in the Bay of Biscay (Faugères et al., 2002) or the Irish Sea (Van Landeghem et al., 2012). Finally, the interaction between the topography and the main flow direction can generate a secondary flow that is oblique to the main direction, promoting upslope migration as described for transverse dunes by Walker and Shugar (2013).

VII. Comparison with other marginal plateaus

One specificity of the study area lies in the presence of a marginal plateau. The depth and morphology of such plateau may be particularly favorable for guiding deep currents. As shown in literature with the example of the Mid Norwegian Margin (Berg et al., 2005; Bryn et al., 2005), the contouritic deposits induced by those currents may favor slope instability and thus explain the alternation of mass-wasting and contourite deposits on the DP. In our case, the dating of the described contouritic sequences will be a key to better constrain those interactions.

Some similar configurations to the DP, with a marginal plateau associated to CDS, are also described in the literature. For example in the Argentine basin along the Falkland plateau, an impressive mud wave field, moat and contouritic channels were identified in Hernández-Molina et al. (2009) and Hernández-Molina et al. (2010). The deep currents are constrained around the Falkland plateau and a CDS is formed along its lower slope (Hernández-Molina et al., 2010). On the Guinea marginal plateau, the NADW flow induces the formation of sediment wave fields on the seafloor (Rossi et al., 1992; Westall et al., 1993) which can be a component of a CDS. In sedimentary recording, CDS establishments on a marginal plateau are also described the Ivory Coast Rise for the Eocene epoch (Jones and Okada, 2006) and more recently for the Pleistocene (Giresse, 2008). Another example is the Mid Norwegian Margin. In this area, during the period from the Late Eocene to Mid Pliocene, the deep currents were constrained and turned around the sub-marine bathymetric relief formed by the Vøring marginal plateau (Laberg et al., 2005; Hernández-Molina et al., 2008a). Since the Late Pliocene, the main flow and the main contourite deposit cross straight through the Vøring Plateau, and only secondary flow occur with low sedimentary deposits occur on the plateau slope (Orvik and Niiler, 2002; Bryn et al., 2005; Laberg et al., 2005; Hernández-Molina et al., 2008a).

The fact that CDS are often associated to marginal plateaus is consistent with literature: indeed CDS are commonly described in association with bathymetric highs as seamount chains, plateaus, banks, ridges (Hernández-Molina et al., 2008b). In this context, CDS are characterized by the presence of erosional features (contourite channels, scours marks), as found on the DP, generated by the interaction between the impinging water mass and the bathymetry high (Hernández-Molina et al., 2008b). This may support that such along slope processes are particularly active in such settings where the topography constrains deep current flows.

H. Conclusion

The main results can be resumed in two major points: (1) a Contourite Depositional System (CDS) is present on the DP, and (2) the formation and the evolution of singular longitudinal waves seem to be associated to this CDS.

(1) The NADW bottom current generated a CDS on the DP. Bathymetric and seismic data highlight the complexity of the sedimentary bodies, the presence of incisions and moats along the main regional slope failure headscarp, elongated drifts, infill drifts, patch drifts, and erosional bedforms parallel to the current (comet-tails). The core data allowed us to detail the characteristics of the sediment, where fining and coarsening upward sequences are recognized which can correspond to the standard contourite sequence defined by (Gonthier et al. (1984)) and Stow and Faugères (2008). Furthermore, variations in organic matter testify to the alternation of periods of winnowing and deposition. The complex CDS geometry is related to the slope instability processes that strongly control the paleotopography and interfere locally with the main flow of the NADW. In particular, the NADW bottom current seems to be guided by the main slope failure headscarp which is expressed by numerous linear erosional features (elongated moat, hundreds of nearby comet tails). The observed comet-tails all develop where MTDs or sedimentary highs outcrop on the seafloor, where blocks probably forming obstacles for the current and longitudinal waves seem to develop above an irregular MTD top. Further studies are needed to establish a solid chronological framework and to link the variations in hydrodynamic regime to the global climate.

(2) On the DP, a particular type of bedform, *i.e.* longitudinal waves are described; they are similar to sediment waves on bathymetry and seismic data. The main difference between these newly identified structures and sediment waves explains their orientation: in this area they are elongated parallel to the main flow direction. The formation of the longitudinal waves on the DP appears to be in relation with the paleo-bathymetry and these bedforms probably have an inherited origin initiating on seafloor undulations caused by an older MTD.

Finally, it is worth to notice that the shape of the Demerara plateau and its position, far from continental terrigenous inputs, are suspected to promote the expression of along-slope sedimentary processes as contourites. It is the case in many others marginal plateaus (the Falkland Plateau, the Guinea Plateau, the Vøring Plateau, the Ivory Coast rise) where well-expressed CDS were identified. They are probably preferential areas to form and preserve CDS. Finally, it is likely that marginal plateaus form bathymetric highs that interact with impinging water masses and allow the development of CDS' characterized by widespread linear erosion features (Hernández-Molina et al., 2008b).

Future work in this area should aim at better understanding the formation and evolution of the longitudinal waves, and better constraining the interactions between contourites, sediment supply, current variations, climate variations, structure of the margin and slope instabilities.

I. Acknowledgements

The authors would like to thank the crew of the N/O Atalante. We also thank Shell for supporting Cédric Tallobre's PhD Project, IFREMER for technical support, Angélique Roubi and Mikael Rovere, the CEFREM, Christophe Menniti and Stéphane Kunesch for access to laboratory facilities and assistance. Many thanks to the graduate students who worked on this topic: Mirjam Randla, Lea Bonnin and Simon Faye. Finally, authors thank reviewers and editors for their contributions to improve this paper.

*IGUANES Scientific Party: C. Basile, S. Bermell, H. Berrenstein, C. Cathalot, J.C. Caprais, L. Droz, D. Graindorge, B. Hebert, A. Heuret, J.F. Lebrun, A. Maillard, T. Marsset, M. Mercier de Lépinay, F. Pattier, E. Poetisi, W.R. Roest, C. Sotin, B.C. Vendeville.

J. References

Aharon, P., Schwarcz, H.P., Roberts, H.H., 1997. Radiometric dating of submarine hydrocarbon seeps in the Gulf of Mexico. Geological Society of America Bulletin 109, 568-579.

Apel, J.R., 1988. Chapter Two Forcing Functions and Responses, in: John, R.A. (Ed.), International Geophysics. Academic Press, pp. 13-60.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil. Quaternary Research 50, 157-166.

Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M., Pattier, F., 2013. Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. Tectonophysics 591, 16-29.

Baudin, F., Tribovillard, N., Trichet, J., 2007. Géologie de la matière organique, Coédition avec la société géologique de France ed.

Benkhelil, J., Mascle, J., Tricart, P., 1995. The Guinea continental margin: an example of a structurally complex transform margin. Tectonophysics 248, 117-137.

Berg, K., Solheim, A., Bryn, P., 2005. The Pleistocene to recent geological development of the Ormen Lange area. Marine and Petroleum Geology 22, 45-56.

Blumsack, S.L., Weatherly, G.L., 1989. Observations of the nearby flow and a model for the growth of mudwaves. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 36, 1327-1339.

Bøe, R., Rise, L., Ottesen, D., 1998. Elongate depressions on the southern slope of the Norwegian Trench (Skagerrak): morphology and evolution. Marine Geology 146, 191-203.

Bordovskiy, O.K., 1965a. Accumulation of organic matter in bottom sediments. Marine Geology 3, 33-82.

Bordovskiy, O.K., 1965b. Sources of organic matter in marine basins. Marine Geology 3, 5-31.

Bordovskiy, O.K., 1965c. Transformation of organic matter in bottom sediments and its early diagenesis. Marine Geology 3, 83-114.

Bryn, P., Berg, K., Stoker, M.S., Haflidason, H., Solheim, A., 2005. Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin. Marine and Petroleum Geology 22, 85-96.

Cauwet, G., Gadel, F., de Souza Sierra, M.M., Donard, O., Ewald, M., 1990. Contribution of the Rhône River to organic carbon inputs to the northwestern Mediterranean Sea. Continental Shelf Research 10, 1025-1037.

Damuth, J.E., Kumar, N., 1975. Late Quaternary depositional processes on the continental rise of the western Equatorial Atlantic: comparison with the western north Atlantic and implication for reservoir-rock distribution. . AAPG Bulletin 59, 2172–2181.

Egbert, G.D., Ray, R.D., 2000. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. Nature 405, 775-778.

Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J., et al., 2004. LEG 207 SUMMARY, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program, I.R. (Ed.).

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S., Lesuavé, R., 2002. Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). Marine Geology 182, 279-302.

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. Geology 12, 296-300.

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology 162, 1-38.

Faugères, J.C., Mézerais, M.L., Stow, D.A.V., 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. Sedimentary Geology 82, 189-203.

Flood, R.D., 1981. Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton Water. Sedimentology 28, 511-529.

Flood, R.D., 1983. Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. Geological Society of America Bulletin 94, 630-639.

Gardner, W.D., Southard, J.B., Hollister, C.D., 1985. Sedimentation, resuspension and chemistry of particles in the northwest Atlantic. Marine Geology 65, 199-242.

Garfield, I.N., 1990. The Brazil Current at subtropical latitudes. university of Rhode Island, p. 122.

Gibbs, R.J., 1980. Wind-controlled coastal upwelling in the western equatorial Atlantic. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 27, 857-866.

Giresse, P., 2008. Chapter 12 Some Aspects of Diagenesis in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 203-221.

Gonthier, E., Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift. Geological society of London, special publication 15, 275-292.

Gouyet, S., 1988. Evolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nordbrésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Université de Pau, p. 374.

Hanebuth, T.J.J., Zhang, W., Hofmann, A.L., Löwemark, L.A., Schwenk, T., 2015. Oceanic density fronts steering bottom-current induced sedimentation deduced from a 50 ka contourite-drift record and numerical modeling (off NW Spain). Quaternary Science Reviews 112, 207-225.

Heezen, B.C., Hollister, C., 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. Marine Geology 1, 141-174.

Hernández-Molina, F.J., Larter, R.D., Rebesco, M., Maldonado, A., 2006. Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: Stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. Marine Geology 228, 93-116.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008a. Chapter 19 Continental Slope Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 379-408.

Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008b. Chapter 18 Abyssal Plain Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 345-378.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. Marine and Petroleum Geology 27, 1508-1530.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., Rebesco, M., 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. Geology 37, 507-510.

Hogg, N.G., 1997. The Deep Basin Experiment - status and accomplishments. , WOCE South Atlantic Workshop, Brest.

Hogg, N.G., Brechner Owens, W., 1999. Direct measurement of the deep circulation within the Brazil Basin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 335-353.

Hollister, C.D., 1967. Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic. Columbia University, New York, p. 467.

Howe, J.A., Pudsey, C.J., 1999. Antarctic Circumpolar Deep Water; a Quaternary paleoflow record from the northern Scotia Sea, South Atlantic Ocean. Journal of Sedimentary Research 69, 847-861.

Ingram, W.C., Mosher, D.C., Wise, S.W.J., 2011. Biostratigraphy of an upper Miocene mass transport deposit on Demerara Rise, northern South American margin, in: Shipp, C., Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), Mass-transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication 96, pp. 457-498.

Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A.J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. Marine Geology 151, 143-153.

Johns, W.E., Fratantoni, D.M., Zantopp, R.J., 1993. Deep western boundary current variability off northeastern Brazil. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 40, 293-310.

Jones, E.J.W., Okada, H., 2006. Abyssal circulation change in the equatorial Atlantic: Evidence from Cenozoic sedimentary drifts off West Africa. Marine Geology 232, 49-61.

Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic., in: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Ed.), The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, Boulder, pp. 351-378.

Laberg, J.S., Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O., 2005. The Eocene–late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea—paleoceanographic implications. Marine Geology 214, 269-285.

Lee, H.J., Syvitski, J.P.M., Parker, G., Orange, D., Locat, J., Hutton, E.W.H., Imran, J., 2002. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the 'Humboldt slide', and modelling results. Marine Geology 192, 79-104.

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2009. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. Marine and Petroleum Geology 26, 711-723.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W., Bayon, G., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J.C., Cathalot, C., Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J.F., Bermell, S., Marcaillou, B., Bassetti, M.A., Tallobre, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., *in press*. Structure of the Demerara passive transform margin and associated sedimentary processes. Preliminary results from the IGUANES cruise. Geological society of London, special publication In press.

Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J.F., Curry, W.B., Dokken, T., Hall, I.R., Herguera, J.C., Hirschi, J.J.-M., Ivanova, E.V., Kissel, C., Marchal, O., Marchitto, T.M., McCave, I.N., McManus, J.F., Mulitza, S., Ninnemann, U., Peeters, F., Yu, E.-F., Zahn, R., 2007. Atlantic Meridional Overturning Circulation During the Last Glacial Maximum. Science 316, 66-69.

Maltman, A., 1994. The Geological Deformation of Sediments. Springer Netherlands.

Massé, L., Faugères, J.C., Hrovatin, V., 1998. The interplay between turbidity and contour current processes on the Columbia Channel fan drift, Southern Brazil Basin. Sedimentary Geology 115, 111-132.

Mauritzen, C., Polzin, K.L., McCartney, M.S., Millard, R.C., West-Mack, D.E., 2002. Evidence in hydrography and density fine structure for enhanced vertical mixing over the

Mid-Atlantic Ridge in the western Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 107, 3147-3166.

McCave, I.N., 1986. Local and global aspects of the bottom nepheloid layers in the world ocean. Netherlands Journal of Sea Research 20, 167-181.

Molinari, R.J., Fine, R.A., E., J., 1992. The Deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic Ocean. Deep Sea Research 39, 1967-1984.

Monoley, C.L., Field, J.G., 1991. Modelling carbon and nitrogen flow in microbial plankton community., in: Reid, J.L.e.a. (Ed.), Protozoa and their role in marine processes. Springer, pp. 443-473.

Mosher, D.C., Erbacher, J., Malone, M., 2007. Leg 207 synthesis: extreme warmth, organic-rich sediments, and an active deep biosphere: cretaceous–paleogene paleoceanographic depth transect at demerara rise, western tropical atlantic, in: Mosher, D.C., Erbacher, J., and Malone, M.J. (Ed.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.

Müller, P., 1977. CN ratios in Pacific deep-sea sediments:Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. Geochimica et Cosmochimica Acta 41, 765-776.

Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. Geophysical Research Letters 29, 1896.

Pattier, F., 2013. Analyse et fonctionnement des sorties de fluide et glissements de la marge transformante Guyane-Surinam (plateau de Demerara). Couplages avec la structure de la marge. University of Perpignan, p. 293.

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P., Roest, W.R., Vendeville, B.C., Patriat, M., Loubrieu, B., 2013. Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (French Guiana). Marine and Petroleum Geology 46, 287-303.

Pattier, F., Loncke, L., Imbert, P., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Roest, W.R., Patriat, M., Vendeville, B.C., 2015. Origin of an enigmatic regional Mio-Pliocene unconformity on the Demerara plateau. Marine Geology 365, 21-35.

Prior, D.B., Bornhold, B.D., Johns, M.W., 1984. Depositional Characteristics of a Submarine Debris Flow. The Journal of Geology 92, 707-727.

Rebesco, M., 2005. SEDIMENTARY ENVIRONMENTS | Contourites, in: Plimer, R.C.S.R.M.C.R. (Ed.), Encyclopedia of Geology. Elsevier, Oxford, pp. 513-527.

Rebesco, M., Camerlenghi, A., 2008. Contourites.

Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. Marine Geology 352, 111-154.

Rebesco, M., Stow, D., 2001. Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. Marine Geophysical Researches 22, 303-308.

Reid, J.L., 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. Progress in Oceanography 23, 149-244.

Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S., Niu, M., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP Radiocarbon 55(4).

Rossi, S., Westall, F., Mascle, J., 1992. The geomorphology of the Southwest Guinea Margin: tectonic, volcanic, mass movement and bottom current influences. Marine Geology 105, 225-240.

Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002a. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics: Geological Society London Memoir 22, 137-154.

Stow, D.A.V., Faugères, J.C., 2008. Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 223-256.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Río, V., Branson, A., 2009. Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. Geology 37, 327-330.

Stow, D.A.V., Kahler, G., Reeder, M., 2002b. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. , in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics., Geological Society, London, Memoir, pp. 443-455.

Survey, U., 2012. Atlantic meridional overturning circulation., in: Change, O.a.s.C.C. (Ed.).

Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., Swift, J.H., 2011. Chapter 9 - Atlantic Ocean, in: Swift, L.D.T.L.P.J.E.H. (Ed.), Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition). Academic Press, Boston, pp. 245-301.

Tallobre, C., Giresse, P., Loncke, L., Bayon, G., Bassetti, M.A., Randla, M., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., Kunesch, S., Sotin, C., Berné, S., Vanhaesebroucke, M., 2014. New findings of contourite-related structures and their implications on oceanographic and sedimentary conditions on the Demerara Plateau (French Guiana and Surinam), in: Rooij, D.V., Rüggeberg, A. (Eds.), 2nd Deep-Water Circulation Congress: "The Contourite Log-book", Ghent, Belgium.

Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54°S) northward across the equator. Journal of Marine Research 52, 51-81.

Unternehr, P., Curie, D., Olivet, J.L., Goslin, J., Beuzart, P., 1988. South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. Tectonophysics 155, 169-179.

Van Landeghem, K.J.J., Baas, J.H., Mitchell, N.C., Wilcockson, D., Wheeler, A.J., 2012. Reversed sediment wave migration in the Irish Sea, NW Europe: A reappraisal of the validity of geometry-based predictive modelling and assumptions. Marine Geology 295–298, 95-112.

Viana, A.R., 1998. Le rôle de l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du Bassin Sud-Est brésilien. Univerisité de Bordeaux, p. 343.

Walker, I.J., Shugar, D.H., 2013. Secondary flow deflection in the lee of transverse dunes with implications for dune morphodynamics and migration. Earth Surface Processes and Landforms 38, 1642-1654.

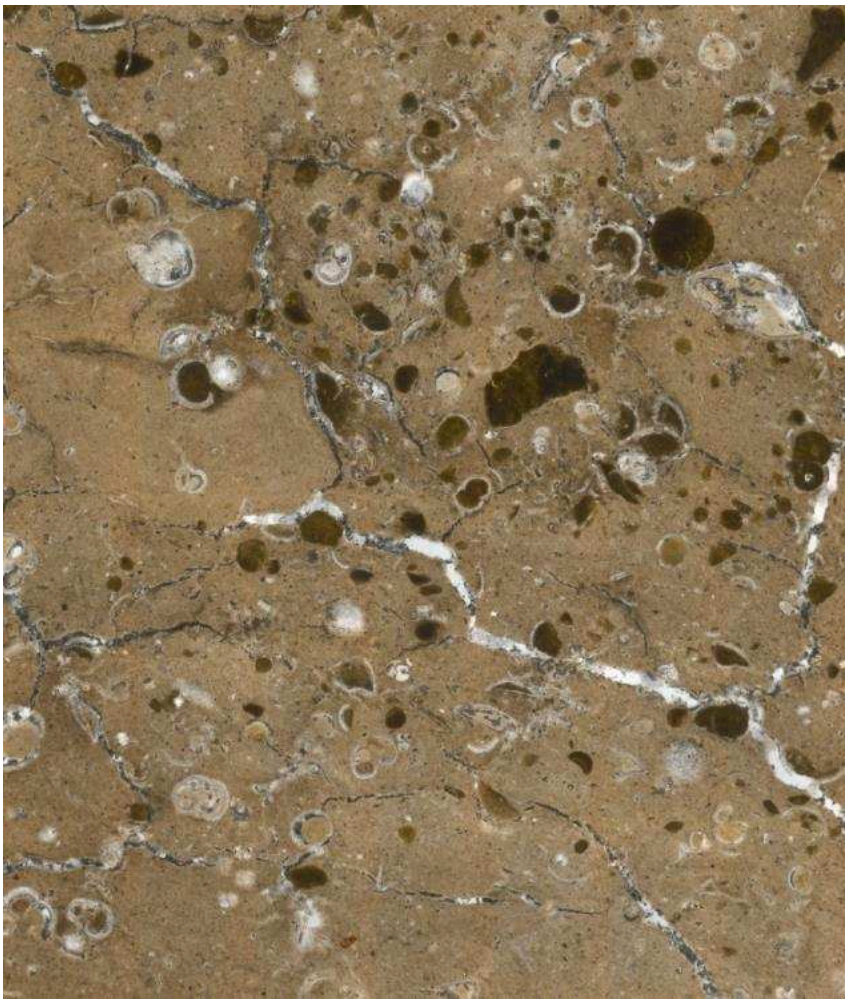
Weatherly, G., Arhan, M., Mercier, H., Smethie Jr., W., 2002. Evidence of abyssal eddies in the Brazil Basin. Journal of Geophysical research 107.

Werner, F., Unsöld, G., Koopmann, B., Stefanon, A., 1980. Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. Sedimentary Geology 26, 233-262.

Westall, F., Rossi, S., Mascle, J., 1993. Current-controlled sedimentation in the Equatorial Atlantic: examples from the southern margin of the Guinea Plateau and the Romanche Fracture Zone. Sedimentary Geology 82, 157-171.

Wynn, R.B., Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. Marine Geology 192, 7-22.

PARTIE III : RESULTATS
CHAPITRE 3 : CARACTERISATION ET EVOLUTION DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU CDS DU PLATEAU DE DEMERARA



Prise de vue d'une lame mince de la carotte IG-KSF-11 illustrant la présence de glauconie

Table des matières

A. Avant propos 230
B. Abstract 232
C. Introduction 232
I. Contourites: general remarks 232
II. Study area 233
D. Regional setting 237
I. Geological setting 237
II. Oceanographic setting 238
III. General climate context during Quaternary 238
E. Data and methods 240
I. Dataset 240
1. Geophysical data 240
2. Sedimentary cores 243
II. Methods 243
1. Core description 243
2. Laser granulometry and sortable silts 243
3. Glaucony analysis 243
4. Thin section 244
5. XRF core scanner 244
6. Organic matters analysis 244
7. Isotopic analysis 245
8. Paleomagnetism 245
F. Results 245
I. Core description 245
1. Macro-Facies 248
2. Micro-facies 252
II. Chronostratigraphy 256
1. Radiocarbon data 256
2. Stable isotopes and chronostratigraphy 259
3. Palaeomagnetism 260
III. Glaucony study 263
1. Glauconitic grain contents 263
2. Glauconitic grain description 267
3. Elementary analysis on glauconitic grains 267
4. Evaluation of glauconitic grain maturity in cores 268

IV. Grain size and sortable silt distribution 268
V. Organic matter composition and origin 269
G. Discussion 271
I. Chronostratigraphy and dating issues 271
II. Glaucony implication 271
1. Glauconitization and sediment accumulation rates 272
2. Glauconitization and diagenesis 276
III. Comparison of the sedimentation processes between the drift and the moat 277
IV. Winnowing effect and current velocity evolution 277
H. Conclusions 279
I. Acknowledgements 280
J. Appendix 281
K. References 287

A. Avant propos

Dans les chapitres précédents, un CDS a été identifié sur le plateau marginal de Demerara. L'évolution de ce CDS au cours du temps est marquée par l'évolution des processus sédimentaires, des structures sédimentaires et des caractéristiques du sédiment. Les problèmes de datation du sédiment et la résolution du chirp n'ont, jusque-là, pas permis l'établissement d'un cadre chrono-stratigraphique, ni d'identifier l'impact des cycles climatiques sur les conditions environnementales du plateau de Demerara.

Ainsi, ce chapitre se focalise sur l'enregistrement des variations temporelles via l'évolution des sédiments sur le plateau marginal intermédiaire sous l'action du courant de fond induit par la NADW. Les données utilisées ici sont essentiellement des données sédimentaires permettant de caractériser de façon fine la sédimentation sur le plateau et l'évolution au cours du temps de cette sédimentation. Ce chapitre se concentre notamment sur l'un des caractères spécifiques majeurs du CDS du plateau de Demerara : le développement de grains verts de glauconie qui semblent être fonction des variations d'intensité de la NADW. Enfin et surtout, ce chapitre a pour but d'établir et de définir un cadre chrono-stratigraphique des unités sédimentaires.

Pour répondre à ces objectifs, quatre carottes ont été analysées en détails : IG-KSF-05 collectée dans le drift donc un domaine où l'enregistrement sédimentaire est probablement relativement complet et développé, IG-KS-10 collectée dans une dépression au niveau des écho-facies transparents (queue de comète), donc dans une zone soumise à des accélérations de courant, IG-KSF-11 collectée dans le chenal contouritique dans une zone qui enregistre théoriquement les grandes phases érosives associées à la dynamique de ce CDS, et IG-KSF-15 collectée dans une dépression en queue de comète. Les traitements effectués sur le sédiment sont : sédimentaires (faciès et micro-faciès), analyse des grains de glauconie (quantification, chimie élémentaire), granulométriques (granulométrie laser et « sortable silt »), géochimiques (XRF, isotope stable $\delta^{18}O$, préservation de la matière organique, isotope du Sr, datation ^{14}C) et paléomagnétisme.

L'ensemble de ces données mettent en évidence 4 grands résultats :

(1) Un meilleur cadre chrono-stratigraphique pour les derniers 244 ka ou stades MIS8: Tout comme dans le chapitre précédent, les datations ^{14}C donnent des rajeunissements et des taux de sédimentation peu fiables. Les courbes obtenues de variations relatives du $\delta^{18}O$ montrent cependant des tendances permettant l'élaboration d'une échelle de temps chrono-stratigraphique plus complète Finalement, le palaéomagnétisme ne donne que peu d'information (pour la carotte IG-KSF-11 une aimantation naturelle qui évolue en parallèle de la courbe isotopique et la présence d'une excursion paléomagnétique sur la carotte IG-KSF-05 qui peut correspondre aux « Gothenburg Geomagnetic Polarity Excursion » à 12.5 ka).

(2) Le rôle de la glauconie et son intérêt dans la compréhension de l'évolution temporelle de l'intensité de la NADW : Le processus de glauconitisation est favorisé par le vannage induit par les courants de fonds. Un courant intense vanne le fond marin, réduit le taux d'accumulation sédimentaire permettant la formation de grains de glauconies au sein des tests de foraminifères. Un vannage intense sur une longue période permet de former de nombreux grains verts (jusqu'à 90% de glauconie dans les sables et 10% dans sédiment total) et des grains matures (couleur foncée, riches en craquelures, enrichis en K et en Fe, riches en microstructures, faible porosité intra-grain). Le degré de glauconitisation (quantité et maturité) peut être utilisé comme un marqueur du vannage et donc de l'intensité du courant.

(3) Comparaison des processus sédimentaires entre le drift et le moat : La sédimentation est différente entre le moat et le drift. Dans le moat, le sédiment est plus grossier (plus

riches en silts grossiers et sables), riche en glauconie, les grains sont plus fracturés, la matière organique est vannée et le taux de sédimentation faible (2.4 cm/ka). A l'inverse le drift est caractérisé par une sédimentation plus fine, plus continue, l'absence ou la rareté de glauconie, un sédiment plus riche en pyrite, une matière organique mieux préservée et un taux de sédimentation plus élevé (8.8 cm/ka). La vitesse de courant sur le drift est actuellement de 9.5 cm/s en moyenne et 32.5 cm/s en maximum. Dans le moat (entre 1200-2000 m de profondeur), la vitesse de courant est supérieure à celle dans le drift, elle doit donc dépasser les valeurs précédemment citées, ce qui serait supérieur aux vitesses de courant attendues de la NADW à cette profondeur (supérieur à 9.5 cm/s en moyenne et à 32.5 cm/s en max, contre 6.2 cm/s attendu dans la littérature).

(4) Evolution de l'intensité du courant au cours du temps : Sur le plateau de Demerara, différents proxies (granulométrie, glauconitisation, préservation de la matière organique, évolution des faciès et micro-faciès) indiquent une augmentation de vélocité de la NADW durant les périodes glaciaires. Même si le cadre chrono-stratigraphique établi ici n'est pas parfait et comporte des incertitudes, les grandes tendances obtenues en terme de stade isotopiques marins sont corrects et suffisants pour discuter des variations du courant au cours du temps de façon relative. Ainsi, globalement, sur le plateau de Demerara, la NADW est renforcée durant les périodes glaciaires.

Ce chapitre démontre la singularité et la difficulté à analyser la sédimentation sur le plateau de Demerara : grande variabilité latérale, présence de nombreux épisodes d'érosion inhérents à la nature contouritique de la sédimentation, difficultés à dater les sédiments dans ce type d'environnement. Dans ce contexte compliqué, la glauconitisation semble être un bon proxy dans l'étude des contourites en milieu équatorial/tropical qui peut venir en complément de la séquence contouritique définie par Gonthier et al. (1984), Faugères et al. (1984) et Stow et al. (2002a). Cette glauconitisation (associée à d'autres paramètres) indique une intensification du vannage et de la NADW pendant les périodes glaciaires sur le plateau de Demerara.

Ce chapitre correspond à un premier « draft » en vue d'une future soumission, il est ainsi mis en forme tel un article et est rédigé en anglais. En l'état, ce « draft » contient du matériel supplémentaire nécessaire dans le cadre des travaux de thèses mais qui n'apparaîtra pas dans la soumission finale.

Formation and evolution of a Glauconitic Contourite Depositional System on the marginal Demerara plateau

Cédric Tallobre[1,2], Maria-Angela Bassetti[1,2], Pierre Giresse[1,2], Lies Loncke[1,2], Roselyne Buscail[2,1], Germain Bayon[3], Xavier Durrieu de Madron[2,1], François Bourrin[1,2], and the IGUANES Scientific Party*

Corresponding author: cedric.tallobre@univ-perp.fr

[1] Univ. Perpignan Via Domitia, Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens (CEFREM), UMR 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France.

[2] CNRS, Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens (CEFREM), UMR 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France

[3] IFREMER, Unité de Recherche Géosciences Marines, 29280 Plouzané, France.

Keywords: marginal plateau, contourite, glaucony, Demerara Plateau

B. Abstract

The Demerara Plateau is a marginal plateau. It forms a bathymetric relief on the seafloor, which promotes the establishment of a bottom contour current associated to contourite formation. The sediment collected in the contouritic channel is characterized by a strong abundance of glaucony grains. The glauconitisation could be promoting by the winnowing effect induced by the bottom current. The detailed study of sedimentary cores, associated with a chronostratigraphic framework, allows identifying the sedimentation variation in relation with the current intensity variations in function of the quaternary climatic stages. The glaucony grains composed by glauconite (authigenic mineral), are used as a main proxy, coupled with facies analyses, for inferring the degree of winnowing on the seafloor. On the Demerara plateau, a high glauconitic content coupled to high maturity degree of glaucony suggest low sedimentation rate and quite energetic bottom currents during ice periods.

C. Introduction

I. Contourites: general remarks

Contourites are sediments deposited or reworked by the action of a persistent bottom current (Stow et al., 2002b). They are generally characterized by a graded often bioturbated sedimentary sequence (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 2002a; Stow et al., 2002b; Hanebuth et al., 2014; Rebesco et al., 2014). The alternation of positive and negative graded sequences might record velocity current variations through time. The concept of contourites was introduced in the 1960s and mainly refers to a sedimentary process generated by a deep thermohaline current (Heezen and Hollister, 1964; Hollister, 1967). The presence of contourites are marked by a set of different depositional and erosional structures with different scales, the whole of these structures and their evolution compose a “Contourite Depositional System” or CDS (Rebesco and Camerlenghi, 2008). Frequently, CDS are composed by a contourite channel and an accumulation area that is called the contourite drift

(Faugères et al., 1999; Rebesco and Camerlenghi, 2008; Rebesco et al., 2014). The contourite channels are characterized by high fluid flow velocity and erosion or no-deposit. The drift is associated with the channel, and it consists in a sedimentary accumulation that develops where the current velocity is lower, on the side of the main current vein. The drift corresponds to a sort of "contouritic-levee" (Faugères et al., 1999; Rebesco and Camerlenghi, 2008; Rebesco et al., 2014). The drift formation requires and is controlled by a persistent and a continuous bottom current activity during a long time varying from hundred thousand to millions of years (Knutz, 2008; Rebesco and Camerlenghi, 2008; Stow et al., 2009). Stratigraphic and echo-facies change in seismic data and by lithological and sedimentary facies changes can be used to study paleo-environment evolution in a Contourite Depositional Systems (CDS) as shown by a number of studies (Arthur et al., 1989; Viana, 1998; Bahk et al., 2005; Van Rooij et al., 2009; Brackenridge et al., 2011; Campbell and Mosher, 2016)).

Different lithological types of contourites are known: muddy, sandy, calcareous, volcanosclastic, chemogenic, depending on the of available sediments (Stow and Faugères, 2008). As for the turbidite and the Bouma sequence, some authors define a contouritic sequence. Faugères et al. (1984) et Gonthier et al. (1984) describe a sequence which is divided in two parts: The bottom part is gradual coarsening-upward registering increasing current velocity. Bioturbation also increases due to the good oxygenation conditions of the sea bottom. The top of the sequence is fining-upward and records the decrease of the current velocity (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow and Faugères, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014).

II. Study area

Located along the South-America continent on the Atlantic border, the Demerara Plateau forms an indentation on the seafloor of the continental plateau off French Guiana and Suriname on a distance of 380 km (Fig.1A). This marginal plateau extends the continental platform, slowly dipping from 150 m to 3500 m water depth with an average slope of 0.3° (Fig.2). This gentle dipping plateau is bordered by the steeper continental slope (Fig. 2). Four main rivers edge this plateau: the Amazon at the South, the Oyapock at the boundary between French Guiana and Brazil, the Maroni between French Guiana and-Suriname, and the Orinoco at the North (Fig.1A).

The Demerara Plateau is a marginal plateau (Fig.2), a category of submarine reliefs that forms in relation with transform margin development (Mercier de Lépinay, 2016). Compared to a classical transform margin with a shallow continental shelf and a steep slope toward the abyssal plain, a marginal plateau, as the Demerara Plateau (Fig.1, 2), are characterized by a domain with gentle slope forming a plateau. Those plateaus form highstanding submarine reliefs that prolong the continental shelf seaward on hundreds of kilometers (until 900 km for the Falkands Plateau) and present a steep slope in the distal part toward the abyssal plain (Mercier de Lépinay et al., 2016). They exist for 30 % of the transform margins in the world (Mercier de Lépinay et al., 2016) have bathymetries that vary from 100 to 3400m depth (Mercier de Lépinay et al., 2016) and may deflect deep oceanic currents. Some of the most "famous" marginal plateaus are the Demerara Plateau, the Guinean Plateau, the Falkands Plateau, the Agulhas Plateau and the Vøring Plateau.

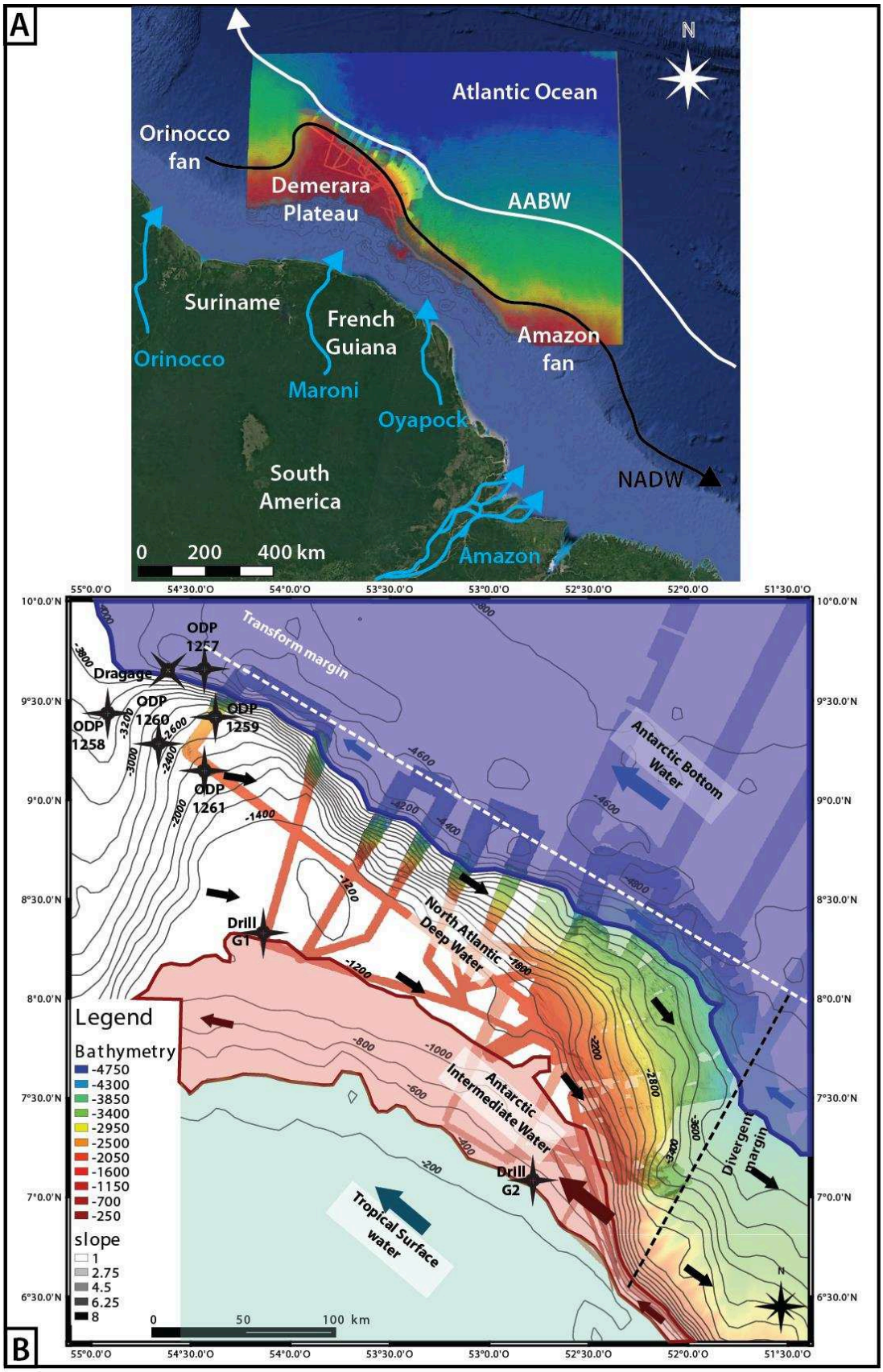


Figure 1 : General map of the study area. (A) Map with main rivers and deep current position (google earth). (B) Bathymetry of the Demerara Plateau and positions of regional ocean bottom currents in the western part of the equatorial Atlantic Ocean and their physico-chemical properties. The bathymetric data are derived from the IGUANES and GUYAPLAC cruises.

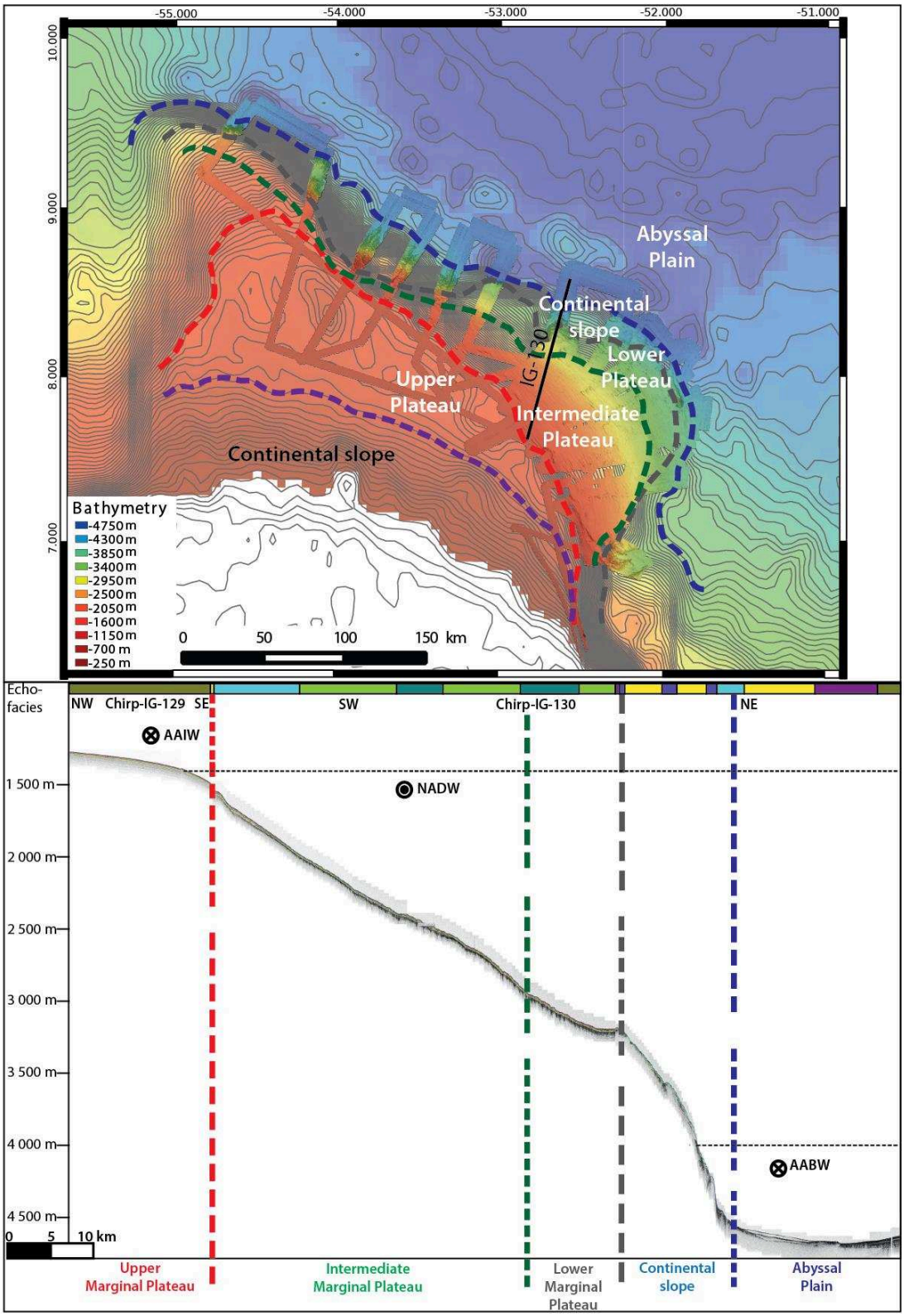


Figure 2 : Bathymetry and chirp profile to illustrate the physiography of the Marginal Demerara Plateau

The presence of a bathymetric relief (like continental slopes, seamounts, volcanoes, ridges, fault planes, diapirs, sedimentary high) or a confined environment (like fjords) can constrain the current along the dip or around this relief (Heezen and Johnson, 1963; Hernández-Molina et al., 2008b; Knutz, 2008; Viana, 2008; Vandorpe et al., 2014). A marginal plateau, which forms an indentation on the seafloor, can impact on the oceanic circulation and currents as a bathymetric relief. Some contourites are described along some margins (the Falkands (Hernández-Molina et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2010), the Guinean and Ivory Coast Plateaus (Rossi et al., 1992; Westall et al., 1993; Jones and Okada, 2006; Giresse, 2008), the Agulhas Plateau, the Vøring Plateau (Orvik and Niiler, 2002; Laberg et al., 2005; Hernández-Molina et al., 2008a)) which are identified as a marginal plateau in Mercier de Lépinay et al. (2016). The influence of the marginal Demerara Plateau, on the oceanic circulation and sedimentation processes, is illustrated by the presence of a CDS describe in Tallobre et al. (2016).

As mentioned in Tallobre et al. (2016), this site has been found to host a CDS, yielding peculiar sediment characteristics. In particular, the sediments are rich in green grains known as glaucony. In previous studies, formation of glaucony grains could be associated to the influence of a winnowing effect at the sediment-water interface (Chafetz and Reid, 2000; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). Glaucony (or glauconite) is a type of grains whereas Glauconite *s.s.* is a mineral (McRae, 1972). Glaucony is a greenish sandy grain which forms inside bioclastic tests (like foraminifera) or in pellets (McRae, 1972; Odin, 1988; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). The colour of these grains change between the yellowish-greenish, light green, green-blue, until dark green. The glauconite *s.s.* is a clay mineral, a phyllosilicate, hydrated, an illite family in the micas group and iron rich (Odin, 1988; Chamley, 1989; Rothwell, 1989; Baioumy and Boulis, 2012; Barthelmy, 2014; Mindat.org, 2016). The glaucony grains are composed of Fe-smectites as the nontronite (Berthier, 1827), interstratified Illite –Smectite as the glauconite-nontronite (Gl-N) and of glauconites. It is the presence of this mineral (nontronites, Gl-N, and glauconites) which give the green color. The hypothesis and principle for this study is based on the previous study about the formation of the glaucony at the sea/sediment interface and under a low sedimentation rate condition (Rothwell, 1989; Amorosi, 1995; Chafetz and Reid, 2000; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse et al., 2004; Pasquini et al., 2005; Giresse, 2008). At times, low sedimentation rate can be induced by the winnowing effect caused by a current activity (Chafetz and Reid, 2000; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). In this case, the formation of the Fe-smectites and interstratified Gl-N occur rapidly (about 10 Ky) which forms the glaucony grains. The colour of these grains depends on the proportion Fe-smectites, Gl-N and glauconites (Odin, 1988; Chamley, 1989; Rothwell, 1989; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008; Baioumy and Boulis, 2012; Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015). The colour and, thus, the maturity of the glaucony are controlled by the winnowing effect and by the current activity: if the winnowing effect is strong during a long time, glaucony grains become mature and then dark green.

The climatic variation controls the global thermohaline circulation, and it is well known that climate changes might have an impact on sedimentary processes in the marine domain, both in shallow and deep water. Thus, contourites might record specific climate conditions, and, in certain cases, these sedimentary objects, mainly the drift with a relative continuous sedimentation, can constitute interesting climate archives (Knutz, 2008; Rebesco et al., 2014).

The aim of this study is to understand the sedimentary evolution and its forcing factors on the Demerara Plateau. As mentioned, formation of glauconitisation can be promoted by the winnowing effect at the sediment-water interface. So, we will test this hypothesis on the Demerara contouritic sediment. A study on the glaucony grains has been carried out in this

work in the objective of better understanding the relation between glaucony and winnowing generated by a bottom current. The different proxies will be used to illustrate the variation of bottom current intensity in relation with global climate oscillations and/or local conditions.

D. Regional setting

I. Geological setting

The Demerara Plateau is a marginal plateau located at the junction between the Central and Equatorial Atlantic Oceans (Fig.1). It is the conjugate margin of the Guinean Plateau. These two plateaus are initially separated by a transform fault.

The opening of the Atlantic ocean begin with the rifting of the Central Atlantic at the Triassic-Jurassic (Petit and Beauchamp, 1986; Gouyet, 1988; Scotese, 2001; Sahabi et al., 2004; Labails et al., 2010; Baudon et al., 2012; Buiter and Torsvik, 2014). The oceanic accretion follows the rifting with the first fragment of crust dated at Sinemurian (Sahabi et al., 2004; Labails et al., 2010). During the Lower Cretaceous, the South Atlantic opens and induces the rotation of the African plate (Le Pichon and Hayes, 1971; Basile et al., 2005). The rifting of the Equatorial domain begins at the Barremian-Aptian. This opening separate definitively the African continent and the America Continent with the creation of large transform faults and the formation of marginal plateau (Le Pichon and Fox, 1971; Francheteau and Le Pichon, 1972; Mascle and Basile, 1998; Mercier de Lépinay, 2016). The connection between the different oceanic Atlantic domains, Central, Equatorial and South Atlantic oceans, could happen during the Santonian-Campanian between 86 and 80 Ma (Danelian et al., 2005).

The stratigraphy on the Demerara Plateau has been reconstructed thanks to the well data (Gouyet, 1988) and the boreholes drilled during the ODP Expedition 207 (Erbacher, 2004; Mosher et al., 2007). The first stage of the oceanic opening is marked by carbonate sedimentaiton during the rifting (Gouyet, 1988) followed by organic-rich deposits (black shales) deposited in the Cretaceous (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005; Friedrich et al., 2006; Meyers et al., 2006; Mosher et al., 2007). From the end of Cretaceous until Miocene, sedimentation is dominated by chalky accumulation (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005). The Cretaceous/Paleogene boundary, is identified by a layer containing ejecta fragments, possibly coming from the Chicxulub meteoritic impact (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005). A strong erosional surface corresponding to the Upper Oligocene / Early Miocene and caused by a strong destabilization event (Erbacher, 2004; Danelian et al., 2005; Loncke et al., 2009; Ingram et al., 2011; Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015) observed in the chalky unit and probably generated by tectonic tilting (Watts et al., 2009; Basile et al., 2013). Since the Miocene, the sedimentary succession is made of siliciclastic deposits rich and with calcareous (foraminifera) oozes (Damuth, 1977; Gouyet, 1988; Danelian et al., 2005). The Andes uplift controls the drainage basin of rivers: the Amazon and Orinoco discharge their sediment on each side of the Demerara Plateau (Hoorn et al., 1995) since the Early Miocene increasing the terrigenous supply. The sedimentation rate become low since the Pleistocene on the outer part of the Demerara plateau (Erbacher, 2004; Mosher et al., 2007; Ingram et al., 2011) with a sediment rich in glaucony (Odin, 1988).

As mentioned above, the distal Demerara plateau is known to be affected by an intense slope instability (Hurley et al., 1967; Ingram, 2006; Loncke et al., 2009; Gaullier et al., 2010; Pattier et al., 2013; Loncke et al., 2016). The first instability event is observed in the Cretaceous but the main activity of MTDs accumulation occurred between the Oligocene and the Pleistocene (Pattier et al., 2013; Pattier et al., 2015). As a result of these events, 500 to 600 m of remobilized sediments are piled up in the outer Demerara plateau (Pattier et al., 2013). The associated slope failure trace is still imprinted in the present-day bathymetry

forming a more than 150 km linear slope failure headscarp that parallel the transform distal marginal plateau boundary (Loncke et al., 2016). Since the Neogene, lot of smaller MTDs are visible on geophysical data, locally reactivating this slope failure headscarp (Loncke et al., 2009).

The impact of the bottom current in the construction of the CDS along the Demerara Plateau the seafloor is highlighted by recent studies (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2015; Loncke et al., 2016; Tallobre et al., 2016). In particular, the data acquired during the IGUANES cruise, allowed a better characterisation of the CDS morphology and the role of bottom current during Pleistocene (Loncke et al., 2016; Tallobre et al., 2016). Mainly, some features as comet marks, longitudinal waves, moats, drifts are identified on the marginal plateau in relation with the NADW (Tallobre et al., 2016) and on the abyssal plain in relation with the AABW.

II. Oceanographic setting

In the Atlantic Ocean, the heat transport is controlled the Atlantic Meridional Overturning Circulation system or AMOC (Apel, 1988; Talley et al., 2011; Survey, 2012). It is characterized by the flow of warm and saline surface waters from tropical area toward the North Atlantic and a return southward flow of cold deep waters (Apel, 1988; Talley et al., 2011; Survey, 2012). In the equatorial Atlantic, the water masses are divided into three main superficial, intermediate and deep water masses (Fig.1 and Table 1). The Tropical Surface Water (TSW) that compose the surface layer is part of the North Tropical Gyre (Garfield, 1990; Tsuchiya et al., 1994). Inside this surface layer, some coastal upwelling with a strong seasonal variability are observed along French Guiana margin (Gibbs, 1980). The intermediate layer is composed of relatively fresh AntArctic Intermediate Water (AAIW) formed in the Southern Antarctic Ocean (Reid, 1989; Peterson and Stramma, 1991; Tsuchiya et al., 1994; Stramma and Schott, 1999). The deep water masses are made of cold and salty North Atlantic Deep Water (NADW) derived from the North Atlantic and Arctic Seas, and the colder, less saline AntArctic Bottom Water (AABW) formed around Antarctica (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002). The main characteristics of these water masses are summarized in Table 1, and their position across the bathymetry of the DP are depicted in Figure 1B. Most of the DP is under the influence of the NADW, whereas its upper part is at the transition between the AAIW and the NADW and its lower part is at the transition between the NADW and the AABW. Moreover, these currents can divert the terrigenous supplies associated with the nearby main rivers: AAIW and AABW can remobilize sediment from the Amazon fan to the Demerara Plateau; whereas the NADW can transport sediments from the Orinoco fan Southward.

III. General climate context during Quaternary

The Demerara Plateau is located at the latitude N 7°30 between the Equator and the Tropic of Cancer. It is under the influence of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) whose northern limit is at N 10° during the boreal summer (Müller-Karger et al., 1989; Arz et al., 1999; Haug et al., 2001; Peterson and Haug, 2006; López-Otálvaro et al., 2009). Currently, the climate is tropical wet in the Guiana Basin.

Position in water column	Name			Direction	Depth	characteristic			Ref
						Velocity	Temperature	Salinity ‰	
Surface	Tropical Surface Water	TSW		Northward	Between 0 & 100	-	27 (Surface) to 20° (at 100m)	36	Signorini, 1978; Evans et al., 1983; Garfield, 1990,Friedrich et Hall., 1993
	Tropical gyre			Northward	Between 0 & 400 m	-	24 - 7 °C	36	
Value at the boundary of water masses							7 - 6 °C		
Intermediate	Antarctic Intermediate Water	AAIW		Northward	Between 550 & 1200 m	20 cm/s at 400m 5 cm/s at 1000m	2 - 6°C	34,2	Reid, 1989; Peterson et Stramma, 1991; Suga and Talley, 1995
Value at the boundary of water masses					1200 m		4,7	34,85 - 34,95	Molinari et al., 1992
Bottom Deep Western Boundary Current (DWBC)	North Atlantic Deep Water	NADW	Global	Southward	Between 1200 & 4000 m	between 2,9 to 20cm/s	2 - 4 °C	34,88 - 34,95	Reid, 1989, Molinari et al., 1992, Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Mauritzen et al., 2002
			Upper	Southward	Between 1200 & 2000 m	2,9	4,7 - 3,2 °C	34,95 - 34,96	
			Middle	Southward	Between 2000 3000 - 3500 m	6,2	3,2- 2,4 °C	34,97 - 34,92	
			Lower	Southward	Between 3000-3500 & 4200-4500 m	20,3	2,4 - 1,8 °C	34,93 - 34,88	
	Value at the boundary of water masses				4200 - 4500 m		1,8 - 1,9	34,88 - 34,89	Molinari et al., 1992
	Antarctic Bottom Water	AABW		Northward	< 4200-4500 m	until 45 cm/s	0 - 0,5 °C	34,6 - 34,7	Reid, 1989; Johns et al., 1993; Hogg 1997

Table 1 : Synthesis of the different water masses and their characteristics in the equatorial Atlantic Ocean (Tallobre et al., 2016)

The global climate oscillations the Quaternary are well known and in this area are illustrated by isotopic curves of marine $\delta^{18}O$ established for the western equatorial Atlantic area (Arz et al., 1998; Lisiecki and Raymo, 2005; López-Otálvaro et al., 2009; Lopes et al., 2014). These studies (Fig.3) show similar variations than the data of the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) which indicate the link between the climate evolution in the high and low latitude (Kameo et al., 2004; Piotrowski et al., 2004; Lisiecki and Raymo, 2005; López-Otálvaro et al., 2009; Mosblech et al., 2012; Deplazes et al., 2013; Rama-Corredor et al., 2015).

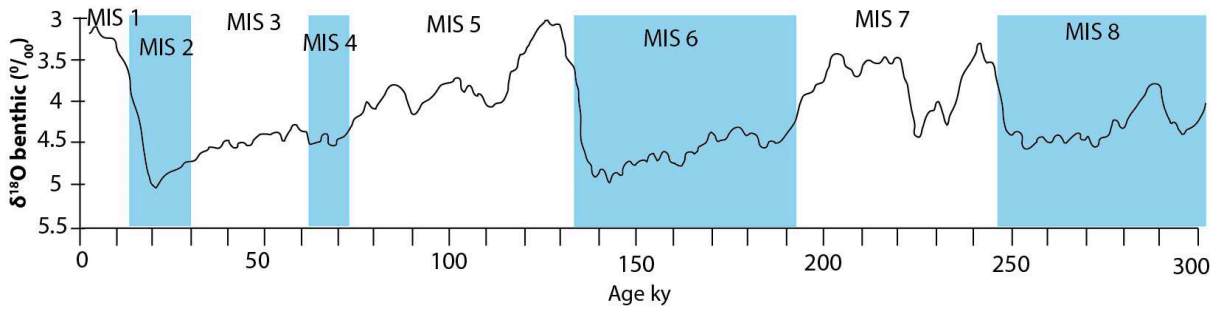


Figure 3 : Isotopic curve established by Lisiecki and Raymo (2005) with the global distribution of benthic $\delta^{18}O$ in the Atlantic domain

The climatic variations in this area have a control on the position of the ITCZ as illustrated on the figure 4 (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999; Chiang and Bitz, 2005; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013; Menviel et al., 2014), that generates differences in the precipitation rate and atmospheric humidity. Palinological studies put in evidence the features of vegetation cover during the glacial maxima of MIS2 and MIS4, the vegetation in the Guiana basin was characterized by a savanna-type (van der Hammen and Absy, 1994) , typical of dry environmental conditions. At the same time, the sea surface temperature and the atmospheric temperature was lower of ~4°C (van der Hammen and Absy, 1994; Nace et al., 2014; Rama-Corredor et al., 2015). During ice age (Fig.4), the NE trade winds were probably stronger and inducing a southward migration of the ITCZ (Arz et al., 1999; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013; Santos et al., 2014). Consequently, the sedimentary supplies

by rivers (Maroni, Orinoco) decrease in the Guiana basin (Arz et al., 1999; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013) due to low precipitation rates. However, abrupt transitions to short moist periods are registered in the marine deposits off NE Brazil (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999; Mosblech et al., 2012) that suggests pulses of higher terrigenous input from the Amazon during the time interval spanning the MIS2-MIS4. These short-term variations suggest more humid continental conditions that might correlate with millennial scale climate oscillations recorded in the Greenland cores.

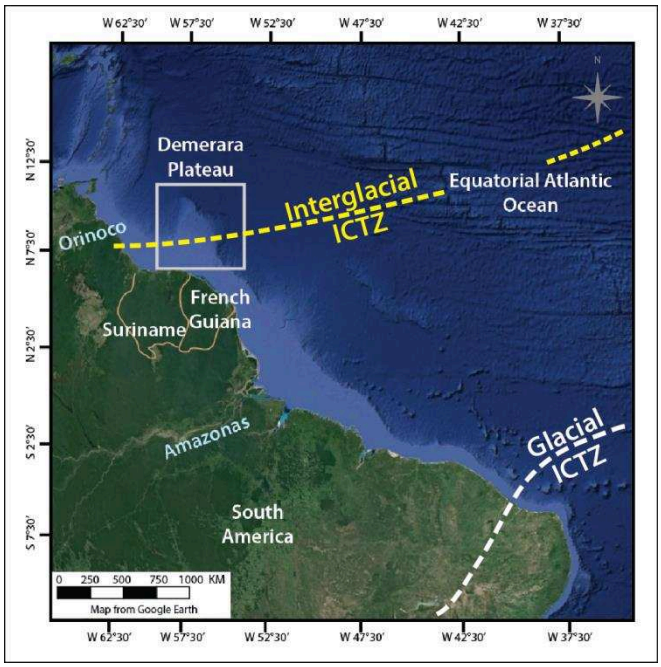


Figure 4 : Position of the ICTZ in the equatorial Atlantic and environmental condition in Amazon area in function of the ICTZ position based on Arz et al. (1999)

The global climatic variations are recorded in the Equatorial area and impact on the sedimentary supply by rivers in the oceanic basin during glacial period, terrigenous sediments are dominated by Amazon supply and, during interglacial, and they are dominated by Maroni and Orinoco supplies. Enhanced river discharge have two effects: (1) A strong terrigenous supply can cause eutrophication of sea water and primary productivity decrease (Kameo et al., 2004). (2) High fresh-water supply can generate a decrease of surface salinity which might impact vertical density gradient affecting consequently the thermohaline circulation (Deplazes et al., 2013; Santos et al., 2014; Them Ii et al., 2015).

E. Data and methods

I. Dataset

In May 2013, the oceanic cruise IGUANES, (head scientist: Lies Loncke, CEFREM, UMR 5110, University of Perpignan, France) was achieved in collaboration with IFREMER (Brest, France) on the N/O Atalante vessel. The main goal of this cruise was to acquire a new high resolution data set to understand the formation and the evolution of the Demerara Plateau and the sedimentary processes on this margin. During the cruise, geophysical data, sedimentary core, and mooring data were collected.

1. Geophysical data

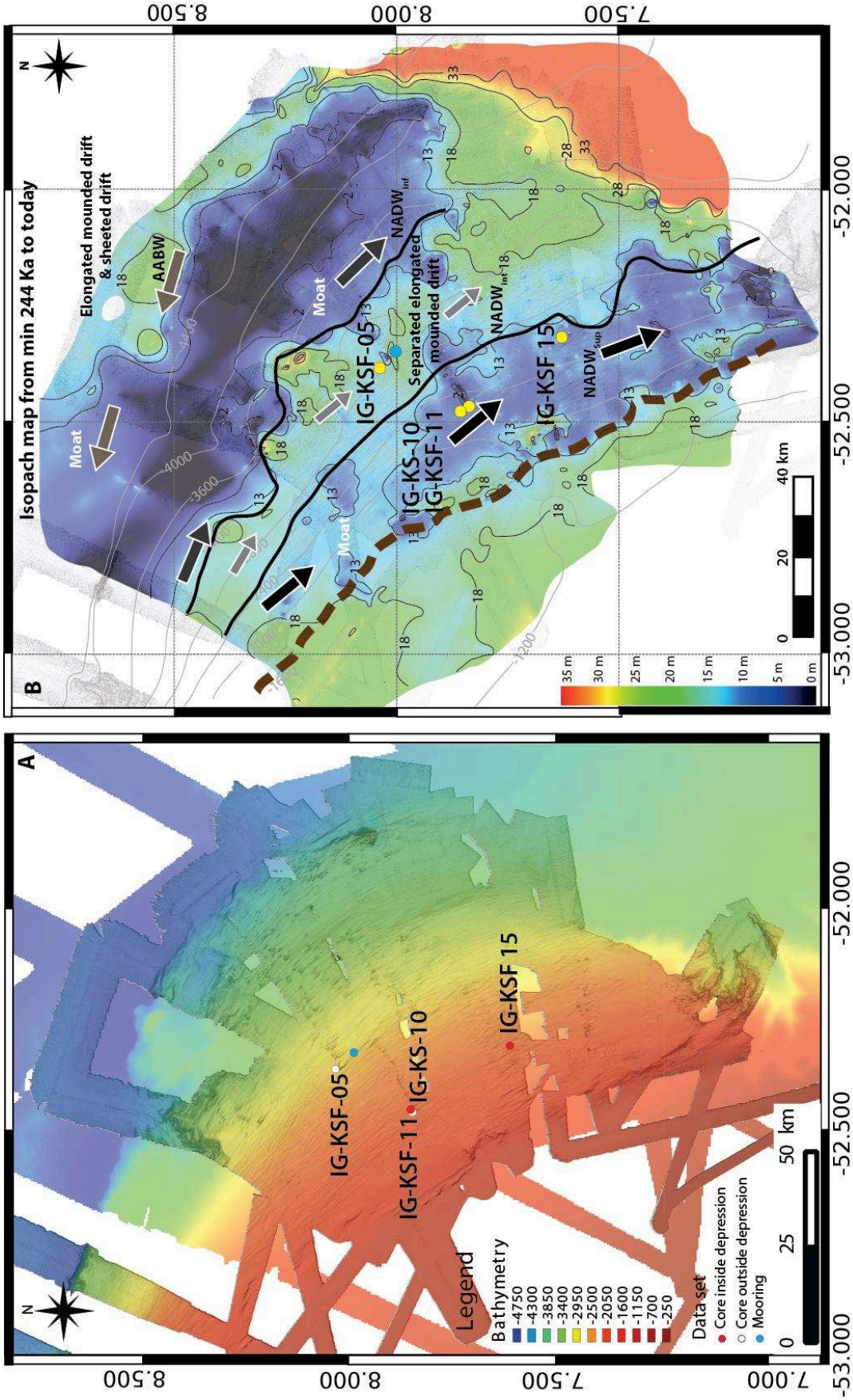
The geophysical data set is composed by:

- The 12 kHz EM122 multibeam echosounder (bathymetry, backscatter imagery, water column). Data were processed (invalidations of abnormal sound values, data filtering)

and gridded with a 25 m pixel size with the Caraïbes software developed by Ifremer. These data were then uploaded and analysed on the free Q-GIS software using the UTM 22 zone in the geodetic WGS84;

- The chirp data (sub-bottom profiler, chirp mode, band width 1.8-5.3 kHz) acquired by the echosounder with the SUBOP acquisition system. Chirp was acquired simultaneously with the EM122 multi-beam echosounder at a speed of 5 knots or 10 knots in function of the presence or the absence of the high resolution seismic reflection acquisition. Chirp profiles can penetrate till ~ 100 m under the sea bottom. They have a vertical resolution of 20-30 cm and an horizontal resolution depending of water depth (20 m at 60 m of water depth, 60 m at 4000 of water depth) and acquisition mode. Chirp data are interpreted using the Kingdom Suite hardware.
- The 24-channel seismic reflection was acquired at 8 knots, with a source composed of 2 guns and a flute with 24 channels comprising 16 hydrophones each. Most tracklines are perpendicular to the transform margin (Fig.5).
- The 72-channel high resolution seismic reflection was acquired at 5 knots with a source composed of 6 guns and a flute with 72 channels comprising 8 hydrophones each. The grid covers the oriental part of the Demerara Plateau (Fig.5). The profiles are interpreted using the Kingdom Suite hardware.

Figure 5 : (A) Bathymetry of the Demerara plateau with the position of cores analyzed. (B) Isopach map of the Demerara Plateau about the sedimentary accumulation for the last ~244 ky, established from the chirp data analysis. This map illustrates the position of cores analyses in this study in function of the contouritic domain.



2. Sedimentary cores

During the IGUANES cruise, 20 sedimentary cores were collected and the focus is on 4 cores in this paper (Fig.5) by a Kullenberg type piston with a 1.6t weight of and 5 meters free fall. These cores were recovered mostly in the oriental part of the Demerara Plateau: one core on the upper marginal plateau, one in the headscarp slope failure, one in the abyssal plain and the others on the intermediate marginal plateau. All these cores have been described and analysed. The length of cores is comprised between 0.57 and 9.26 m. In this paper, however, only 4 cores will be studied in details:

- IG-KSF-05, located in the contouritic drift likely yielding a continuous sediment record(Fig.6, appendix 1);
- IG-KSF-11 (Fig.6, appendix 2) and IG-KSF-15 (Fig.6, appendix 3) are located in the moat along the headscarp slope failure where the current influence is the strongest. IG-KFS-15 has the particularity to be located inside a depression with a comet mark shape expressed as a longitudinal erosional feature in the moat (Tallobre et al., 2016);
- IG-KSF-10 (Fig.6, appendix 2) is chosen because of the particular carbonate facies, which was collected in a comet mark, a longitudinal erosional feature.

II. Methods

1. Core description

Visual descriptions are performed to establish the sedimentary logs (annexe) on split cores. It integrates observations under the binocular microscope on the fraction upper 63 µm, and on thin sections necessary to determine sedimentary facies and micro-facies. These descriptions allow to identify the deposit environment and the contouritic sequence.

2. Laser granulometry and sortable silts

Grain-sizes analyses are performed in the Cefrem laboratory; They were carried using a Malvern Mastersizer 3000 with a wet sample disperser Hydro EV associated with the Mastersizer application software v3.60. This analysis was performed only for the core IG-KSF-11 on a 1 cm sampling step. Two series of measures was generated: in bulk and carbonate-free sediment. The carbonate-free samples were performed with a solution of hydrochloric acid (HCl) at 2M. All samples (bulk sediment and carbonate-free) were placed in a solution of sodium metaphosphate (NaO_3P) at 1.5 g/L for deflocculating clay minerals.

From these measures, the sortable-silts ($\overline{SS}$), which is the mean size of silts between 10-63 µm, were obtained. These $\overline{SS}$ data are used as an indicator of the current velocity (McCave et al., 1995; McCave and Hall, 2006).

3. Glaucony analysis

a. *Glaucony quantification*

The quantification has been performed on the sieved sandy fraction (>63 µm) with 1 sampling interval of 10 cm on the cores IG-KSF-11 and IG-KSF-15. The sandy fraction is sorted under binocular microscope and the glaucony grains are isolated. These glaucony samples are weighed, and the weight is normalized with respect to 1) the sandy fraction and 2) to the bulk sediment and then expressed in percentage (%). The glaucony grains are separated in three colour categories (visual inspection): yellowish-green, green, and dark green (sub-divided in two: dark and very dark green). Each category was weighed too and the results are expressed in percentage normalized with respect to 1) sandy fraction and 2) bulk sediment. These measurements have been performed on the core IG-KSF-11 and a semi-quantification of glaucony has been performed in the core IG-KSF-15.

b. *Scanning electron microscope (SEM)*

Samples were selected on the core IG-KSF-11 for a SEM observation. The SEM session was performed using a SEM HITACHI S-4500 at the PROMES laboratory (University of Perpignan, France). For the analyses, the glaucony grains are metallized by a thin layer of gold and palladium.

c. *Elementary analysis*

During the SEM session, an elementary analysis performed by a microprobe coupled to the SEM on the glaucony grains. This microprobe bombs the sample with electrons (at 1000 hit per second) to excite the atoms which then produce an X-ray spectrum that is function of the nature of the chemical element. During this analysis, the presence of gold and palladium are artefacts caused by the metallization of the glaucony grains.

4. Thin section

On the wet sediment of the core IG-KSF-11, 10 thin sections have been performed using a method by impregnation to dehydrate and to indurate the muddy sediment (for more details about the procedure, see the publication Zaragosi et al. (2006)). There are performed on selected intervals (100*4.5 cm) on the core IG-KSF-11 in function of the contouritic sequences and in function of the glaucony richness (appendix 4). The thin sections and the image captures were conducted at the University of Bordeaux (UMR-CNRS 5805 EPOC) in collaboration with Sébastien Zaragosi and Bernard Martin.

5. XRF core scanner

Semi-quantitative geochemical analyses (element count rates) were performed along core IG-KSF-11with an X-ray Fluorescence (XRF) core scanner operated at both 10 kV and 30 kV and with a 1 cm of sampling interval. These measures were acquired with the XRC core scanner bank Aavatech at the Ifremer site (Brest, France). In this study, Ca/Fe Ti/Ca and Si/Ca ratios have been used to provide information about the composition of the sediment, in particular to discriminate between relative contributions from terrigenous versus biogenic components. The calcareous grains observed, in the fraction above 63 µm, demonstrate a main biogenic origin for Calcium (Tallobre et al., 2016), although the presence of detrital components in the fraction above 63 µm cannot be excluded. Calcium is considered as being mainly controlled by biogenic components, while Si, Fe and Ti are used as proxies for the terrigenous fraction mainly component of oxides and silicate minerals (Arz et al., 1998; Jansen et al., 1998).

6. Organic matters analysis

Organic matter content was measured on the samples from different cores with an interval of ~5 cm between samples. Total carbon (C_t), organic carbon (C_{org}) and total nitrogen (N_t) concentrations were obtained on freeze-dried sediment sub-samples by combustion in an automatic C–N analyzer (Elementar VarioMax). Organic carbon values were obtained after removing carbonate carbon by progressive and controlled acidifications with 1 M H3PO4 and 2 M HCl successively, and left overnight at 40 °C (Cauwet et al., 1990). Precision measurements were about 5% d.w. for C_{org}, 10% d.w. for N_t and 1% d.w. for Ct. The calcium carbonate content was calculated from mineral carbon ($C_t - C_{org}$) using the molecular mass ratio (CaCO3: C = 100:12).

7. Isotopic analysis

d. *$\delta^{18}O$ stable isotope measurements*

Stable isotope measurements were performed on samples from cores IG-KSF-11 and IG-KSF-05 on samples collected using a 5 cm sampling step. These measurements were performed on benthic foraminifera (*Uvigerina mediterranea*) and planktic foraminifera (*Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides sp.*) using 3 to 10 specimens for each sample collected under binocular microscope in the CEFREM laboratory. The sampling preparation and analyses were performed on mass-spectrometer in Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research (Kiel, Germany).

e. *Radiocarbon dating ^{14}C*

^{14}C dates in different cores (IG-KSF-05 and IG-KSF-11) were obtained by means of the Accelerator Mass Spectrometer (AMS) of Poznań Radiocarbon Laboratory, using the monospecific assemblage of well-preserved planktic foraminifer *Globigerinoides sp.* Measured ages were converted to calendar years using Calib 7.0.4 with the Marine 09 calibration curve (Reimer et al., 2013).

f. *Strontium analysis*

The depositional age of mass-transport deposits was inferred from strontium isotope stratigraphy, using the Lowess 5 fit curve (McArthur et al., 2012). Biogenic carbonate fractions were separated from dried bulk sediment samples using a procedure that prevents contamination from detrital terrigenous material (Rongemaille et al., 2011). Sr was isolated from leached carbonate fractions using Sr resin (Sr spec, Eichrom Industries, IL, USA). Sr isotope compositions were determined in static mode on a Thermo TRITON TI-mass spectrometer at the "Pôle Spectrométrie Océan" (Brest, France), using $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ for correction of mass discrimination. Replicate analyses of standard solution NBS987 gave a mean $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710232 \pm 9$ (2sd), which was used for normalizing measured $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios to the recommended NBS987 value of 0.710250.

8. Paleomagnetism

Magnetic parameters allow recording the magnetic field during the deposit of sediment. As show by Bleil and Von Dobeneck (1999), in association with an oxygen isotope age model, the natural remanent magnetization (NRM) can record the relative paleointensity and the geomagnetic event during the Late Quaternary. The ferro-magnetic minerals during their fall in water column can lean toward the terrestrial magnetic field; it is the detrital residual magnetism. A continue sample (with a U-channel box) were collected on the cores IG-KSF-05 and IG-KSF-11. This sampling allow a continue measure and acquisition of the magnetic susceptibility. These analyses have been performed in the laboratories of National Museum of Natural History and GEOPS-University Paris-Sud (GEOPS-UPS) with the collaboration of Alina Tudryn.

F. Results

I. Core description

The cores retrieved on the Demerara Plateau are mainly made of fine-grained sediments.

Generally speaking, the mud (clay and silt) is brown (usually on the top of cores) and grey-greenish. Some fine green bands (mm-thick) can be observed (Fig.6, 7, 8 and table 2). Few sandy beds are also found, their thickness ranges between 0.5 cm and several tens of cm (Fig.6, 7, 8) mainly consisting of foraminifera tests accumulated or rich in glaucony grains (Fig.9, 10). The bioclastic fraction, observed under the microscope binocular consists of

abundant foraminifera (planktic and benthic), pteropods, scaphopods, others gastropods, urchins, sponges, ostracods, coccoliths, radiolarians. The minerals found in sediments and identified are glaucony and pyrite. Rarely, some quartz is observed and only concentrated inside bioturbation as show on the figure 10A, 10B).

Cores collected inside depressions (IG-KS-10 and IG-KS-15, Fig.6) present a peculiar facies composed by a white-greenish mud, foraminifera rich also described before by Ingram et al. (2011). This sediment is more indurated that prevents the penetration of the sediment core (0.8 m retrieved for the core IG-KS-10). The carbonated material of these cores is dated using the Sr isotopes and corresponds to Oligo-Miocene (Table 3).

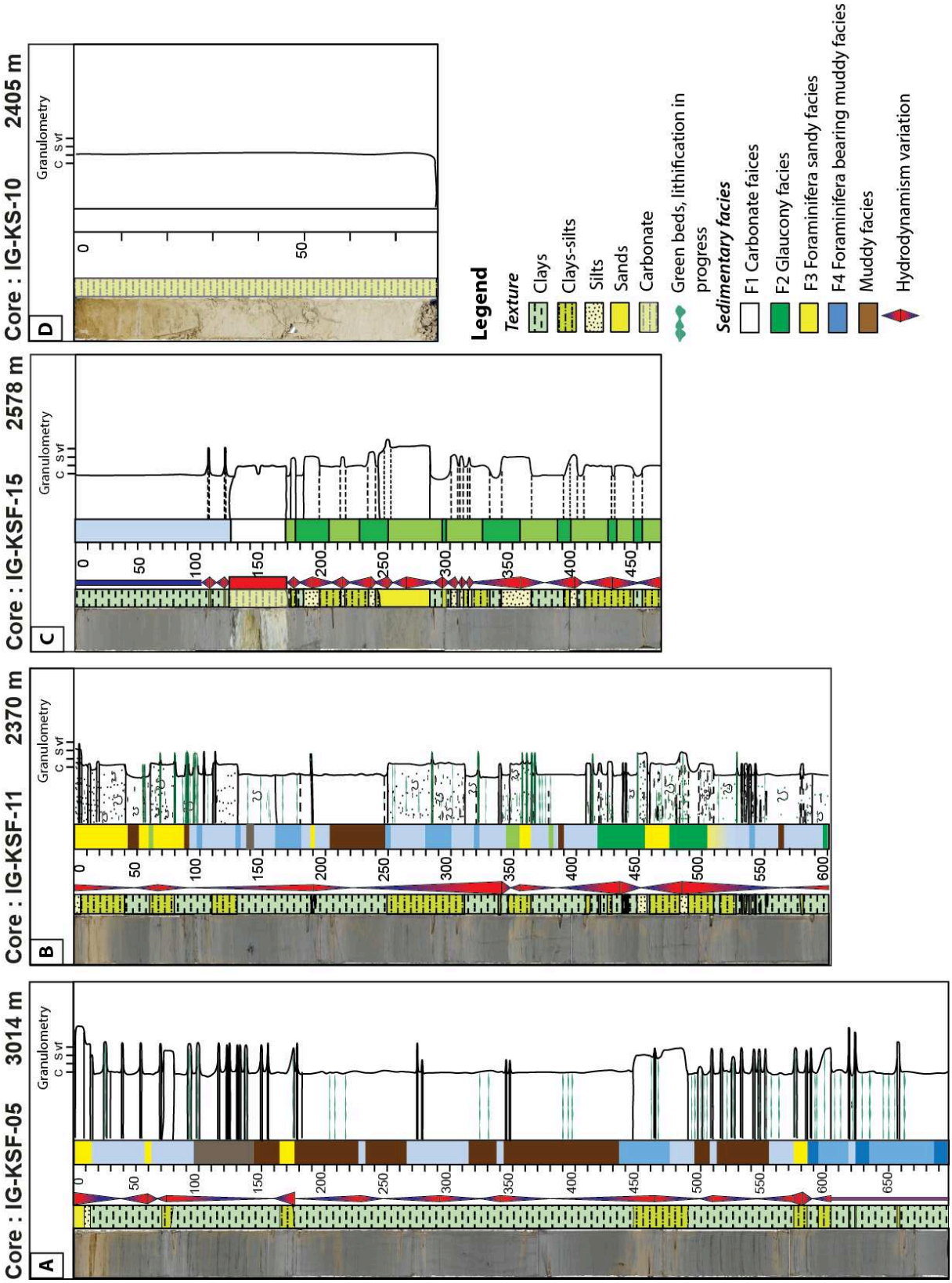


Figure 6: Sedimentary log of 4 cores: IG-KSF-05 collected in the drift, IG-KSF-11 and IG-KSF-15 collected in the moat and IG-KSF-10 collected in a depression on a sedimentary high

Table 2 : Sedimentary facies identified, and illustrated by characteristic photos, from the observation of IGUANES cores and classified as a function of the hydrodynamic regime.

Facies		Texture	Characterisitc	Biologic component	Fracturation of bioclasts	Mineralogic component	Structure	Organic matter content	Interpretation: Environment	Interpretation: Hydrodynamic dynamic	Interpretation: sedimentation rate
F1	Carbonate facies	Carbonate Sand proportions <5 %	Rich in carbonate Indurated mass Low hydratation of sediment	Planktnoic foraminifera Benthic foraminifera Echinoderm (urchins) Ostracods	Low to medium	Glauconite Iron Oxide	Lacking	Very low	MTD	-	-
F2 (F2.1, F2.2)	Glauconite facies	Sandy to muddy Sand proportions > 5%	Rich in glauconite Grains High maturity of glauconite	Planktnoic foraminifera Benthic foraminifera Echinoderm (urchins) Pteropods Scaphopods Ostracods Sponges (rich in depressions) Rare bivalves and gasteropods	High to medium	Glauconite (rich) Pyrite (poor)	Lamination Bioturbation	Low	Contourites		
F2 (F2.2)			Rich in glauconite Grains Average maturity of glauconite								
F2 (F2.3)			Rich in glauconite Grains Lowmaturity of glauconite								
F3	Foraminifera sandy facies	Sandy to muddy Sand proportions > 5%	Rich in foraminifera Medium proportion in glauconite grains	Planktnoic foraminifera Benthic foraminifera Echinoderm (urchins) Pteropods Scaphopods Ostracods Sponges (rich in depressions) Rare bivalves and gasteropods	Medium	Glauconite Pyrite	Lamination Bioturbation	Low	Contourites / Hemipelagic		
F4 (F4.1)	Foraminifera bearing Muddy facies	Mud with foraminifera sand Sand proportions 1 to 5%	Mainly planktonic foraminifera	Planktnoic foraminifera Benthic foraminifera Echinoderm (urchins) Pteropods Scaphopods Ostracods (rare) Sponges (rich in depressions)	Medium to low	Glauconite Pyrite	Lamination Bioturbation	High	Contourites / Hemipelagic		
F4 (F4.2)			Mainly benthic / planktonic foraminifera								
F4 (F4.3)			Mainly benthic foraminifera								
F5 (F5.1)	Muddy facies	Fine mud Sand proportions <1%	Mainly planktonic foraminifera Low fracturating of bioclasts	Planktnoic foraminifera Benthic foraminifera Echinoderm (urchins) Sponges (rich in depressions) Ostracods (rare)	Low	Glauconite Pyrite	Bioturbation	High	Hemipelagic		
F5 (F5.2)			Mainly benthic / planktonic foraminifera								
F5 (F5.3)			Mainly benthic foraminifera Low fracturating of bioclasts								

1. Macro-Facies

After visually description, 5 sedimentary facies (Table 2) are identified and described (Tallobre et al., 2016):

- **F1, carbonate facies:** Indurated and low hydrated sediments, rich in foraminifera in white-greenish carbonated matrix. The sediment belonging to this facies indicates Ca content comprised between 50% and 83% (Table 3). The XRF analyses show high calcium content

and a very low content of Ti and Si indicator of the terrigenous material. These sediments are Oligo-Miocene in age (Table 3).

Sediment core	Sediment depth (cm)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2 se	Estimated Age (Ma)	Mean Age (Ma)	Carbonate content (in %)	$CaCO_3$ (in %)
IG-KS-10	2	0.708176	± 10	24.7		54.3	59.9
IG-KS-10	40	0.708140	± 8	25.6	25.2 ± 0.4	71.3	70.9
IG-KS-10	72	0.708151	± 8	25.3		68.5	70.2
IG-KSF-15	130	0.708020	± 8	28.8		82.6	82.4
IG-KSF-15	140	0.708021	± 8	28.8	29.0 ± 0.2	81	83.1
IG-KSF-15	165	0.708007	± 8	29.2		79.8	80.0

Table 3 : Sr isotopic data of leached carbonate fractions in IG-KSF-10 and IG-KSF-15 and estimated depositional age.

- **F2, Glauconite facies:** this facies consists of a sand facies rich in glauconitic grains (dominant component up to 94% of the sandy fraction) and biogenic debris (sand content >5%). It presents some laminae or beds and bioturbation marks. Glauconitic facies does not show particular signal in the Ti/Ca and Si/Ca ratios (Fig.7, 8). High Ca values are, nonetheless, observed and obviously, related to abundant foraminifera content in the sandy fraction associated with the glaucony. F2 has mostly low N_t content (Tallobre et al., 2016) indicating a winnowing effect on the organic matter.
- **F3, Foraminifera sandy facies:** sand content is >5% and consists of biogenic debris mixed with glauconite (between 0.1% and 1% of glauconite grains in the sandy fraction) and pyrite. This facies is bioturbated. It shows laminae and sandy beds relicts. Low N_t and C_{org} contents are recorded generally in this facies (Tallobre et al., 2016).
- **F4, Foraminifera-bearing mud facies:** it consists of fine mud containing some biogenic grains in the sand fraction (1% to 5% of sand content) and few glauconite grains (>0.1% of the sand fraction). Bioturbations and traces of laminations can be observed in this facies. Relatively high Ti/Ca and Si/Ca indicate a dominance of a terrigenous input compared to the biogenic fraction. Consequently, the values of N_t and C_{org} are high.
- **F5, Muddy facies:** it is a very fine-grained facies, poor in sand grains (<1%). Glaucony becomes rare (< 0.01% of the sandy fraction) or absent. The XRF values indicate low Ca content, and ratio of Si/Ca and Ti/Ca increase suggesting high content of clays minerals. N_t and C_{org} contents are the highest (Fig.7, 8), indicating the preservation of organic matter in the sediment.

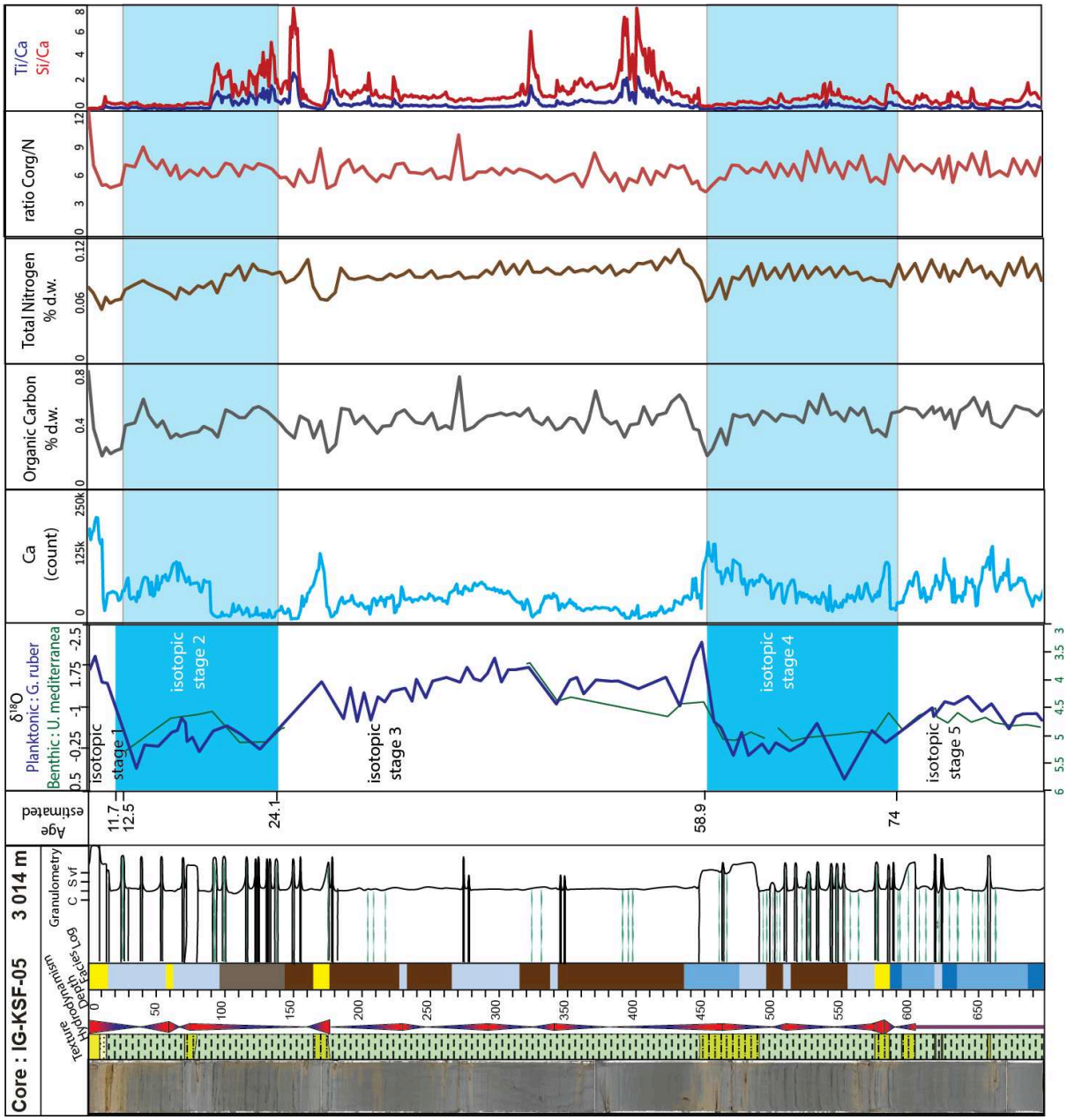


Figure 7 : Sedimentary log of IG-KSF-05 in the contourite drift

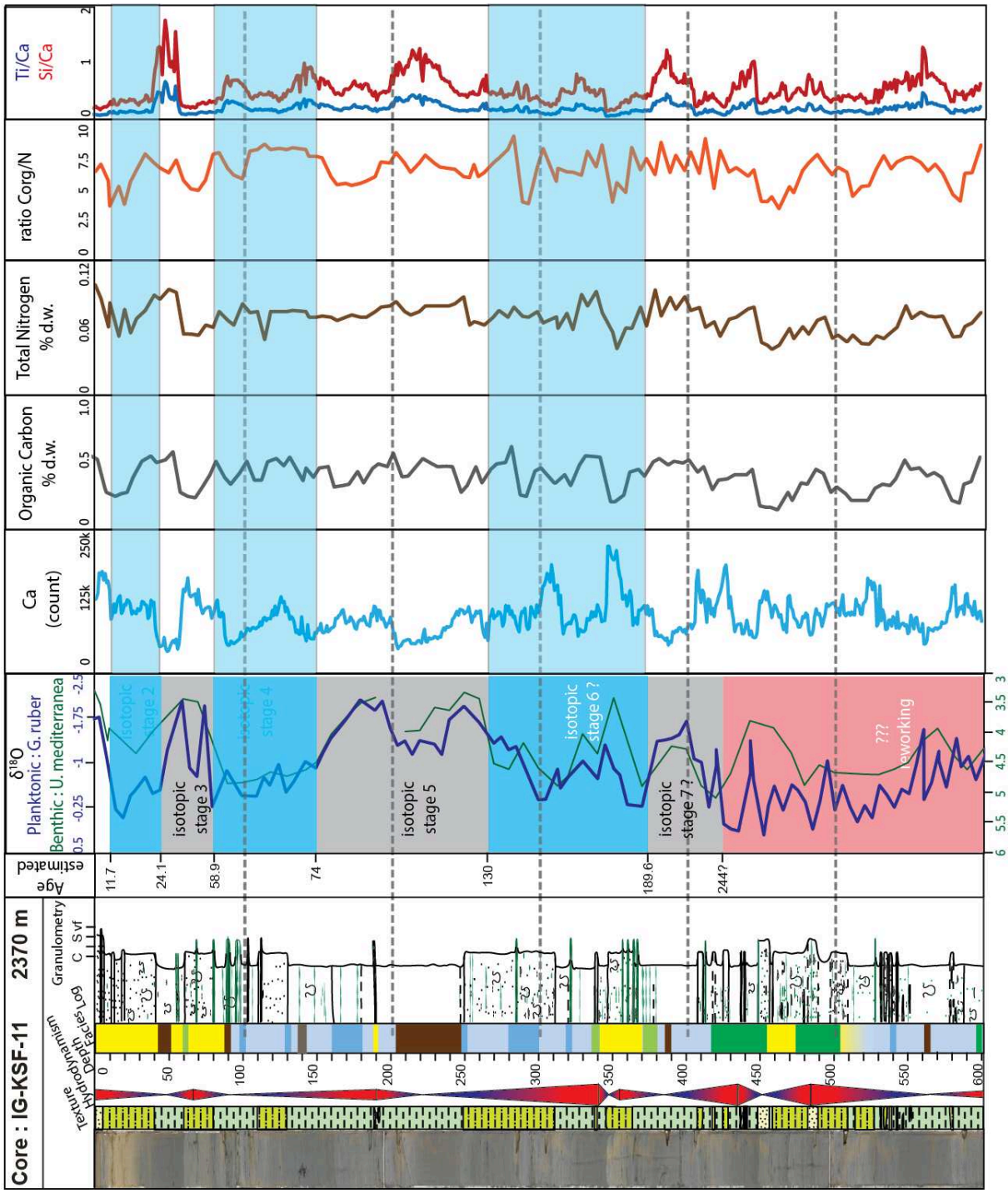


Figure 8 : Sedimentary log of IG-KSF-11 in the contourite moat

2. Micro-facies

Six micro-facies (Table 4 and Fig.9) can be identified on the thin sections. None of thin sections have been realized in the carbonate facies and 10 have been performed in the siliciclastic facies (Appendix 4) of the IG-KSF-11 (Fig.9, 10).

- **µF1 "Wackestone to packstone" glaucony rich:** It is a sandy facies where glaucony grains are dominant (Fig.9A, 9B, 10C, Appendix 4). It is also rich in foraminifera. This facies can be divided into two different types: (1) the one with glaucony grains located inside foraminifer tests or the shape of glaucony moulding foraminifera; and (2) the type with glaucony grains as independent clasts (Fig.15F). These clasts as irregular shape and can be originated by erosion and transport of slightly lithified glaucony-rich thin beds which can. The grains (glaucony and foraminifera) show a high fracturing. This micro-facies corresponds to the macro-facies F2 glauconite facies. Laminae and sand lenses can be observed.
- **µF2 "Wackestone to packstone" sandy rich:** It consists in a sandy facies rich in foraminifera (dominant in content) mixed with glaucony with a tendency to have joined grains. The degree of fracturing of grains (foraminifera and glaucony) is high. It is bioturbated and burrows can contain quartz grains. Quartz grains are only found inside bioturbations (Fig.9C, 10E). Some laminae or sand lenses are present.
- **µF3 "Wackestone" with glaucony:** This facies is similar to µF2, (rich in foraminifera, some glaucony, bioturbated, quartz in bioturbations, Fig.15A-B). It can be distinguished by µF2 because of the lower content of sandy grains and glaucony which are less abundant in the mud (Fig.9D, 10D).
- **µF4 Foraminifera "packstone" (poor in glaucony):** it is a foraminiferal sand with joined grains and poor in glauconitic grains (Fig.9E). The fracturing of grains is moderated to low.
- **µF5 "Wackestone" poor in glaucony:** This facies is similar to the precedent µF4, (rich in foraminifera and rare glaucony grains). The difference lies in the proportion of sandy grains (Fig.9F) which are diluted in the mud and not joined.
- **µF6 "Pelite mudstone":** It is a muddy facies (Fig.9G) very poor in sand grains (poor in foraminifera and glaucony) and without structure (no laminae or lenses).

Micro-facies		Macro-Facies corresponding		Texture	Characterisitc	Biologic component	Mineralogic component	Glaucony maturity	Fracturation of bioclasts	Structure	Interpretation		
											Environment	Hydrodynamic dynamic	sedimentation rate
µF1	"wackestone" to "packstone" glaucony rich	F2	Glauconite facies	"wakestone" to "packstone" glaucony	Glaucony rich	- Planctonic foraminifera (+++) - Benthic foraminifera (+) - Radiole (urchin) (+)	- Calcite recrystallization in foraminfera tests - Glaucony rich	- Dark green - Clasts	Medium to high, Foraminifera and glaucony are fractured	- Bioturbation rich - Sandy foraminifera laminae	Contourites		
				"wakestone" to "packstone" glaucony	Glaucony rich	- Planctonic foraminifera (+++) - Benthic foraminifera (+) - Radiole (urchin) (+)	- Calcite recrystallization in foraminfera tests - Glaucony rich	- Dark green - Inside foramnifera or with foraminifera shape	Medium to high, Foraminifera and glaucony are fractured	- Bioturbation rich - Sandy foraminifera laminae	Contourites		
µF2	"wakcestone" to "packstone"	F3	Sandy facies	"wakestone" to "packstone" foraminifera	Foraminifera rich, glauony in foraminifera	- Planctonic foraminifera (+++) - Benthic foraminifera (+) - Radiole (urchin) (+)	- Calcite recrystallization in foraminfera tests - Glaucony rich - Quartz in biotrubation	- Light to dark green - Inside foramnifera or with foraminifera shape	Medium to high, Foraminifera and glaucony are fractured	- Bioturbation rich - Sandy foraminifera laminae	Contourites		
µF3	"wackestone"	F4	Foraminifera bearing Muddy facies	Pelite "wakestone"	Foraminifera rich with few glaucony		- Calcite recrystallization in foraminfera tests - Some glaucony -Some iron oxyde - Quartz in biotrubation	- Glaucony in foraminifera test or with foraminifera shape - Light to medium green	Low to medium	Bioturbation rich	Contourites		
µF4	Foraminifera "wackestone/ packstone"		None	"wakestone" to "packstone"	Foraminifera rich without glaucony	- Planctonic foraminifera (+++) - Benthic foraminifera (+) - Radiole (urchin) (+)	- Calcite recrystallization in foraminfera tests - Rare foramnifera	- Low glaucony and sometimes none glaucony	Low	Bioturbation rich	Hemipelagite		
µF5	Pelite "wackestone"		none	Pelite "wakestone"	Glaucony and foraminifera rich	- Planctonic foraminifera (+++) - Benthic foraminifera (++) - Radiole (urchin) (+)	- Calcite recrystallization in foraminfera tests - Rare glaucony -Some iron oxyde	- Low glaucony and sometimes none glaucony	Low	- Bioturbation rich - Sandy foraminifera lenses	Hemipelagite		
µF6	Pelite "mudstone"	F5	Muddy facies	Pelite "mudstone"	Very fine matrix and grains poor	- Planctonic foraminifera (+++) - Benthic foraminifera (+) - Radiole (urchin) (+)	- Calcite recrystallization in foraminfera tests - Rare glaucony -Some iron oxyde	- Low glaucony and sometimes none glaucony	Low	Low to high Bioturbation	Hemipelagite		

Table 4 : Sedimentary micro-facies identified from the observation of thin section of core IG-KSF-11 and classified as a function of the hydrodynamic regime.

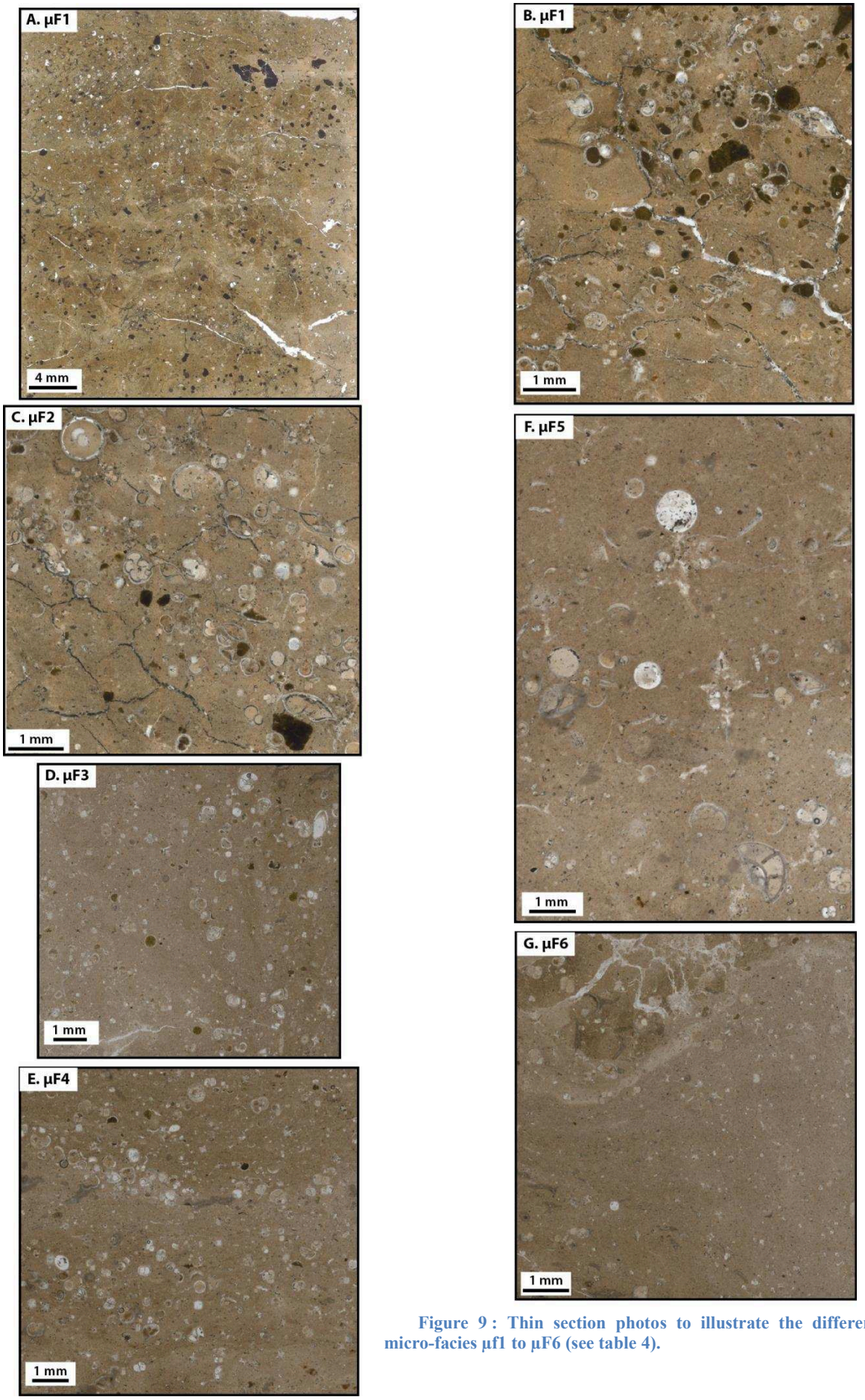
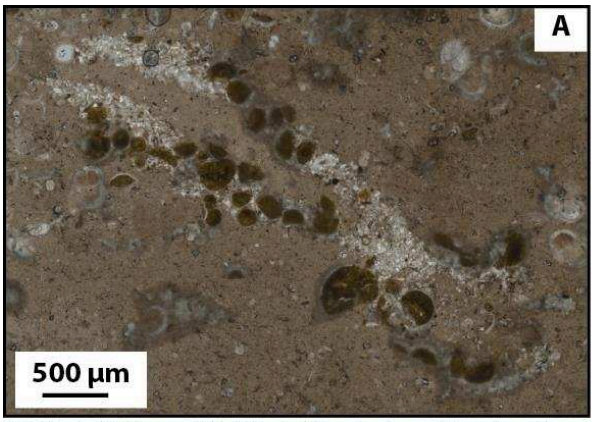
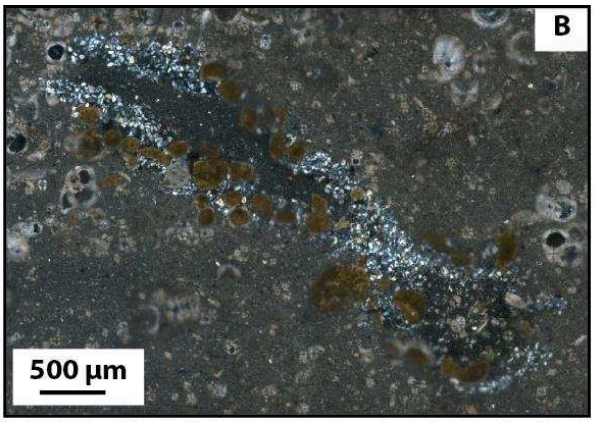
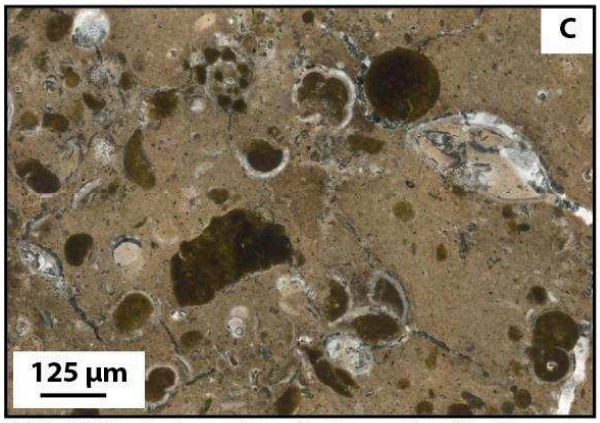


Figure 9 : Thin section photos to illustrate the different micro-facies µf1 to µF6 (see table 4).

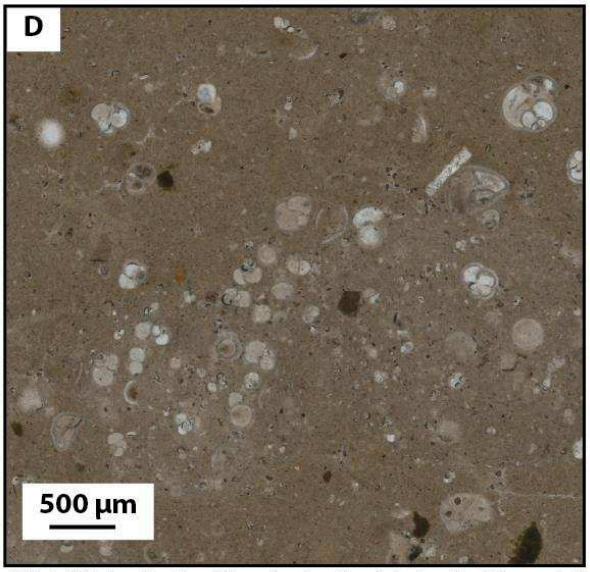




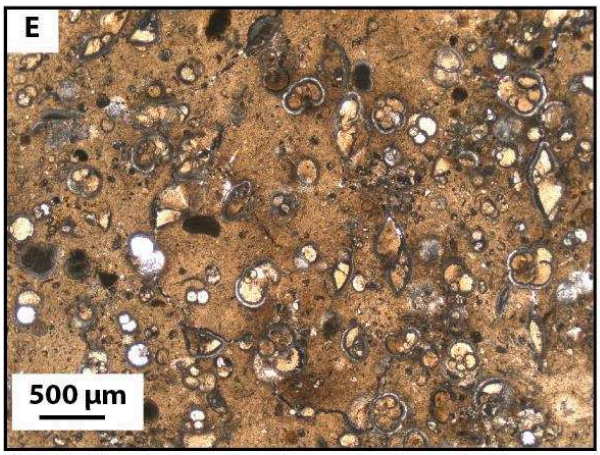
(A) in LPNA and (B) in LPA photos, illustration of bioturbation rich in glaucony and quartz in a micro-facies µF3.



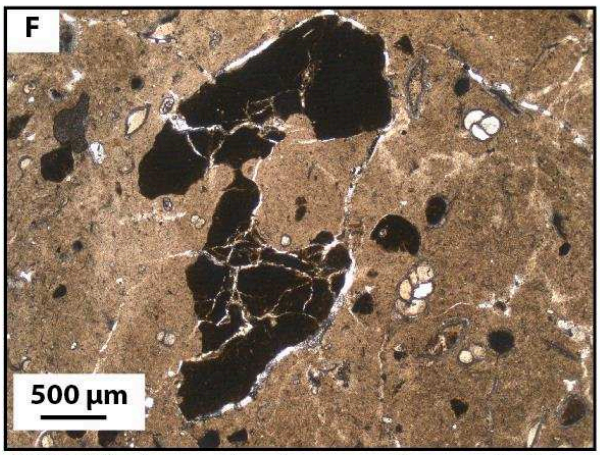
(C) LPNA photo, micro-facies µF1 with the different type of glaucony grains: inside foraminfera test, with foraminifera shape without test, and clast. Grains show a high fraturing degree.



(D) LPNA photo, illustrated a bioturbation rich in foraminifera forming a lense in a fine mud with some grains (µF3)micro-facies µF3.



(E) LPNA photo of µF2, sandy foraminifera with some glaucony grains (around 10% of glaucony), low fracturing.



(F) LPNA photo of a glaucony clast probably coming from a glauconitic lithified surface.

Figure 10 : Thin section illustrations of some particularity of the sediment.

II. Chronostratigraphy

1. Radiocarbon data

The measured ^{14}C ages are presented in Table 5 and figure 11, indicating a time interval comprised between approximately 5 and 50 kyr cal BP.

IG-KSF11:

In the core IG-KSF-11 from 0 to 190 cm depth the ^{14}C ages range from 14 kyr BP to 50 kyr BP, without any inversion. The sediment accumulation rates calculated for this interval are:

- 0 - 60 cm: 2.7 cm/kyr
- 60 - 130 cm: 23 cm/kyr
- 130 - 190 cm: 5.5 cm/kyr.

The first age inversion occurs at 313 cm with 43 kyr cal BP, followed by the 530 cm level, where two different ages are obtained (49 kyr.BP and 26 kyr BP). The second measure was done on bulk sediment, it is possible that this material does not contain enough organic matter for accurate dating. Other age inversions are found at the bottom of core at 582 cm (39 kyr. BP) and 600 cm (28 and 35 kyr BP). The bottom of the core (600 cm) was measured twice, the measured ages are largely different.

IG-KSF-05:

The upper part of the core IG-KSF-05 (0 cm) is dated 5.6 kyr BP. The obtained ages give the following sediment accumulation rates:

- 0 – 29 cm: 2.4 cm/kyr
- 29 – 50 cm: 1.2 cm/kyr
- 50 – 169 cm: 33.9 cm/kyr

Moreover, some inversions are present in this core too (Table 5): 37.9 kyr.BP at 169 cm, 30.6 kyr.BP at 250 cm, 44 kyr.BP at 340 cm and 41 kyr.BP at 490 cm.

However, the dating inversions and the strong difference in the sedimentation rates highlight the low confidence of dating especially in the lower part of the two cores.

Depth Core (Cm)	Core	Material	Age ^{14}C (yr BP)	1 sigma calibrated age (yr cal. BP)		
				Min	Max	Average
0	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	13 930 ± 80	14 201	14 466	14 334
60	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	34 400 ± 600	35630	37 248	36 439
130	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	37 100 ± 800	38 560	39 974	39 267
190	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	50 000 ± 4 000	-	-	-
313	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	42 700 ± 1500	42 287	45 138	43 713
452	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	48 000 ± 3000	-	-	-
530	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	49 000 ± 4000	-	-	-
530	IG-KS-11	Mud organic matter	26 170 ± 450	27 519	28 574	28 047
582	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	39 700 ± 1100	40 675	42 385	41 530
600	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	28 400 ± 200	29 479	30 059	29 769
600	IG-KS-11	*Globigerinoides* sp.	35 300± 700	36 716	38 227	37 472
0	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	5 640 ± 40	4 027	4 158	4 093
29	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	17 460 ± 100	18 485	18 763	18 624
50	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	34 400 ± 600	34 991	36 551	35 771
169	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	37 910 ± 870	39262	40 584	39 923
250	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	30 600 ± 400	31 965	32 617	32 291
250	IG-KS-05	Mud organic matter	24 370 ± 230	26 154	26 661	26 408
340	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	44 000 ± 3000	42 912	47 381	45 147
490	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	41 000 ± 2000	41 339	43 001	42 170
657	IG-KS-05	*Globigerinoides* sp.	> 43 000	-	-	-

Table 5 : Radiocarbon dates for well-preserved *Globigerinoides sp.* fractions from samples collected from core IG-KSF-11. The calibrated ages were calculated by using Calib 7.0.4 with the Marine 09 calibration curve (Reimer et al., 2013)

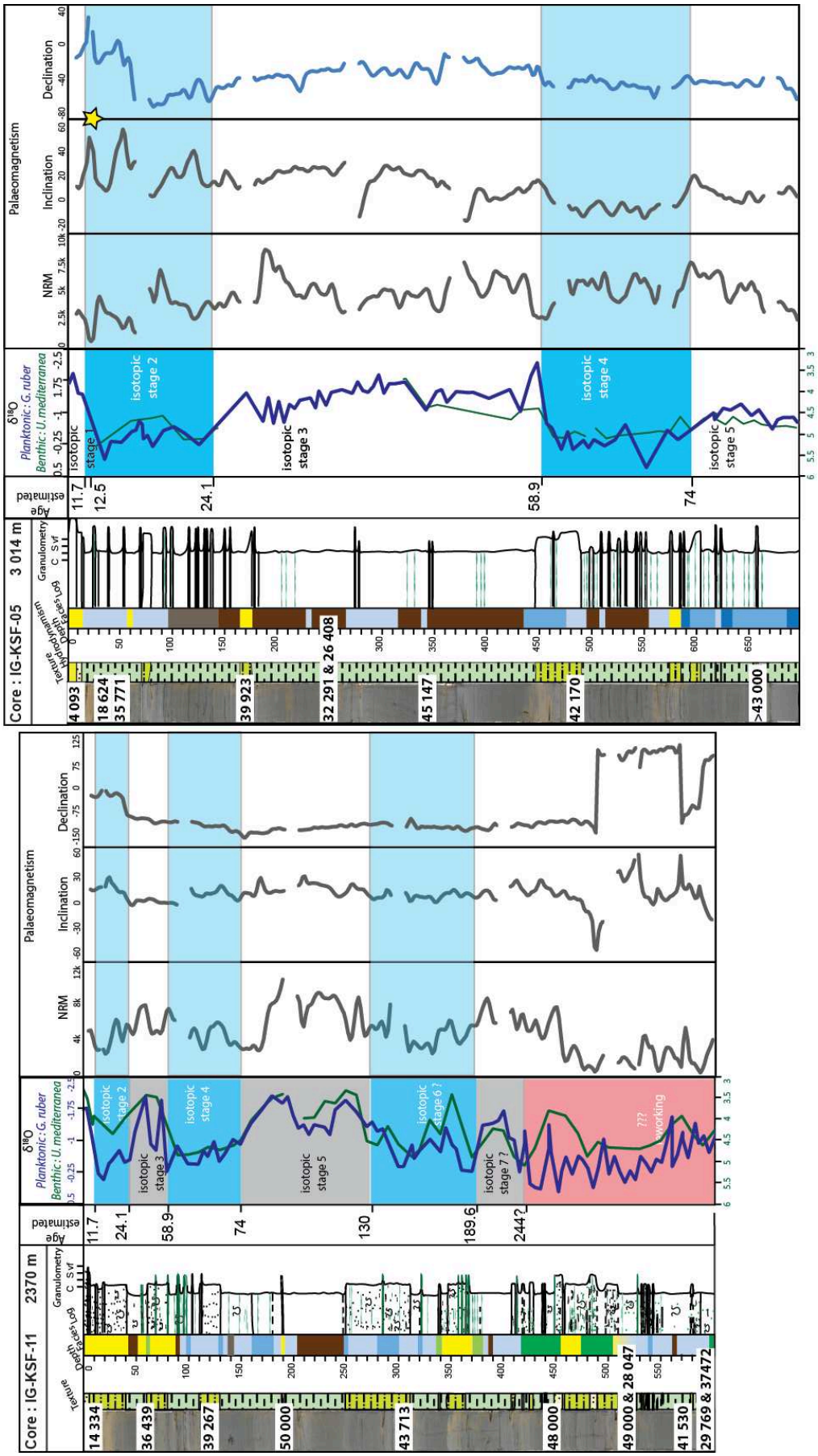


Figure 11 : Sedimentary log with isotopic curve of $\delta^{18}O$, palaeomagnetism with the yellow star which can correspond to the Gothenburg Magnetic Excursion, and ^{14}C dating of cores IG-KSF-05 and IG-KSF-11

2. Stable isotopes and chronostratigraphy

The relative variations of the stable isotope of $\delta^{18}O$ measurements carried out in the core IG-KSF-11 and IG-KSF-05 has been used for establishing a chronostratigraphic framework through the correlation with reference records. This approach has been necessary since the depth-age assignment has been really hard to achieve only using the radiocarbon ages and paleomagnetic measurements.

The reference curves used here are (Fig.12):

1) oxygen isotope ratios from core MD03-2616 recovered in the Guyana Basin at water depth of 1233 m and published in López-Otálvaro et al. (2009), Figure 12a;
2) The Atlantic Ocean compilation from Lisiecki and Raymo (2005), (2009) Figure 12b
3) oxygen isotope ratios from core GeoB 3104 from a water depth of 767 m in the North Brazilian margin (Arz et al., 1998), Figure 12c;

The tie points have been identified comparing the relative oxygen isotope variations in the two cores studied in this work, in order to correlate those to global climatic changes (Marine Isotope Stages), as summarized in Table 6 and illustrated in Figure 12.

- **MIS 1 (0-11.7 kyr):** The very top of both of IG-KSF-11 and IG-KSF-05 cores (0 cm) does not correspond to the modern age possibly because of missing top sediments lost during gravity coring. A rapid increase of $\delta^{18}O$ values is observed at 10 cm depth in core IG-KSF-11 and at 18 cm depth in the core IG-KSF-05 (Table 6), that might correlate the beginning of the MIS1, characterized by a significant and rapid increase of global temperatures. Indeed, only the lower part of the MIS1 is registered in the IG-KSF-11 and IG-KSF-05 cores;
- **MIS 2 (11.7-24.1 kyr):** between 10 and 43 cm in core IG-KSF-11 and 18 and 139 cm in core IG-KSF-05, relatively high positive $\delta^{18}O$ values are thought to correspond to the MIS2 cold stage (Table 6). The low resolution of the isotope measurements does not allow identify precisely the glacial maximum, but the overall plot trend and its correlation with the reference plots (in particular with the Arz et al, 1998 curve), suggests that the LGM could be positioned at 20 cm depth in the IG-KSF-11 and at 35 cm depth in the IG-KSF-05 (Fig.12d, e);
- **MIS 3 (24.1-58.9 kyr):** the interval comprised between 43 and 80 cm in IG-KSF-11 and 139 and 451 cm in IG-KSF-05 is tentatively assigned to the MIS3. However, its features cannot be directly compared with the global curves (Fig.12b), mainly because the occurrence of relatively negative values obtained in planktonic and benthic foraminifera in both cores (Fig.12d,e). These oscillations are not evident at the global scale but nonetheless observed regionally, as illustrated in (López-Otálvaro et al., 2009) (Figure 14a);
- **MIS 4 (58.9-74 kyr):** this (weak) glacial stage is located in the 80-150 cm interval in the IG-KSF-11 core and in the 451-590 cm in the IG-KSF-05 core (Table 5), based on the relative $\delta^{18}O$ variations with respect to the ones observed for the MIS3 (Fig.12 d,e). The pattern of isotope ratio values is considered coherent and comparable with the global temperature trends;
- **MIS 5 (74-130 kyr):** The interval between 150 and 267 cm in IG-KSF-11 and 590 and 694 cm in IG-KSF-05 is assigned to the MIS 5. It appears to yield a high sedimentation rate (about 130 cm in thickness) but the general oxygen isotope trend deserves discussion. The MIS 5 is subdivided into five sub-stages (MIS 5.1 to MIS 5.5) that are recorded in all areas of the ocean (Shackleton et al., 2003) where the equivalent of the "Eemian interglacial" (MIS 5.5) consists in the most prominent temperature rise occurring at the base of the MIS5 itself (Fig.12b). In the core IG-

KSF-11, two intervals shows considerably negative $\delta^{18}O$ values (at 160-200 cm depth and 235-365 cm depth, Fig.12b) that could possibly match the MIS 5.1 and 5.3. Thus, the basal prominent peak would be missing. The reason why it lacks is not clear, but a non-depositional or an erosional episode might be possible.

- **MIS 6 (130-189.6 kyr) and MIS 7 (189.6-244 kyr) ?:** below the assigned MIS 5, the correlation becomes really uncertain. A possible assignment of the interval comprised between 267 and 371 cm in core IG-KSF-11 to MIS 6 is proposed, since the relatively positive $\delta^{18}O$ values might be consistent with a glacial stage (Fig.12b, d), but there is no any other proxy that could confirm this hypothesis. Even more difficult is the interpretation of the interval below 380 cm depth in core IG-KSF-11 (Fig.12d) since possibly affected by heavy reworking. In an optimistic view, it could be possible to consider that the interval comprised between 371 and 422 cm depth might belong to the MIS 7, but with no certitude. On the other hand, below 430 cm depth, the sediment is fully reworked. The question, that remains open in this work, is when this reworking took place, either during a glacial stage (MIS 8) or interglacial (MIS 7).

It is worthwhile to remind that the chronology established using the isotopic value is coherent with estimated age of the three horizons mapped on chirp data on the Demerara Plateau:

(1) A "red horizon" is at 50 cm of depth on the core IG-KSF-11, corresponding to the MIS 3 (24.1-58.9 kyr);

(2) A "green horizon" is at 210 cm of depth on the core IG-KSF-11, corresponding to MIS 4 (58.9-74 kyr);

(3) A "yellow horizon", the deeper horizon reached by the core IG-KSF-11 at 550 cm, corresponding to the period with a strong reworking phase and older than 250 kyr.

This chronostratigraphic framework is far from being perfect, the time uncertainties are considerable, but it is considered sufficiently precise for contributing to understand the mechanisms at the origin of the formation of contourite sequences and possible relation with climate and oceanic conditions.

3. Palaeomagnetism

The comparison of the magnetic field excursions (Fig.11), generally allows performing the magneto-stratigraphy and assigning an age to the sediments. Some major events could be marked as Gothenburg Geomagnetic Polarity Excursion, the Laschamp event ~40 kyr and the Blake event ~119 kyr are the major recent events recorded at the global scale (Lund et al.; Bonhommet and Babkine, 1967; Smith and Foster, 1969; Mörner, 1977; Barbetti et al., 1980; Mörner, 1986; Guillou et al., 2004; Plenier et al., 2007; Gibbard and Cohen, 2008; Nilsson et al., 2011; Collins et al., 2012). In the IGANES cores (IG-KSF-05 and IG-KSF-11), the natural residual magnetism (NRM) shows a stability in the direction and low inclination, expected in the bottom of the core IG-KSF-11 and the top of IG-KSF-05. This stability and low values are typical of low latitudes.

The intensity of the NRM in the core IG-KSF-11 (Fig.11) shows changes that encompass $\delta^{18}O$ variations. Hence, the intensity seems to decrease during ice age and increase during interglacial periods. The correlation between palaeomagnetism and the isotopic stages are shown by Korff et al. (2016) and it might be explained by the presence of a sediment rich in organic matter where the bacterial degradation caused a chemical alteration of magnetite. In the core IG-KSF-11, the organic matter content does not show variations at the glacial-interglacial periods (see in Results paragraph IV). For the core IG-KSF-05, the relative variations of NRM intensity do not show any significant change (Fig. 16).

On the top of the core IG-KSF-05 (Fig.11), a strong excursion in declination and inclination is recorded around the transition between MIS 1 (0-18 cm) and MIS 2 (25-139 cm); it could correspond to the Gothenburg Geomagnetic Polarity Excursion at 12.5 kyr (Mörner, 1977; Barbetti et al., 1980; Mörner, 1986). This event could correspond to the strong variations of inclination and declination described between 12.5 and 13.5 kyr in European and Cameroon lakes (Smith and Creer, 1986; Maley et al., 1990).

Finally, the Laschamp event, around 40 ky (Bonhommet and Babkine, 1967; Guillou et al., 2004; Plenier et al., 2007), and the Blake event, around 119 kyr (Lund et al.; Smith and Foster, 1969; Gibbard and Cohen, 2008), seems to be absent or are not identifiable.

Very little information about dating of sediment in these cores and based on polarity variations can be obtained but the stability of values indicates that the sediment was not removed after deposition, as expected for the basis of IG-KSF-11 and the top of IG-KSF-05.

IG-KSF-05

Intervals (cm)	Duration (kyr)	stade	source
0-18	0 - 11.7	MIS 1	Martinson et al., 1987 ; Walter et al., 2009
25-139	11.7 - 24.1	MIS 2	
139-451	24.1 - 58.9	MIS 3	
451-590	58.9 - 74	MIS 4	
?	74 - 130	MIS 5	

IG-KSF-11

Intervals (cm)	Duration (kyr)	stade	source
0-10	0 - 11.7	MIS 1	Martinson et al., 1987 ; Walter et al., 2009
10-43	11.7 - 24.1	MIS 2	
43-80	24.1 - 58.9	MIS 3	
80-150	58.9 - 74	MIS 4	
150-267	74 - 130	MIS 5	
267-371	130 - 189.6	MIS 6	
371-422 ?	189.6 - 244	MIS 7	
?	244 - 291	MIS 8	

Table 6 : Tie points identified in the IG-KSF-05 and IG-KSF-11 core based on correlation with reference oxygen isotope curves (Martinson et al., 1987; Walker et al., 2009)

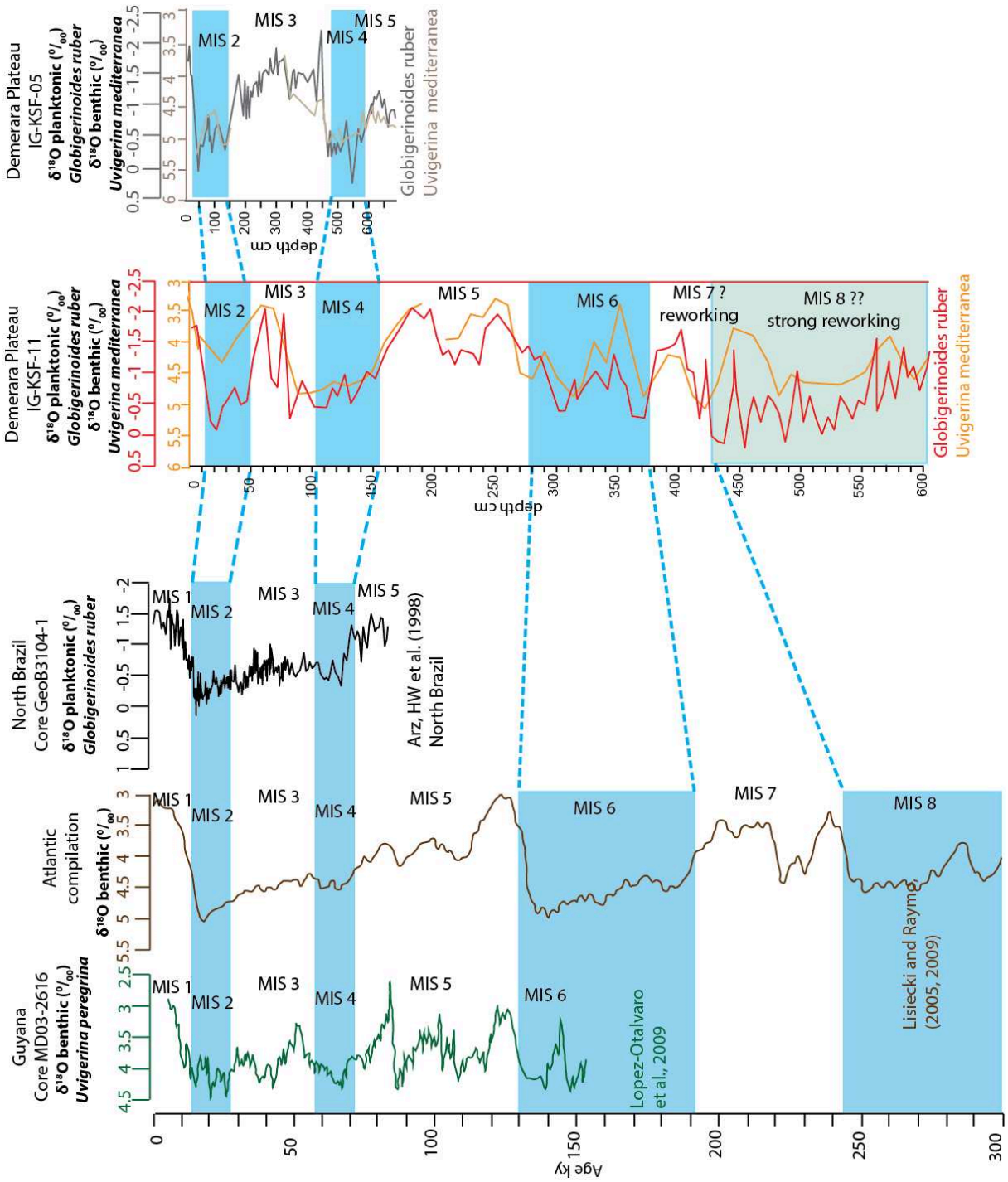


Figure 12 : Reference isotopic curves of Guyana (López-Otálvaro et al., 2009), a global curve for the Atlantic domain (Lisiecki and Raymo, 2005, 2009; Lopes et al., 2014), North Brazil (Arz et al., 1998), and IGUANES' data for cores IG-KSF-05 and IG-KSF-11.

III. Glaucony study

1. Glauconitic grain contents

A particularity of the sediment is its richness in glaucony grains for the core collected in the moat. The cores taken in the contouritic drift as IG-KSF-05 are poor in glaucony grains; occasional beds are characterized by some greens grains whereas in the main part of the core, glaucony is lacking. This core has richness in pyrite whereas cores rich in glaucony grains are poor in pyrite. The quantification was carried out on two cores IG-KSF-11 (appendix 2) and IG-KSF-15 (appendix 3) both collected in the Demerara contouritic moat (Fig.5). The core IG-KSF-15 has the particularity to have been collected in a depression displaying transparent echo-facies.

a. *Core IG-KSF-11*

The vertical distribution of glauconitic grains for IG-KSF-11 (Fig.13), can be described in function of the isotopic stage intervals defined in the previous paragraph (E.II.2).

The Holocene has moderate glaucony content 0.04 to 0.09 % of the bulk sediment. In the sediment of the ice age (10-43 cm-MIS2, 80-150 cm-MIS4 and 267- 371-cm MIS6), the glaucony content is moderate to high, mainly in the MIS 6 sediments until 1.17 % in bulk sediment and around 25 % of the sandy fraction. The glaucony concentration decreases upward: from 0.06 to 0.14 %, from 0.07 to 0.03 % and from 1.17 to0.02 % in the bulk sediment at the end of these periods.

The interglacial periods (43-80cm-MIS 3 and 150-267 cm-MIS5) are characterized by low glaucony concentration and sometimes by absence of glaucony, in the interval corresponding to the MIS 5.

The horizons with high and very high glaucony concentration are found within sediment intervals from 400 to 601 cm, that remain of uncertain age (previous paragraph).

Between 400-500 cm, two high value peaks (430-440 cm and 480-490 cm) reach high glauconitic grain content: 11 % and 13 % in the bulk sediment and 94 % and 91 % in sandy fraction. The isotopic correlation is not well established, and these peaks could be related to the MIS 7 and/or 8. Between 500-601 cm, the sediments are rich in glaucony (0.08 % in average for the bulk sediment), but the isotopic signal and the palaeomagnetism indicate that this bed was subject to a strong re-working (Fig.11, 13). Thus, there is no age correlation for this section.

b. *IG-KSF-15*

In this core collected within a depression, the sediment is strongly reworked. No chronostratigraphic framework could be established on this core (Fig.14).

The top of the core is characterized by fine sediments with low glauconitic grain content. The section (120-170 cm) is formed by carbonated indurated sediment (80 % of $CaCO_3$). The sediment is dated at 29 Ma, Oligocene, by the Sr isotopic analysis. If some glaucony grains are present between 170-160 cm, the glauconitic concentration remains poor. The majority of the core (below 170 cm) is composed by an alternation of silty-clays and silty-sandy beds, all rich in glaucony grains within the sandy fraction (between 30 and 86 %).

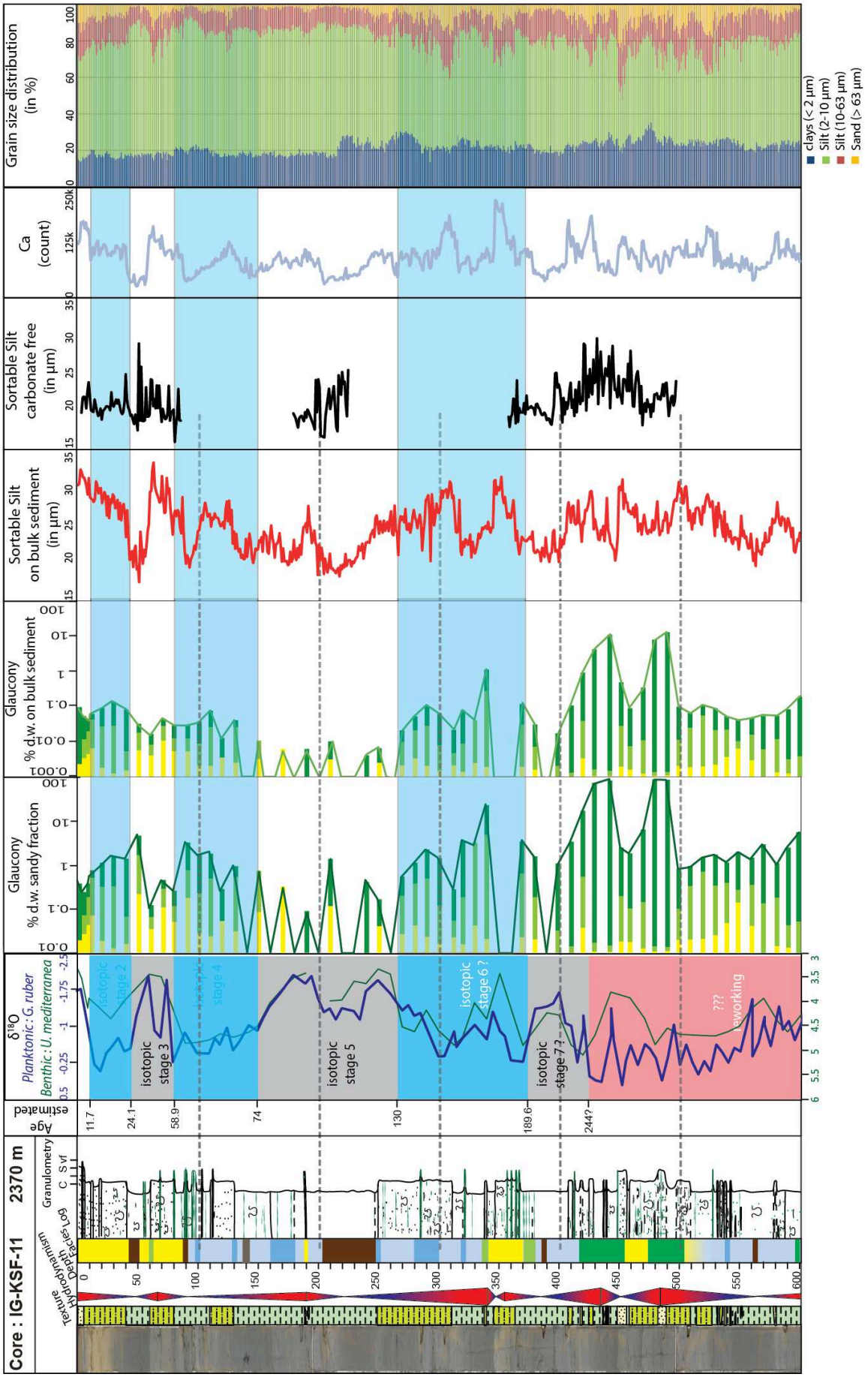


Figure 13 : Sedimentary log of IG-KSF-11 with the glaucony content and the grain size analysis.

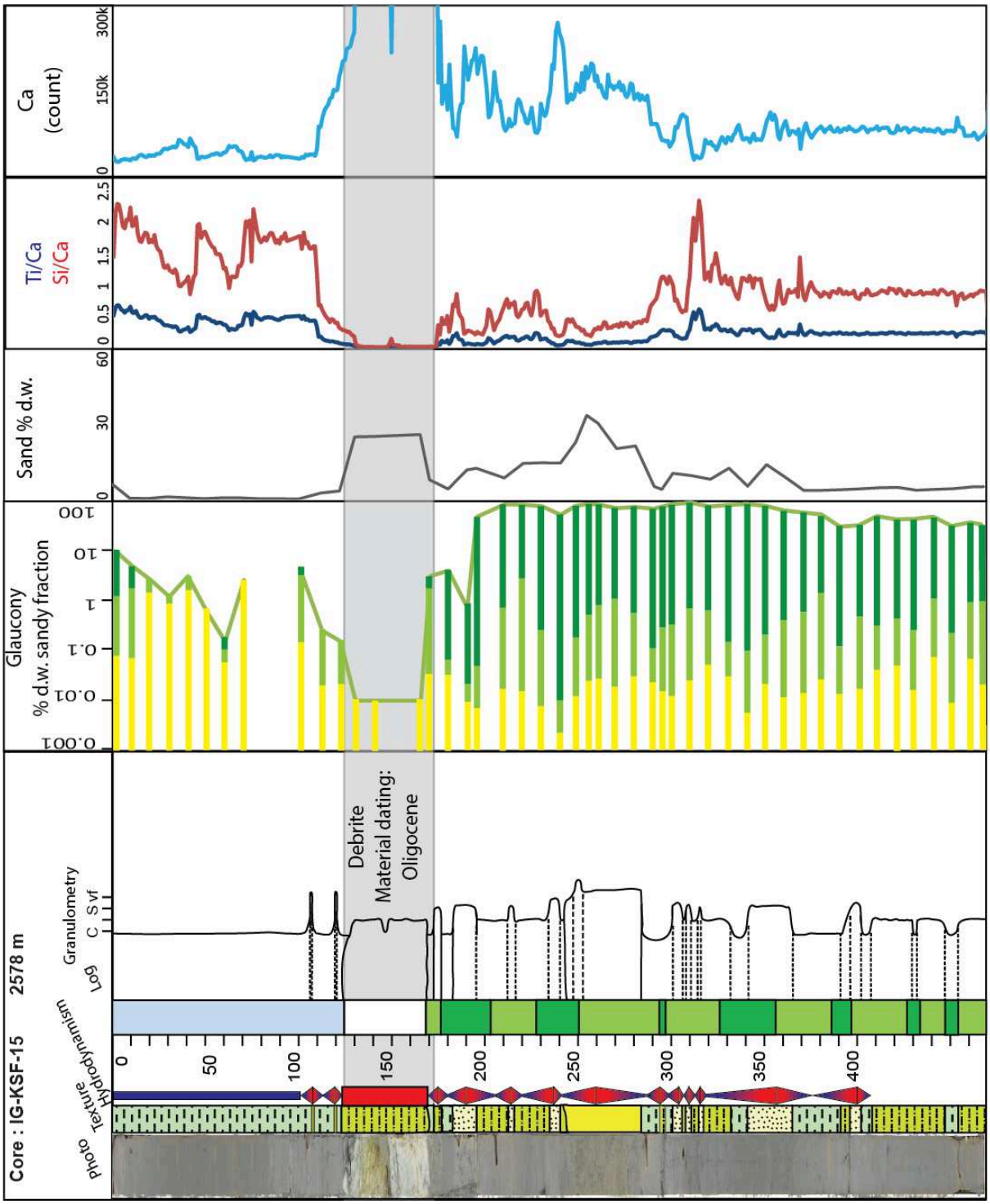
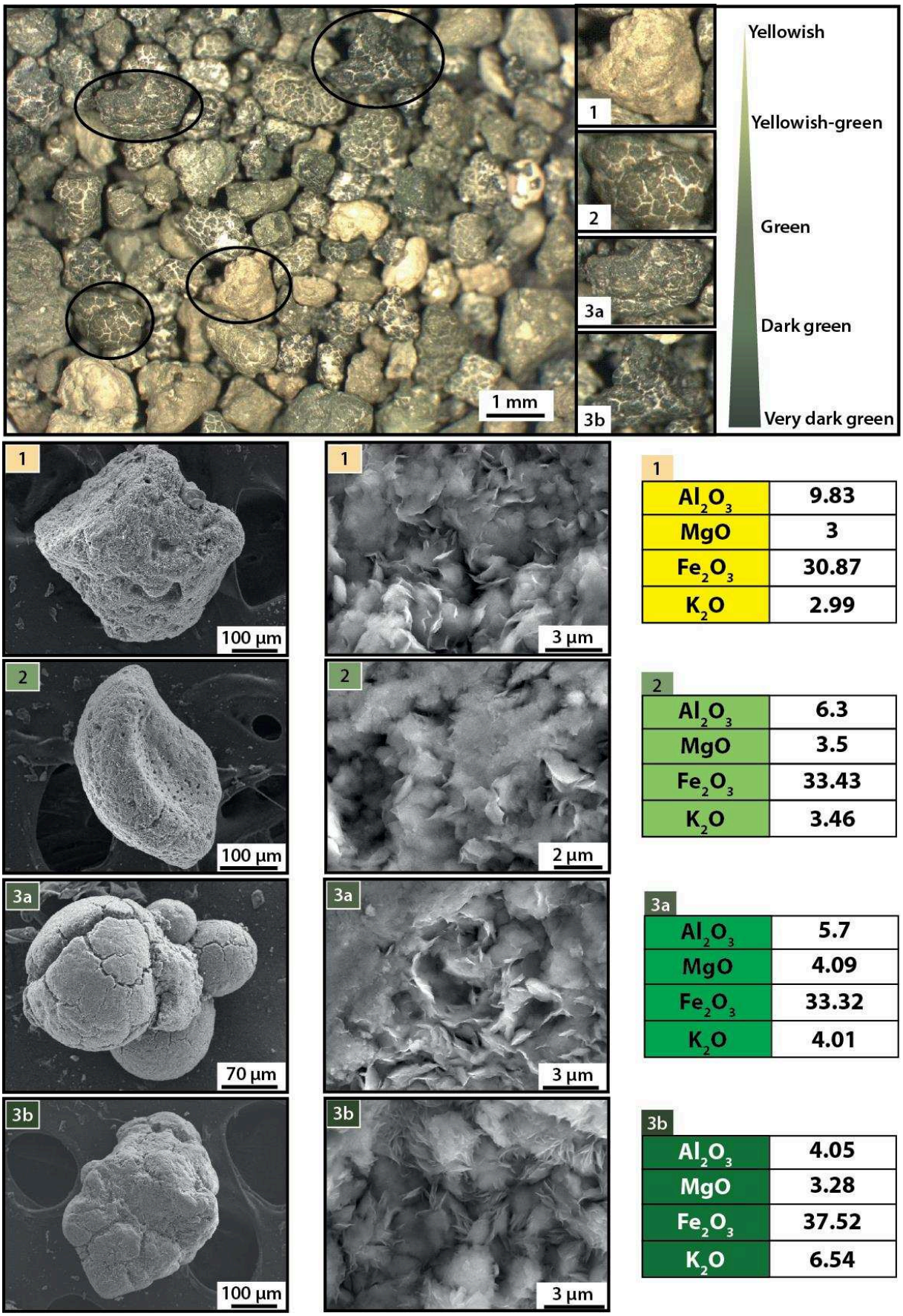


Figure 14 : Sedimentary log of IG-KSF-15 with the glaucony content, the percentage of sand (d.w. by sieving) and XRF data (ratio Ti/Ca, Si/Ca, and Ca content)



1	
Al_2O_3	9.83
MgO	3
Fe_2O_3	30.87
K_2O	2.99

2	
Al_2O_3	6.3
MgO	3.5
Fe_2O_3	33.43
K_2O	3.46

3a	
Al_2O_3	5.7
MgO	4.09
Fe_2O_3	33.32
K_2O	4.01

3b	
Al_2O_3	4.05
MgO	3.28
Fe_2O_3	37.52
K_2O	6.54

Figure 15 : Illustration of the glauconitic grains and its classification in function of the colour and crack contents. One characteristic green grain are illustrated in SEM with focus on micro-structures and the chemical compostion of this grain.

2. Glauconitic grain description

The glauconitic grains are sandy grains with a colour varying from yellowish-green until to very dark green (Fig.9, 10, 15). As shown in thin sections and on SEM pictures (Fig.9, 10, 15), these grains can be present inside foraminifer's tests, or they can mould the shape of the foraminifera. It is possible to find glauconitic intra-clasts reworked from the bottom in some beds.

Generally, with the increasing colour darkness, the development of cracks at the surface of the grain is growing (Fig.15). The cracks at the surfaces of grains are induced by the mineral transformation: the smectite with a density of 2.35 is transformed, by incorporation of K and Fe in the interlayer space, in glauconite with a density of 2.67; this density change causes the formation of cracks (Lamboy, 1976; Odin, 1980; Odin and Matter, 1981; Amorosi, 1995).

The SEM observations at high magnification allow identifying micro-structures of glauconite in the green grains. With the growing darkness of green colour, the glauconite neo-formed micro-sheets are more distinct and can form a "rose" structure (Fig.15). These neo-formed sheets fill gradually the intra-grain porosity (McRae, 1972) which can promote also the formation of cracks at the surface of the glauconitic grains.

So, some visual indicators (the colour, the cracks, the micro-sheets and the porosity inside grains) grow in association with the glauconitic concentration (Fig.15). It allows determining the maturity of glaucony grains: a mature grain (dark green), cracked, rich in glauconite sheet needs a long time at the interface water/sediment to reach this mineralogical maturity.

3. Elementary analysis on glauconitic grains

Some grains characteristic of the different maturity degrees (based on visual description) have been selected to be analysed by the microprobe during the SEM session.

The main results concerns 4 elements (expressed in the oxide form): Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3 and K_2O. With a growing maturity degree, the content of Al_2O_3 decreases whereas the content of MgO, Fe_2O_3 and K_2O increase respectively (Table 7, Fig.15, and appendix 5-6). The Fe increases faster than K. It illustrates the fact that iron is assimilated and oxidized rapidly during the glauconitization whereas the K assimilation is a slower process.

These chemical variations of green grains are consistent with the mineralogical evolution (Table 8). The Mg, Fe and K incorporations, in the TOT mineral structure is the way to transform smectite in nontronite (Fe-smectite) and then in glauconite (Table 8). It expressed the chemical evidence of the maturity process of glauconitic grains (Odin, 1988; Chamley, 1989; Rothwell, 1989; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008; Baioumy and Boulis, 2012; Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015).

	Al_2O_3	MgO	Fe_2O_3	K_2O
1	8.82	2.89	26.99	2.90
2	7.43	3.59	30.25	3.19
3a	5.62	3.28	33.98	4.35
3b	5.84	3.13	34.18	5.39

Table 7 : Average percentage of chemical composition (expressed in oxide) in function of the green grain colour.

Minéral	Groupe	Formule chimique
Montmorillonite	Smectite	$(Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2$**•n($H_2O$)**
⇩	Incorporation de **Fe^{3+}** ⇩	
Nontronite	Smectite	$Na_{0.3}$**Fe^{3+}_2**$(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$•n(H_2O)
⇩	Incorporation de **K^+** & Déshydratation ~~**n(H2O)**~~ ⇩	
Glauconite	Illite	(**K**,Na)(**Fe^{3+}**,Al,Mg)$_2$(Si,Al)$_4O_{10}(OH)_2$

Table 8 : Mineralogical growing from montmorillonite (smectite) until glauconite (illite)

4. Evaluation of glauconitic grain maturity in cores

Now that the meaning of maturity degree of glaucony grains is defined, the glaucony grains can be classified in three classes: yellowish-green, green and dark green (Fig.15), these classes are quantified along the cores (Fig.13,14).

In the core IG-KSF-11 (Fig.13), the glauconitic grains in function of their maturity degree are distributed in association with the total glaucony content describe previously. Then, in the Holocene sediment, more than 50 % of grains are green or dark green, with up to 80 % of dark green near the top of the core. It shows a medium maturity for this interval except for the top of the core where the glauconitic grains maturity is high.

The sediment corresponding to the glacial periods (MIS 2-4 and 6) with moderate glaucony content show a maturity medium to high with a minor component of yellowish-greenish grains (up to 15 % between 267-371 cm), 40 % of dark green and 50 % of green grains.

During interglacial periods (MIS 3 and 5), the maturity is low or, in some samples, the quantity of glaucony is too low to allow maturity degree estimation (Fig.13).

Finally, the bottom of the core, rich in glaucony, exhibits a high maturity with only 3 % of yellowish-greenish grains between 400-500 cm and with 17 % of yellowish-greenish, 42 % of green and 41 % of dark green grains for 500-601 cm. The two peaks very rich in glauconitic grains show a very high maturity of glaucony grains with 95-96 % of dark green grains (Fig.13).

In the core IG-KSF-15, the glaucony content and their maturity degree display that the interval with high glauconitic content (170-470 cm) has high maturity with 47 % of dark green and 26 % of green grains (Fig.14). On the opposite, the top of the core and the carbonate sediment with low glaucony content show low maturity with 50 % of yellowish-greenish grains.

To resume, the beds richest in glaucony grains are also the beds with a higher content in mature grains.

IV. Grain size and sortable silt distribution

The core IG-KSF-11 (Fig.3 and Table 9) is composed, on the average and for the bulk sediment, by 23.5 % of clays, 70.4 % of silt (14.8 % of sortable silt $\overline{SS}$ and 65.6 % of silt between 2 and 10 µm) and 6 % of sand. The sediment is muddy with 89% of grains finer than 10 µm. A part of the fine silts (2-10 µm) can be composed by aggregates, which have resisted to the deflocculation. They are formed by clays minerals and/or organic matter hence the clays content could be underestimated.

The contents in sortable silts and sands evolve in parallel with the Ca curve highlighting the strong proportion of bioclasts in the coarse fraction. The 40-50 cm, 90-100 cm and 150-245 cm intervals are the poorest in $\overline{SS}$ and in sands and correspond to the lowest Ca signal. On the last core sections, between 400 and 600 cm, which are rich in glaucony grains, the fine

silts (2-10 µm) show low proportion in comparison with the remain of the core even for the other beds rich in glaucony.

	Clays	Silts	Fine silts (2-10µm)	$\overline{SS}$	Sands
Average (in %)	23.53%	70.36%	65.55%	14.83%	6.11%
Max (in %)	35.35%	83.60%	92.81%	27.40%	26.17%
Min (in %)	13.88%	55.57%	29.56%	7.19%	0.31%

Table 9 : Granulometric distribution in the core IG-KSF-11

The $\overline{SS}$ increases since the end of the MIS 3 (Fig.13) until Holocene (from 60 cm to 0 cm) as the Ca content whereas the glaucony content has a decreasing tendency. During the MIS 4 (80-150 cm) and MIS 3 (43-80 cm), the $\overline{SS}$ and Ca show parallel oscillations without correlation with the glaucony content. During the MIS 5 (150-237 cm), glaucony content, $\overline{SS}$, Ca content, are low. During the MIS 6, the content in glaucony, Ca and $\overline{SS}$ are higher than MIS 5 but, if $\overline{SS}$ and Ca evolve in parallel, the glaucony content is anti-correlate. The end of MIS 7 (Fig.13), the glaucony content is rich whereas the Ca and $\overline{SS}$ are low. The 3 curves increase in parallel between 400 and 430 cm, below, glaucony content are again anti-correlated to the Ca content and the on $\overline{SS}$ bulk sediment. For the interval 400-500 cm, the free-carbonate $\overline{SS}$ are in correlation with the glaucony content.

For the bulk sediment, the curve of $\overline{SS}$ shows the same relative variations than the Ca curve. The biogenic fraction is strong in the coarser intervals, then the $\overline{SS}_{bulk}$ is affected by the primary production and it cannot be correlated directly with the winnowing effect (Fig.13).

V. Organic matter composition and origin

The organic matter (OM) recorded in sediments corresponds to the biochemical carbon cycle in oceanic environment. Even if the OM is a minor component with only few percent of the bulk sediment, it could be information about the environmental conditions. The quantification is performed by the quantitative analysis of 2 main elements: the organic carbon (C_{org}) and the total nitrogen (N_t). The ratio C/N might be used as qualitative indicator for the origin of the OM. Table 10 resumes the results obtained in the studies cores.

		IG-KSF-11	IG-KSF-05	IG-KSF-15
C_{org} (% d.w.)	range	0.14 - 0.61	0.22 - 0.64	0.06 – 0.72
	average	0.39 ± 0.11	0.44 ± 0.08	0.40 ± 0.18
N_t (% d.w.)	range	0.041 - 0.103	0.052 - 0.11	0.032 - 0.110
	average	0.069 ± 0.013	0.083 ± 0.010	0.000 ± 0.022
C/N atomic ratio	range	3.6 - 9	4.2 - 8.5	4.6 - 10.4
	average	6.5 ± 1.1	6.2 ± 0.9	6.9 ± 1.1
Carbonate (% d.w.)	range	4.5 - 38.2	0.6 - 45.5	3.32 – 85.26
	average	15.8 ± 7.3	15.8 ± 7	12.1 ± 8

Table 10 : Organic matter composition for the cores IG-KSF-05, IG-KSF-11 and IG-KSF-15

The C_{org} contents are low (~ 0.4 % d.w. in average and 0.72 % d.w. in maximum, Table 10). These values are coherent with the one measured in surface sediment and short cores from the same area (Tissot and Pelet (1981): C_{org} are between 0.5 and 1 % d.w.; whereas in the deeper in the abyssal plain of Demerara, C_{org} are measured between 0.2 and 0.7 % d.w. Nonetheless, the modern values can decrease with depth (Debyser et al., 1978; Chong et al.,

2016) with an exponential decreasing in the first 30 cm of sediments, indicating the remineralisation of the organic matter with the burial.

The IGUANES' cores display the same tendency in the first 30 cm and similar range of variation for the C_{org} (Fig. 12-13).

Southward, along the Argentine rise (at 5000 m of water depth) and in contouritic deposits, C_{org} values found are very lower (0.2-0.3 %) (Stevenson and Cheng, 1972; Müller and Suess, 1979) than those measured in the IGUANES' cores (Table 10). These cores cover time interval up to the MIS 7 and the highest values are observed to correlate with the glacial periods. To explain this tendency, we might advocate different processes:

- increasing of planktonic productivity;
- better MO preservation due to high accumulation rate;
- increased MO accumulation linked to higher terrigenous input.

N_t is also an indicator about the organic matter origin in sediments. The nitrogen is a component main component (30-70 % d.w.) of the phyto and zoo-plankton (Romankevitch, 1984). The mean contents of N_t, recorded in the cores IG-KSF-05, IG-KSF-11 and IG-KSF-15, are respectively 0.083± 0.010 % d.w., 0.069± 0.013 % d.w. and 0.070± 0.022 % d.w. To compare, organic matter with the N_t content was performed in the other side of the Atlantic along the Gabon and Guinean margin. In this site, the values of N_t are between 0.1 % and 0.3 % , in an area that is under the Congo river influence, with a strong continental supply (Bonifay and Giresse, 1992). Compared to the cores collected along Argentine rise (at 5000 m of water depth), where the N_t values are comprised between 0.045 % and 0.167 %, the data of IGUANES' cores may be comparable but with higher minimal and lower maximal values (Table 10). It could be indicate a period with higher productivity in sea surface or a better preservation of the organic matter generally associated with high sedimentation rate. Moreover, in the cores IG-KSF-11 and IG-KSF-15, a good correlation (R^2=0.68 and R^2=0.92 respectively) exists between the N_t and the C_{org} indicating an organic origin for the nitrogen. It is different in the core IG-KSF-05 with a bad correlation (R^2=0.45) which indicates a contribution of inorganic origin for nitrogen. The inorganic nitrogen is present in ammoniac (NH_4^+), nitrate (NO_3^-) and nitrite (NO_2^-). These molecules are associated to bacterial activity and with pyrite mineral which is present and sometimes rich in the core IG-KSF-05 between 180 and 694 cm. another point for the core IG-KSF-05 is the fact the N_t shows a tendency to decrease during the MIS 2 and 4; it could be caused by a stronger winnowing that might play a major role in the organic matter preservation.

C/N ratios for OM of marine origin generally range from 4 to 6 because of the high protein content of lower organisms such as phytoplankton and zooplankton. Moloney and Field (1991) proposed C/N = 6 for nano- and netphytoplankton, C/N = 4.5 for flagellates and micro- and mesozooplankton, and C/N = 4 for bacteria. A C/N > 10 in marine sediments is considered as representing degraded organic detritus. In NW Mediterranean surface sediments C/N ratios vary from 9 to 10, with an average of 9.4 (Buscail and Germain, 1997). In the cores of Gabon and Guinean margin, the C/N ratio is around 10-15 indicating the strong continental supply (Bonifay and Giresse, 1992). In the IGUANES' cores (Table 10), the C/N ratios are, in average, 6.2±0.9 for IG-KSF-05, 6.5±1.1 for IG-KSF-11 (Fig.12-13) and 6.9±1.1 for IG-KSF-15. Rarely, the values reach 8-9 indicating an evolved organic matter. The average value of C/N ~6 indicate a flagellate and/or zooplanktonic origin, it is consistent with the carbonate rate and the observation of facies rich in foraminifera. Some low values of C/N around 4-5 can be caused by a microbial activity during the burial and the diagenesis. Generally, the C/N ratios show an increasing in the core with the burial caused by a nitrogen more sensitive at the diagenetic processes, but once again, this type of evolution are not present in the IGUANES' cores (Fig.12-13). One hypothesis to explain this particularity, is

the fact that the nitrogenous organic matter (like proteins, amino acids…) could be adsorbed in the clay minerals matrix (Henrichs and Sugai, 1993; Wang and Lee, 1993; Ding and Henrichs, 2002).

To summarise, in the IGUANES' cores, the organic matter have a planktonic origin, which is consistent with the sedimentary observation (absence of quartz, low terrigenous supply). The organic matter preservation is different in two cores: the core IG-KSF-11 collected in the moat presents a preservation of organic matter independent of the climatic period (glacial-interglacial age) whereas the core IG-KSF-05 collected in the drift shows a better degradation during glacial period. Finally, in the drift, the core shows a better preservation of the organic matter than the core in the moat.

G. Discussion

I. Chronostratigraphy and dating issues

The establishment of a reliable chronostratigraphic framework in the studied core has been a real challenge because of dating problems. In particular, ^{14}C dating reversals constitute a major problem in this study, still unsolved. Measurements carried out in three cores (Table 6) present age inversions, confirmed by double measurements. Based on the measurements performed, "rejuvenation" on IG-KSF-11 from 452 cm to the bottom of the core is observed (Fig.11 and table 6). A possible explanation could be the contamination of dated material by fluid flows via the pockmarks as proposed in Loncke et al. (2009), in Pattier et al. (2013) and (2015). Considering the general context, fluid flows could have been expelled in these areas (sedimentary high and fossil pockmark), possibly generating a radiocarbon dilution derived by an uptake of ^{14}C-free carbon from non-atmospheric CO_2 (Aharon et al., 1997). However, the geochemical analysis of cores did not demonstrate any evidence of active fluid flow on site (Loncke et al., 2016)

Another hypothesis could be reworking by bottom currents that might remobilize sediment. Nonetheless, increased bottom water winnowing and possibly supply sediment and debris from older sediments that could cause ^{14}C age eldering but it does not explain the rejuvenation. This scenario is described in the southernmost Atlantic Ocean (Scotia Sea) by Howe and Pudsey (1999). Similar conditions can be imagined in the Demerara Plateau but not have enough elements are available at the moment to apply the same model. Moreover, the palaeomagnetism data show that the sediment is relatively in place in the core IG-KSF-05 and IG-KSF-11 (expected the top of IG-KSF-05 and basis of IG-KSF-11).

Thus, the ^{14}C dates are here considered with great caution.

This issue demonstrates the limit of using carbonates for radiocarbon dating in highly dynamic settings or in environments possibly affected by fluids circulation, which might control the geochemical features of biogenic carbonates. This topic remains "open" in this work.

However, in order to establish a reliable chronostratigraphic framework, several proxies have been correlated in this work and integrated to the ^{14}C measurements as much as possible. The resulting stratigraphy is considered satisfactory, but not unquestionable in term of chronology and correlation with main climate events. It allowed, nonetheless, a discussion about the relation between the variability of bottom current strength, climate, formation of authigenic minerals and possible erosional processes.

II. Glaucony implication

The formation of glaucony (grains) and glauconite (minerals) is well described and understood in shallow environment (between 50-1000 m of water depth) and it is promoted by low sediment accumulation (Murray and Renard, 1891; McRae, 1972; Odin and Matter, 1981;

Odin and Fullagar, 1988; Chafetz and Reid, 2000; Harris and Whiting, 2000). The glauconitization process in deep environment is not well understood (Murray and Renard, 1891; McRae, 1972) and arouses discussions. In this study, the formation of glaucony could be explained following three main factors: either the glauconitization in relation with a (1) low sediment accumulation rates and/or (2) a low sediment supply, and (3) the winnowing effect. The latter is independent of the sediment accumulation rate, but the diagenetic transformation is supposed to place during burial.

1. Glauconitization and sediment accumulation rates

The formation of glaucony grains needs a long time at the water/sediment interface and a low sedimentation rate to promote the incorporation of K and Fe (McRae, 1972; Odin, 1988; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). The glauconitization takes place preferentially in the mud inside foraminifers' tests and in faecal pellets. The limiting factor for the glauconitization is the availability in Fe (coming from the minerals alteration and fluid circulation in sedimentary column) and K (coming from sea water and minerals alteration too). In the anoxic mud, the iron is under the Fe^{2+} form. The micro-environment in the foraminifera is more oxidant than the mud caused by the rapid oxidation of the organic matter which causes a redox front between the grain and the surrounding mud. So, Fe^{2+} goes inside foraminifera test rapidly (Fig.16) where it is largely oxidized in Fe^{3+} and incorporated in clay mineral structures; smectites become Fe-smectites (nontronites). This process does not need a long time at the interface water/sediment. At the difference with Fe, K migrates slowly in the micro-environment inside foraminifera test and it is slowly incorporate in the clays minerals to forms the interstratified Gl-N (Glauconite-nontronite) and then glauconite. Moreover, K is mainly coming from the sea water (Fig.16), then the K incorporation and glauconitization needs a long exposure time at the sea water/sediment interface. If these two elements are present and available, the transformation of clays minerals into nontronite, interstratified glauconite-nontronite and into glauconite is possible (Fig.16). The formation of mature green grains with 5-6.5 % of K_2O is possible for 10-20 kyr. The complete glauconitization (with more than 8 % of K_2O) process need a long time until 2 My (Odin and Fullagar, 1988; Odin, 1988), belonging to late diagenetic process.

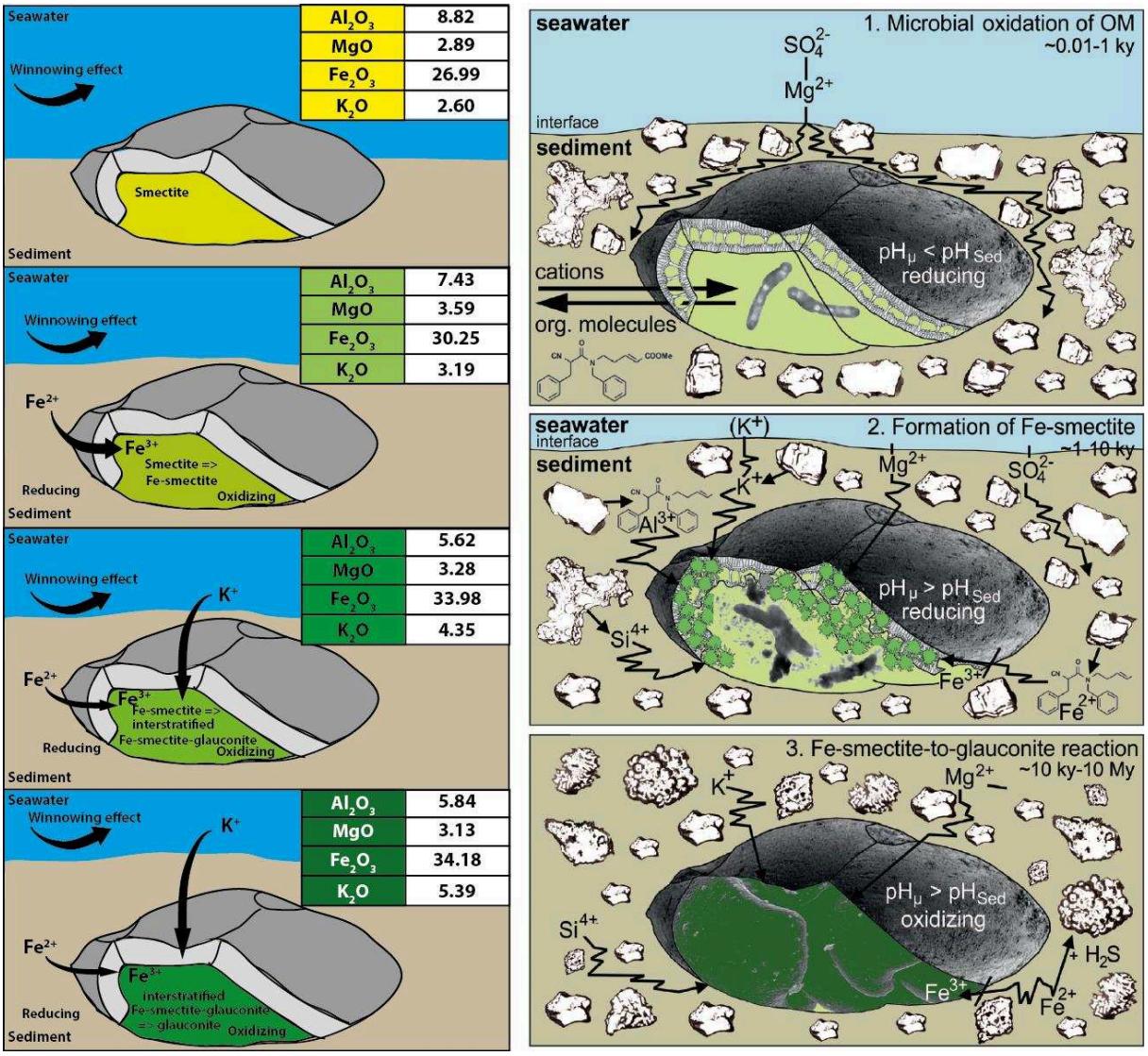


Figure 16 : Schema of the glauconitization process, on the left glauconitisation is induced by the winnowing effect and low sediment accumulation rate ; on the right, glauconitization is promoted by diagenesis and microbial activity during burial (Baldermann et al., 2013)

a. *Glauconitization and sediment supplies on the Demerara Plateau*

In shallow environment, the green grains formation is caused by a low sediment accumulation rates (Murray and Renard, 1891; McRae, 1972; Giresse and Odin, 1973; Odin and Matter, 1981; Odin and Fullagar, 1988; Chafetz and Reid, 2000; Harris and Whiting, 2000). Then, in deep-sea environment, the glaucony formation could be associated to the low sedimentation rate. The first factor, which can control the sediment accumulation rate, is the sediment supply. The supply of terrigenous sediment is mainly continental and linked to the river discharge. In the inter-tropical area, the climate and mainly precipitation are controlled by the ITCZ (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999; Chiang and Bitz, 2005; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013; Menviel et al., 2014).

During the glacial MIS 2 and MIS 4, the Guiana basin was characterized by a cooler and drier climate (van der Hammen and Absy, 1994; Nace et al., 2014; Rama-Corredor et al., 2015) than interglacial. During these ice ages, the NE trade winds are dominant and induce a southward migration of the ITCZ (Arz et al., 1999; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013; Santos et al., 2014). The precipitation decreases and then the sedimentary supplies

by rivers decrease too in the Guiana basin inducing low sedimentation rate (Arz et al., 1999; López-Otálvaro et al., 2009; Kageyama et al., 2013). During the interglacial period (MIS1 and 3), the trade winds were oriented SE-NW pushing northward the ITCZ until N 10° (Arz et al., 1998; Arz et al., 1999; López-Otálvaro et al., 2009). Moisture and higher precipitation provoke continental erosion and the rivers like Maroni or Orinoco increase their continental sedimentary supplies (and then the sedimentation rate too).

In the cores of Demerara, the organic matter analysis with the low C/N ratio indicates a low continental supply. The XRF data (as Si content and ratios as Ti/Ca, Si/Al, Ti/Al, Fe/K) does show low terrigenous supply even during interglacial periods. The indicator of the drier climate and lower river discharge during ice periods could be the NRM intensity in the core IG-KSF-11 (Fig.11). The NRM intensity seems to evolve in parallel with the glacial interglacial period in this core. In Korff et al. (2016), the low NRM intensity can be caused by chemical alteration of magnetites induced by the organic matter content. In this case, the low NRM intensity is associated with high organic matter with high C_{org}. In the Demerara's core, the NRM intensity is not associated with high C_{org} as this component indicates permanent low content. Hence, the low NRM intensity could be caused by low terrigenous and continental supply during glacial age.

Moreover, the Demerara Plateau is far away of the terrigenous source. The low sediment accumulation, induced by the low rivers supply during glacial periods, is not clearly identifiable as a main factor. It could be a secondary factor which promotes the glaucony formation on the Demerara Plateau.

b. *Glauconitization and winnowing effect on the Demerara Plateau*

The glauconitization in shallow environment needs a low sediment accumulation rates and it could be explained by sediment supply. Another factor can impact the sediment accumulation rates: the bottom currents generating a winnowing effect, sweeping away fine grained particles inducing a low sediment accumulation. So glauconitization could be promoted by low sedimentation rates induced by a strong winnowing effect (Giresse, 2008).

In the Demerara deposits, the glaucony facies F2 and micro-facies µF1 (Table 2 & 4) have a sandy texture rich in foraminifera and glaucony grains infilling the foraminifera tests, and have the shape of foraminifera (Fig.10). Another category of glaucony are intra-clasts derived from the reworked indurated bottom (Fig.10). In these facies, the fracturing of both grains foraminifera and glaucony is high and suggest a high hydro-dynamism. For the micro-facies richer in intraclasts, it needs a very high hydro-dynamism to pull these clasts from a lithified surface. The high glaucony content is associated with a high maturity degree of the glaucony grains (showed by the colour, the chemical composition, the microstructure of glauconite). Moreover, for the free-carbonate sampling, the $\overline{SS}$ is higher in the beds with enrichment in glaucony grains and in mature glaucony grains. The relative variation of the mean size of $\overline{SS}$ is known in literature to be the indicator of the current velocity variation (McCave et al., 1995; McCave and Hall, 2006). The richness in glaucony grain, their maturity degree associated with other winnowing indicator (poor content of organic matter, fracturing of grains, grain size distribution) are consistent with a low sedimentation rate caused by the hydrodynamism of the bottom current which promotes the glauconitization.

The transition to the facies F2 is marked by coarsening upward grain size as expected in the contourite sequence defined by (Gonthier et al., 1984) and (Faugères et al., 1984) and it is associated to the glaucony grains enrichment (as expected after (Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008)). These observations suggest variation in the winnowing effect and hydro-dynamism during accumulation. More the winnowing effect is

strong and lasts in time, more the sediment is enriched in mature glaucony grains (Fig.15) and more the mineral formation is accomplished. An enrichment in K and Fe (Fig.15, appendix 5, 6), enrichment in micro-structure of glauconite, decreasing of intra-grain porosity, colour change are the indicator of the maturity of glaucony grains. This maturity and glaucony content are the witness of the winnowing effect generate by the current velocity variation.

The core IG-KSF-11 and IG-KSF-15 were collected in the moat where the current velocity is the higher compared to the drift. The core IG-KSF-15 has the particularity to be collected inside a depression in comet tail. The chirp profile shows a transparent (acoustically muted) indicating a reworking sedimentation (appendix 3). The depression elongated parallel to the flow direction induces a disturbance on the flow, promoting a hydraulic jump and a turbulent flow in a channel with high current velocity. The turbulence, generated in the moat by the depression, favours the formation of glaucony and the richness in glaucony grains. The data of this core supports the hypothesis of the glaucony formation as a consequence of the winnowing effect generated by the current.

Various observations are consistent to support the hypothesis that glaucony-rich deposits can be confidently related to changing hydrodynamic conditions and then the glaucony grains can be an indicator for the contourites deposit on the seafloor (Giresse, 2008). Glaucony content and maturation can thus be used as a diagnostic tool for identifying the contourite deposits and evaluating the variability of the bottom current intensity. This approach could have a high potential for a better understanding the mechanisms at the origin of contourite sediments both in modern and ancient sediment formations. For example, a study in the "Vocontien" basin (SE of France) describes in Cretaceous sediments with some sedimentary structures (dunes, megaripples) induced by a unidirectional current and then, the presence of a contourite (Parize et al., 1998; Viana, 1998; Parize et al., 2005). These sediments are rich in glaucony (Parize et al., 1998; Viana, 1998; Pasquini et al., 2004; Parize et al., 2005). These glaucony could be generated by the contourite processes as on the Demerara Plateau.

The relation between glauconitisation and current velocity is also illustrating along the Ghana Ivory Coast ridge (Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001) in Equatorial area. In the Vocontien Basin during the Cretaceous, climate was tropical. These warm and wet conditions are favourable to supply clay minerals and oxides rich in Fe (kaolinite, goethite). Iron is required to the first stage of glauconitisation. The other elements K is coming from the sea water if the sediment stays at the interface water/sediment. The glauconitisation is promoted in tropical/equatorial area. In other region, other sources of iron could be possible as magmatic mineral.

Further additional studies are in progress for better constraining this approach, it is possible to here as qualitative criteria for the identification of contourites and the contourite sequence defined by Faugères et al. (1984) and Gonthier et al. (1984), thanks to the facies (form the mean grain size, sedimentary structures) depending on hydrodynamic regime, can be completed by adding the glaucony trend as shown in figure 17.

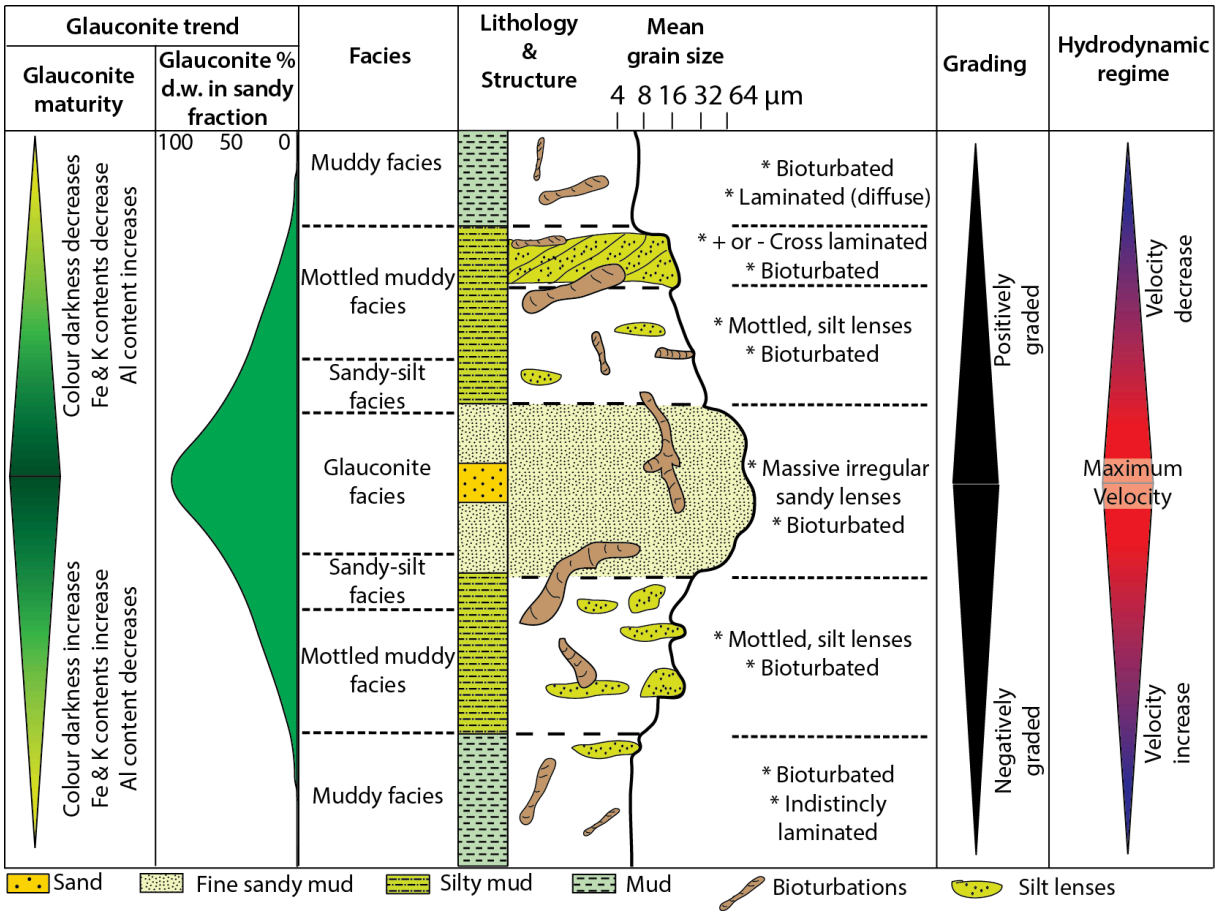


Figure 17 : The contouritic sequence modified after Faugères et al. (1984) and Gonthier et al. (1984) by adding of the glaucony as winnowing indicator.

2. Glauconitization and diagenesis

Previous studies on glauconite (Odin, 1988; Harris and Whiting, 2000; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Velde, 2003; Giresse, 2008) show the role of the low sedimentation rate in deep-sea environment. Giresse (2008) established the link between the winnowing effect and the contour bottom current activity on the glauconitization. For the same study area, Baldermann et al. (2013) and (2015) show a control of bacterial-activity (Fig.16), burial depth and the chemistry of the interstitial solutions on the glauconitization for late marine diagenesis process.

During the first stage of diagenesis (0.1-1 ky), the organic matter is oxidized by microbial activity which produces a microfilm. Inside this microfilm the acidity is strong promoting the chemical alteration of terrigenous minerals and clays minerals. This process releases ions and elements as SiO_2, CaO, NaO, P_2O_5, Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3 and K_2O (Baldermann et al., 2013) which favours the formation of Fe-smectite (nontronite), interstratified glauconite/Fe-smectite and glauconite (Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015). The microbial activity promotes the pyrite formation in same time which uses Fe^{2+}. The formation of pyrite becomes a limiting factor for the glauconitization (Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015). The presence of ions from chemical alteration in pore water makes possible the complete glauconitization (K_2O content of > 8 %) during burial (Gaudin et al., 2005; Baldermann et al., 2013; Baldermann et al., 2015). The total glauconitization process can take a long time, up to 10 My (Gaudin et al., 2005) and happens during late marine diagenesis process.

Compared to the Ivory Coast Ghana Marginal Ridge, the glauconite grains collected in the DP sedimentary cores do not occurred only within foraminifera test infilling but also in sedimentary aggregates showing a strong winnowing. Furthermore, glauconite grains are

associated with other indicators of the winnowing effect: winnowed organic matter, fracturing and grain size variations with the $\overline{SS}$ (McCave et al., 1995; McCave and Hall, 2006). They are marker of changes in hydrodynamic conditions namely current velocity variations. Nevertheless, in Baldermann et al. (2013) and (2015), the process describes is more in relation with diagenesis to obtain a complete glauconitisation during late marine diagenesis process whereas glauconitisation describes in this study and in Giresse (2008) is uncomplete and take place during early marine diagenesis process.

III. Comparison of the sedimentation processes between the drift and the moat

As shown by the isopach map (Fig.5B), different contouritic domains and processes can be identified on the Demerara Plateau: the moat along the headscarp slope failure, the drift between ~2400-3400 m on and a possible second moat below the drift. The different sedimentation regimes can be observed both in geophysical data and sediment features in the studied cores. The cores IG-KSF-11 and IG-KSF-15 are collected in the moat whereas the core IG-KSF-05 is located in the contouritic drift (Fig.5B).

1) IG-KSF-11: In the moat, the sediments analysed in detail at different levels show the evidence of strong winnowing effect through the concentration of glaucony, $\overline{SS}$ trends, fracturing of grains (observed in microfacies), winnowing of organic matter and an estimated low sedimentation rate (with 2.4 cm/kyr);
2) the core IG-KSF-05 is characterized by an overall fine sedimentation (low sandy-silty beds and richer in facies 4 and 5 (foraminifera bearing muddy facies and muddy facies), pyrite, low glaucony content, an organic matter better preserved, and higher sedimentation rate of 8.8 cm/kyr.

Currently, these domains correspond to the different sub-division of the NADW: the moat along the headscarp slope failure is under the Upper NADW, the drift under the Middle NADW and the second moat under the Lower NADW. However, the bottom velocity, measured on the Demerara Plateau in the drift near the site of core IG-KSF-05 during one year is in the order of 9.5 cm/s (Tallobre et al., 2016), higher than the value found in the literature, which is about 6.2 m/s (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002). Moreover based on sedimentary data, the Upper NADW located in the moat should present velocity values above the Middle NADW, it is in contradiction with the literature (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002). To explain this difference, the hypothesis put forward in this work consists in the impact of the Demerara Plateau, with the promontory shape, and the headscarp slope failure which confines the flow and increases the flow velocity. This configuration with a bathymetric relief (Fig.1) constrains the current along the dip and on the Demerara Plateau and increases the flow velocity (Heezen and Johnson, 1963; Hernández-Molina et al., 2008b; Knutz, 2008; Viana, 2008; Vandorpe et al., 2014).

IV. Winnowing effect and current velocity evolution

It is well known that AMOC, the portion of the large thermohaline convective circulation, changed through time, depending (and impacting on its turn) the global climate. Concerning the AMOC behaviour in the South Atlantic at the transition between glacial and interglacial stages, numerous studies are found in literature, describing the impact of changing current speed according the climate state in Western or Eastern Atlantic, both in North or South hemisphere.

The reconstruction of the past (about 25 kyr) circulation modes based on the mass water provenance tracer proxies (Nd isotopes and $^{231}Pa/^{230}Th$ ratios) on a North-South Atlantic transect given by Lippold et al. (2016), suggests a decrease in the AMOC strength during LGM and Heinrich event 1 for the southern component (AAIW, AABW, the Brazilian current and the Benguela current) whereas the ventilation for northern component of AMOC (NADW) is stronger. This study appears to be coherent with a previous research based on a different proxy, derived by the geochemical tracers of deep water properties ($\delta^{13}C$ composition in benthic foraminifer and Cd/Ca ratio) a from cores collected in the Brazilian margin, and illustrated in Curry and Oppo (2005). The inferred water mass properties suggest the presence of a strong gradient of ocean vertical mixing that might imply that ocean circulation stays vigorous during glacial period South Atlantic along Brazil margin

On the opposite, Bell et al. (2015) put in evidence that , on a long time scale, the AMOC underwent significant changes from Pliocene to Pleistocene. In particular, after the Mid-Pleistocene Transition (Raymo et al., 1997), at about 0.9 Ma, the AMOC behaviour changes deeply when passing from glacial to interglacial stages. Glacial conditions are characterised by the decrease of NADW in the different areas of the Atlantic Ocean. At the global scale, it seems that the independent proxy signals are consistent with the scenario of a northward invasion of South Atlantic component during the LGM resulting from weakened influence of the NADW at abyssal depths in the Atlantic basin (Wei et al., 2016). Wei et al. (2016) and Sarnthein et al. (1994) highlight that the depth gradient and latitudinal constitute important parameters controlling the circulation and resulting in a continuous export of deep water with a shallower overturning during glacial periods in the northern hemisphere and stronger convection in the South generated by the increased northward flow of the southern water masses. In the western part of Atlantic but along the North America margin, a decreasing of NADW flow is recorded down to 2000 m of water depth and an increasing below 3000 m of water depth for ice age and during the stadial events (Lambelet et al., 2016).

Indeed, recent modelling (Böhm et al., 2015) put in evidence other implications in the functioning of the NADW during cold periods. The water depth of the NADW might change becoming shallower during glacial event (North Atlantic Intermediate Water, NAIW) according to the ice expansion and the amount of fresh-water input in the North Atlantic area. It could generate temporary weakening of the NADW formation, with no dramatic consequences (collapse of the AMOC and penetration of the southern sourced water masses to the North Atlantic). Only during Heinrich Events occurring during glacial maxima and coinciding with massive expansion of marine and land ice might turn off completely the NADW formation.

The results obtained on core studied on the Demerara Plateau (IG-KSF-11 and IG-KSF-05) can contribute understanding the factor that might impact of the oceanic circulation strength on the sedimentation in the equatorial western Atlantic. It is necessary to remind that the chronostratigraphic framework obtained on the studied cores is not completely defined, it incorporates significant uncertainties in the chronological assignation of subsequent sediment intervals to the isotope stages. However, thanks to the $\delta^{18}O$ measurements on both planktonic and benthic foraminifera and also paleomagnetic records, it is possible to propose the designation of the glacial vs interglacial intervals, which allow discussing the functioning of the bottom current depending on the global climate conditions or local conditions.

In the intervals identified as glacial periods (MIS2, 4 and 6 of Figure 7, 8, 13), on the basis of the isotope values measured in foraminifera, the sediments show the following characteristics:

(1) sandy facies,

(2) high fracturing degree of shells debris and glauconitic grains,

(3) relative high glaucony content in the moat,

(4) high maturity of glauconitic grains in the moat,

(5) largely winnowed organic matter in the drift.

Within the intervals corresponding to the full interglacials, it is possible to observe:

-during MIS1: moderate glaucony content and high values of $\overline{SS}$ on bulk sediment;

-during the MIS5: very low glaucony content, variable values of $\overline{SS}$ on bulk sediment, high sedimentation rate.

On the overall, the $\overline{SS}$ on bulk sediment illustrate variation in antiphase to the glaucony content but correlates to the Ca concentration and the $\overline{SS}$ bulk as shown in Figure 13. In thin section, the micro-facies µF4 Foraminifera "wackestone/ packstone" with low and sometimes lacking of glaucony associated to the high value of $\overline{SS}$ on bulk sediment are induced by the richness in bioclasts. These sandy beds are not in link with the transport by current but a strong accumulation probably caused by the surface production of plankton.

These parameters suggest that global climate exerts a control on the sedimentation and contourite formation, but any climate period has its own characteristics. High winnowing effect, that coincides with low sedimentation rate, caused by a high current velocity, would be consistent with the hypothesis of an increasing bottom current activity during the glacial periods. The particular morphology of the Demerara Plateau, which forms an indentation on the seafloor, induces an increasing of the current velocity and it promotes the formation of a CDS (Tallobre et al., 2016). The climatic factor affects the current intensity variations and then the CDS evolution in function of the time.

H. Conclusions

The main results can be resumed in three major points: (1) a singular sedimentation on the Demerara Plateau, (2) glauconitization and (3) current velocity evolution in function of climate.

(1) The sedimentation of Demerara Plateau is singular in different points: the carbonate and organic matter content does not show correlation with the climatic cycles or with the ITCZ migration during the climatic stages. The parameters of $\overline{SS}$ show the requirement to perform the two analyses (carbonate-free and bulk sediment) to study the current velocity evolution. Moreover, the differences of sedimentation between cores collected in the drift and in the moat are strong. It could be interesting to compare for more cores and in others sites these difference to improve the contouritic sequence process.

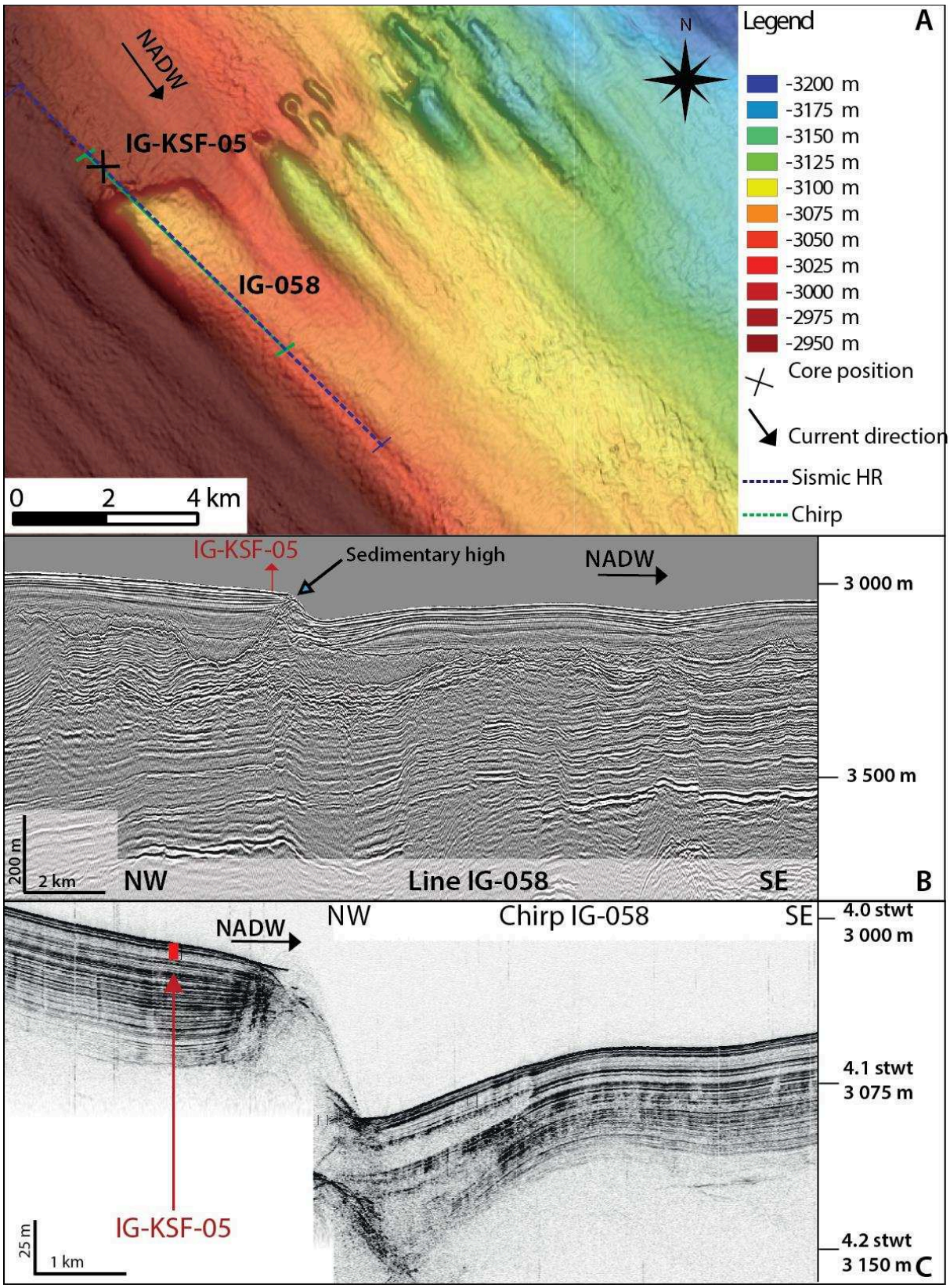
(2) The glauconitization in sediments of the Demerara Plateau is promoted by the low sediment accumulation rate induced by high current velocity. The low terrigenous supply could be a secondary and aggravating factor. Glaucony concentration and maturation can thus be used as a diagnostic tool for identifying the contourite deposits and evaluating the variability of the bottom current intensity (Fig.17). This approach could have a high potential for better understanding the mechanisms at the origin of contourite sediments both in modern and ancient sediment formations (Parize et al., 1998; Viana, 1998; Parize et al., 2005). This new parameter could be added to complete the contourite sequence defined by Gonthier et al. (1984), Faugères et al. (1984) and (Stow et al. (2002a)), thanks to the facies (mean grain size, sedimentary structures) in function of hydrodynamic regime, by adding the glauconitic trend as shown in figure 17. On the Demerara Plateau, the glauconitisation seems to be present preferentially in the contouritic channel than in the drift, where the winnowing effect is stronger.

(3) Between 1200-3500 m water depth along the Demerara Plateau, the NADW acts as a contour bottom current. During glacial period, the winnowing seems to be increase on illustrated by the glaucony concentration and maturity. So, the NADW seems to be reinforced during the glacial period along the Demerara Plateau promoting the glauconitic contourite deposit.

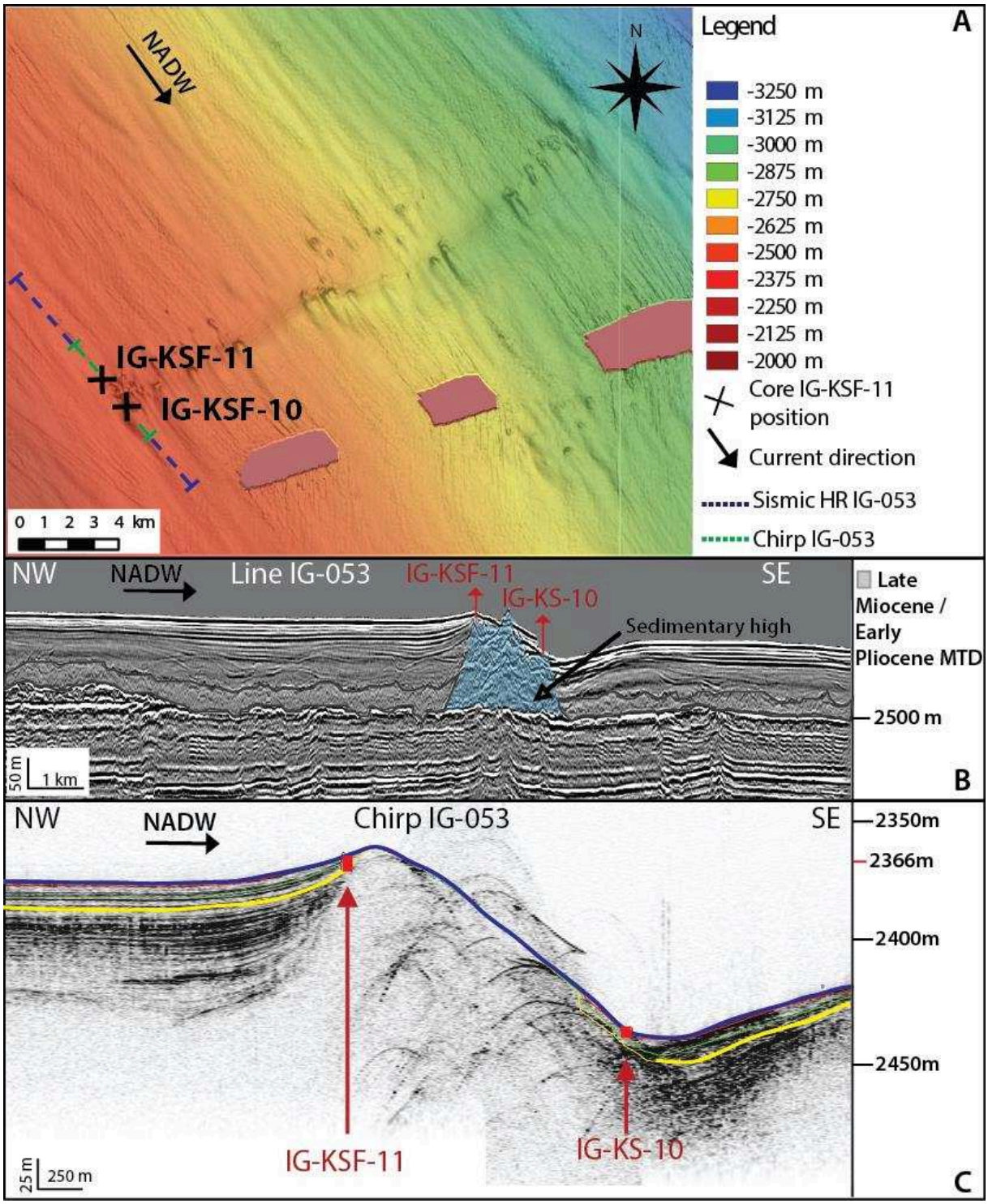
I. Acknowledgements

We want to thank IFREMER for technical support, mainly Angélique Roubi, Mikael Rovere, and Joël Etoubleau; Bernard Martin and Sébastien Zaragossi at the University of Bordeaux (UMR-CNRS 5805 EPOC); in the CEFREM, Christophe Menniti, Bruno Charrière, Sola Jennifer and Stéphane Kunesch and M. Gorand at PROMES laboratory (University of Perpignan)for access to laboratory facilities and assistance,. Many thanks to the graduate students who worked on this topic: Camille Ferrer, Mirjam Randla, Lea Bonnin, Théo Reixach and Simon Faye.

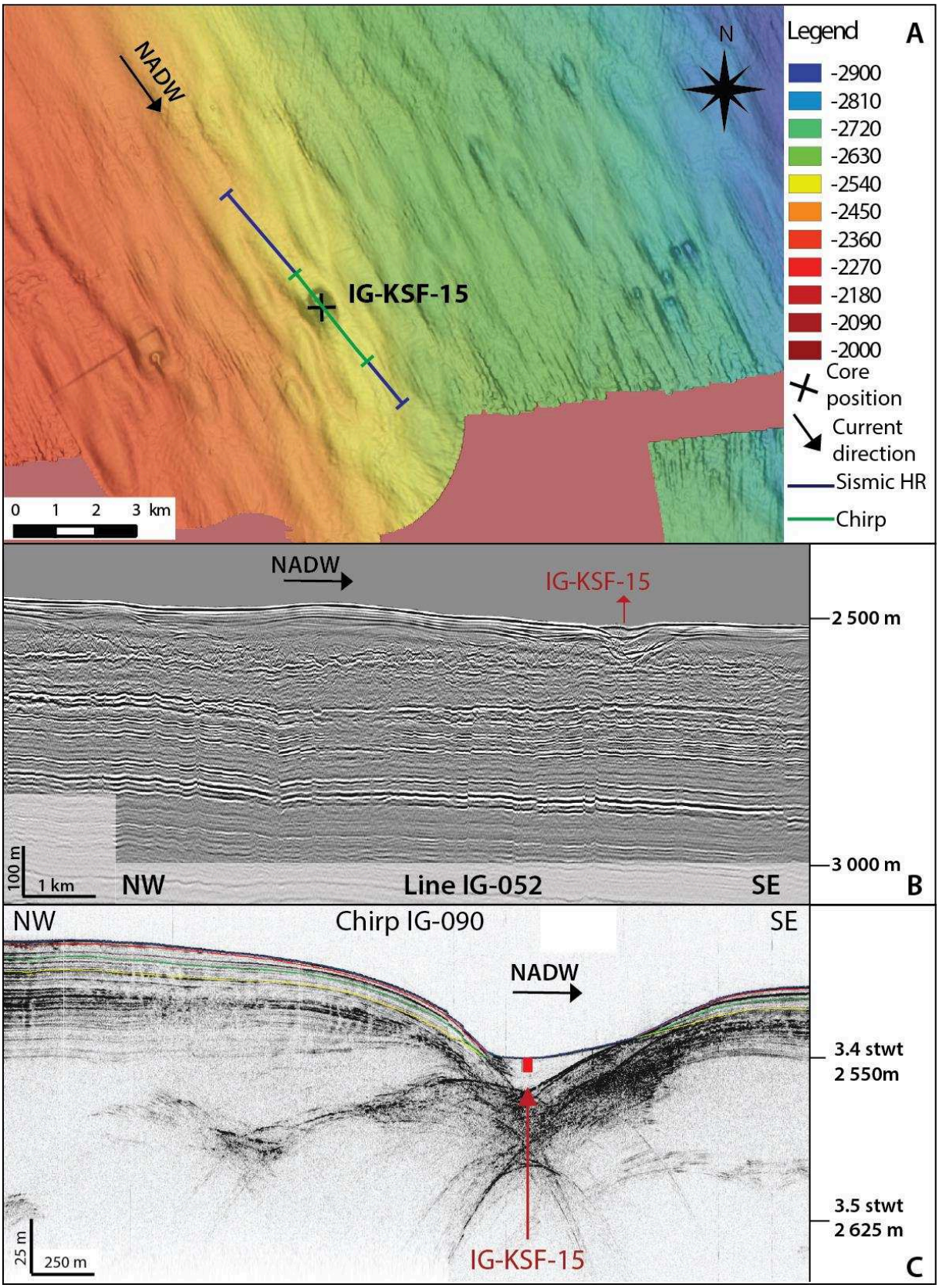
J. Appendix



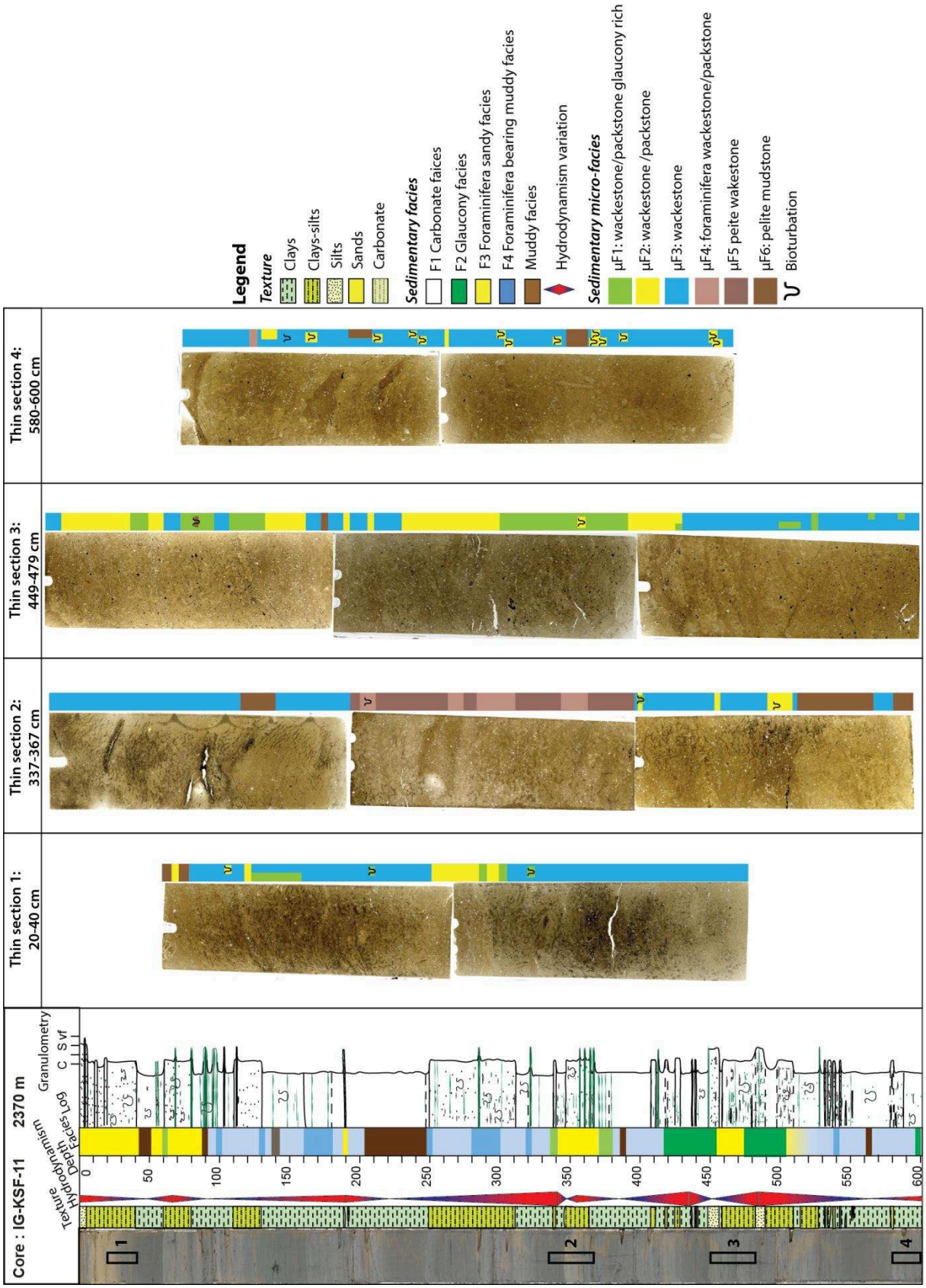
Appendix 1 : Localisation and regional context of the core IG-KSF-05.



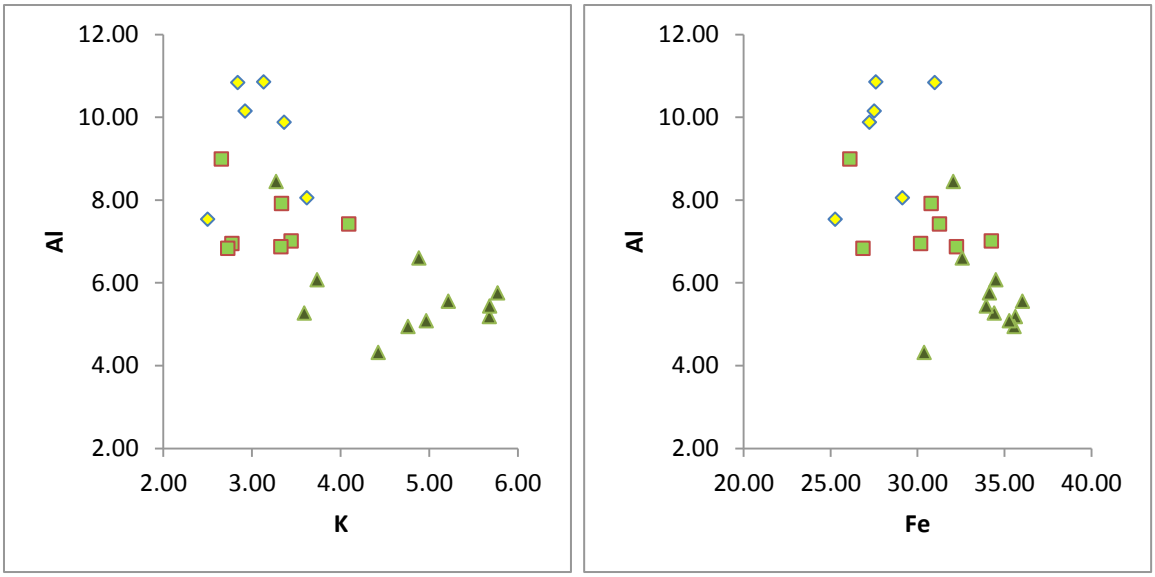
Appendix 2 : Localisation and regional context of the core IG-KS-10 & IG-KSF-11 (Tallobre et al., 2016).



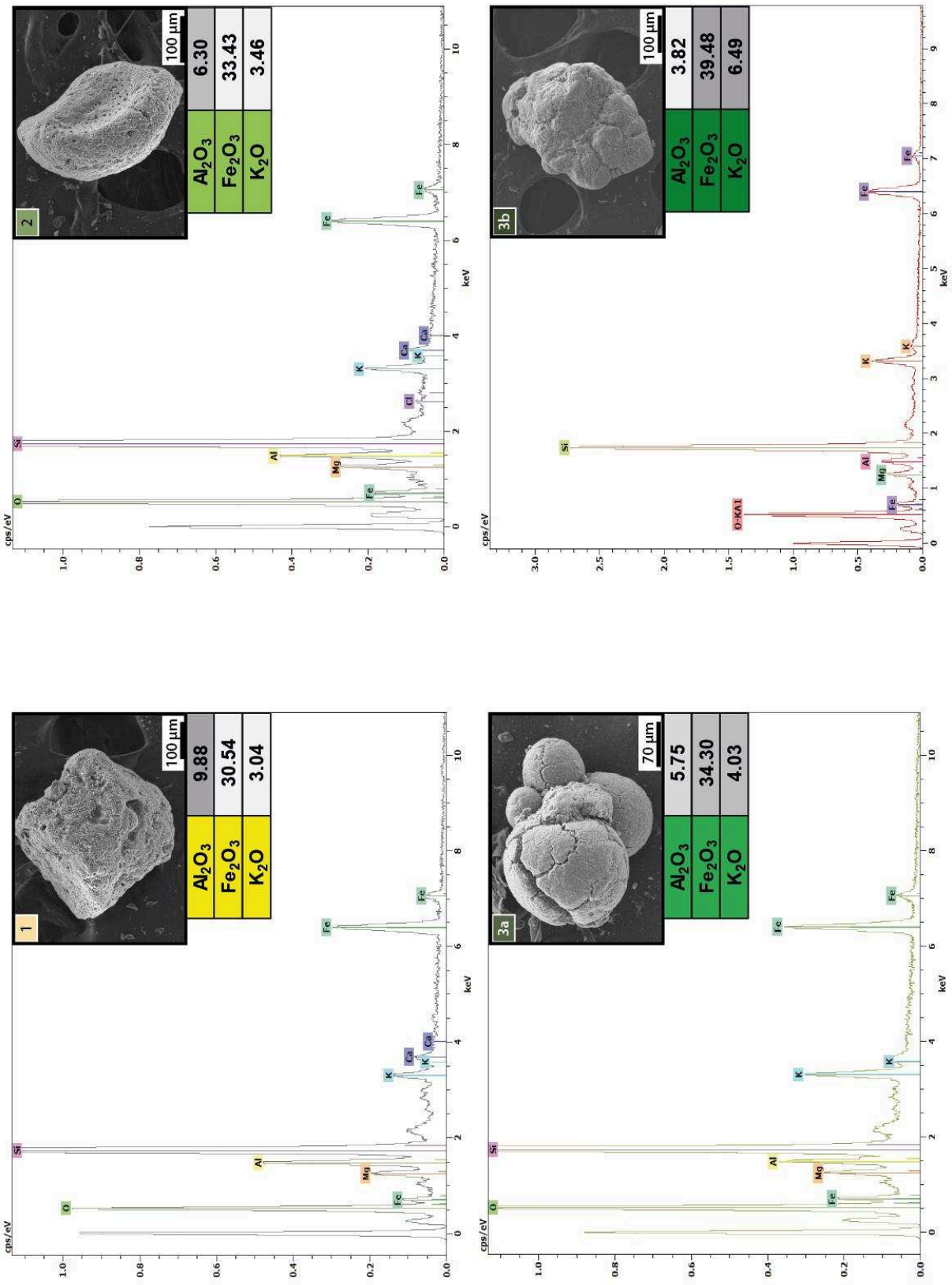
Appendix 3 : Localisation and regional context of the core IG-KSF-15.



Appendix 4 : Position of thin section performed on the core IG-KSF-11



Appendix 5 : Al, K and Fe content in glaucony grains in function of the colour, showing the maturity evolution of glaucony grains (yellow diamond for yellowish-greenish grains, green square for green grains and dark green triangle for dark green grains).



Appendix 6 : Spectra of the elementary analysis of the different class of glaucony grains.

K. References

Aharon, P., Schwarcz, H.P., Roberts, H.H., 1997. Radiometric dating of submarine hydrocarbon seeps in the Gulf of Mexico. Geological Society of America Bulletin 109, 568-579.

Amorosi, A., 1995. Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. Journal of Sedimentary Research 65, 419-425.

Apel, J.R., 1988. Chapter Two Forcing Functions and Responses, in: John, R.A. (Ed.), International Geophysics. Academic Press, pp. 13-60.

Arthur, M., Srivastava, S., Kaminski, M., Jarrard, R., Osler, J., 1989. Seismic stratigraphy and history of deep circulation and sediment drift development in Baffin Bay and the Labrador Sea, Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, pp. 957-988.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil. Quaternary Research 50, 157-166.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1999. Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. Geo-Marine Letters 19, 209-218.

Bahk, J.J., Lee, S.H., Yoo, H.S., Back, G.G., Chough, S.K., 2005. Late Quaternary sedimentary processes and variations in bottom-current activity in the Ulleung Interplain Gap, East Sea (Korea). Marine Geology 217, 119-142.

Baioumy, H., Boulis, S., 2012. Non-pelletal glauconite from the Campanian Qusseir Formation, Egypt: Implication for glauconitization. Sedimentary Geology 249–250, 1-9.

Baldermann, A., Deditius, A.P., Dietzel, M., Fichtner, V., Fischer, C., Hippler, D., Leis, A., Baldermann, C., Mavromatis, V., Stickler, C.P., Strauss, H., 2015. The role of bacterial sulfate reduction during dolomite precipitation: Implications from Upper Jurassic platform carbonates. Chemical Geology 412, 1-14.

Baldermann, A., Warr, L.N., Grathoff, G.H., Dietzel, M., 2013. The rate and mechanism of deep-sea glauconite formation at the ivory coast–ghana marginal ridge. Clays and Clay Minerals 61, 258-276.

Barbetti, M., Taborin, Y., Schmider, B., Flude, K., 1980. Archaeomagnetic results from late Pleistocene hearths at Etiolles and Marsangy, France. Archaeometry 22, 25-46.

Barthelmy, D., 2014. Mineralogy Database.

Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M., Pattier, F., 2013. Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. Tectonophysics 591, 16-29.

Basile, C., Mascle, J., Guiraud, R., 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. Journal of African Earth Sciences 43, 275-282.

Baudon, C., Redfern, J., Van Den Driessche, J., 2012. Permo-Triassic structural evolution of the Argana Valley, impact of the Atlantic rifting in the High Atlas, Morocco. Journal of African Earth Sciences 65, 91-104.

Bell, D.B., Jung, S.J., Kroon, D., 2015. The Plio-Pleistocene development of Atlantic deep-water circulation and its influence on climate trends. Quaternary Science Reviews 123, 265-282.

Berthier, P., 1827. Nontronite, nouveau mineral decouvert dans le departement de la Dordogne. Annls Chim. Phys 36, 22-27.

Bleil, U., Von Dobeneck, T., 1999. Geomagnetic events and relative paleointensity records—Clues to high-resolution paleomagnetic chronostratigraphies of Late Quaternary marine sediments?, Use of proxies in paleoceanography. Springer, pp. 635-654.

Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M., Deininger, M., 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. Nature 517, 73-76.

Bonhommet, N., Babkine, J., 1967. Sur la presence d'aimantations inversees dans la Chaine des Puys. COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES SERIE B 264, 92-&.

Bonifay, D., Giresse, P., 1992. Middle to late Quaternary sediment flux and post-depositional processes between the continental slope off Gabon and the Mid-Guinean margin. Marine Geology 106, 107-129.

Brackenridge, R., Stow, D.A., Hernández-Molina, F.J., 2011. Contourites within a deep-water sequence stratigraphic framework. Geo-Marine Letters 31, 343-360.

Buiter, S.J.H., Torsvik, T.H., 2014. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? Gondwana Research 26, 627-653.

Buscail, R., Germain, C., 1997. Present-day organic matter sedimentation on the NW Mediterranean margin: Importance of off-shelf export. Limnology and Oceanography 42, 217-229.

Campbell, D.C., Mosher, D.C., 2016. Geophysical evidence for widespread Cenozoic bottom current activity from the continental margin of Nova Scotia, Canada. Marine Geology 378, 237-260.

Cauwet, G., Gadel, F., de Souza Sierra, M.M., Donard, O., Ewald, M., 1990. Contribution of the Rhône River to organic carbon inputs to the northwestern Mediterranean Sea. Continental Shelf Research 10, 1025-1037.

Chafetz, H.S., Reid, A., 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. Sedimentary Geology 136, 29-42.

Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Chiang, J.C., Bitz, C.M., 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. Climate Dynamics 25, 477-496.

Chong, L.S., Berelson, W.M., Hammond, D.E., Fleisher, M.Q., Anderson, R.F., Rollins, N.E., Lund, S., 2016. Biogenic sedimentation and geochemical properties of deep-sea sediments of the Demerara Slope/Abyssal Plain: Influence of the Amazon River Plume. Marine Geology 379, 124-139.

Collins, L.G., Hounslow, M.W., Allen, C.S., Hodgson, D.A., Pike, J., Karloukovski, V.V., 2012. Palaeomagnetic and biostratigraphic dating of marine sediments from the Scotia Sea, Antarctica: First identification of the Laschamp excursion in the Southern Ocean. Quaternary Geochronology 7, 67-75.

Curry, W.B., Oppo, D.W., 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of δ13C of ΣCO2 in the western Atlantic Ocean. Paleoceanography 20.

Damuth, J.E., 1977. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. Geological Society of America Bulletin 88, 695-710.

Danelian, T., Le Callonnec, L., Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J., Berti, D., Bice, K.L., Bostock, H., Brumsack, H.-J., Forster, A., 2005. Résultats préliminaires sur la sédimentation pélagique de l'Atlantique tropical au Crétacé et au Tertiaire (plateau de Demerara, Leg ODP 207). Comptes Rendus Geoscience 337, 609-616.

Debyser, Y., Gadel, F., Leblond, C., Martinez, M., 1978. Etude des composés humiques, des kérogènes et de la fraction hydrolysable dans les sédiments, Géochimie organique des sédiments marins profonds, ORGON II, Atlantique Nord-Est, Brésil. CNRS Paris, pp. 339-354.

Deplazes, G., Lückge, A., Peterson, L.C., Timmermann, A., Hamann, Y., Hughen, K.A., Röhl, U., Laj, C., Cane, M.A., Sigman, D.M., 2013. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. Nature Geoscience 6, 213-217.

Ding, X., Henrichs, S.M., 2002. Adsorption and desorption of proteins and polyamino acids by clay minerals and marine sediments. Marine Chemistry 77, 225-237.

Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J., et al., 2004. LEG 207 SUMMARY, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program, I.R. (Ed.).

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. Geology 12, 296-300.

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology 162, 1-38.

Faugères, J.C., Mulder, T., 2011. Contour Currents and Contourite Drifts. in: Heiko Hüneke and Thierry Mulder, Deep sea sediments, elseiver publications, developments in sedimentology 63, 149-205.

Francheteau, J., Le Pichon, X., 1972. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. AAPG Bulletin 56, 991-1007.

Friedrich, O., Erbacher, J., Mutterlose, J., 2006. Paleoenvironmental changes across the Cenomanian/Turonian Boundary Event (Oceanic Anoxic Event 2) as indicated by benthic foraminifera from the Demerara Rise (ODP Leg 207). Revue de Micropaléontologie 49, 121-139.

Garfield, I.N., 1990. The Brazil Current at subtropical latitudes. university of Rhode Island, p. 122.

Gaudin, A., Buatier, M., Beaufort, D., Petit, S., Grauby, O., Decarreau, A., 2005. Characterization and origin of Fe3+-montmorillonite in deep-water calcareous sediments (Pacific Ocean, Costa Rica margin). Clays and Clay Minerals 53, 452-465.

Gaullier, V., Loncke, L., Droz, L., Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Roest, W.R., Loubrieu, B., Folens, L., Carol, F., 2010. Slope instability on the French Guiana transform margin from swath-bathymetry and 3.5 kHz echograms, Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer, pp. 569-579.

Gibbard, P., Cohen, K.M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Episodes 31, 243-247.

Gibbs, R.J., 1980. Wind-controlled coastal upwelling in the western equatorial Atlantic. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 27, 857-866.

Giresse, P., 2008. Chapter 12 Some Aspects of Diagenesis in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 203-221.

Giresse, P., Odin, G.S., 1973. Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. Sedimentology 20, 457-488.

Giresse, P., Wiewióra, A., 2001. Stratigraphic condensed deposition and diagenetic evolution of green clay minerals in deep water sediments on the Ivory Coast–Ghana Ridge. Marine Geology 179, 51-70.

Giresse, P., Wiewióra, A., Grabska, D., 2004. Glauconitization processes in the northwestern Mediterranean (Gulf of Lions). Clay Minerals 39, 57-73.

Gonthier, E., Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift. Geological society of London, special publication 15, 275-292.

Gouyet, S., 1988. Evolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nordbrésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Université de Pau, p. 374.

Guillou, H., Singer, B.S., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. Earth and Planetary Science Letters 227, 331-343.

Hanebuth, T.J.J., Rebesco, M., Grave, M., Özmaral, A., Lucchi, R.G., 2014. The Kveithola Drift (western Barents Sea): Preliminary results from the CORIBAR, in: Rooij, D.V., Rüggeberg, A. (Eds.), Deep water circulation congress: the contourite log-book, Ghent, Belgium, p. 63.

Harris, L., Whiting, B., 2000. Sequence-stratigraphic significance of Miocene to Pliocene glauconite-rich layers, on-and offshore of the US Mid-Atlantic margin. Sedimentary Geology 134, 129-147.

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. Science 293, 1304-1308.

Heezen, B.C., Hollister, C., 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. Marine Geology 1, 141-174.

Heezen, B.C., Johnson, G.L., 1963. A moated knoll in the Canary Passage. Dent. Hydrograph. Z. 16, 269-272.

Henrichs, S.M., Sugai, S.F., 1993. Adsorption of amino acids and glucose by sediments of Resurrection Bay, Alaska, USA: functional group effects. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 823-835.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008a. Chapter 19 Continental Slope Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 379-408.

Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008b. Chapter 18 Abyssal Plain Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 345-378.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. Marine and Petroleum Geology 27, 1508-1530.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., Rebesco, M., 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. Geology 37, 507-510.

Hogg, N.G., 1997. The Deep Basin Experiment - status and accomplishments. , WOCE South Atlantic Workshop, Brest.

Hollister, C.D., 1967. Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic. Columbia University, New York, p. 467.

Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., Lorente, M.A., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. Geology 23, 237-240.

Howe, J.A., Pudsey, C.J., 1999. Antarctic Circumpolar Deep Water; a Quaternary paleoflow record from the northern Scotia Sea, South Atlantic Ocean. Journal of Sedimentary Research 69, 847-861.

Hurley, P., Rand, J., Pinson, W., Fairbairn, H., de Almeida, F., Melcher, G., Cordani, U., Kawashita, K., Vandoros, P., 1967. Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric

Ages A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil. Science 157, 495-500.

Ingram, W.C., 2006. Anatomy of Oligocene-Miocene debris flow and slumps form Demerara Rise: implications for margin destruction American Association of Petroleum Geologists 2006 annual Convention, Houston.

Ingram, W.C., Mosher, D.C., Wise, S.W.J., 2011. Biostratigraphy of an upper Miocene mass transport deposit on Demerara Rise, northern South American margin, in: Shipp, C., Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), Mass-transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication 96, pp. 457-498.

Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A.J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. Marine Geology 151, 143-153.

Johns, W.E., Fratantoni, D.M., Zantopp, R.J., 1993. Deep western boundary current variability off northeastern Brazil. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 40, 293-310.

Jones, E.J.W., Okada, H., 2006. Abyssal circulation change in the equatorial Atlantic: Evidence from Cenozoic sedimentary drifts off West Africa. Marine Geology 232, 49-61.

Kageyama, M., Merkel, U., Otto-Bliesner, B., Prange, M., Abe-Ouchi, A., Lohmann, G., Ohgaito, R., Roche, D., Singarayer, J., Swingedouw, D., 2013. Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study. Climate of the Past 9, 935-953.

Kameo, K., Shearer, M.C., Droxler, A.W., Mita, I., Watanabe, R., Sato, T., 2004. Glacial–interglacial surface water variations in the Caribbean Sea during the last 300 ky based on calcareous nannofossil analysis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 212, 65-76.

Knutz, P.C., 2008. Chapter 24 Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 511-535.

Korff, L., Dobeneck, T., Frederichs, T., Kasten, S., Kuhn, G., Gersonde, R., Diekmann, B., 2016. Cyclic magnetite dissolution in Pleistocene sediments of the abyssal northwest Pacific Ocean: Evidence for glacial oxygen depletion and carbon trapping. Paleoceanography.

Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters 297, 355-368.

Laberg, J.S., Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O., 2005. The Eocene–late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea—paleoceanographic implications. Marine Geology 214, 269-285.

Lambelet, M., van de Flierdt, T., Crocket, K., Rehkämper, M., Kreissig, K., Coles, B., Rijkenberg, M.J.A., Gerringa, L.J.A., de Baar, H.J.W., Steinfeldt, R., 2016. Neodymium isotopic composition and concentration in the western North Atlantic Ocean: Results from the GEOTRACES GA02 section. Geochimica et Cosmochimica Acta 177, 1-29.

Lamboy, M., 1976. Géologie marine du plateau continental au NO de l'Espagne. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, France.

Le Pichon, X., Fox, P.J., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. J. geophys. Res. 76, 6294-6308.

Le Pichon, X., Hayes, D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. J. geophys. Res. 76, 6283–6293.

Lippold, J., Gutjahr, M., Blaser, P., Christner, E., de Carvalho Ferreira, M.L., Mulitza, S., Christl, M., Wombacher, F., Böhm, E., Antz, B., 2016. Deep water provenance and dynamics

of the (de) glacial Atlantic meridional overturning circulation. Earth and Planetary Science Letters 445, 68-78.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2009. Diachronous benthic δ18O responses during late Pleistocene terminations. Paleoceanography.

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2009. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. Marine and Petroleum Geology 26, 711-723.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W.R., Bayon, G., Gaullier, V., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J.C., Cathalot, C., Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J.F., Bermell, S., Marcaillou, B., Sotin, C., Hebert, B., Patriat, M., Bassetti, M.A., Tallobre, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., 2016. Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the IGUANES cruise. Geological Society, London, Special Publications 431.

Lopes, R.P., Kinoshita, A., Baffa, O., Figueiredo, A.M.G., Dillenburg, S.R., Schultz, C.L., Pereira, J.C., 2014. ESR dating of Pleistocene mammals and marine shells from the coastal plain of Rio Grande do Sul state, southern Brazil. Quaternary International 352, 124-134.

López-Otálvaro, G.-E., Flores, J., Sierro, F., Cacho, I., Grimalt, J.-O., Michel, E., Cortijo, E., Labeyrie, L., 2009. Late Pleistocene palaeoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton. EEarth 4, 1-13.

Lund, S.P., Schwartz, M., Keigwin, L., Redefinition of the Blake Event.

Maley, J., Livingstone, D.A., Giresse, P., Thouveny, N., Brenac, P., Kelts, K., Kling, G., Stager, C., Haag, M., Fournier, M., Bandet, Y., Williamson, D., Zogning, A., 1990. Lithostratigraphy, volcanism, paleomagnetism and palynology of Quaternary lacustrine deposits from Barombi Mbo (West Cameroon): Preliminary results. Journal of Volcanology and Geothermal Research 42, 319-335.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. Quaternary Research 27, 1-29.

Mascle, J., Basile, C., 1998. Marges continentales transformantes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 326, 827-838.

Mauritzen, C., Polzin, K.L., McCartney, M.S., Millard, R.C., West-Mack, D.E., 2002. Evidence in hydrography and density fine structure for enhanced vertical mixing over the Mid-Atlantic Ridge in the western Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 107, 3147-3166.

McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A., 2012. Chapter 7 - Strontium Isotope Stratigraphy, The Geologic Time Scale. Elsevier, Boston, pp. 127-144.

McCave, I., Manighetti, B., Robinson, S., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. Paleoceanography 10, 593-610.

McCave, I.N., Hall, I.R., 2006. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7, 1-37.

McRae, S.G., 1972. Glauconite. Earth-Science Reviews 8, 397-440.

Menviel, L., Timmermann, A., Friedrich, T., England, M., 2014. Hindcasting the continuum of Dansgaard–Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing. Climate of the Past 10, 63-77.

Mercier de Lépinay, M., 2016. Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectono-sédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée, Oceanography. Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., 2016. Transform continental margins - Part 2: A worldwide inventory. Tectonophysics.

Meyers, P.A., Bernasconi, S.M., Forster, A., 2006. Origins and accumulation of organic matter in expanded Albian to Santonian black shale sequences on the Demerara Rise, South American margin. Organic Geochemistry 37, 1816-1830.

Mindat.org, 2016. Mindat.org/glauconite, in: Mindat.org (Ed.), Hudson Institute of Mineralogy.

Molinari, R.J., Fine, R.A., E., J., 1992. The Deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic Ocean. Deep Sea Research 39, 1967-1984.

Moloney, C.L., Field, J.G., 1991. Modelling carbon and nitrogen flows in a microbial plankton community, Protozoa and their role in marine processes. Springer, pp. 443-474.

Mörner, N.-A., 1977. The Gothenburg Magnetic Excursion. Quaternary Research 7, 413-427.

Mörner, N.-A., 1986. Geomagnetic excursions in late Brunhes time, European long-core data. Physics of the Earth and Planetary Interiors 44, 47-52.

Mosblech, N.A., Bush, M.B., Gosling, W.D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B.G., Curtis, J., van Woesik, R., 2012. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. Nature Geoscience 5, 817-820.

Mosher, D.C., Erbacher, J., Malone, M., 2007. Leg 207 synthesis: extreme warmth, organic-rich sediments, and an active deep biosphere: cretaceous–paleogene paleoceanographic depth transect at demerara rise, western tropical atlantic, in: Mosher, D.C., Erbacher, J., and Malone, M.J. (Ed.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.

Müller-Karger, F., McClain, C., Fisher, T., Esaias, W., Varela, R., 1989. Pigment distribution in the Caribbean Sea: Observations from space. Progress in Oceanography 23, 23-64.

Müller, P.J., Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 26, 1347-1362.

Murray, J., Renard, A.F., 1891. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876. HM Stationery Office.

Nace, T.E., Baker, P.A., Dwyer, G.S., Silva, C.G., Rigsby, C.A., Burns, S.J., Giosan, L., Otto-Bliesner, B., Liu, Z., Zhu, J., 2014. The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 415, 3-13.

Nilsson, A., Muscheler, R., Snowball, I., Aldahan, A., Possnert, G., Augustinus, P., Atkin, D., Stephens, T., 2011. Multi-proxy identification of the Laschamp geomagnetic field excursion in Lake Pupuke, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters 311, 155-164.

Odin, G., 1980. Glauconitization and Phosphatization Environments a Tentative Comparison.

Odin, G., Fullagar, P., 1988. Chapter C4 geological significance of the glaucony facies. Developments in sedimentology 45, 295-332.

Odin, G.S., 1988. Green Marine Clays. Elsevier.

Odin, G.S., Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. Sedimentology 28, 611-641.

Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. Geophysical Research Letters 29, 1896.

Parize, O., Fiet, N., Friès, G., Imbert, P., Latil, J.-L., Rubino, J.-L., Viana, A., 2005. "Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France" [Cretaceous Research 25 (2004) 179–189] – Discussion. Cretaceous Research 26, 726-730.

Parize, O., Viana, A.R., Imbert, P., Faugères, J.C., Rubino, J.L., 1998. Sables de haut de pente à l'Albien dans le bassin vocontien: essai d'interprétation à partir du modèle quaternaire de Campos, in: Viana, A.R. (Ed.), Le rôle et l'enregistrement des courants océaniques dans le dépôt des marges continentales: la marge du bassin sud-est brésilien, Université de Bordeaux, pp. 249-278.

Pasquini, C., Lualdi, A., Vercesi, P., 2004. Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France. Cretaceous Research 25, 179-189.

Pasquini, C., Lualdi, A., Vercesi, P.L., 2005. "Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France" [Cretaceous Research 25 (2004) 179–189] – Reply. Cretaceous Research 26, 731-732.

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P., Roest, W.R., Vendeville, B.C., Patriat, M., Loubrieu, B., 2013. Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (French Guiana). Marine and Petroleum Geology 46, 287-303.

Pattier, F., Loncke, L., Imbert, P., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Roest, W.R., Patriat, M., Vendeville, B.C., 2015. Origin of an enigmatic regional Mio-Pliocene unconformity on the Demerara plateau. Marine Geology 365, 21-35.

Peterson, L.C., Haug, G.H., 2006. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 234, 97-113.

Petit, J.-P., Beauchamp, J., 1986. Synsedimentary faulting and palaeocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). Sedimentology 33, 817-829.

Piotrowski, A.M., Goldstein, S.L., Hemming, S.R., Fairbanks, R.G., 2004. Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. Earth and Planetary Science Letters 225, 205-220.

Plenier, G., Valet, J.-P., Guérin, G., Lefèvre, J.-C., LeGoff, M., Carter-Stiglitz, B., 2007. Origin and age of the directions recorded during the Laschamp event in the Chaîne des Puys (France). Earth and Planetary Science Letters 259, 414-431.

Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Otalvaro, G.E., Flores, J.A., Sierro, F., 2015. Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years. Climate of the Past 11, 1297-1311.

Raymo, M., Oppo, D., Curry, W., 1997. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective. Paleoceanography 12, 546-559.

Rebesco, M., Camerlenghi, A., 2008. Contourites.

Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. Marine Geology 352, 111-154.

Reid, J.L., 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. Progress in Oceanography 23, 149-244.

Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S., Niu, M., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP Radiocarbon 55(4).

Romankevitch, E.A., 1984. Geochemistry of Organic Matter in the Ocena. Springer-VerlagBerlin Heidelberg.

Rongemaille, E., Bayon, G., Pierre, C., Bollinger, C., Chu, N.C., Fouquet, Y., Riboulot, V., Voisset, M., 2011. Rare earth elements in cold seep carbonates from the Niger delta. Chemical Geology 286, 196-206.

Rossi, S., Westall, F., Mascle, J., 1992. The geomorphology of the Southwest Guinea Margin: tectonic, volcanic, mass movement and bottom current influences. Marine Geology 105, 225-240.

Rothwell, R., 1989. Feldspar, Minerals and Mineraloids in Marine Sediments. Springer, pp. 65-78.

Sahabi, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. Comptes Rendus Geoscience 336, 1041-1052.

Santos, T.P., Belem, A.L., Barbosa, C.F., Dokken, T., Albuquerque, A.L.S., 2014. Paleoceanographic reconstruction of the western equatorial Atlantic during the last 40 kyr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 415, 14-20.

Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J.A., Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H., Ganssen, G., 1994. Changes in East Atlantic Deepwater Circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. Paleoceanography 9, 209-267.

Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth History, volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas.

Shackleton, N.J., Sánchez-Goñi, M.F., Pailler, D., Lancelot, Y., 2003. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. Global and Planetary Change 36, 151-155.

Smith, G., Creer, K.M., 1986. Analysis of geomagnetic secular variations 10 000 to 30 000 years bp, Lac du Bouchet, France. Physics of the Earth and Planetary Interiors 44, 1-14.

Smith, J.D., Foster, J.H., 1969. Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. Science 163, 565-567.

Stevenson, F., Cheng, C.-N., 1972. Organic geochemistry of the Argentine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations. Geochimica et Cosmochimica Acta 36, 653-671.

Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002a. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics: Geological Society London Memoir 22, 137-154.

Stow, D.A.V., Faugères, J.C., 2008. Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 223-256.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Río, V., Branson, A., 2009. Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. Geology 37, 327-330.

Stow, D.A.V., Kahler, G., Reeder, M., 2002b. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. , in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics., Geological Society, London, Memoir, pp. 443-455.

Survey, U., 2012. Atlantic meridional overturning circulation., in: Change, O.a.s.C.C. (Ed.).

Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., Swift, J.H., 2011. Chapter 9 - Atlantic Ocean, in: Swift, L.D.T.L.P.J.E.H. (Ed.), Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition). Academic Press, Boston, pp. 245-301.

Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.-A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X.D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., Sotin, C., 2016. Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. Marine Geology 378, 56-73.

Them Ii, T.R., Schmidt, M.W., Lynch-Stieglitz, J., 2015. Millennial-scale tropical atmospheric and Atlantic Ocean circulation change from the Last Glacial Maximum and Marine Isotope Stage 3. Earth and Planetary Science Letters 427, 47-56.

Tissot, B., Pelet, R., 1981. Sources and fate of organic matter in ocean sediments. Oceanologica Acta, Special issue.

Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54°S) northward across the equator. Journal of Marine Research 52, 51-81.

van der Hammen, T., Absy, M.L., 1994. Pollen and ClimateAmazonia during the last glacial. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 109, 247-261.

Van Rooij, D., Huvenne, V., Blamart, D., Henriet, J.-P., Wheeler, A., de Haas, H., 2009. The Enya mounds: a lost mound-drift competition. International Journal of Earth Sciences 98, 849-863.

Vandorpe, T., Van Rooij, D., de Haas, H., 2014. Stratigraphy and paleoceanography of a topography-controlled contourite drift in the Pen Duick area, southern Gulf of Cádiz. Marine Geology 349, 136-151.

Velde, B., 2003. 7.12 - Green Clay Minerals, in: Turekian, H.D.H.K. (Ed.), Treatise on Geochemistry. Pergamon, Oxford, pp. 309-324.

Viana, A.R., 1998. Le rôle de l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du Bassin Sud-Est brésilien. Univerisité de Bordeaux, p. 343.

Viana, A.R., 2008. Chapter 23 Economic Relevance of Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 491-510.

Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science 24, 3-17.

Wang, X.-C., Lee, C., 1993. Adsorption and desorption of aliphatic amines, amino acids and acetate by clay minerals and marine sediments. Marine Chemistry 44, 1-23.

Watts, A.B., Rodger, M., Peirce, C., Greenroyd, C.J., Hobbs, R.W., 2009. Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the Amazon continental margin, NE Brazil. Journal of Geophysical research 114, 23p.

Wei, R., Abouchami, W., Zahn, R., Masque, P., 2016. Deep circulation changes in the South Atlantic since the Last Glacial Maximum from Nd isotope and multi-proxy records. Earth and Planetary Science Letters 434, 18-29.

Westall, F., Rossi, S., Mascle, J., 1993. Current-controlled sedimentation in the Equatorial Atlantic: examples from the southern margin of the Guinea Plateau and the Romanche Fracture Zone. Sedimentary Geology 82, 157-171.

Wiewióra, A., Giresse, P., Petit, S., Wilamowski, A., 2001. A deep-water glauconitization process on the Ivory Coast–Ghana marginal ridge (ODP site 959): determination of Fe3+-rich montmorillonite in green grains. Clays and Clay Minerals 49, 540-558.

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Marine Letters 26, 317-329.

PARTIE IV : SYNTHESE & DISCUSSION

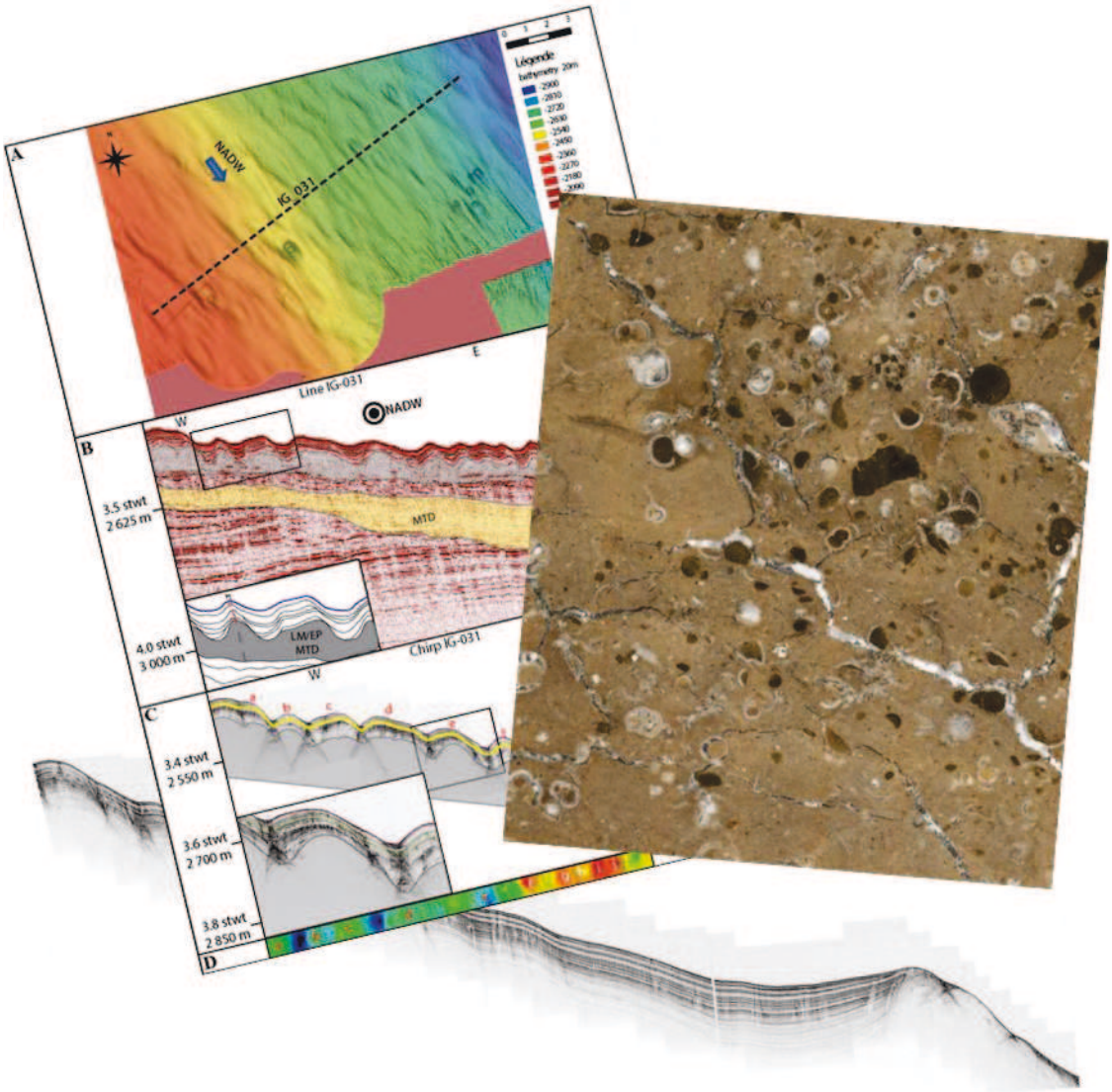


Table des matières

A. Critères de mise en évidence de contourites sur le plateau de Demerara 300
I. Répartition sédimentaire 300
II. Figures sédimentaires 300
1. Figures érosives 300
2. Figures de dépôt 304
III. Faciès sédimentaires 305
B. Evolution du CDS depuis 244 ka 305
C. La glauconie, un nouveau proxy pour l'étude des contourites 308
D. CDS et plateau marginal 309
E. Références bibliographiques 310

A. Critères de mise en évidence de contourites sur le plateau de Demerara

La sédimentation récente du Plateau de Demerara se met en place après le « MTD complex » mis en place lors du Miocène Supérieur/ Pliocène inférieur. Sur le plateau marginal intermédiaire et inférieur, les processus contouritiques sont prédominants et illustrés par la présence de nombreuses structures sédimentaires sur le fond marin et par le type de sédimentation. Des structures de dépôt et d'érosion/non-dépôt caractéristiques des CDS sont présentes sur le plateau de Demerara.

I. Répartition sédimentaire

Grâce à la répartition sédimentaire, des structures à grande échelle sont mises en évidence (Fig.1-2): les chenaux contouritiques ici des « moats » situés le long de la cicatrice d'arrachement, sur le plateau marginal inférieur et au pied de la pente caractérisé par du non-dépôt et/ou de l'érosion ; des drifts, des zones de forte accumulation sédimentaire : un « separated elongated mounded drift » sur le plateau intermédiaire, des « infill drifts » et « patch drifts » le long de la cicatrice d'arrachement, un « mounded elongated drift » et un « sheeted drift » sur la plaine abyssale. Ces structures sont mises en évidence par les données du chirp, les profils et les cartes isopaques générées sur la sédimentation récente (entre 244 ka et aujourd'hui). Ces données soulignent la présence des chenaux et des drifts par les différences d'accumulation sédimentaire. Sur le plateau marginal intermédiaire et inférieur, la NADW est à l'origine d'un CDS avec deux « moats » et un « separated elongated mounded drift ». Au pied du plateau de Demerara sur la plaine abyssale (Fig.1-2), l'AABW forme également un courant de contour au contact du plateau marginal qui forme un obstacle bathymétrique générant un second CDS avec un « moat », et un « elongated mounded drift» se prolongeant en « sheeted drift » sur la plaine abyssale.

II. Figures sédimentaires

1. Figures érosives

Sur la bathymétrie ainsi que sur les profils chirps, des structures sédimentaires d'érosion caractéristiques d'un CDS sont présentes en nombre sur le plateau de Demerara: les dépressions en queues de comète ou comet marks ou « giant flute casts ». La formation de ce type d'objet nécessite un obstacle sur le fond marin, ici des hauts sédimentaires carbonatés, indurés (Fig.3). Ces structures sont en lien avec le MTDc du Miocène Supérieur / Pliocène inférieur et les hauts sédimentaires. En aval, cet obstacle génère de la turbulence (Fig.3) dans l'écoulement permettant l'érosion, du non-dépôt se prolongeant par une faible accumulation sédimentaire. Ces structures, présentes et conservées depuis la Pliocène, témoignent de la présence d'un fort courant de fond NE-SW qui façonne le fond marin avec ces structures sédimentaires d'érosion. La direction de ces queues de comètes est variable autour du plateau de Demerara en fonction illustrant les variations de direction de courant de la NADW contraint à contourner le relief généré par le plateau marginal.

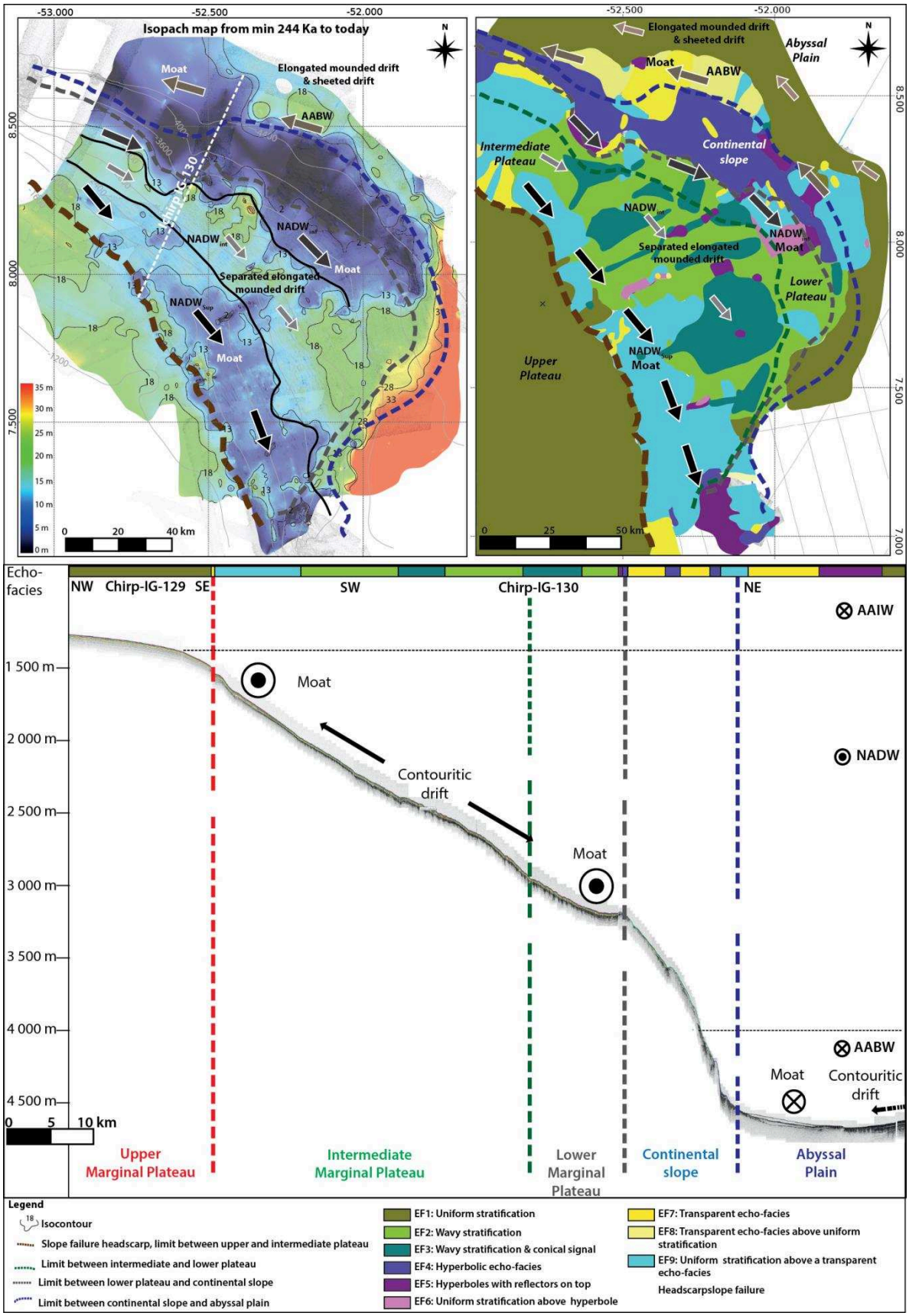


Figure 1 : Carte de répartition des écho-faciès, carte isopaque et coupe transversale du plateau illustrant les différents processus sédimentaires en fonction de la physiographie du plateau marginal de Demerara.

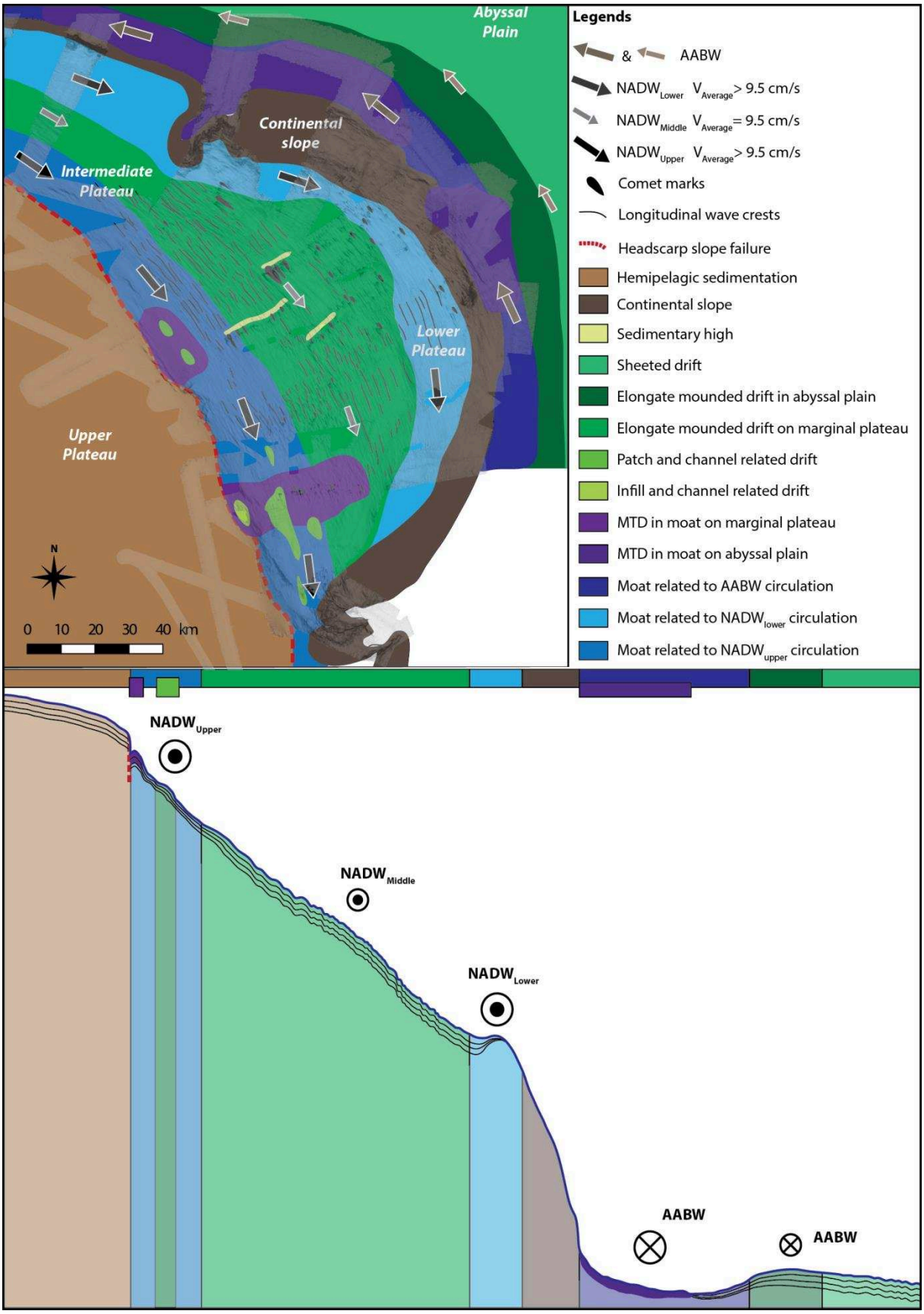


Figure 2 : Carte et coupe morpho-sédimentaire simplifiée du plateau marginal de Demerara : localisation des différents drifts et chenaux contouritiques sur le plateau et sur la plaine abyssale.

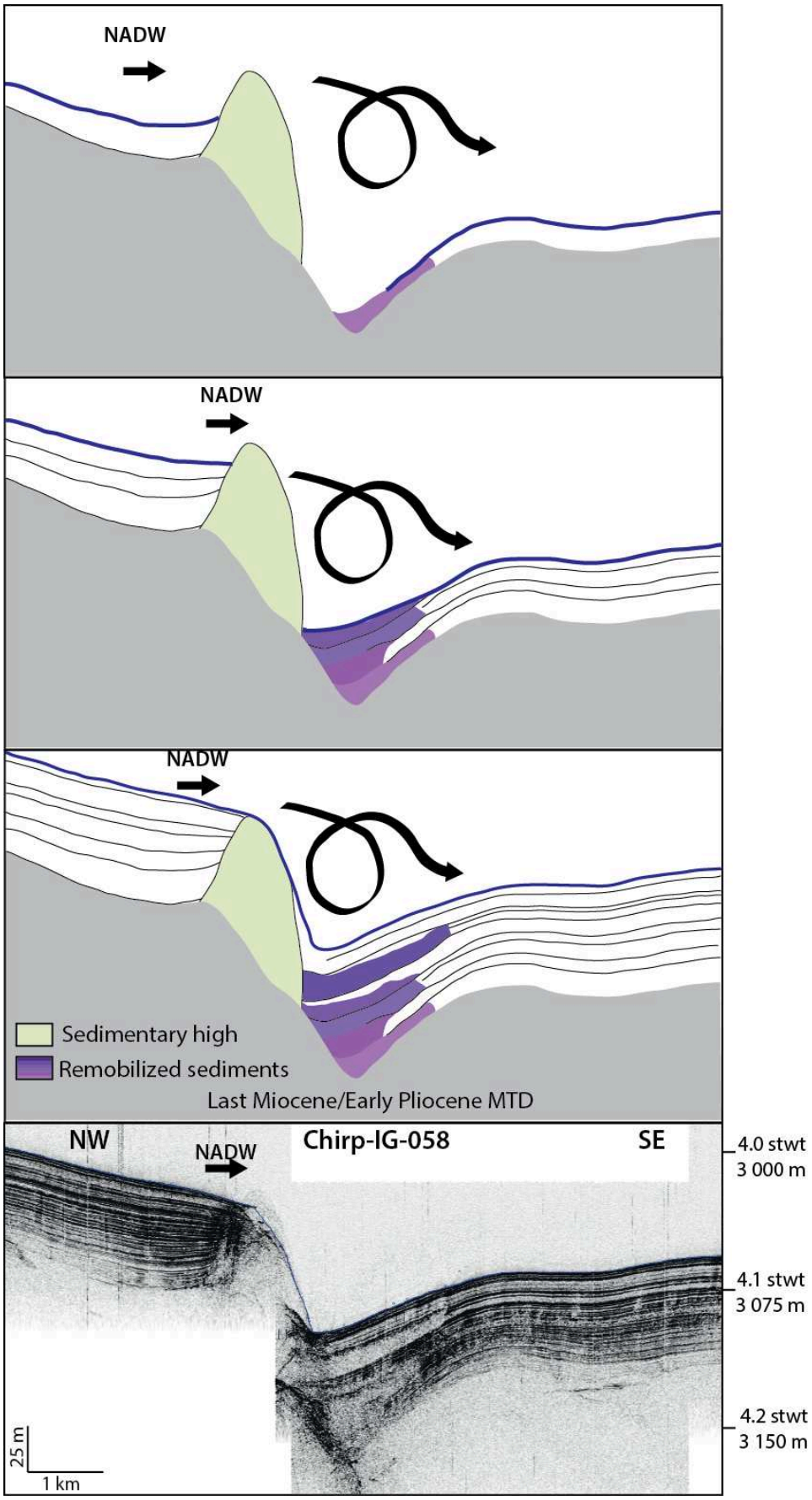


Figure 3 : Illustration de la formation des dépressions en queue de comète induit par la turbulence du flux causée par les hauts sédimentaires qui constituent un obstacle sur le fond marin.

2. Figures de dépôt

Sur le plateau de Demerara, des structures sédimentaires longitudinales sont présentes sur le fond marin. Elles sont morphologiquement proches des « sediment waves ». Les « sediment waves » sont des structures transversales de dépôt formant des « rides » sédimentaires sur le fond marin. Ces « sediment waves » sont de taille importante très fréquemment décrites dans les CDS (Faugères et al., 1999; Wynn and Stow, 2002; Wynn and Masson, 2008; Stow et al., 2009; Faugères and Mulder, 2011). Sur le plateau de Demerara, les « rides » sont longitudinales et non transversales, il ne peut alors s'agir de « sediment waves ».

Les « ridges » sont des structures longitudinales avec de l'érosion entre les sillons. Elles sont souvent de taille métrique (Stow et al., 2009). Elles peuvent parfois être kilométriques de 1 à 11 km de longueurs et de 1 à 3 m de hauteur (Goff et al., 1999). Les structures décrites sur le plateau de Demerara sont de plus grande dimension que les « ridges » et sont des structures de dépôts (jusqu'à 15 km de longueurs et jusqu'à 22.50 m de hauteurs).

Les ondes internes sont des ondes de gravité qui oscillent à l'interface entre deux masses d'eaux stratifiées en fonction de leur densité (Shanmugam, 2008). La période de ces ondes peut correspondre à la période des cycles de marée et générer une oscillation baroclinique d'amplitude significative induisant des « vagues » sédimentaires sur le fond marin (Lister, 1976; Shanmugam, 2008; Stow et al., 2013). Sur le plateau de Demerara, les rides longitudinales ne sont pas présentes à l'interface entre deux masses d'eaux stratifiées (exemple à la transition NADW et AABW) mais elles sont réparties entre 2000 et 4000 m de profondeur au sein d'une zone sous l'influence d'une même masse d'eau, la NADW. Elles ne peuvent donc pas correspondre à des ondes internes de marées. De plus, comme démontré par les données du mouillage, le signal de marée est enregistré mais il est secondaire par rapport à l'influence du courant (Tallobre et al., 2016).

Ces structures sédimentaires sont ainsi décrites et nouvellement définies comme des structures indépendantes : les « longitudinal waves ». Sur le plateau de Demerara, il s'agit de structures héritées dont la morphologie est induite par un fond marin ondulé sous-jacent. L'activité du courant de fond induit probablement une chenalisation dans les sillons entre deux structures (Fig.4) avec une augmentation locale de l'intensité du courant et qui provoque une circulation hélicoïdale (Flood, 1981, 1983). L'accumulation sédimentaire se fait principalement au sommet où le flux hélicoïdal et l'intensité du courant est plus faible. Les ondulations, initialement héritées, sont alors préservées par l'activité du courant et forment ces vagues sédimentaires longitudinales. Cette hypothèse pourrait être testée par modélisation numérique avec un fond ondulé hérité et des dépôts sableux soumis à un courant unidirectionnel voir par modélisation analogique.

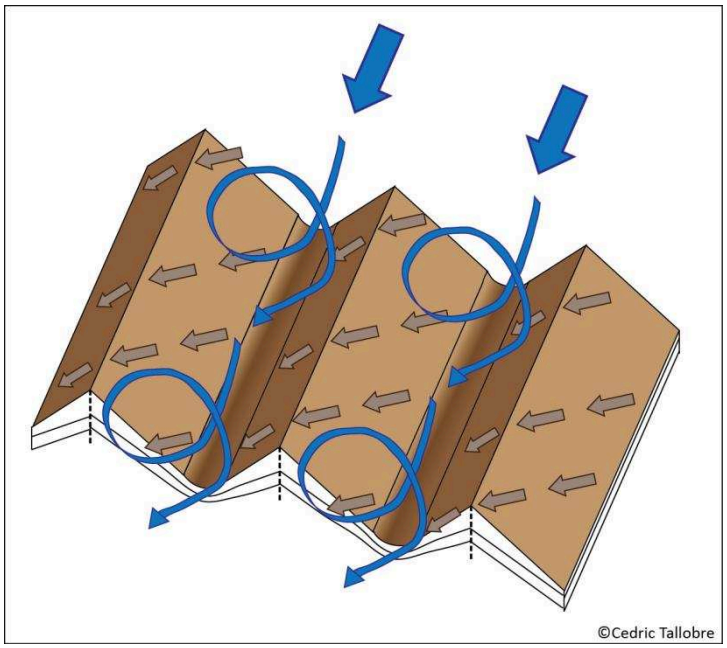


Figure 4 : Schéma des « longitudinal waves » formées par un écoulement hélicoïdal du courant de fond (flèche bleue) engendrant le transport des sédiments du creux vers les crêtes.

III. Faciès sédimentaires

A petite échelle, l'analyse des carottes sédimentaires illustre et caractérise également la présence d'un CDS sur le plateau marginal de Demerara. Les carottes présentent un taux d'accumulation plus faible dans le « moat » (2.4 cm/ka) que dans le drift (8.8 cm/ka) ; la matière organique est vannée dans le moat et est mieux préservée dans le drift ; un sédiment plus grossier dans le « moat » avec des surfaces de contact net témoignant de périodes de non-dépôt et/ou d'érosion ; des séquences grano-classantes dans les deux environnements (drift et moat) ; un sédiment riche en glauconie dans le « moat » témoin d'un vannage important; des variations de richesse et de maturité des grains de glauconies. Toutes ces caractéristiques sédimentaires soulignent la présence de séquences contouritiques dans le sédiment mais aussi la sédimentation différentielle entre le « moat » et le drift.

L'ensemble de ces données démontrent la formation de courant de contour, et l'accélération de ces courants au contact du plateau marginal, ce qui induit l'établissement de CDS sur le plateau de Demerara et sur la plaine abyssale.

B. Evolution du CDS depuis 244 ka

Les profils sismiques et chirp permettent de montrer que la présence de structures telles que les « longitudinal waves » et des dépressions en queues de comètes sont présentes et ancrées depuis l'évènement du MTDc Miocène/Pliocène. Ces structures présentent toujours la même orientation avec un étirement vers le Sud-Est démontrant un courant dominant Nord/Sud le long du plateau de Demerara aujourd'hui marqué par la NADW.

L'étude des cartes isopaques (partie III, chapitre 1) permet de mettre en évidence l'évolution de l'accumulation sédimentaire depuis 250 ka à l'échelle des drifts et chenaux contouritiques. Ces cartes démontrent une relative forte accumulation sédimentaire entre 244 et 100 ka puis entre 100 et 40 ka avec une différence marquée entre le drift et les chenaux contouritiques ainsi que la mise en place des glissements récents le long de la cicatrice d'arrachement et au pied de la pente continentale. De 40 ka à aujourd'hui, la sédimentation est plus faible sur l'ensemble du plateau, y compris sur le plateau marginal supérieur. Le plateau intermédiaire est marqué par l'absence de dépôt dans le chenal contouritique (érosion et non-

dépôt) et une très faible accumulation sur le drift illustrée sur les carottes et sur la carte isopaque de la figure 5. La faible sédimentation sur l'ensemble du plateau démontre une diminution des apports sédimentaires alors que l'érosion et le non-dépôt démontrent le rôle du vannage induit par le courant.

Les données géophysiques seules ne permettent pas de discuter de l'évolution du CDS en fonction des cycles glaciaires du Quaternaire, pour cela, l'analyse détaillée des carottes a été nécessaire (Fig.5). Le cadre chrono-stratigraphique a pu être établit grâce aux carottes en couplant les variations du $\delta^{18}O$ et le paléomagnétisme. Les résultats ne sont pas idéaux mais ils sont satisfaisants pour permettre une discussion des relations entre climat-courant-sédimentation.

Le sédiment présente des caractéristiques distinctes entre le drift et le « moat » mais aussi au cours du temps. La texture et les faciès sédimentaires (basé sur la lithologie, la texture, la préservation de la matière organique, les teneurs en élément tel que le Ca, le Ti, la Si, le Fe) sont caractéristiques d'un vannage plus important durant les périodes glaciaires que ce soit dans le drift (illustré par la carotte IG-KSF-05) ou dans le « moat » (avec la carotte IG-KSF-11). Dans la carotte IG-KSF-11, les niveaux enrichis en glauconie sont associées à une plus forte maturité des glauconies. Ces niveaux glauconieux témoignent d'un fort vannage durant les périodes glaciaires (partie III, chapitre 3). Les périodes glaciaires sont marquées par un vannage important résultant d'une plus forte intensité du courant sur le plateau de Demerara (Fig. 5). En comparant à la carte isopaque entre 40 ka et aujourd'hui (qui couvre le MIS 1, MIS 2 et une partie du MIS 3), l'accumulation est faible voire nulle sur la majeure partie du plateau. Cette carte prend en compte la dernière phase glaciaire avec un fort vannage (Fig.5), ce vannage qui a probablement conduit à la remobilisation des sédiments de la partie du MIS 3 entre 40 et 24 ka (Fig.5). La carte isopaque 40-100 ka (partie III, chap 1) couvre une période importante du MIS 3, le MIS 4 et une partie du MIS 5. L'accumulation sédimentaire est plus importante causée la couverture de deux intergalciaires. Le MIS 5 n'est pas présent en entier sur la carotte IG-KSF-11, il est fort probable qu'une partie ait été remobilisée durant le stade glaciaire du MIS 4.

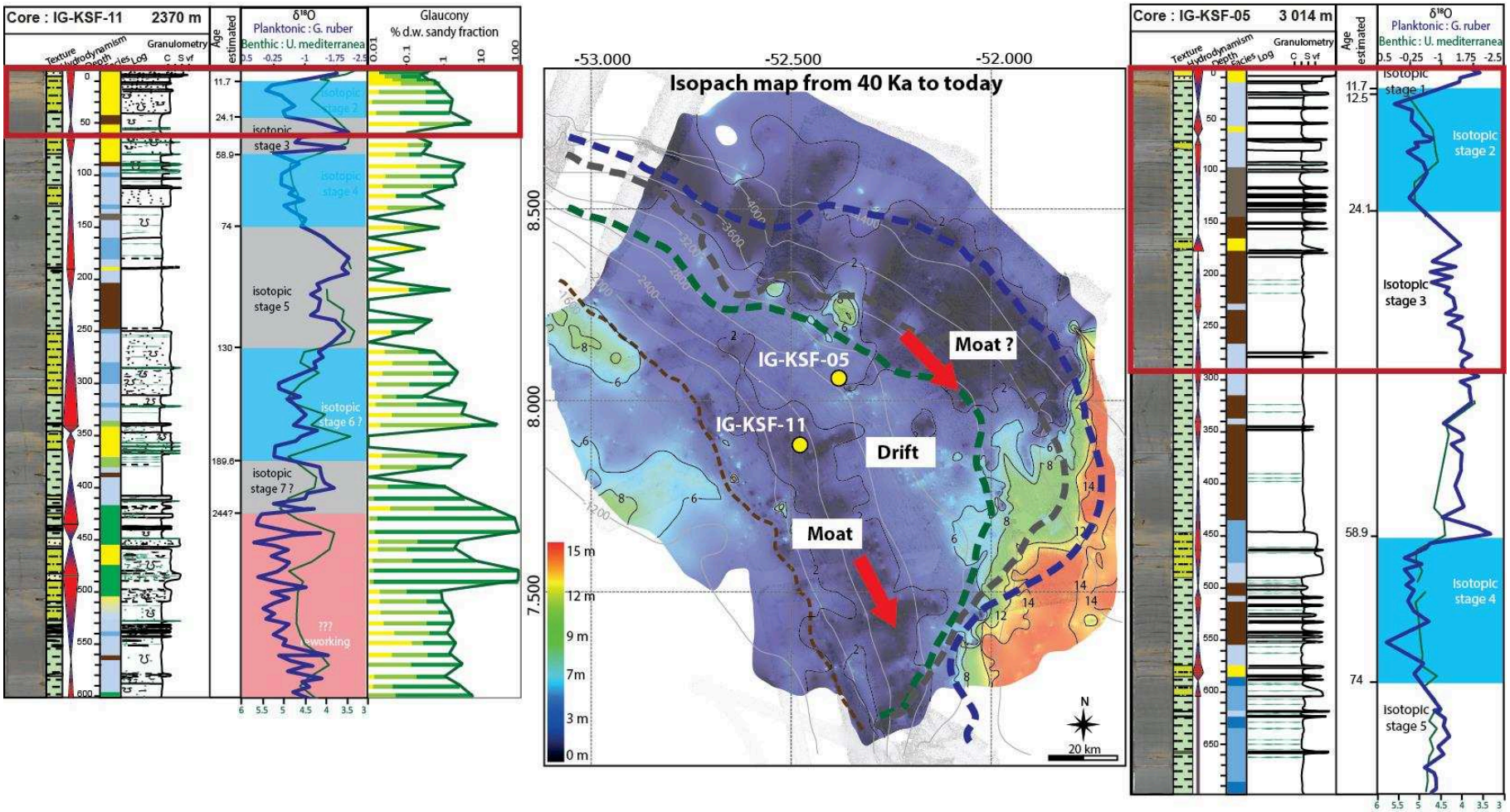


Figure 5 : Illustration de l'accumulation sédimentaire au cours des derniers 40 ka via les carottes sédimentaires Ig-KSF-05 & IG-KSF-11 et la carte isopque entre l'horizon rouge (40 ka) et le fond marin actuel.

C. La glauconie, un nouveau proxy pour l'étude des contourites

Le CDS situé sur le plateau marginal de Demerara a la particularité d'être riche en glauconie. La formation et la maturité des grains de glauconie est induite par un long temps de résidence des grains à l'interface eau/sédiment induit par un faible taux de sédimentation (Rothwell, 1989; Amorosi, 1995; Chafetz and Reid, 2000; Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse et al., 2004; Pasquini et al., 2005; Giresse, 2008). Le vannage induit par l'intensité du courant de fond peut induire un faible taux d'accumulation sédimentaire et ainsi promouvoir la formation de la glauconie (Fig.6). Si le vannage s'étale sur une période suffisamment longue, la maturité des glauconies croit (une couleur verte qui se fonce, un grain plus craquelé à sa surface un enrichissement en micro-feuillets de glauconite, une diminution de la porosité intra-grain, une composition chimique enrichie en K et Fe).

Un processus similaire a été mis en évidence le long de la ride Côte d'Ivoire-Ghana (Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001; Giresse, 2008). Le sédiment récent a subit une diagenèse précoce permettant la formation de grains de glauconie dans les tests de foraminifères induit par un important vannage sur le fond marin. Cette glauconitisation peut se poursuivre durant l'enfouissement sur une longue période (2 à 10 Ma) et permettre la glauconitisation complète comme décrit par Baldermann et al. (2013).

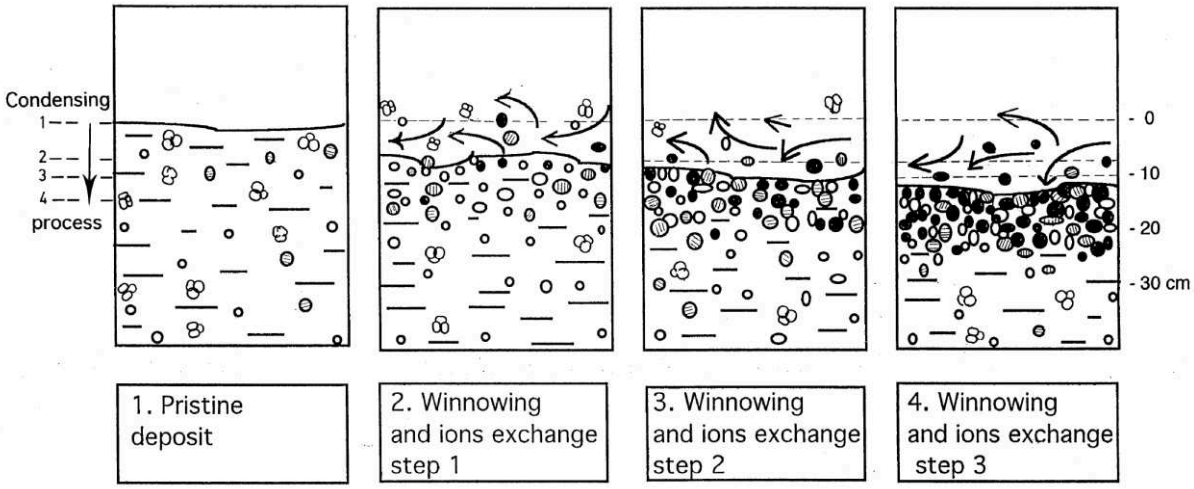


Figure 6 : Illustration de la glauconitisation sur la ride Côte d'Ivoire-Ghana contrôlée par le courant de fond. Le vannage permet de maintenir les tests de foraminifères à l'interface eau/sédiment permettant les échanges ioniques pour la glauconitisation (Giresse and Wiewióra, 2001).

La glauconitisation peut alors être un marqueur dans certains cas de la formation et de l'évolution d'une contourite comme sur le plateau de Demerara ou la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (Giresse and Wiewióra, 2001; Wiewióra et al., 2001). Ce processus sédimentaire pourrait ainsi compléter la séquence contouritique définie par Faugères et al. (1984) et Gonthier et al. (1984).

Ainsi, l'analyse de glauconie en association avec d'autres indicateurs comme la classe granulométrique, les sortables silts, les analyses de faciès, de microfaciès pourraient permettre de mieux contraindre les contourites dans l'ancien à l'affleurement. Le bassin Vocontien (dans le SE de la France) pourrait être un excellent site de comparaison entre les contourites actuelles du plateau de Demerara et les contourites du Crétacé (Parize et al., 1998; Viana, 1998; Parize et al., 2005).

D. CDS et plateau marginal

Les courants marins peuvent être contraints par les reliefs bathymétriques sur le fond marin générant des contourites. Les plateaux marginaux définis par les travaux de Mercier de Lépinay (2016) forment des reliefs de grandes dimensions. De nombreux plateaux définis comme des plateaux marginaux (Mercier de Lépinay et al., in press) sont des sites où des contourites ont été décrites. Parmi ces plateaux marginaux, le plateau de Falkland dans le bassin argentin contraint la circulation profonde à contourner cet obstacle générant un courant de contour et induisant la formation d'un CDS au pied du plateau (Hernández-Molina et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2010). Dans le cas du plateau marginal de Vøring en Norvège, le courant est aussi contraint par le plateau marginal. Jusqu'au Pliocène, le courant contournait l'obstacle et formait un CDS le long de la pente. Depuis le Pliocène terminal, le courant passe par-dessus en "sautant" le relief bathymétrique, le courant de fond génère un CDS (Orvik and Niiler, 2002; Bryn et al., 2005; Laberg et al., 2005; Hernández-Molina et al., 2008). Dans ces exemples, trois cas de figures peuvent se présenter : (1) le courant peut être dévié et il peut générer un CDS au autour de l'obstacle ; (2) il peut également être contraint le long de la pente et former un CDS sur la pente du relief ; (3) enfin, le courant peut passer par-dessus le relief formant un CDS.

Le plateau de Demerara est caractérisé par deux CDS, (1) sur le plateau marginal et (2) sur la plaine abyssale au pied du plateau.

(1) Sur le plateau marginal, la circulation de la NADW est contrainte de contourner l'indentation formée par le plateau marginal (Fig.1-2) le long de la pente du plateau marginal intermédiaire et inférieur. La NADW agit alors comme un courant de contour et subit une accélération le long de la cicatrice d'arrachement et sur le plateau marginal inférieur.

La NADW est un courant thermo-halin qui se forme dans l'Atlantique Nord avec un flux dirigé vers le Sud et il est situé entre 1200 et 4000 m de profondeur dans la partie ouest de l'Atlantique Equatorial. La vélocité du courant, mesurée dans le drift à 3000 m, est de 9.5 cm/s en moyenne et 32.5 cm/s en maximum, ce qui est en accord avec les valeurs attendues pour la « $_{\text{Lower}}$NADW ». L'intensité du courant, dans un CDS, est plus forte au niveau du chenal contouritique qu'au niveau du drift. Ainsi, le long de la cicatrice d'arrachement (entre 1200-2000 m), l'intensité du courant doit être supérieure à 9.5 cm/s en moyenne et 32.5 cm/s en maximum. Ainsi, la vélocité du courant serait largement supérieure aux valeurs attendues pour la « $_{\text{Upper}}$NADW » entre 1200-2000 m proche de 2.9 cm/s de la littérature (Reid, 1989; Molinari et al., 1992; Johns et al., 1993; Tsuchiya et al., 1994; Hogg, 1997; Mauritzen et al., 2002).Le CDS est présent sur le plateau marginal intermédiaire et inférieur de Demerara.

(2) Au pied du plateau, sur la plaine abyssale de Demerara, l'AABW est également contraint par la présence du relief formé par le plateau marginal. La présence d'un CDS (Fig.1-2) qui est également décrit dans Loncke et al. (2009) témoigne d'un courant fort qui peut aussi subir une accélération au contact de ce relief. Dans ce cas-là, le courant est dévié au pied de la pente continentale du plateau et la contourite s'est établi sur la plaine abyssale avec un « sheeted drift ».

E. Références bibliographiques

Amorosi, A., 1995. Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. Journal of Sedimentary Research 65, 419-425.

Baldermann, A., Warr, L.N., Grathoff, G.H., Dietzel, M., 2013. The rate and mechanism of deep-sea glauconite formation at the ivory coast–ghana marginal ridge. Clays and Clay Minerals 61, 258-276.

Bryn, P., Berg, K., Stoker, M.S., Haflidason, H., Solheim, A., 2005. Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin. Marine and Petroleum Geology 22, 85-96.

Chafetz, H.S., Reid, A., 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. Sedimentary Geology 136, 29-42.

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. Geology 12, 296-300.

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology 162, 1-38.

Faugères, J.C., Mulder, T., 2011. Contour Currents and Contourite Drifts. in: Heiko Hüneke and Thierry Mulder, Deep sea sediments, elseiver publications, developments in sedimentology 63, 149-205.

Flood, R.D., 1981. Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton Water. Sedimentology 28, 511-529.

Flood, R.D., 1983. Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. Geological Society of America Bulletin 94, 630-639.

Giresse, P., 2008. Chapter 12 Some Aspects of Diagenesis in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 203-221.

Giresse, P., Wiewióra, A., 2001. Stratigraphic condensed deposition and diagenetic evolution of green clay minerals in deep water sediments on the Ivory Coast–Ghana Ridge. Marine Geology 179, 51-70.

Giresse, P., Wiewióra, A., Grabska, D., 2004. Glauconitization processes in the northwestern Mediterranean (Gulf of Lions). Clay Minerals 39, 57-73.

Goff, J.A., Swift, D.J.P., Duncan, C.S., Mayer, L.A., Hughes-Clarke, J., 1999. High-resolution swath sonar investigation of sand ridge, dune and ribbon morphology in the offshore environment of the New Jersey margin. Marine Geology 161, 307-337.

Gonthier, E., Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift. Geological society of London, special publication 15, 275-292.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 19 Continental Slope Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 379-408.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. Marine and Petroleum Geology 27, 1508-1530.

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., Rebesco, M., 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. Geology 37, 507-510.

Hogg, N.G., 1997. The Deep Basin Experiment - status and accomplishments. , WOCE South Atlantic Workshop, Brest.

Johns, W.E., Fratantoni, D.M., Zantopp, R.J., 1993. Deep western boundary current variability off northeastern Brazil. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 40, 293-310.

Laberg, J.S., Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O., 2005. The Eocene–late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea—paleoceanographic implications. Marine Geology 214, 269-285.

Lister, C.R.B., 1976. Control of pelagic sediment distribution by internal waves of tidal period: Possible interpretation of data from the southern East Pacific Rise. Marine Geology 20, 297-313.

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2009. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. Marine and Petroleum Geology 26, 711-723.

Mauritzen, C., Polzin, K.L., McCartney, M.S., Millard, R.C., West-Mack, D.E., 2002. Evidence in hydrography and density fine structure for enhanced vertical mixing over the Mid-Atlantic Ridge in the western Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 107, 3147-3166.

Mercier de Lépinay, M., 2016. Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectono-sédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée, Oceanography. Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., in press. Transform continental margins - Part 2: A worldwide inventory. Tectonophysics.

Molinari, R.J., Fine, R.A., E., J., 1992. The Deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic Ocean. Deep Sea Research 39, 1967-1984.

Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. Geophysical Research Letters 29, 1896.

Parize, O., Fiet, N., Friès, G., Imbert, P., Latil, J.-L., Rubino, J.-L., Viana, A., 2005. "Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France" [Cretaceous Research 25 (2004) 179–189] – Discussion. Cretaceous Research 26, 726-730.

Parize, O., Viana, A.R., Imbert, P., Faugères, J.C., Rubino, J.L., 1998. Sables de haut de pente à l'Albien dans le bassin vocontien: essai d'interprétation à partir du modèle quaternaire de Campos, in: Viana, A.R. (Ed.), Le rôle et l'enregistrement des courants océaniques dans le dépôt des marges continentales: la marge du bassin sud-est brésilien, Université de Bordeaux, pp. 249-278.

Pasquini, C., Lualdi, A., Vercesi, P.L., 2005. "Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France" [Cretaceous Research 25 (2004) 179–189] – Reply. Cretaceous Research 26, 731-732.

Reid, J.L., 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. Progress in Oceanography 23, 149-244.

Rothwell, R., 1989. Feldspar, Minerals and Mineraloids in Marine Sediments. Springer, pp. 65-78.

Shanmugam, G., 2008. Chapter 5 Deep-water Bottom Currents and their Deposits, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 59-81.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Rio, V., Somoza, L., Brackenridge, R.E., 2013. The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. Marine Geology 343, 99-114.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Río, V., Branson, A., 2009. Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. Geology 37, 327-330.

Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.-A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X.D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., Sotin, C., 2016. Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. Marine Geology 378, 56-73.

Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54°S) northward across the equator. Journal of Marine Research 52, 51-81.

Viana, A.R., 1998. Le rôle de l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du Bassin Sud-Est brésilien. Univerisité de Bordeaux, p. 343.

Wiewióra, A., Giresse, P., Petit, S., Wilamowski, A., 2001. A deep-water glauconitization process on the Ivory Coast–Ghana marginal ridge (ODP site 959): determination of Fe3+-rich montmorillonite in green grains. Clays and Clay Minerals 49, 540-558.

Wynn, R.B., Masson, D.G., 2008. Chapter 15 Sediment Waves and Bedforms, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Developments in sedimentology. Elsevier, pp. 289-300.

Wynn, R.B., Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. Marine Geology 192, 7-22.

CONCLUSION

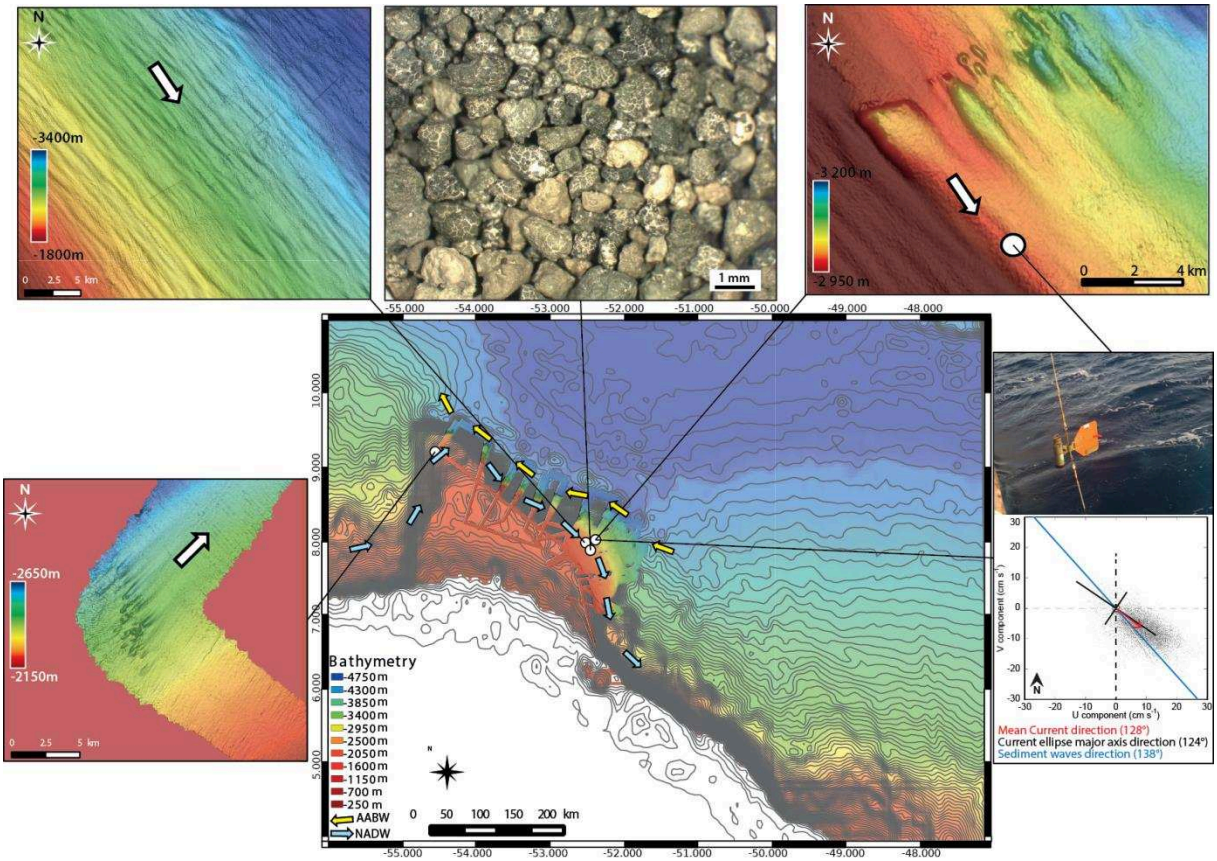


Illustration des principaux objets caractéristiques du CDS du plateau de Demerara

Table des matières

A. Conclusions 315
B. Perspectives 316

A. Conclusions

Ce travail est la première étude des processus sédimentaires récents sur le plateau marginal de Demerara bénéficiant de données géophysiques, sédimentaires et océanographiques. Ce travail a été réalisé avec une approche multidisciplinaire : géophysique, sédimentaire et géochimique. Les descriptions réalisées à partir de l'ensemble des données sur le plateau de Demerara et les informations provenant de la littérature tendent à démontrrer un fort lien entre plateau marginal et processus contouritique.

Au début de ce manuscrit, un certain nombre de problématiques ont été soulevées ; ci-dessous le bilan de cette étude autour de ces questions :

- *Quel est le rôle de la circulation océanique et des courants marins sur la sédimentation du plateau de Demerara ?*
  La circulation thermohaline via la NADW génère un courant de fond sur le plateau de Demerara qui produit des dépôts et des structures contouritiques. Ces dépôts contouritiques sont caractérisés par un « moat » le long de la cicatrice d'arrachement, caractérisé par une faible accumulation sédimentaire et des périodes de non-dépôt/érosion, et par un « mounded elongated drift » avec une accumulation sédimentaire plus continue et plus homogène. Au niveau du chenal contouritique, l'action du courant de fond de la NADW induit un vannage permettant la glauconitisation dans le sédiment. Sur l'ensemble du plateau, ce vannage permet la formation de « comet marks » sur le fond marin. Enfin, ce CDS est caractérisé par la formation d'une structure nouvellement décrite, les « longitudinal waves » qui sont principalement concentrées sur le drift. La sédimentation des parties distales du plateau de Demerara est quasi entièrement gouvernée par les processus contouritiques.
- *Comment se forment et comment évoluent les dépôts contouritiques ? Quels sont les paramètres environnementaux (océaniques, climatiques) qui influent sur la formation et l'évolution des processus sédimentaires sur le plateau de Demerara ?*
  Cette contourite semble s'être formée au Pliocène avec la formation de la NADW qui va affecter le plateau marginal entre 1200-4000 m jusqu'à aujourd'hui. La NADW, un courant thermo-halin, est sensible aux variations climatiques associés aux stades glaciaires/interglaciaires. Les variations d'intensité du courant sont donc liées aux climats. Le CDS du plateau de Demerara enregistre ainsi les changements de circulation océanique en fonction des changements climatiques. Ainsi, sur le Plateau de Demerara, durant les périodes glaciaires, la richesse en glauconie, la maturité de la glauconie, le vannage de la matière organique, la sédimentation plus grossière témoigne d'un vannage plus important. Ainsi, la NADW est intensifiée durant ces périodes glaciaires. Les problèmes de datations et calage chrono-stratigraphique
- *Comment évoluent les courants dans le domaine équatorial au niveau du plateau marginal de Demerara ?*
  Au niveau du plateau de Demerara, le courant de fond lié à la circulation de la NADW est intensifié durant les périodes glaciaires. La situation est ainsi inversée par rapport aux hautes latitudes de l'Atlantique nord ou la formation et l'intensité de la NADW sont diminuées.
- *Quel est le rôle de la physiographie de la marge induite par le plateau marginal sur la mise en place de ce corps contouritique ?*
  Au contact du plateau marginal, la NADW est contrainte à contourner l'indentation sur et le long de la pente du plateau marginal intermédiaire et inférieur. La NADW agit comme un courant de contour. Une intensification du courant se fait le long de la cicatrice d'arrachement et sur le plateau marginal inférieur avec la formation d'un drift contouritique entre les deux. Sur la plaine abyssale au pied du plateau de Demerara,

l'AABW est également contraint par ce relief bathymétrique. Le courant est dévié et probablement accéléré au pied de la pente continentale formant un chenal contouritique et le dépôt d'un « sheeted drift » sur la plaine abyssale.

- *Quel est le rôle de la glauconie dans les sédiments contouritiques ?*
  Les glauconies du plateau de Demerara se forment en lien avec le vannage induit par le courant. Le plateau marginal provoque une intensification du courant, la formation de dépôts contouritiques sur le plateau caractérisé par une richesse en glauconie au niveau du moat ou le vannage est le plus intense. Les processus contouritiques ainsi que la glauconitisation sont accentués durant les périodes glaciaires avec l'intensification de la NADW. Les glauconies sont ainsi des marqueurs de l'évolution du vannage et donc de l'intensité du courant de fond.
- *Le plateau marginal de Demerara, est-il un cas esseulé ou un exemple qui peut servir de modèle à la compréhension des processus sédimentaires sur les plateaux marginaux ?*
  La présence de contourites a été identifiée sur plusieurs sites identifiés comme étant des plateaux marginaux : les Falkands, les plateaux de la Côte d'Ivoire et de la Guinée, le plateau marginal d'Agulhas, le plateau de Vøring en mer de Norvège et le plateau de Demerara. Ainsi, les plateaux marginaux font partie des reliefs bathymétriques susceptibles de localiser et d'enregistrer de façon privilégiée les contourites. Le plateau de Demerara est ainsi un excellent exemple de l'établissement de contourite en relation avec un plateau marginal. Ces plateaux marginaux ont la propriété « d'écarter » la trajectoire des veines d'eau des continents de par leurs formes. Des CDS extrêmement clairs, non perturbés par des apports turbiditiques classiques peuvent donc s'y développer. Les contourites associés à ces plateaux marginaux sont probablement, pour ces raisons, de très bons chantiers naturels pour étudier les processus en œuvre dans ce type de systèmes. La découverte de structure en comètes géantes et des « longitudinal waves » en est peut-être un premier témoignage sur le plateau de Demerara.

B. Perspectives

Cette étude a permis d'apporter beaucoup de réponses sur les processus sédimentaires actifs sur le plateau de Demerara mais certaines questions sont encore en suspens et de nouvelles interrogations sont soulevées :

(1) Il reste encore de nombreuses données acquises durant la mission IGUANES et de données de carottes à étudier qui pourraient apporter une meilleure compréhension des processus sédimentaires et une meilleure caractérisation des conditions environnementales telles qu'enregistrées par le CDS.

(2) Les problèmes de datation n'ayant pas été résolus, une étude micropaléontologique détaillée pourrait permettre d'affiner le cadre chrono-stratigraphique et de mieux contraindre le cadre paléo-environnemental de la zone.

(3) Le plateau marginal de Demerara est sujet à une forte instabilité et de nombreux MTD affectent régulièrement la zone. Les processus contouritiques pourraient être un facteur prédominant dans la génération de MTD. Il serait alors nécessaire de tenter de comprendre le rôle que peut avoir la contourite sur cette instabilité et par extension l'impact paléocéanographique et paléoclimatique sur ces MTDs. Là encore, les problèmes de datation ont pour l'heure constitué un frein.

(4) Ce travail a montré l'intérêt d'une nouvelle technique d'étude des contourites avec l'analyse de la glauconie. La glauconie a pour le moment été peu décrite dans les contourites soit dues à son absence soit à un non-intérêt ; il est alors difficile d'estimer la proportion de contourites glauconieuses, et si le cas des contourites de Demerara et

de la ride Côte d'Ivoire-Ghana sont des particularités ou un modèle pour l'étude des contourites. Ainsi, l'analyse de glauconie et d'autres indicateurs comme la granulométrique, les sortables silts, les analyses de faciès, de microfaciès pourraient permettre de mieux contraindre les contourites dans l'ancien à l'affleurement.

ANNEXES

A. Log sédimentaire 320
I. IG-KS-01 321
II. IG-KSF-02 323
III. IG-KS-03 327
IV. IG-KS-04 329
V. IG-KSF-05 331
VI. IG-KSF-06 335
VII. IG-KSF-07 338
VIII. IG-KSF-08 341
IX. IG-KS-09 346
X. IG-KS-10 348
XI. IG-KSF-11 349
XII. IG-KS-12 352
XIII. IG-KSF-13 355
XIV. IG-KS-14 359
XV. IG-KSF-15 361
XVI. IG-KS-16 364
XVII. IG-KS-17 365
XVIII. IG-KS-18 367
XIX. IG-KSF-19 369
XX. IG-KSF-20 374

A. Log sédimentaire

Légende

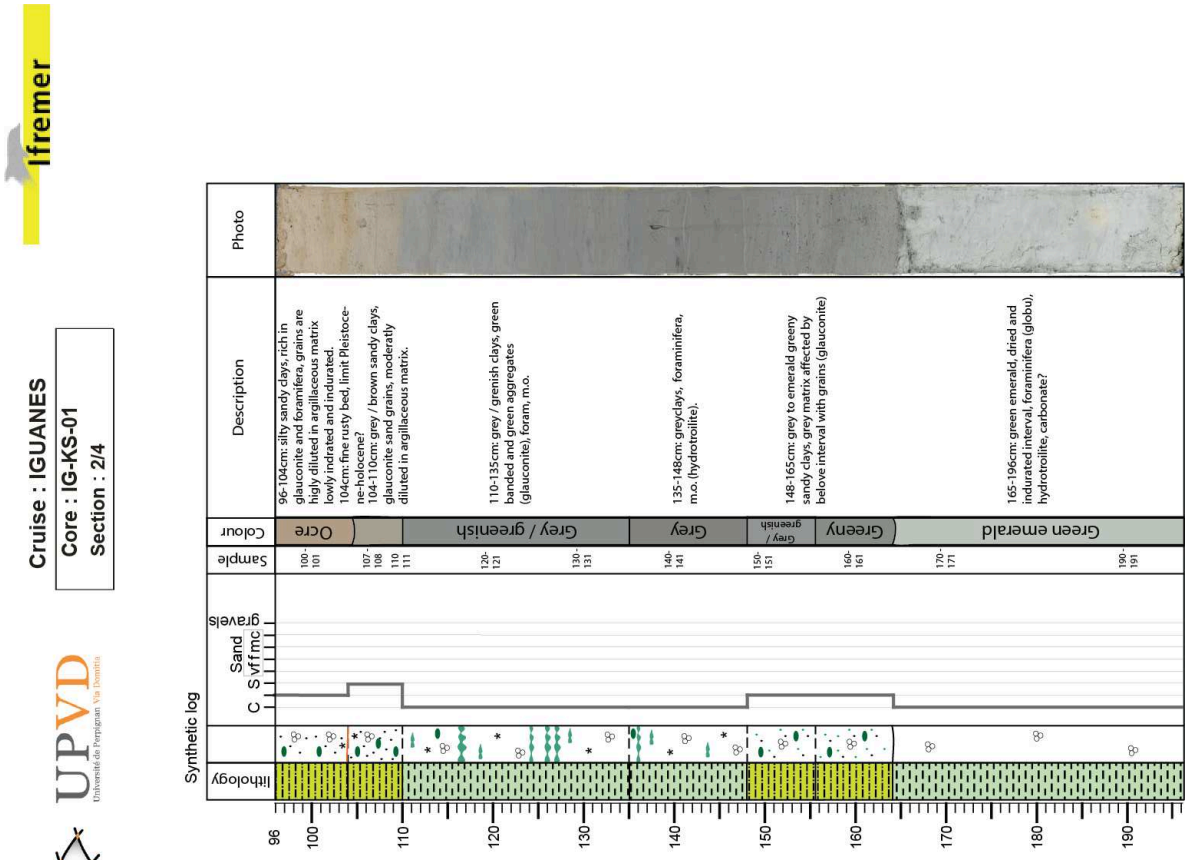
Lithologie:

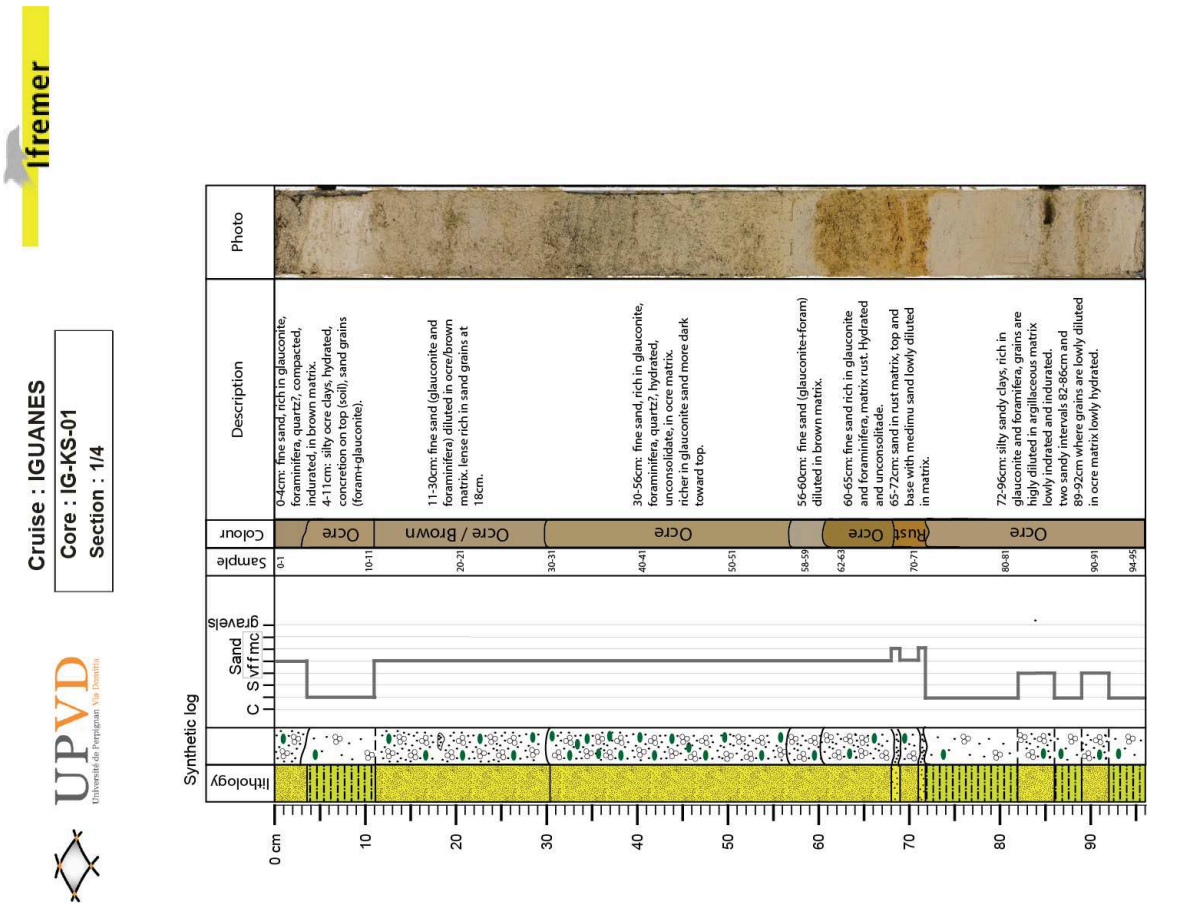
- Clay
- Silty clay
- Silt
- Very fine sand
- Fine sand
- Medium sand
- Coarse sand
- Silt pocket

Composants et caractérisitques sédimentaires:

- Sharp contact
- Gradational contact
- Scoured, sharp contact
- Normally graded interval
- Inversed graded interval
- Horizontal laminae
- Wavy lamination
- Organic matter
- Bioturbation
- Bivalve (complete)
- Bivalve (fragments)
- Echinoids
- Gastropods
- Pteropods (gasteropods)
- Forams
- Briozoaires
- Scaphopode
- Worm tube

I. IG-KS-01


Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-01
Section : 2/4
Synthetic log
lithology
C
Sand
S vf f m c
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
96-104cm: silty sandy clays, rich in glauconite and foramifera, grains are higly diluted in argillaceous matrix lowly indrated and indurated.
104cm: fine rusty bed, limit Pleistocene-holocene?
104-110cm: grey / brown sandy clays, glauconite sand grains, moderatly diluted in argillaceous matrix.
110-135cm: grey / grenish clays, green banded and green aggregates (glauconite), foram, m.o.
135-148cm: greyclays, foraminifera, m.o. (hydrotroilite).
148-165cm: grey to emerald greeny sandy clays, grey matrix affected by belove interval with grains (glauconite)
165-196cm: green emerald, dried and indurated interval, foraminifera (globu), hydrotroilite, carbonate?
Ocre
Grey / greenish
Grey
Grey / greenish
Greeny
Green emerald
96
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190


Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-01
Section : 1/4
Synthetic log
lithology
C
Sand
S vf f m c
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
0-4cm: fine sand, rich in glauconite, foraminifera, quartz?, compacted, indurated, in brown matrix.
4-11cm: silty ocre clays, hydrated, concretion on top (soil), sand grains (foram+glauconite).
11-30cm: fine sand (glauconite and foraminifera) diluted in ocre/brown matrix. lense rich in sand grains at 18cm.
30-56cm: fine sand, rich in glauconite, foraminifera, quartz?, hydrated, unconsolidate, in ocre matrix. richer in glauconite sand more dark toward top.
56-60cm: fine sand (glauconite+foram) diluted in brown matrix.
60-65cm: fine sand rich in glauconite and foraminifera, matrix rust. Hydrated and unconsolidade.
65-72cm: sand in rust matrix, top and base with medimu sand lowly diluted in matrix.
72-96cm: silty sandy clays, rich in glauconite and foramifera, grains are higly diluted in argillaceous matrix lowly indrated and indurated. two sandy intervals 82-86cm and 89-92cm where grains are lowly diluted in ocre matrix lowly hydrated.
Ocre
Ocre / Brown
Ocre
Rust
Ocre
Ocre
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
80
90

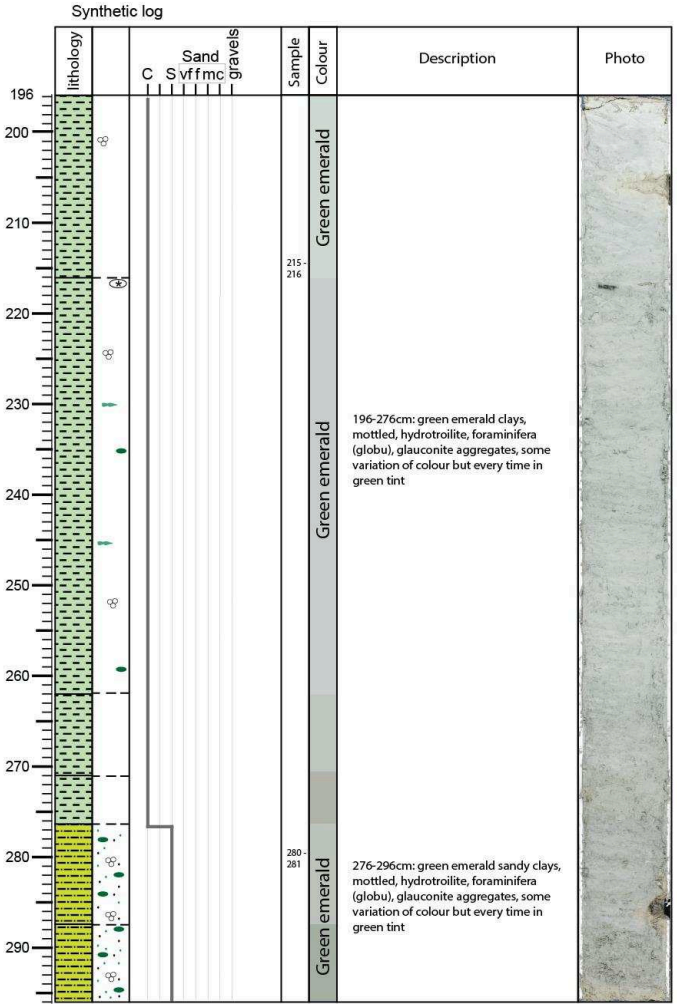
UPVD Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-01

Section : 3/4

Ifremer



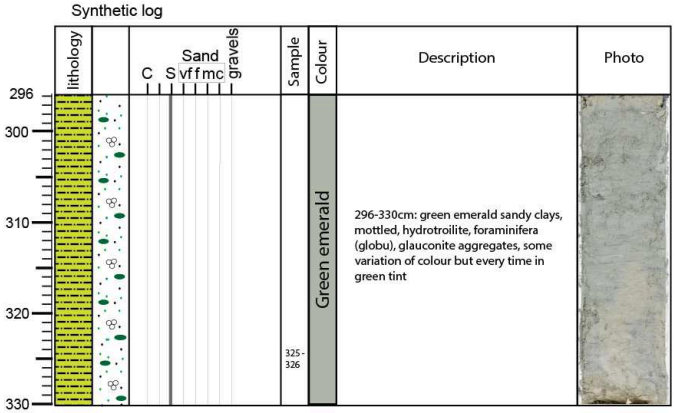
UPVD Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

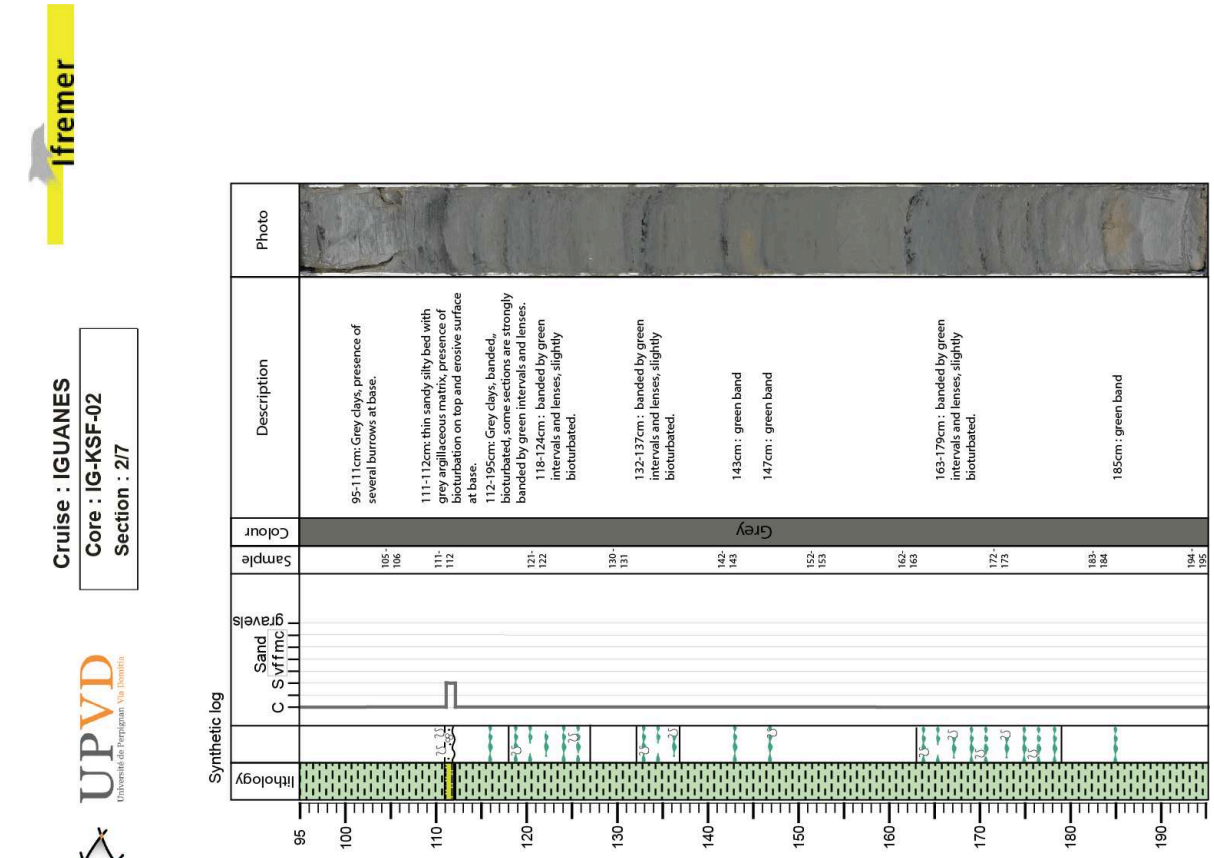
Core : IG-KS-01

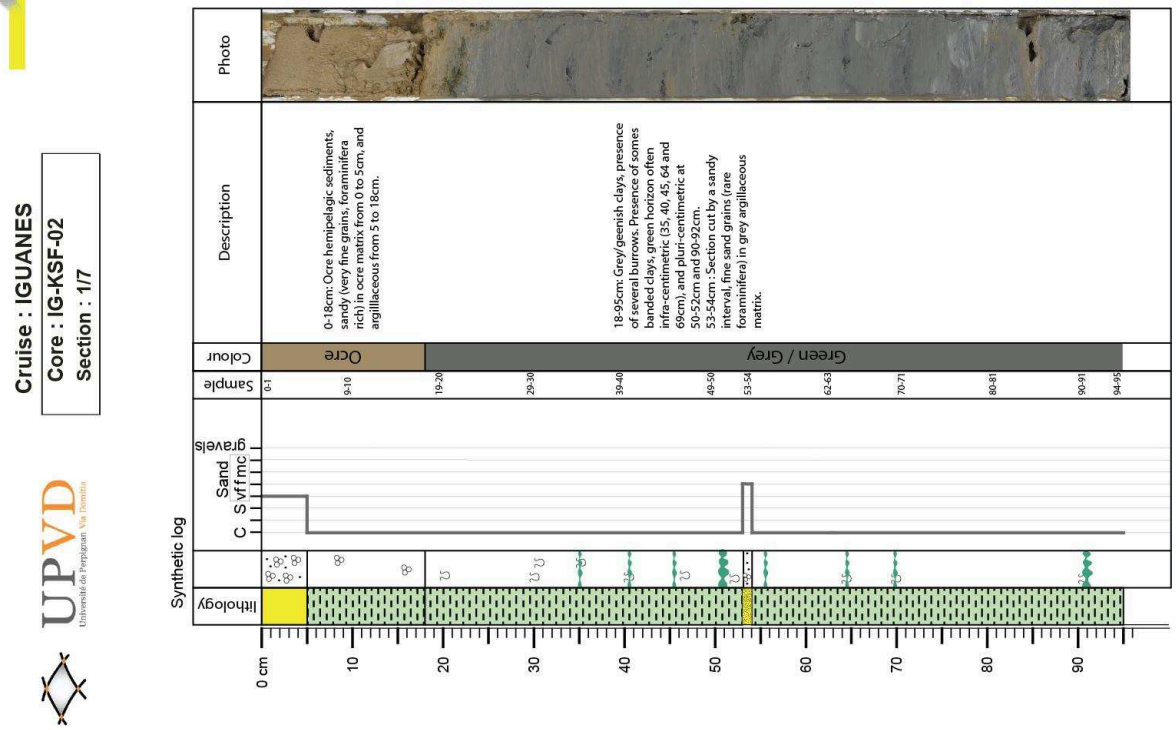
Section : 4/4

Ifremer



II. IG-KSF-02

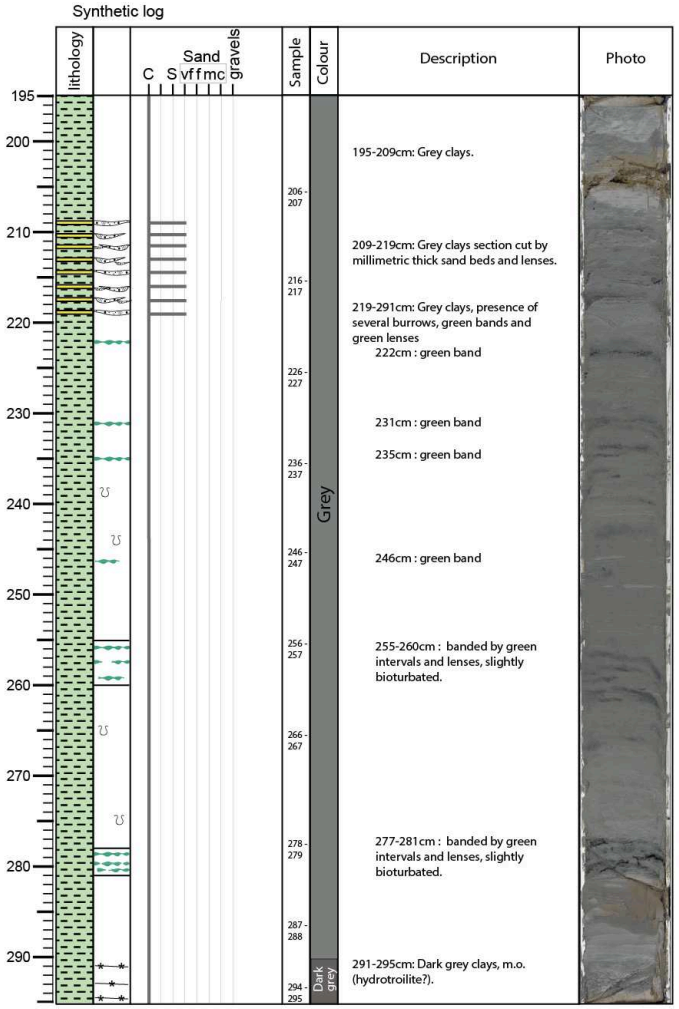

Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-02
Section : 2/7
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Grey
Description
95-111cm: Grey clays, presence of several burrows at base.
111-112cm: thin sandy silty bed with grey argillaceous matrix, presence of bioturbation on top and erosive surface at base.
112-195cm: Grey clays, banded, bioturbated, some sections are strongly banded by green intervals and lenses.
118-124cm : banded by green intervals and lenses, slightly bioturbated.
132-137cm : banded by green intervals and lenses, slightly bioturbated.
143cm : green band
147cm : green band
163-179cm : banded by green intervals and lenses, slightly bioturbated.
185cm : green band
Photo


Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-02
Section : 1/7
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Ocre
Green / Grey
Description
0-18cm: Ocre hemipelagic sediments, sandy (very fine grains, foraminifera rich) in ocre matrix from 0 to 5cm, and argillaceous from 5 to 18cm.
18-95cm: Grey/geenish clays, presence of several burrows. Presence of somes banded clays, green horizon often infra-centimetric (35, 40, 45, 64 and 69cm), and pluri-centimetric at 50-52cm and 90-92cm.
53-54cm : Section cut by a sandy interval, fine sand grains (rare foraminifera) in grey argillaceous matrix.
Photo

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-02

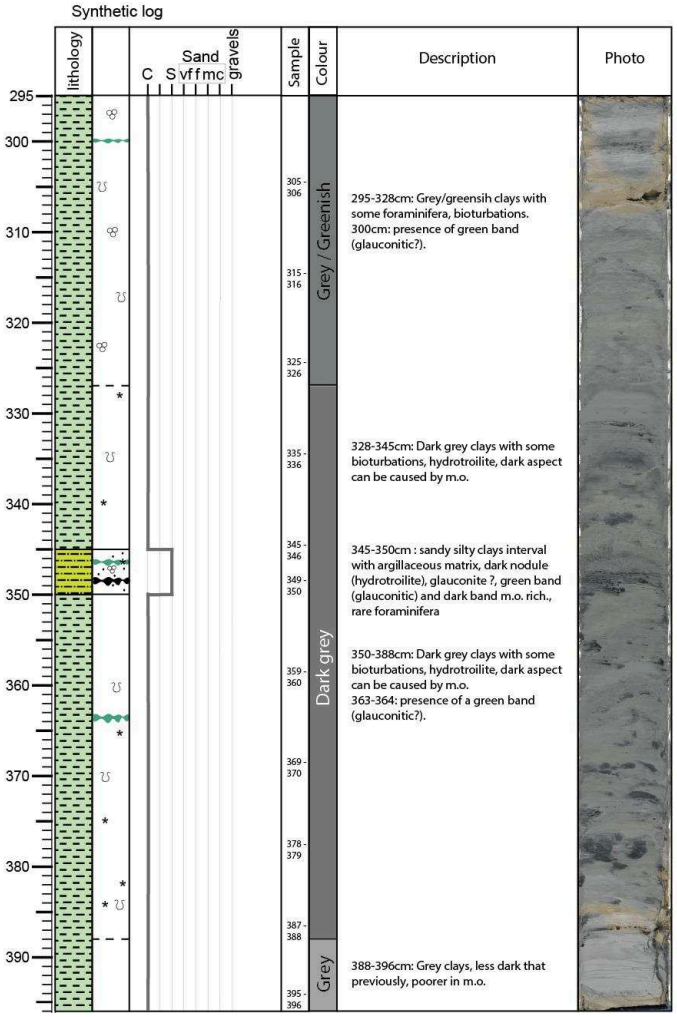
Section : 3/7



Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-02

Section : 4/7

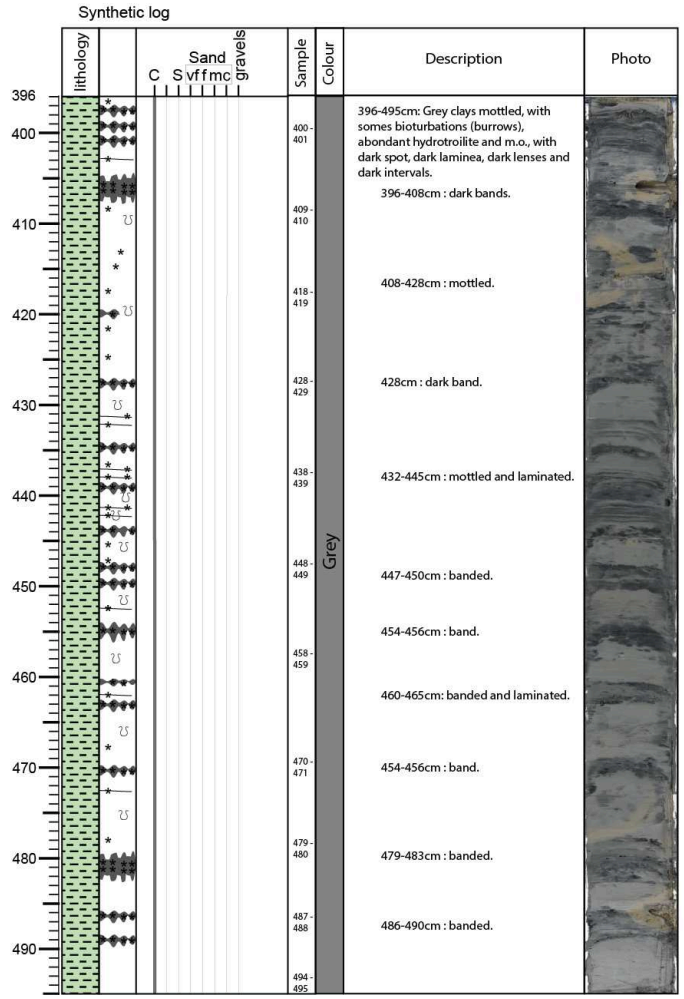


UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-02
Section : 5/7

Ifremer

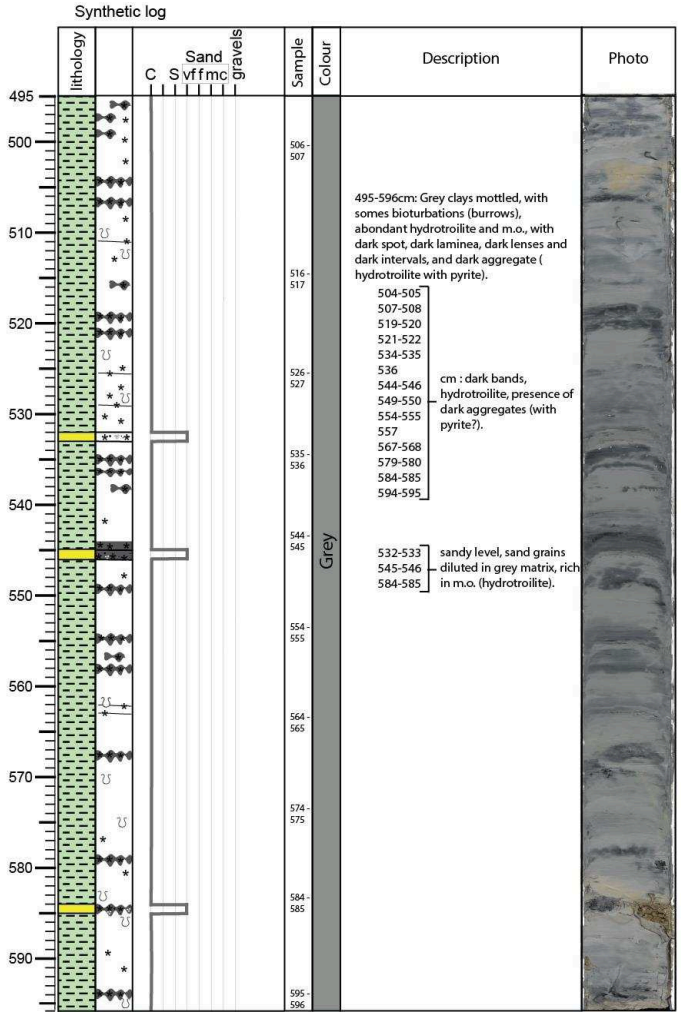


UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-02
Section : 6/7

Ifremer



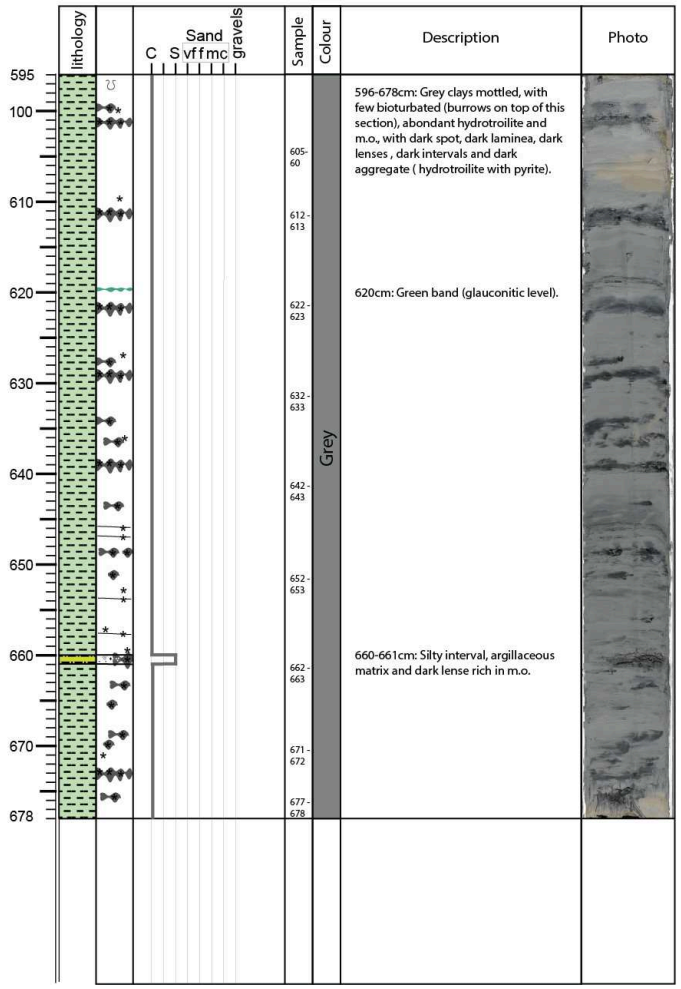
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

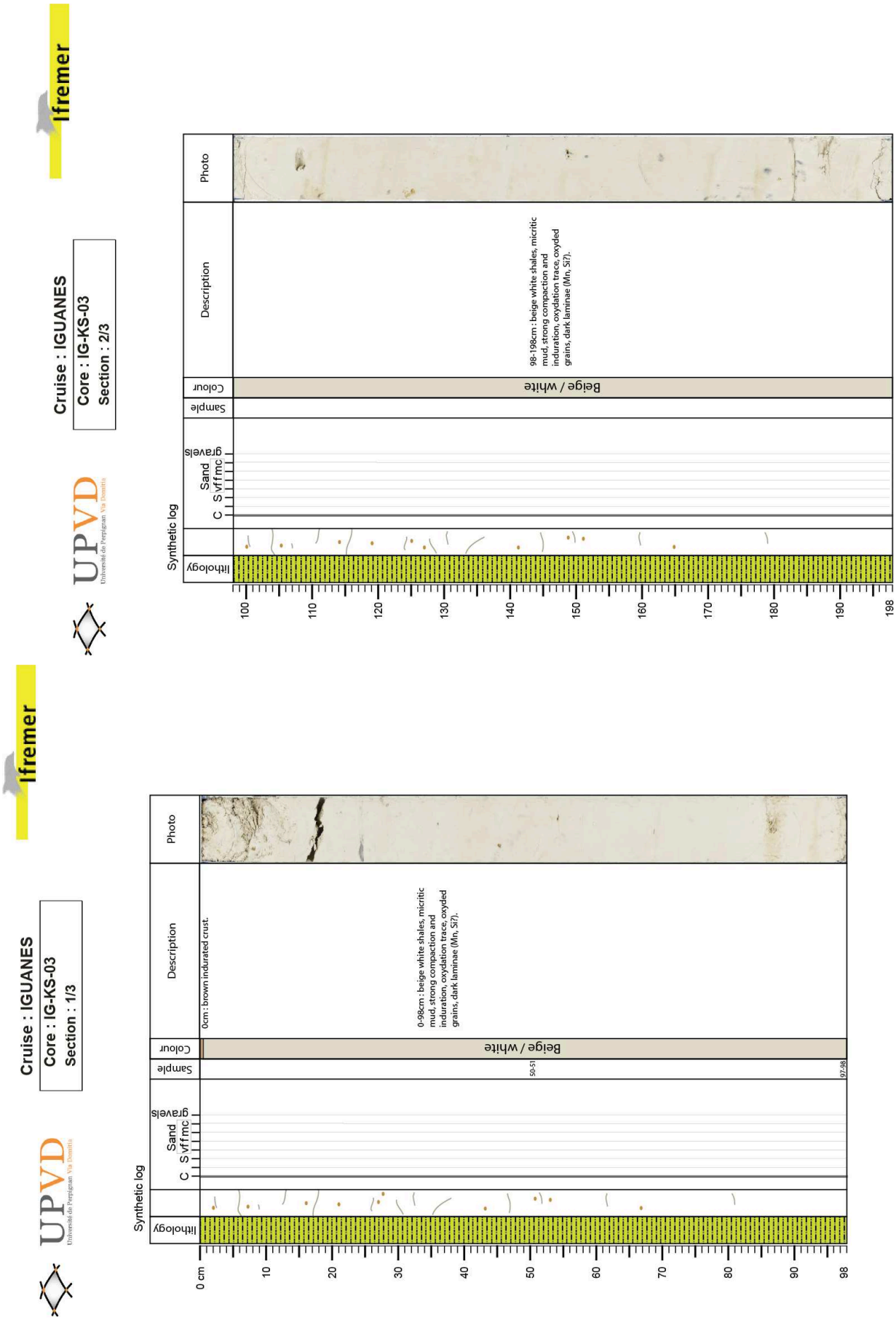
Core : IG-KSF-02
Section : 7/7

Ifremer

Synthetic log



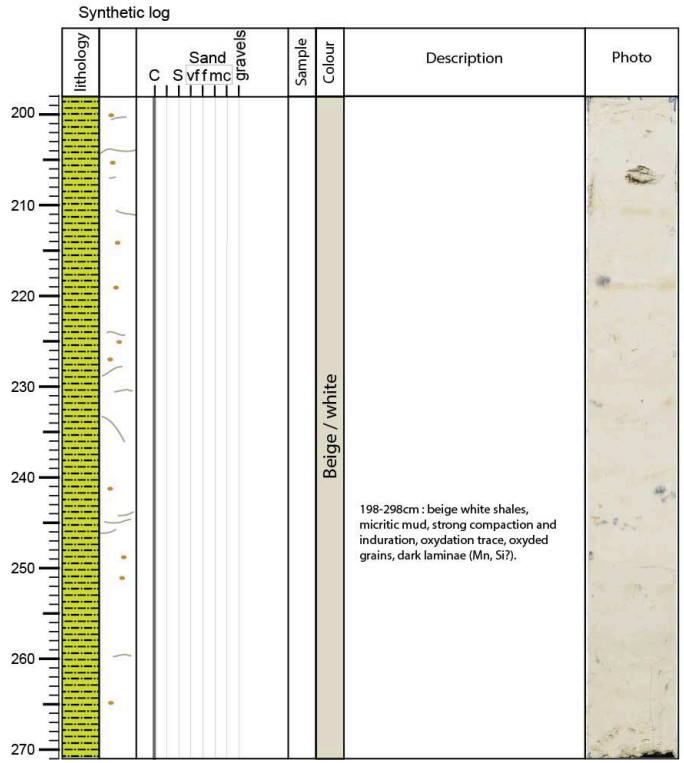
III. IG-KS-03


Ifremer
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-03
Section : 1/3
Synthetic log
lithology
C S vf f mc
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
80
90
98
50-51
97-98
Beige / white
0cm : brown indurated crust.
0-98cm : beige white shales, micritic mud, strong compaction and induration, oxydation trace, oxyded grains, dark laminae (Mn, Si?).
Ifremer
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-03
Section : 2/3
Synthetic log
lithology
C S vf f mc
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
198
Beige / white
98-198cm : beige white shales, micritic mud, strong compaction and induration, oxydation trace, oxyded grains, dark laminae (Mn, Si?).

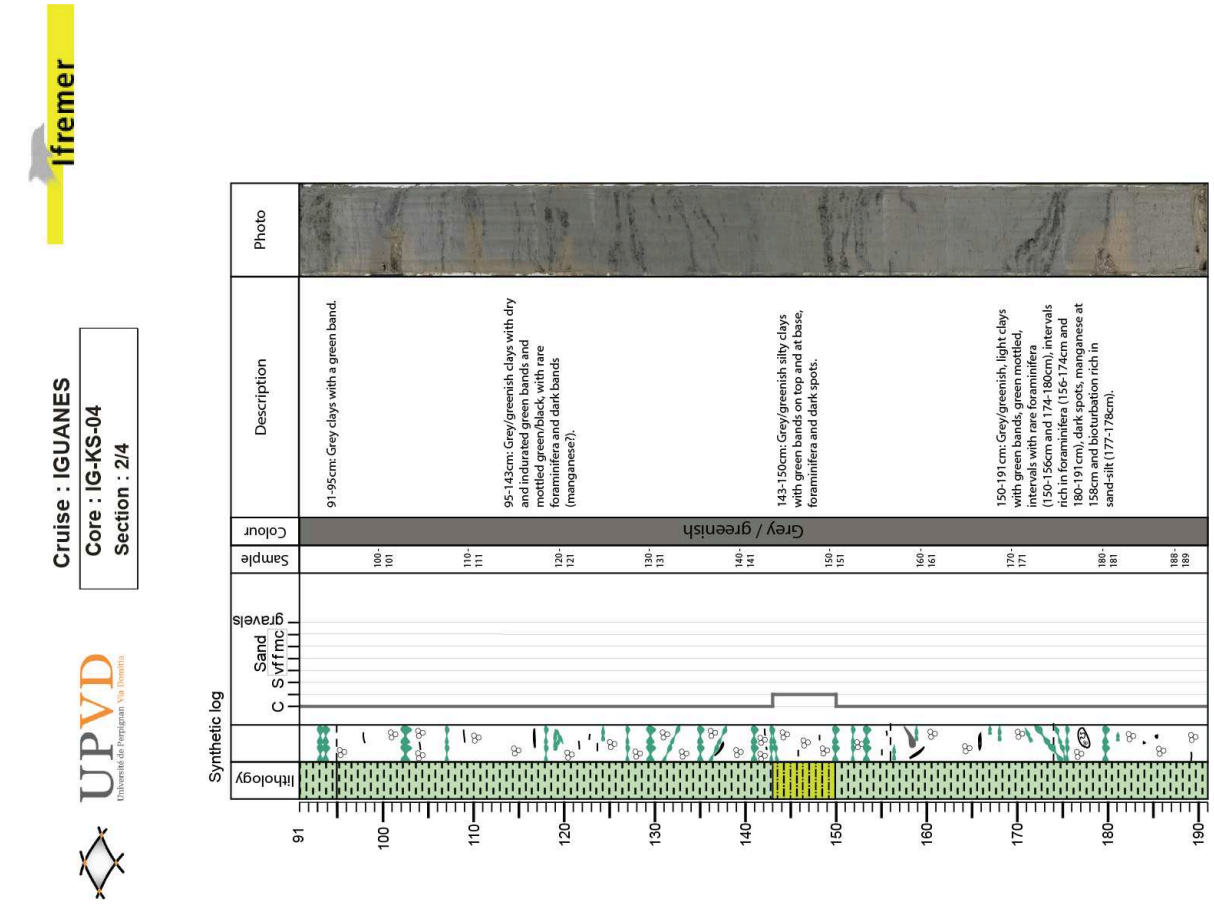
Cruise : IGUANES

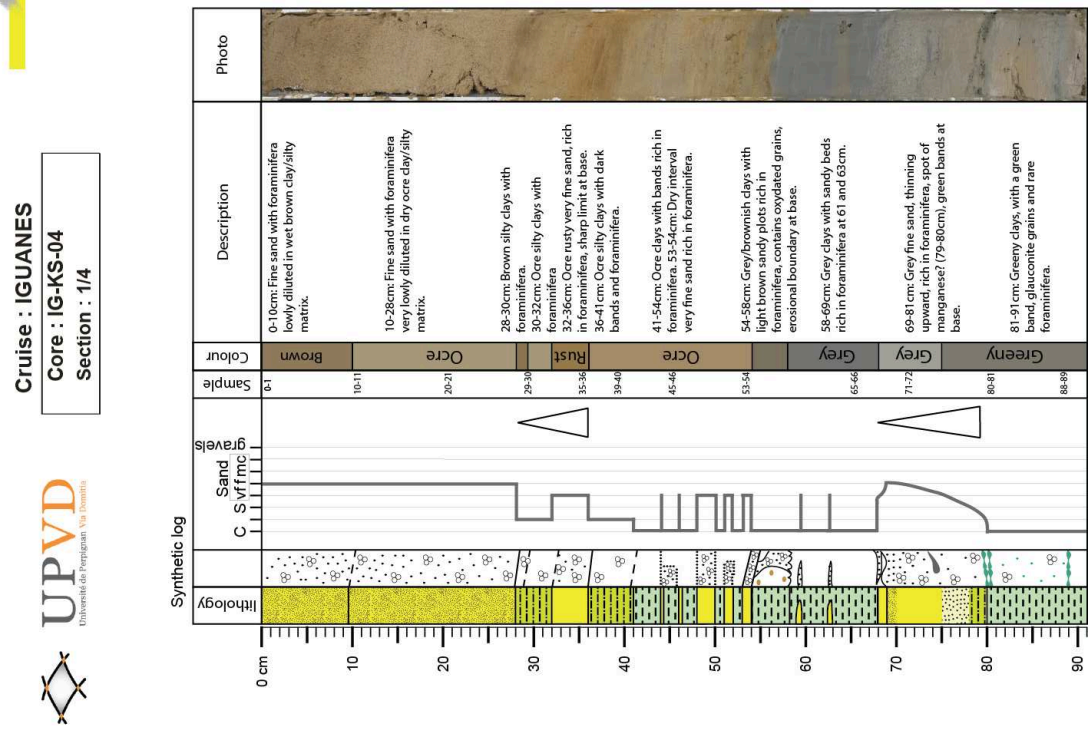
Core : IG-KS-03

Section : 3/3



IV. IG-KS-04


Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-04
Section : 2/4
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
91-95cm: Grey clays with a green band.
95-143cm: Grey/greenish clays with dry and indurated green bands and mottled green/black, with rare foraminifera and dark bands (manganese?).
143-150cm: Grey/greenish silty clays with green bands on top and at base, foraminifera and dark spots.
150-191cm: Grey/greenish, light clays with green bands, green mottled, intervals with rare foraminifera (150-156cm and 174-180cm), intervals rich in foraminifera (156-174cm and 180-191cm), dark spots, manganese at 158cm and bioturbation rich in sand-silt (177-178cm).


Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-04
Section : 1/4
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Brown
Ocre
Rust
Grey
Greeny
0-10cm: Fine sand with foraminifera lowly diluted in wet brown clay/silty matrix.
10-28cm: Fine sand with foraminifera very lowly diluted in dry ocre clay/silty matrix.
28-30cm: Brown silty clays with foraminifera.
30-32cm: Ocre silty clays with foraminifera
32-36cm: Ocre rusty very fine sand, rich in foraminifera, sharp limit at base.
36-41cm: Ocre silty clays with dark bands and foraminifera.
41-54cm: Ocre clays with bands rich in foraminifera. 53-54cm: Dry interval very fine sand rich in foraminifera.
54-58cm: Grey/brownish clays with light brown sandy plots rich in foraminifera, contains oxydated grains, erosional boundary at base.
58-69cm: Grey clays with sandy beds rich in foraminifera at 61 and 63cm.
69-81cm: Grey fine sand, thinning upward, rich in foraminifera, spot of manganese? (79-80cm), green bands at base.
81-91cm: Greeny clays, with a green band, glauconite grains and rare foraminifera.

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

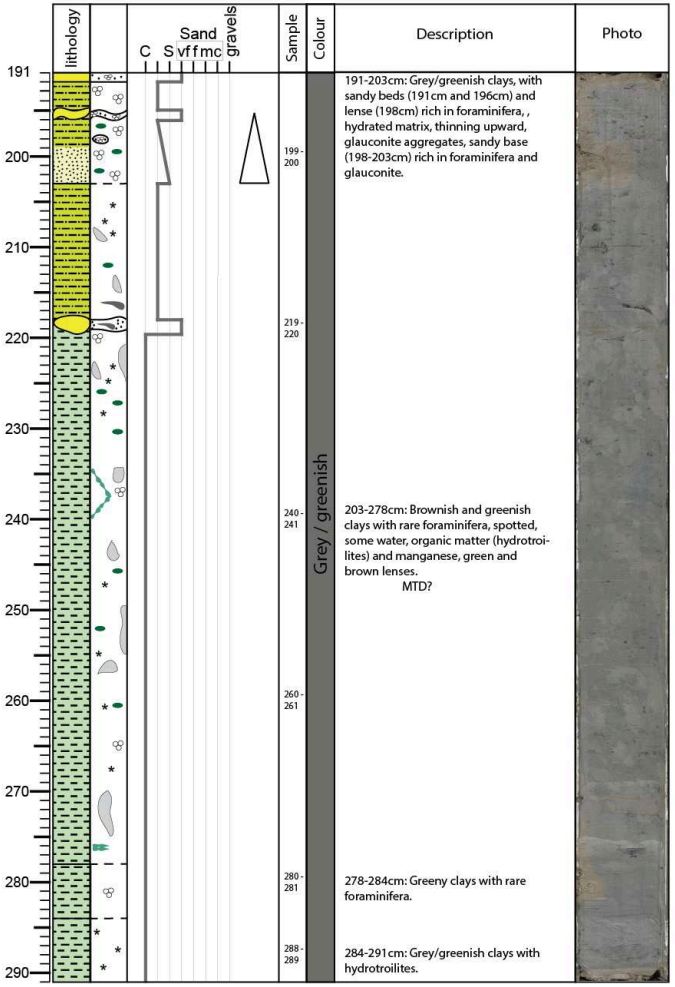
Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-04

Section : 3/4

Ifremer

Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
199-200	Grey / greenish	191-203cm: Grey/greenish clays, with sandy beds (191cm and 196cm) and lense (198cm) rich in foraminifera, , hydrated matrix, thinning upward, glauconite aggregates, sandy base (198-203cm) rich in foraminifera and glauconite.	
219-220			
240-241		203-278cm: Brownish and greenish clays with rare foraminifera, spotted, some water, organic matter (hydrotroilites) and manganese, green and brown lenses. MTD?	
260-261			
280-281		278-284cm: Greeny clays with rare foraminifera.	
288-289		284-291cm: Grey/greenish clays with hydrotroilites.	

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

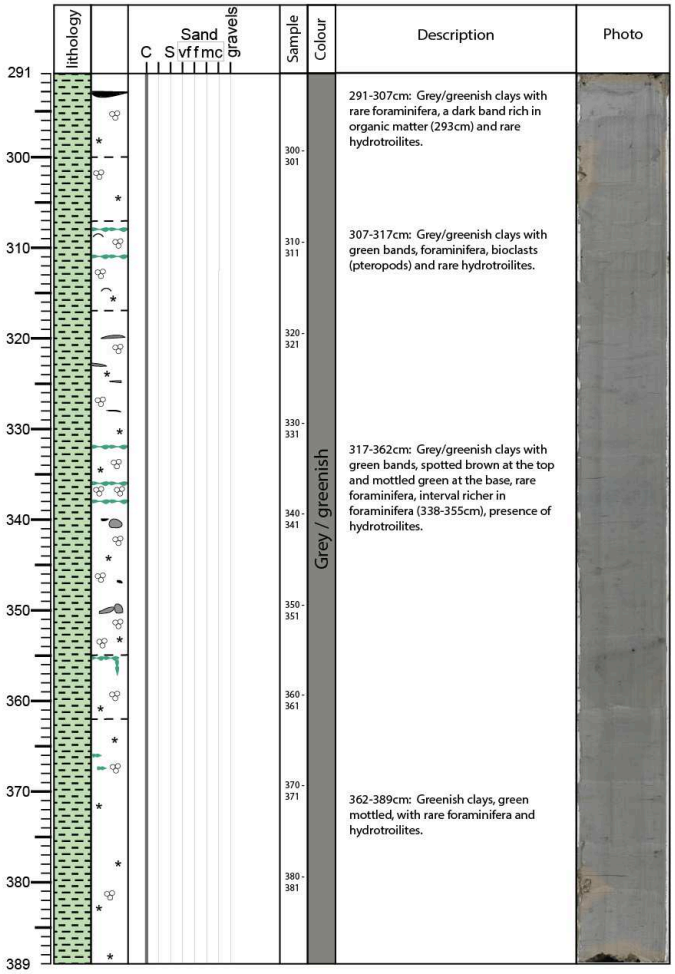
Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-04

Section : 4/4

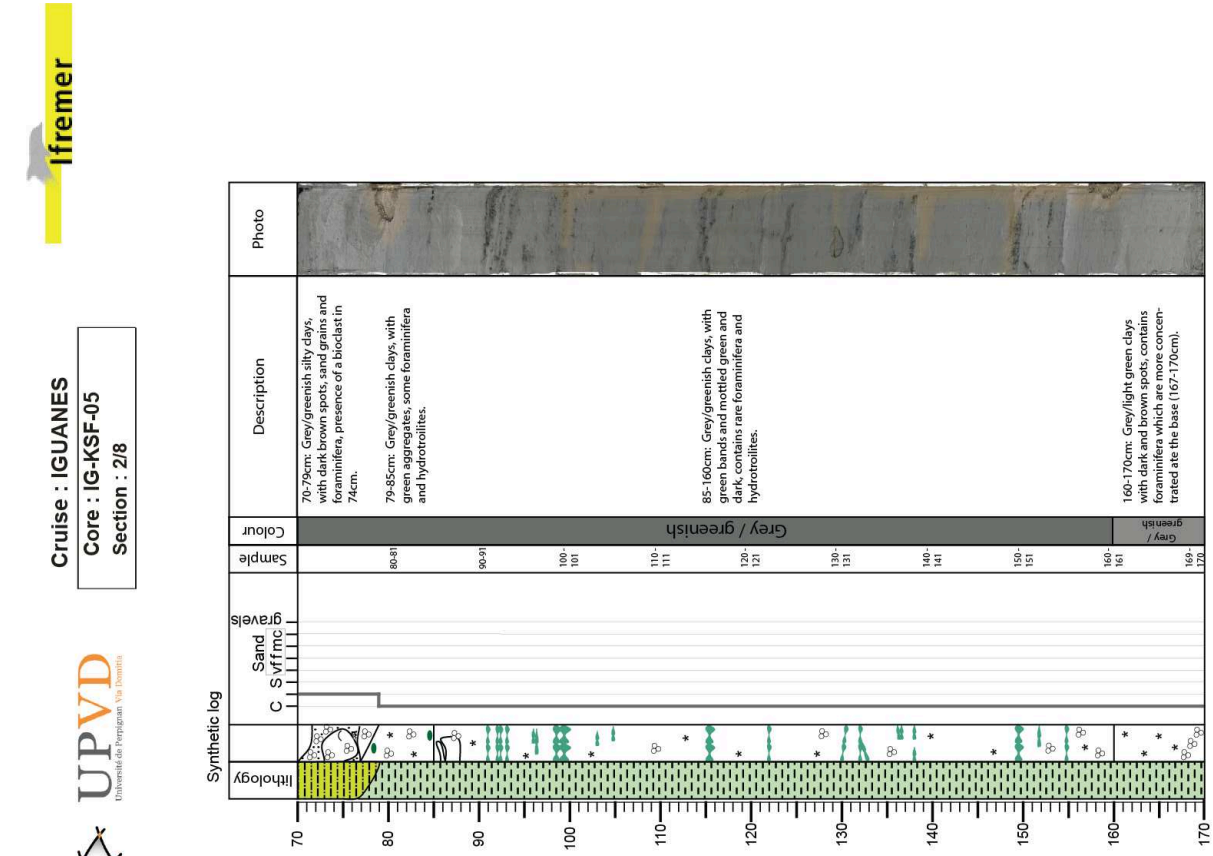
Ifremer

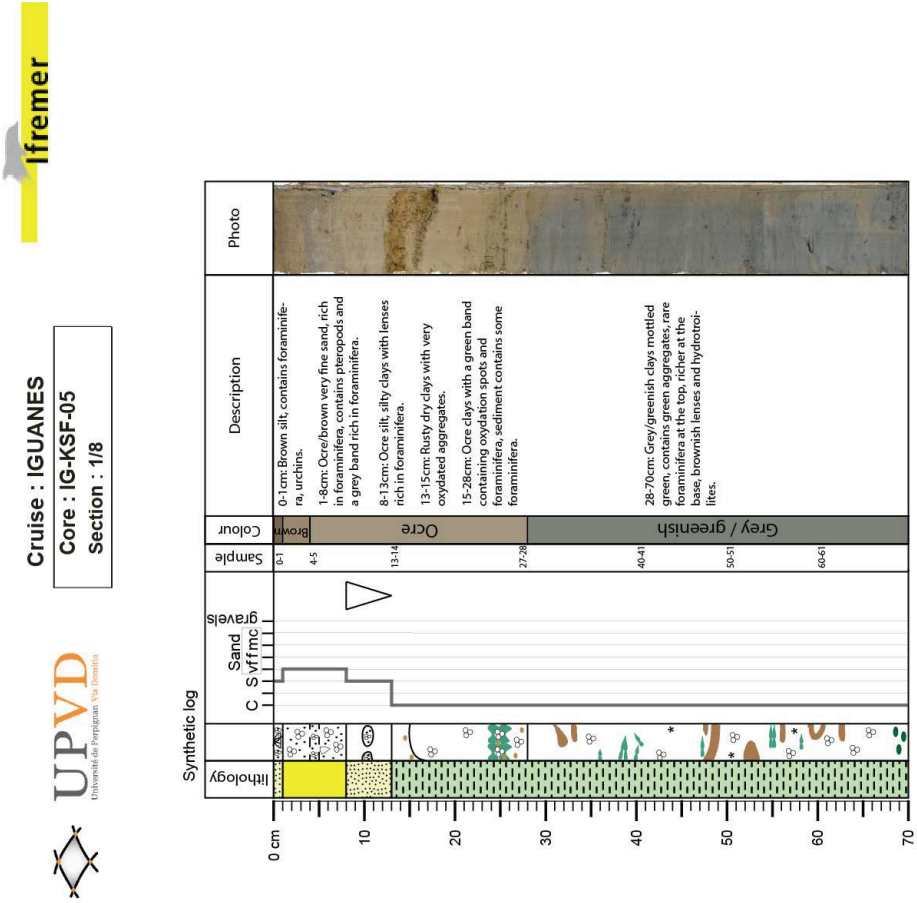
Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
300-301	Grey / greenish	291-307cm: Grey/greenish clays with rare foraminifera, a dark band rich in organic matter (293cm) and rare hydrotroilites.	
310-311		307-317cm: Grey/greenish clays with green bands, foraminifera, bioclasts (pteropods) and rare hydrotroilites.	
320-321			
330-331		317-362cm: Grey/greenish clays with green bands, spotted brown at the top and mottled green at the base, rare foraminifera, interval richer in foraminifera (338-355cm), presence of hydrotroilites.	
340-341			
350-351			
360-361			
370-371		362-389cm: Greenish clays, green mottled, with rare foraminifera and hydrotroilites.	
380-381			

V. IG-KSF-05

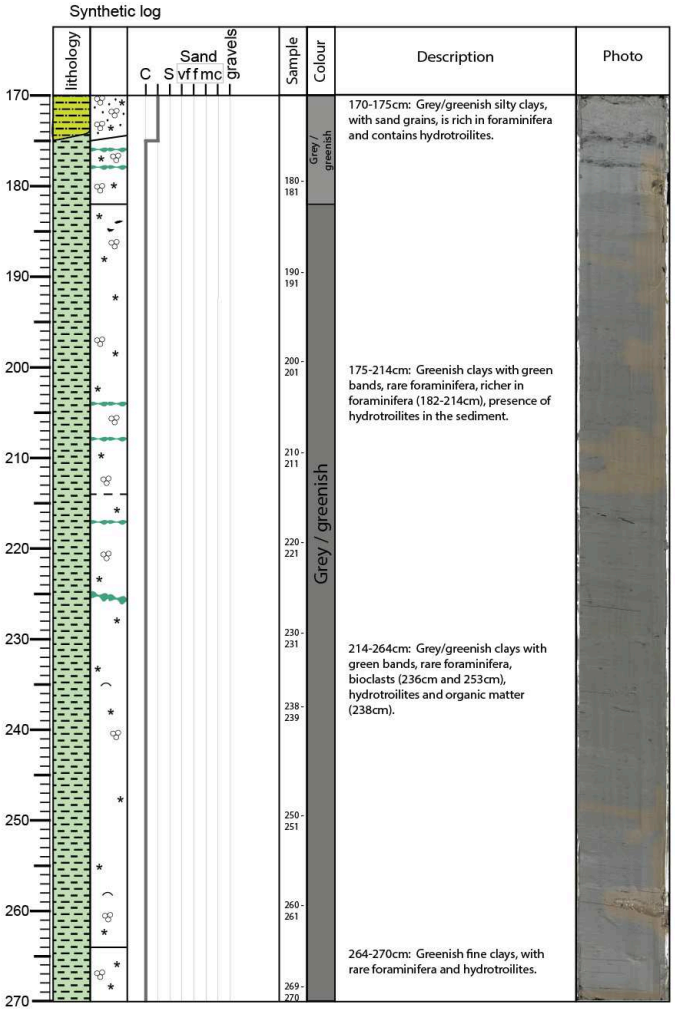

Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-05
Section : 2/8
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
70-79cm: Grey/greenish silty clays, with dark brown spots, sand grains and foraminifera, presence of a bioclast in 74cm.
79-85cm: Grey/greenish clays, with green aggregates, some foraminifera and hydrotroilites.
85-160cm: Grey/greenish clays, with green bands and mottled green and dark, contains rare foraminifera and hydrotroilites.
160-170cm: Grey/light green clays with dark and brown spots, contains foraminifera which are more concentrated ate the base (167-170cm).


Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-05
Section : 1/8
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Brown
Ocre
Grey / greenish
0-1cm: Brown silt, contains foraminifera, urchins.
1-8cm: Ocre/brown very fine sand, rich in foraminifera, contains pteropods and a grey band rich in foraminifera.
8-13cm: Ocre silt, silty clays with lenses rich in foraminifera.
13-15cm: Rusty dry clays with very oxydated aggregates.
15-28cm: Ocre clays with a green band containing oxydation spots and foraminifera, sediment contains some foraminifera.
28-70cm: Grey/greenish clays mottled green, contains green aggregates, rare foraminifera at the top, richer at the base, brownish lenses and hydrotroilites.

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-05

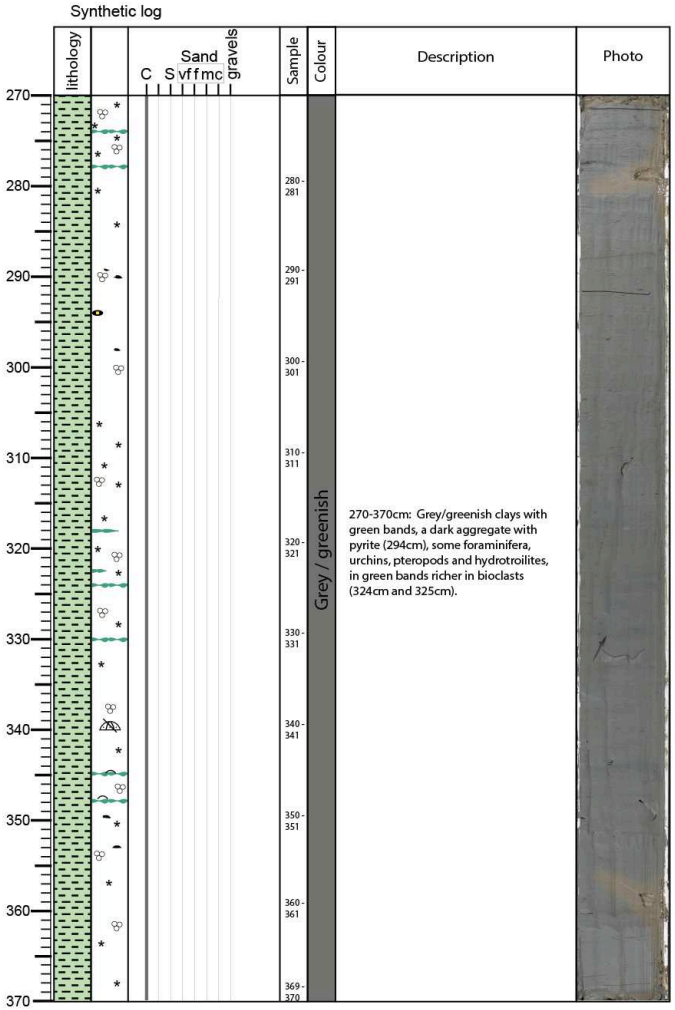
Section : 3/8



Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-05

Section : 4/8

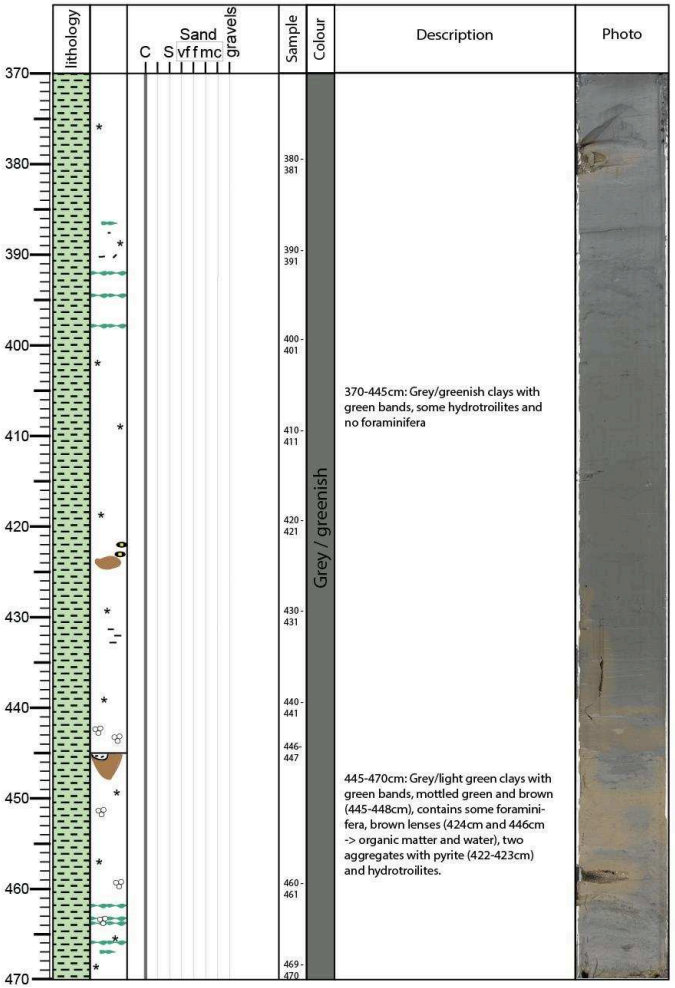


Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-05

Section : 5/8

Synthetic log

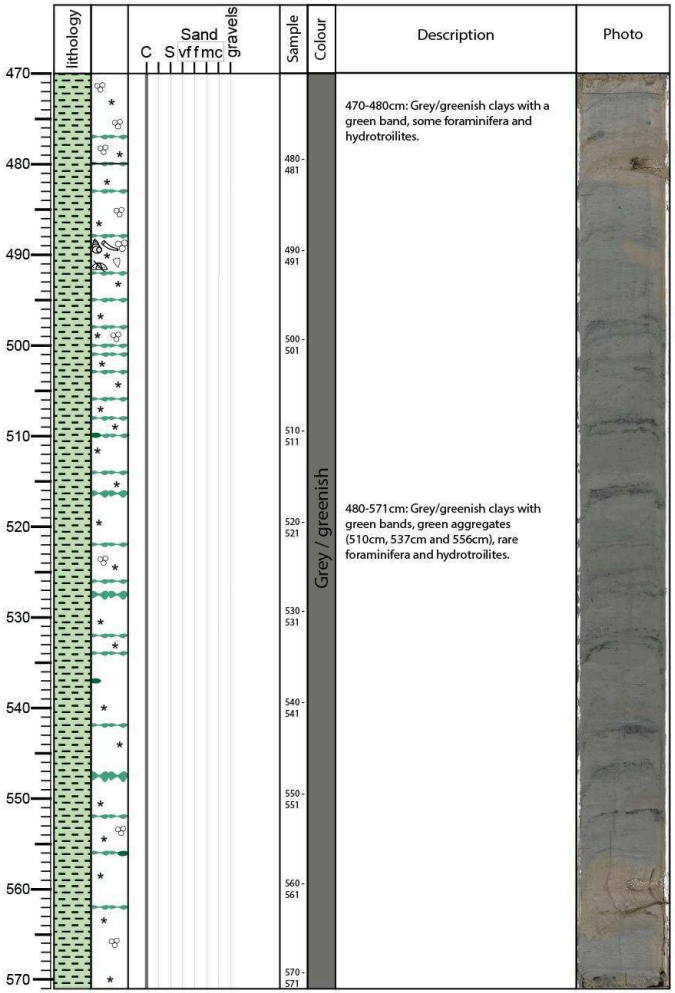


Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-05

Section : 6/8

Synthetic log

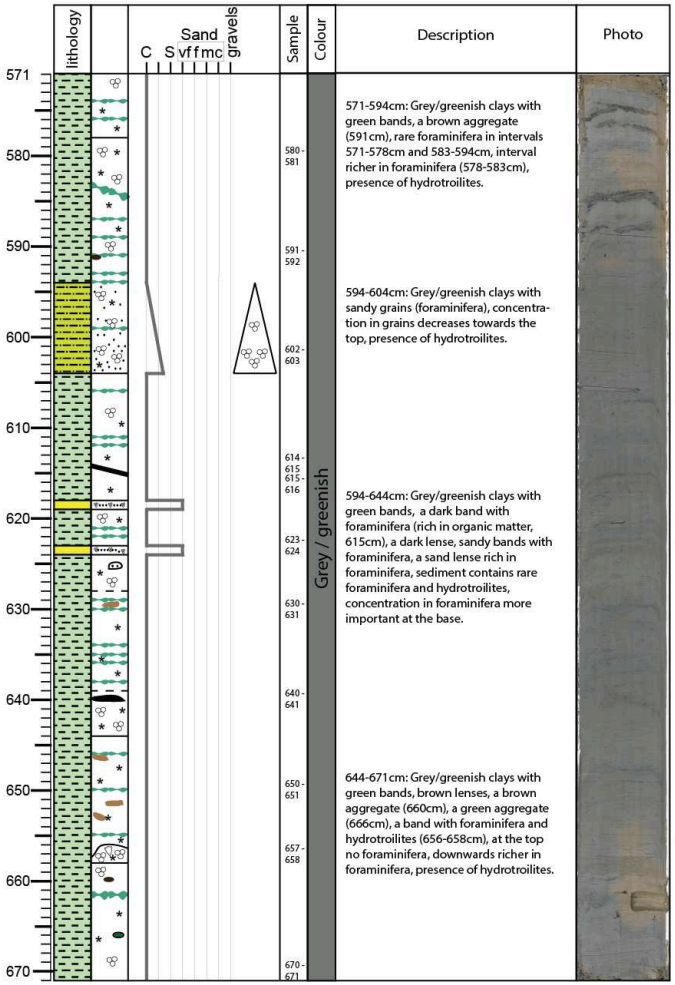


Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-05

Section : 7/8

Synthetic log



571-594cm: Grey/greenish clays with green bands, a brown aggregate (591cm), rare foraminifera in intervals 571-578cm and 583-594cm, interval richer in foraminifera (578-583cm), presence of hydrotroilites.

594-604cm: Grey/greenish clays with sandy grains (foraminifera), concentration in grains decreases towards the top, presence of hydrotroilites.

594-644cm: Grey/greenish clays with green bands, a dark band with foraminifera (rich in organic matter, 615cm), a dark lense, sandy bands with foraminifera, a sand lense rich in foraminifera, sediment contains rare foraminifera and hydrotroilites, concentration in foraminifera more important at the base.

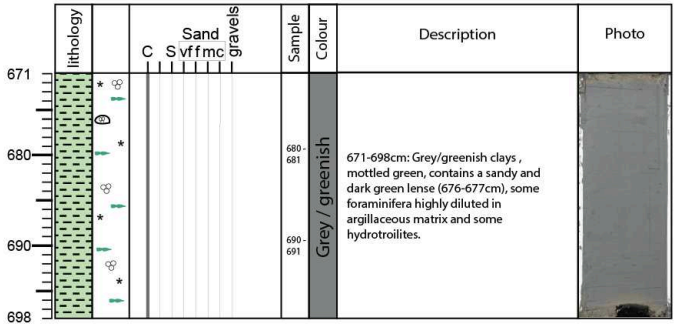
644-671cm: Grey/greenish clays with green bands, brown lenses, a brown aggregate (660cm), a green aggregate (666cm), a band with foraminifera and hydrotroilites (656-658cm), at the top no foraminifera, downwards richer in foraminifera, presence of hydrotroilites.

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-05

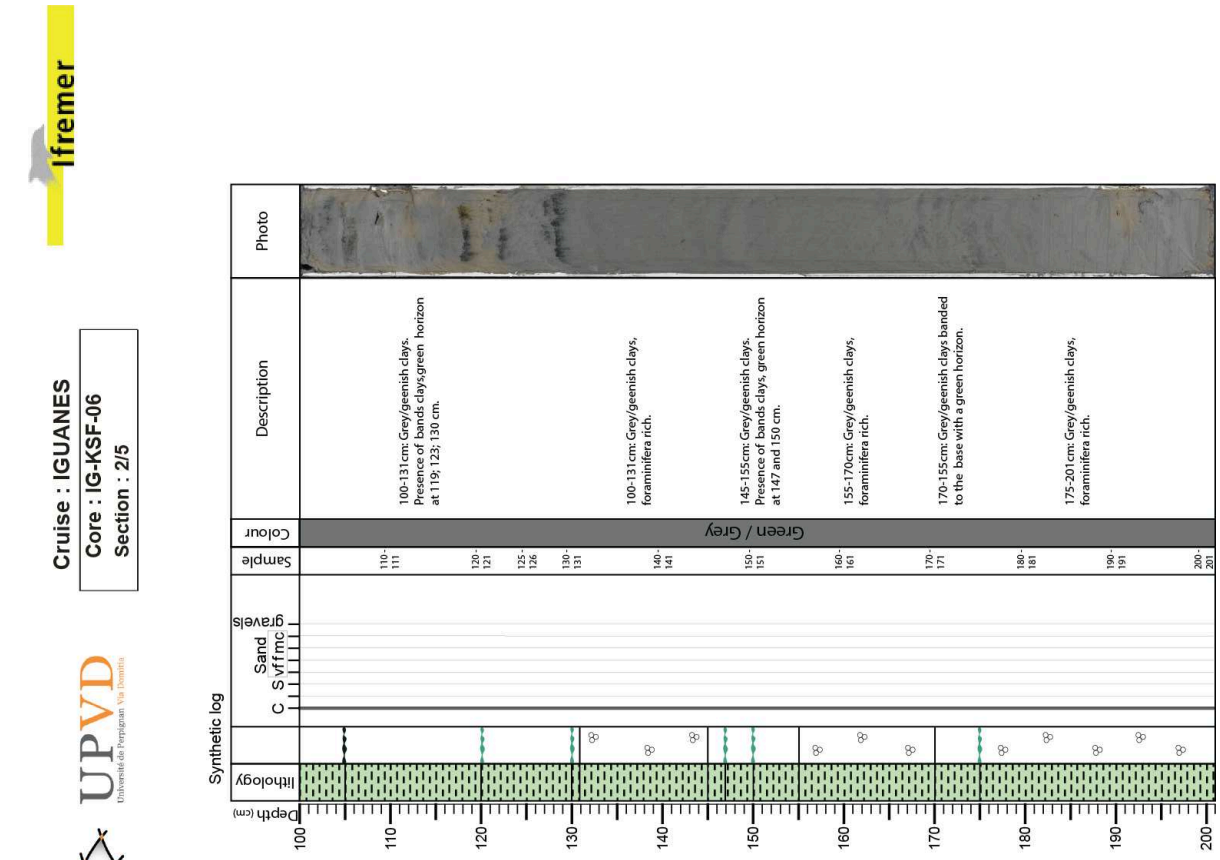
Section : 8/8

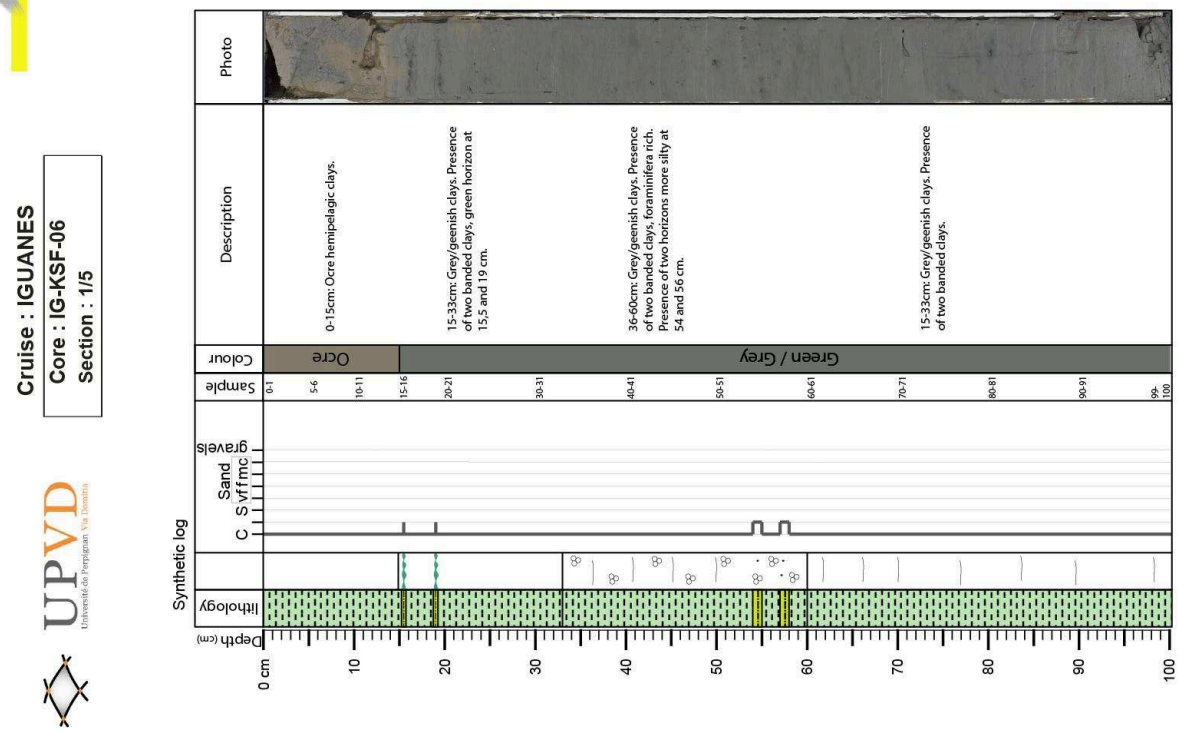
Synthetic log



671-698cm: Grey/greenish clays , mottled green, contains a sandy and dark green lense (676-677cm), some foraminifera highly diluted in argillaceous matrix and some hydrotroilites.

VI. IG-KSF-06

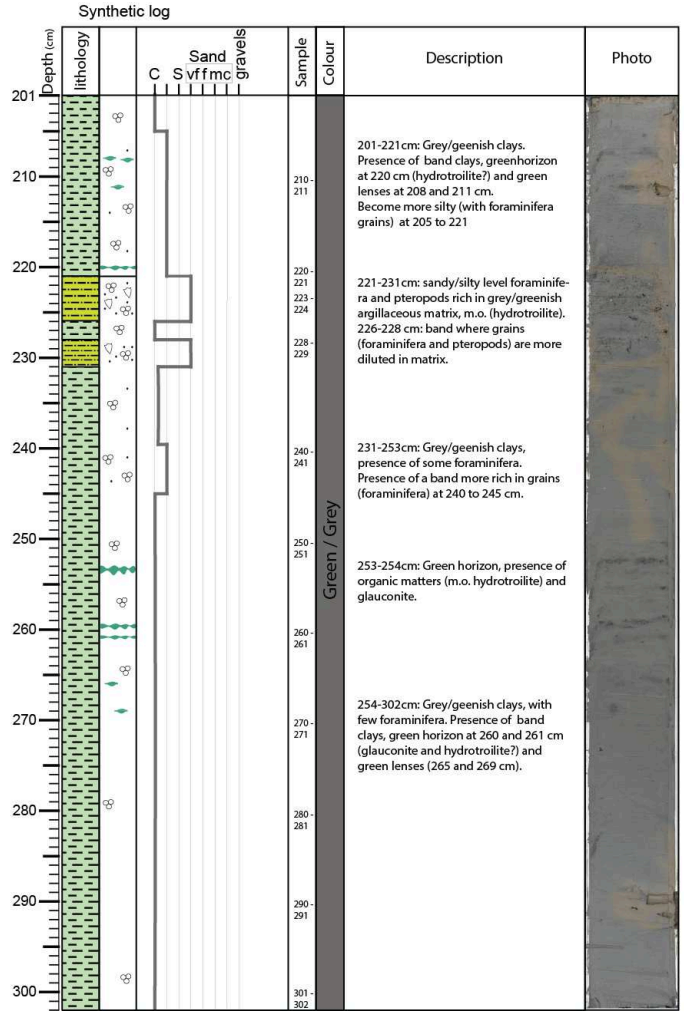

Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-06
Section : 2/5
Ifremer
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Depth (cm)
lithology
C S vf f mc
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Green / Grey
100-131cm: Grey/geenish clays. Presence of bands clays,green horizon at 119; 123; 130 cm.
100-131cm: Grey/geenish clays, foraminifera rich.
145-155cm: Grey/geenish clays. Presence of bands clays, green horizon at 147 and 150 cm.
155-170cm: Grey/geenish clays, foraminifera rich.
170-155cm: Grey/geenish clays banded to the base with a green horizon.
175-201cm: Grey/geenish clays, foraminifera rich.


Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-06
Section : 1/5
Ifremer
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Depth (cm)
lithology
C S vf f mc
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Ocre
Green / Grey
0-15cm: Ocre hemipelagic clays.
15-33cm: Grey/geenish clays. Presence of two banded clays, green horizon at 15,5 and 19 cm.
36-60cm: Grey/geenish clays. Presence of two banded clays, foraminifera rich. Presence of two horizons more silty at 54 and 56 cm.
15-33cm: Grey/geenish clays. Presence of two banded clays.

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-06

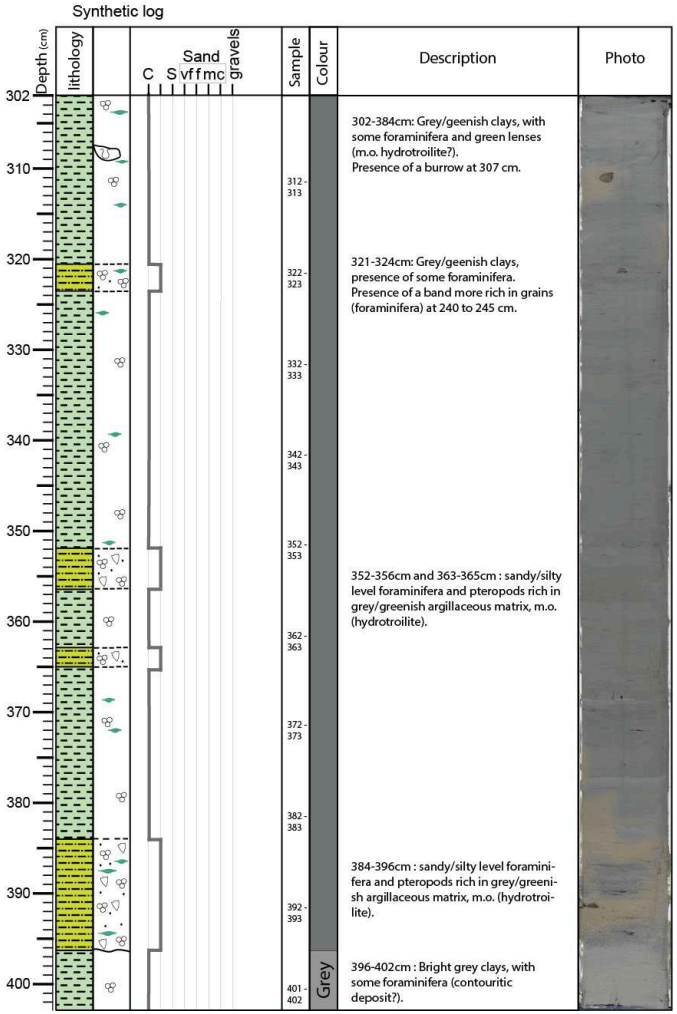
Section : 3/5



Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-06

Section : 4/5

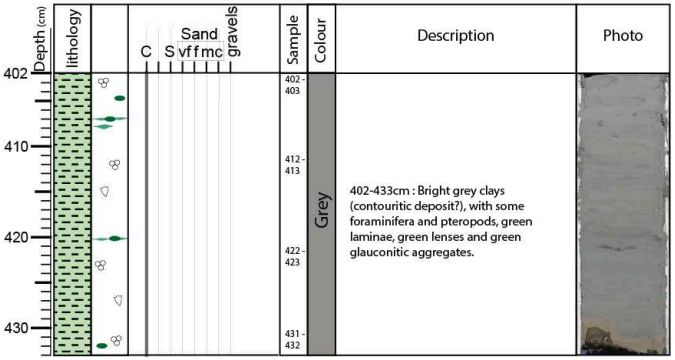


Cruise : IGUANES

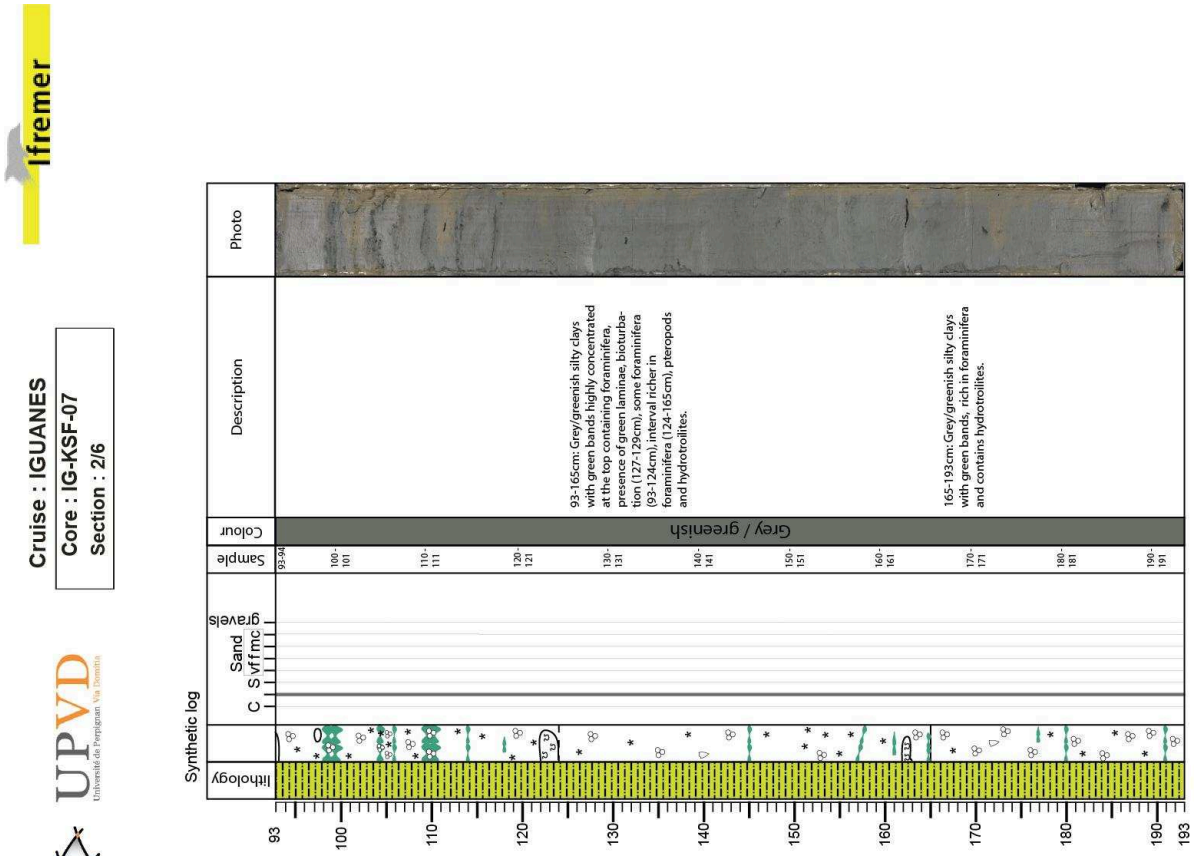
Core : IG-KSF-06

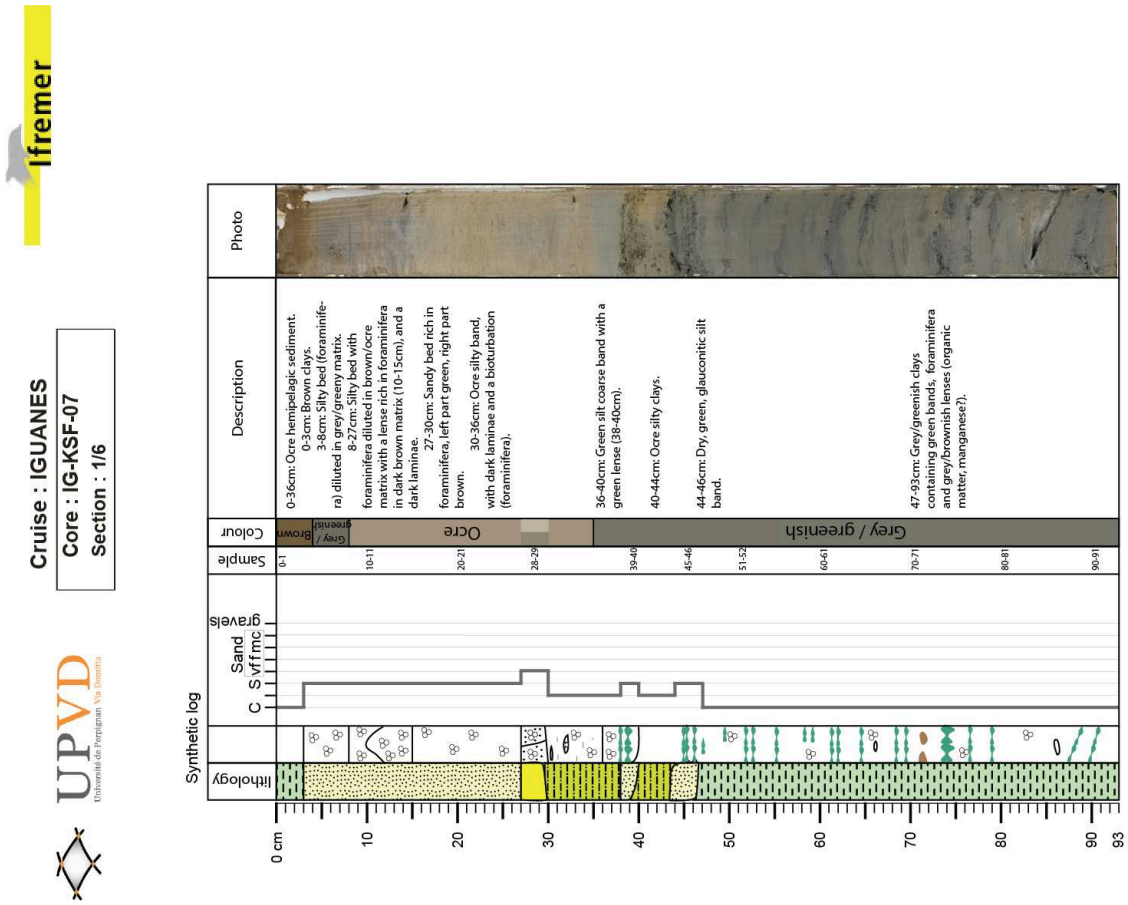
Section : 5/5

Synthetic log



VII. IG-KSF-07


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-07
Section : 2/6
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
93-165cm: Grey/greenish silty clays with green bands highly concentrated at the top containing foraminifera, presence of green laminae, bioturbation (127-129cm), some foraminifera (93-124cm), interval richer in foraminifera (124-165cm), pteropods and hydrotrolites.
165-193cm: Grey/greenish silty clays with green bands, rich in foraminifera and contains hydrotrolites.
93
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
193

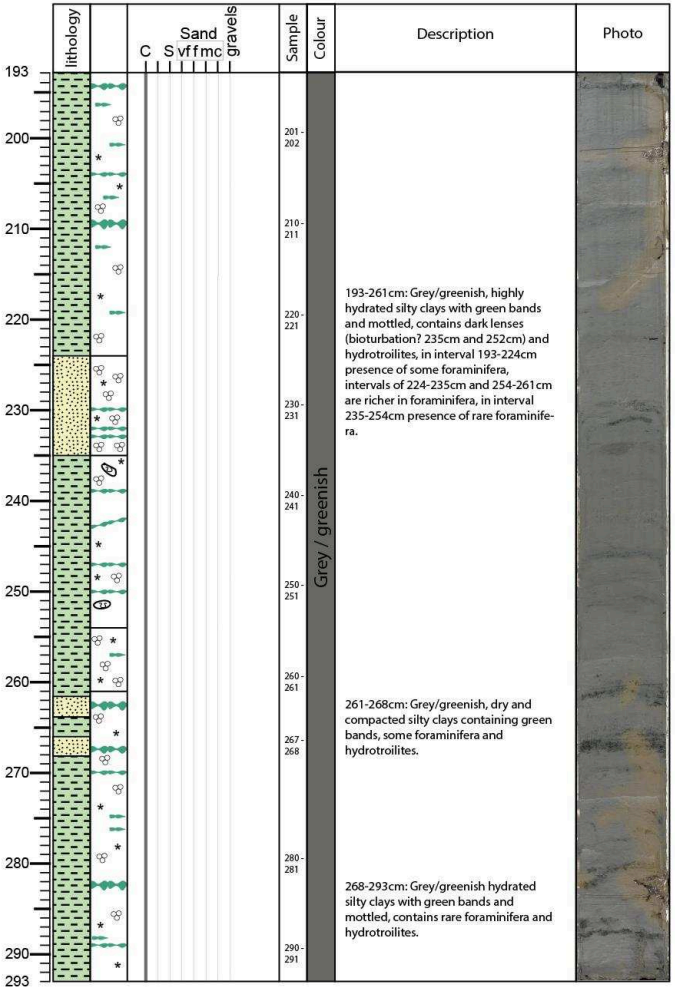

Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-07
Section : 1/6
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Brown
Grey / greenish
Ocre
Grey / greenish
0-36cm: Ocre hemipelagic sediment.
0-3cm: Brown clays.
3-8cm: Silty bed (foraminifera) diluted in grey/greeny matrix.
8-27cm: Silty bed with foraminifera diluted in brown/ocre matrix with a lense rich in foraminifera in dark brown matrix (10-15cm), and a dark laminae.
27-30cm: Sandy bed rich in foraminifera, left part green, right part brown.
30-36cm: Ocre silty band, with dark laminae and a bioturbation (foraminifera).
36-40cm: Green silt coarse band with a green lense (38-40cm).
40-44cm: Ocre silty clays.
44-46cm: Dry, green, glauconitic silt band.
47-93cm: Grey/greenish clays containing green bands, foraminifera and grey/brownish lenses (organic matter, manganese?).
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
80
90
93

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-07

Section : 3/6

Synthetic log

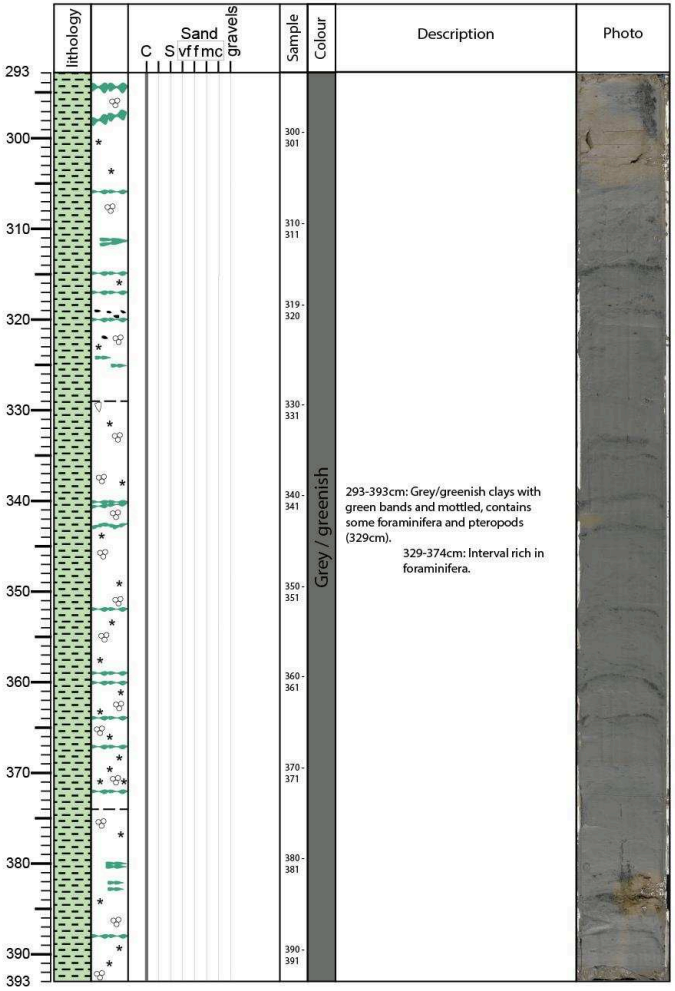


Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-07

Section : 4/6

Synthetic log



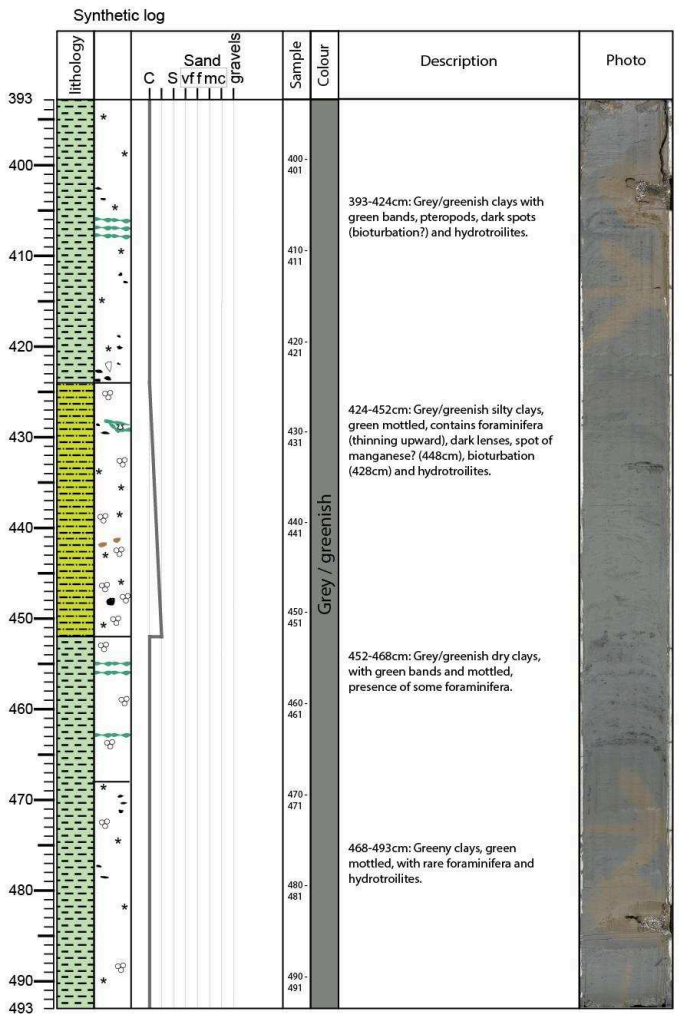
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-07

Section : 5/6

Ifremer



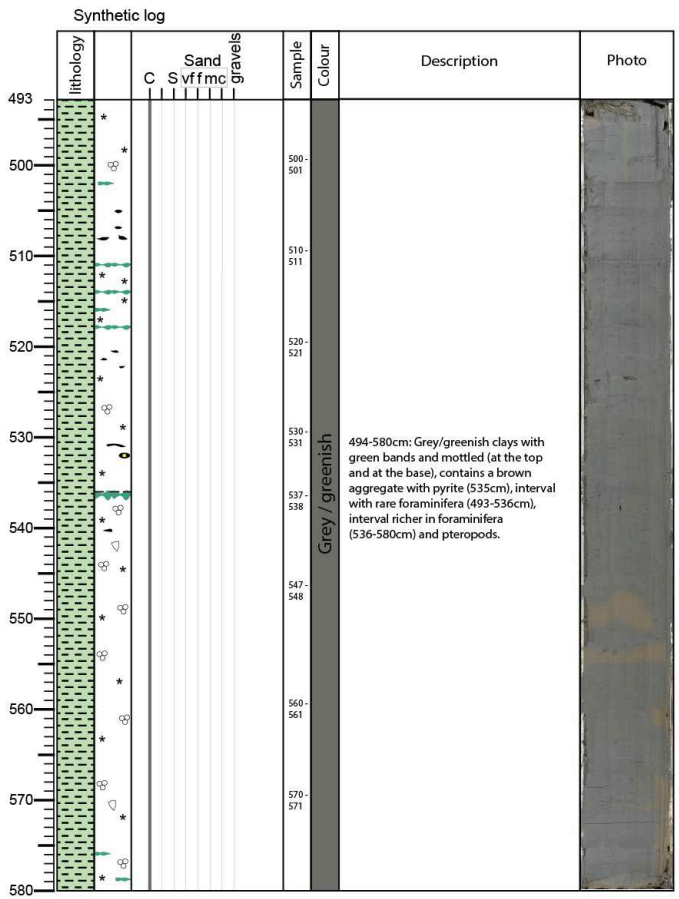
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

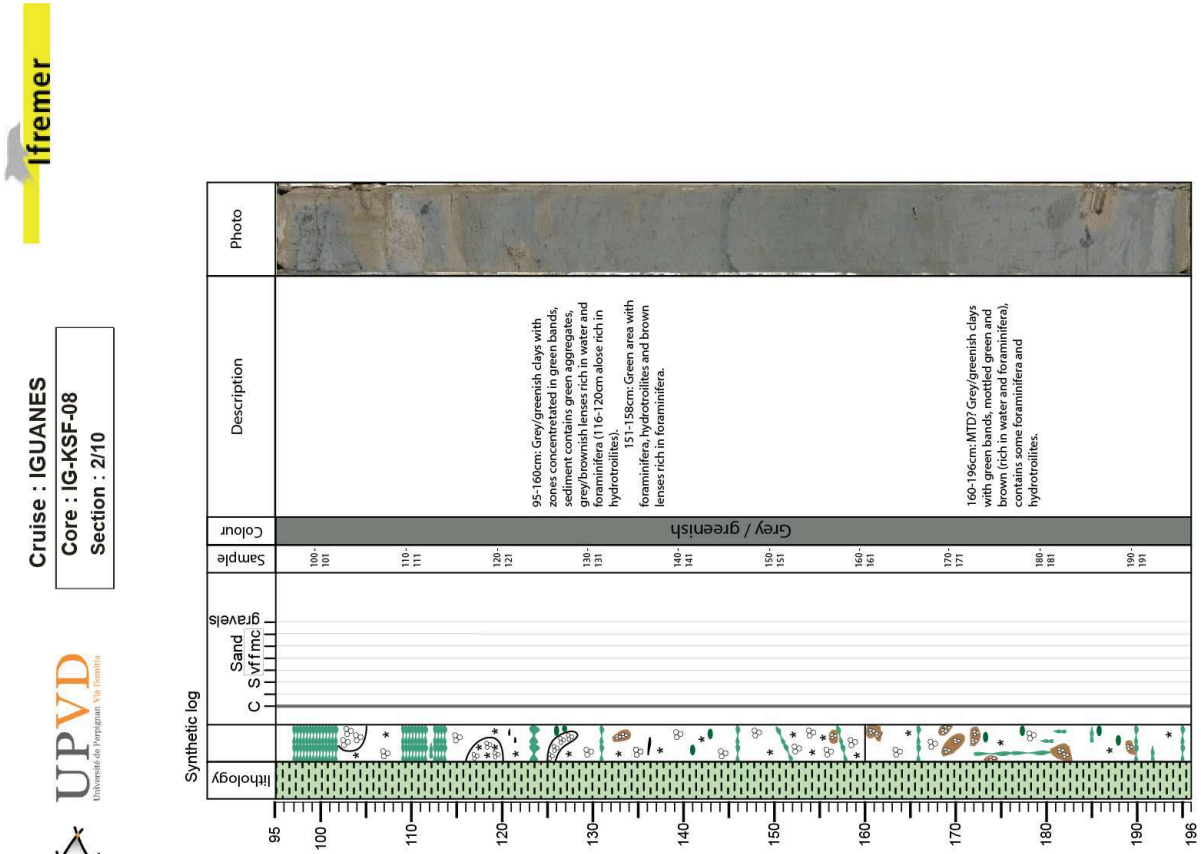
Core : IG-KSF-07

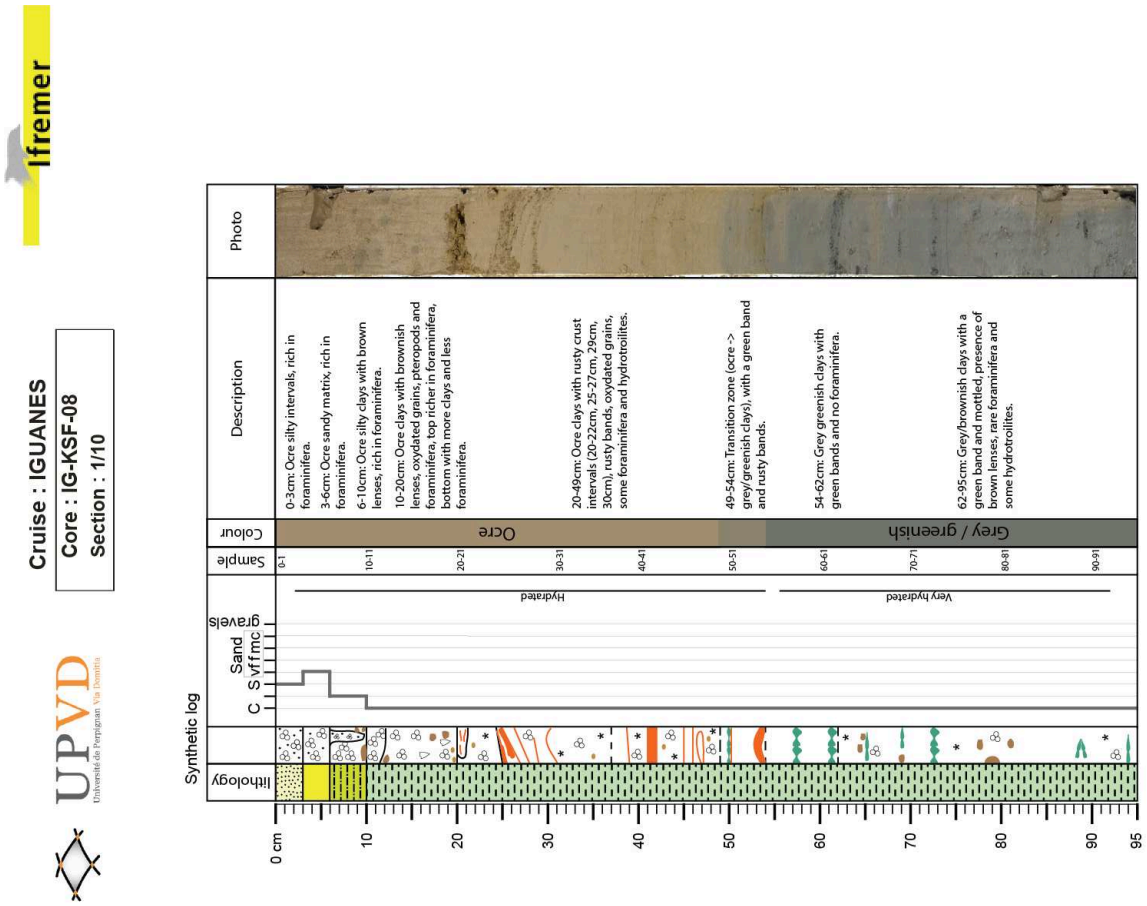
Section : 6/6

Ifremer



VIII. IG-KSF-08



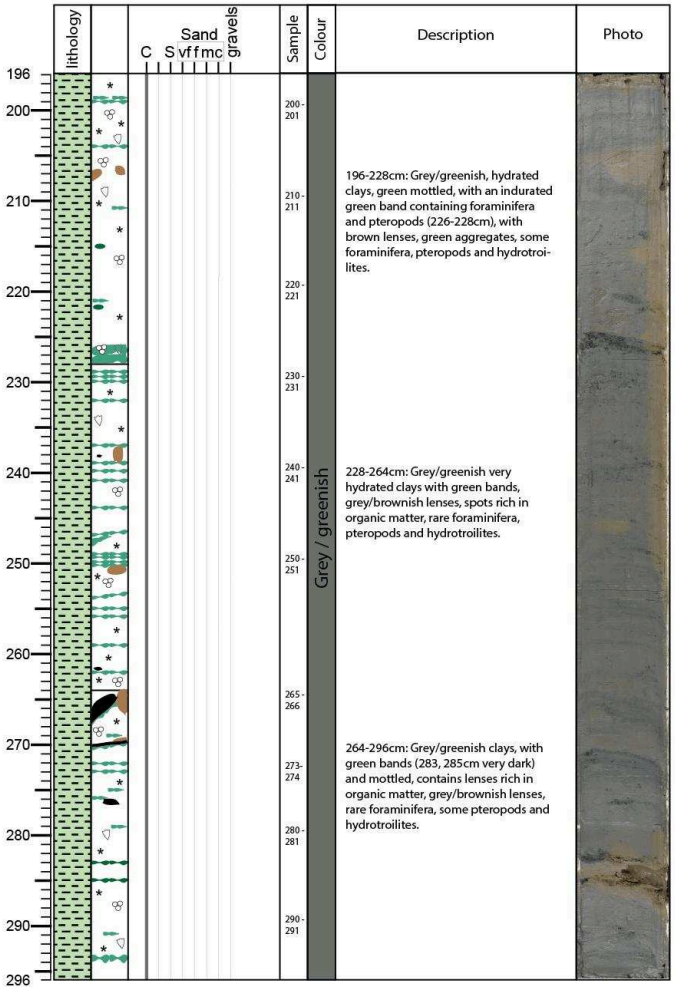


Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 3/10

Synthetic log



196-228cm: Grey/greenish, hydrated clays, green mottled, with an indurated green band containing foraminifera and pteropods (226-228cm), with brown lenses, green aggregates, some foraminifera, pteropods and hydrotroilites.

228-264cm: Grey/greenish very hydrated clays with green bands, grey/brownish lenses, spots rich in organic matter, rare foraminifera, pteropods and hydrotroilites.

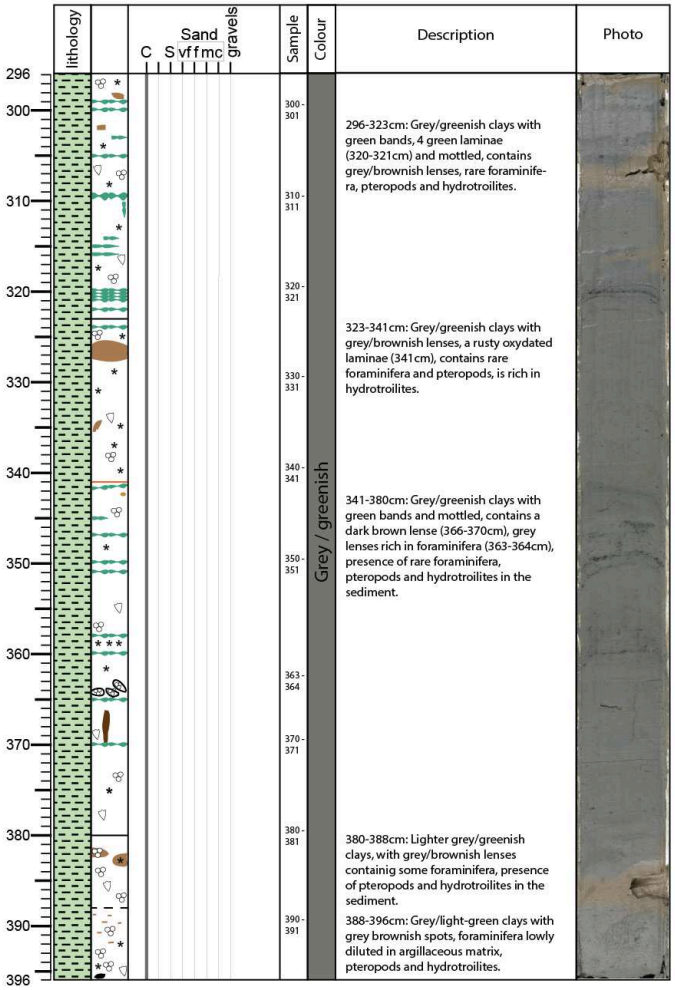
264-296cm: Grey/greenish clays, with green bands (283, 285cm very dark) and mottled, contains lenses rich in organic matter, grey/brownish lenses, rare foraminifera, some pteropods and hydrotroilites.

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 4/10

Synthetic log



296-323cm: Grey/greenish clays with green bands, 4 green laminae (320-321cm) and mottled, contains grey/brownish lenses, rare foraminifera, pteropods and hydrotroilites.

323-341cm: Grey/greenish clays with grey/brownish lenses, a rusty oxydated laminae (341cm), contains rare foraminifera and pteropods, is rich in hydrotroilites.

341-380cm: Grey/greenish clays with green bands and mottled, contains a dark brown lense (366-370cm), grey lenses rich in foraminifera (363-364cm), presence of rare foraminifera, pteropods and hydrotroilites in the sediment.

380-388cm: Lighter grey/greenish clays, with grey/brownish lenses containig some foraminifera, presence of pteropods and hydrotroilites in the sediment.

388-396cm: Grey/light-green clays with grey brownish spots, foraminifera lowly diluted in argillaceous matrix, pteropods and hydrotroilites.

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 5/10

Synthetic log

Lithology	Sand (C S vf f mc gravels)	Sample	Colour	Description	Photo
396–496	Hydrated	400-401; 410-411; 420-421; 429-430; 440-441; 450-451; 460-461; 470-471; 480-481; 490-491	Grey / greenish	396-405cm: Grey/greenish clays, green mottled, with foraminifera lowly diluted in argillaceous matrix, pteropods, dark spots and some hydrotroilites. 405-420cm: Grey/greenish clays, with green bands, lenses rich in foraminifera, presence of some hydrotroilites. 420-430cm: Grey/greenish clays, with a dark laminae (organic matter), a band rich in organic matter and foraminifera (428-430cm), presence of rare foraminifera and some hydrotroilites in the sediment. 430-496cm: Grey/greenish clays with a lense rich in foraminifera, a brownish lense (491cm), some foraminifera, pteropods and hydrotroilites. 452-496cm: Green bands and mottled.	

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 6/10

Synthetic log

Lithology	Sand (C S vf f mc gravels)	Sample	Colour	Description	Photo
496–596		500-501; 510-511; 520-521; 530-531; 540-541; 550-551; 560-561; 570-571; 580-581; 590-591	Grey / greenish	496-596cm: Grey/greenish clays with green bands, foraminifera, pteropods and hydrotroilites. 540-552cm: Interval is richer in foraminifera and contains lenses rich in foraminifera and organic matter.	

UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

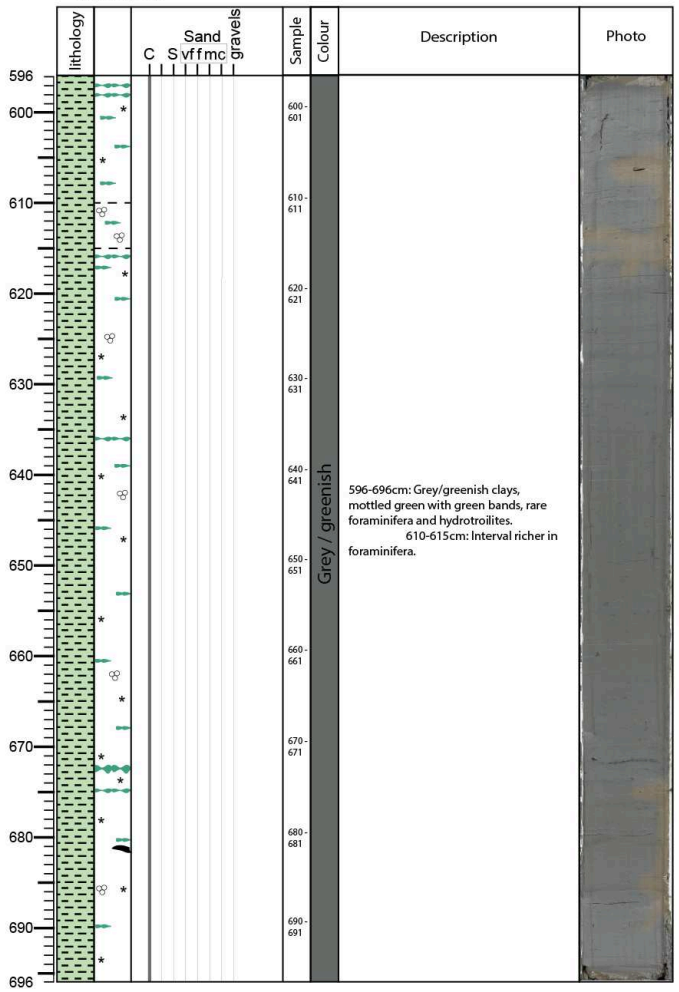
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 7/10

Ifremer

Synthetic log



UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

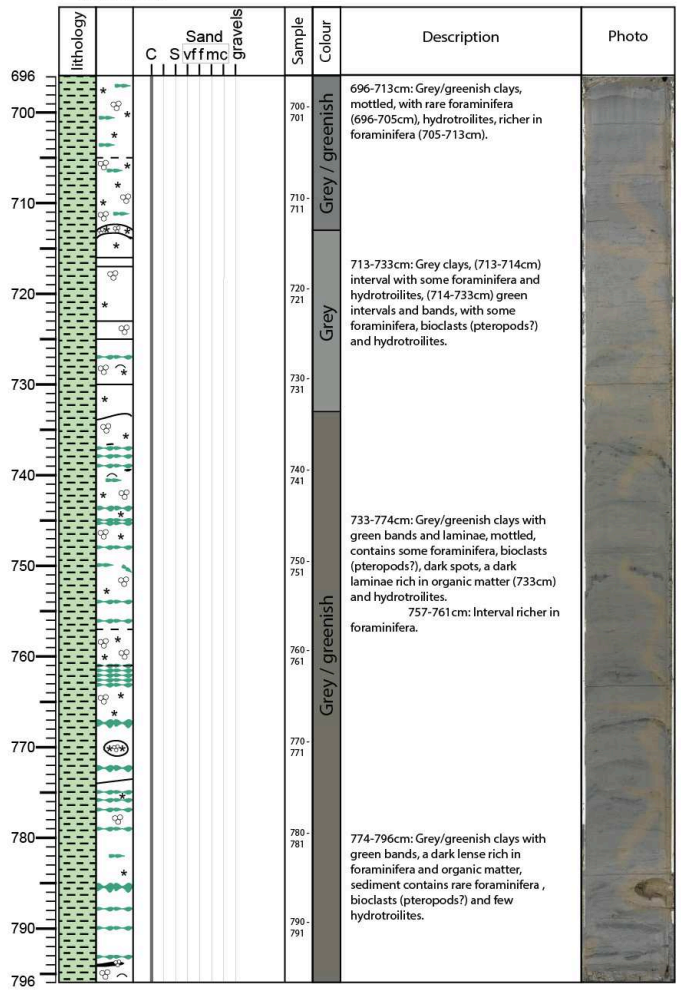
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 8/10

Ifremer

Synthetic log



UPVD Université de Perpignan Via Domitia

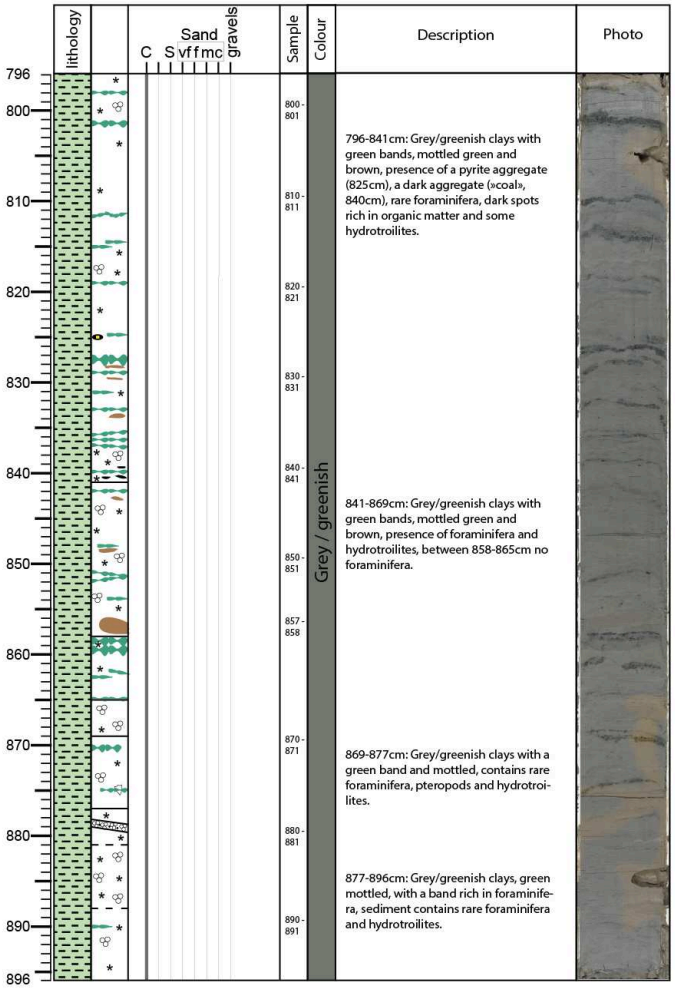
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 9/10

Ifremer

Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
800-801	Grey / greenish	796-841cm: Grey/greenish clays with green bands, mottled green and brown, presence of a pyrite aggregate (825cm), a dark aggregate (»coal», 840cm), rare foraminifera, dark spots rich in organic matter and some hydrotroilites.	
810-811			
820-821			
830-831			
840-841		841-869cm: Grey/greenish clays with green bands, mottled green and brown, presence of foraminifera and hydrotroilites, between 858-865cm no foraminifera.	
850-851			
857-858			
870-871		869-877cm: Grey/greenish clays with a green band and mottled, contains rare foraminifera, pteropods and hydrotroilites.	
880-881		877-896cm: Grey/greenish clays, green mottled, with a band rich in foraminifera, sediment contains rare foraminifera and hydrotroilites.	
890-891			

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

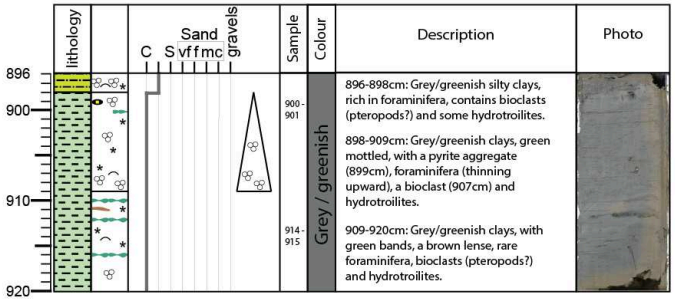
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-08

Section : 10/10

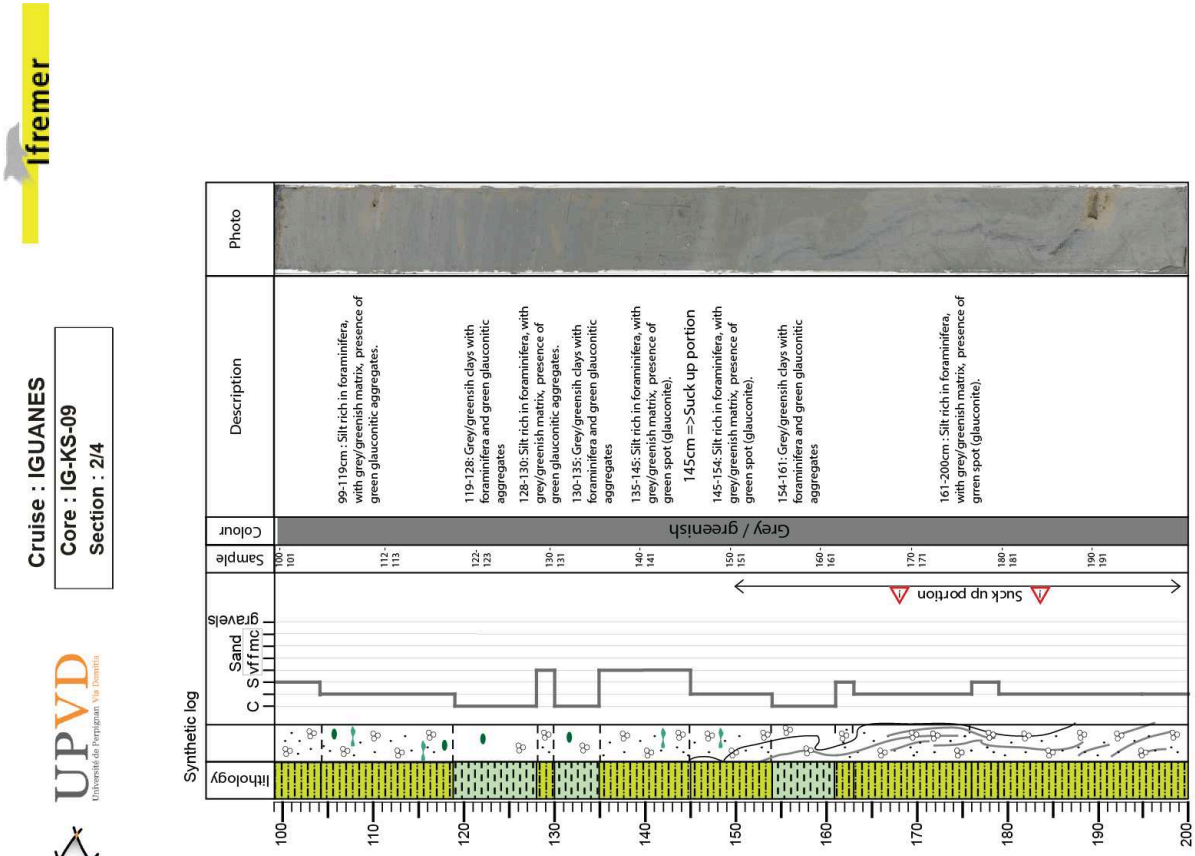
Ifremer

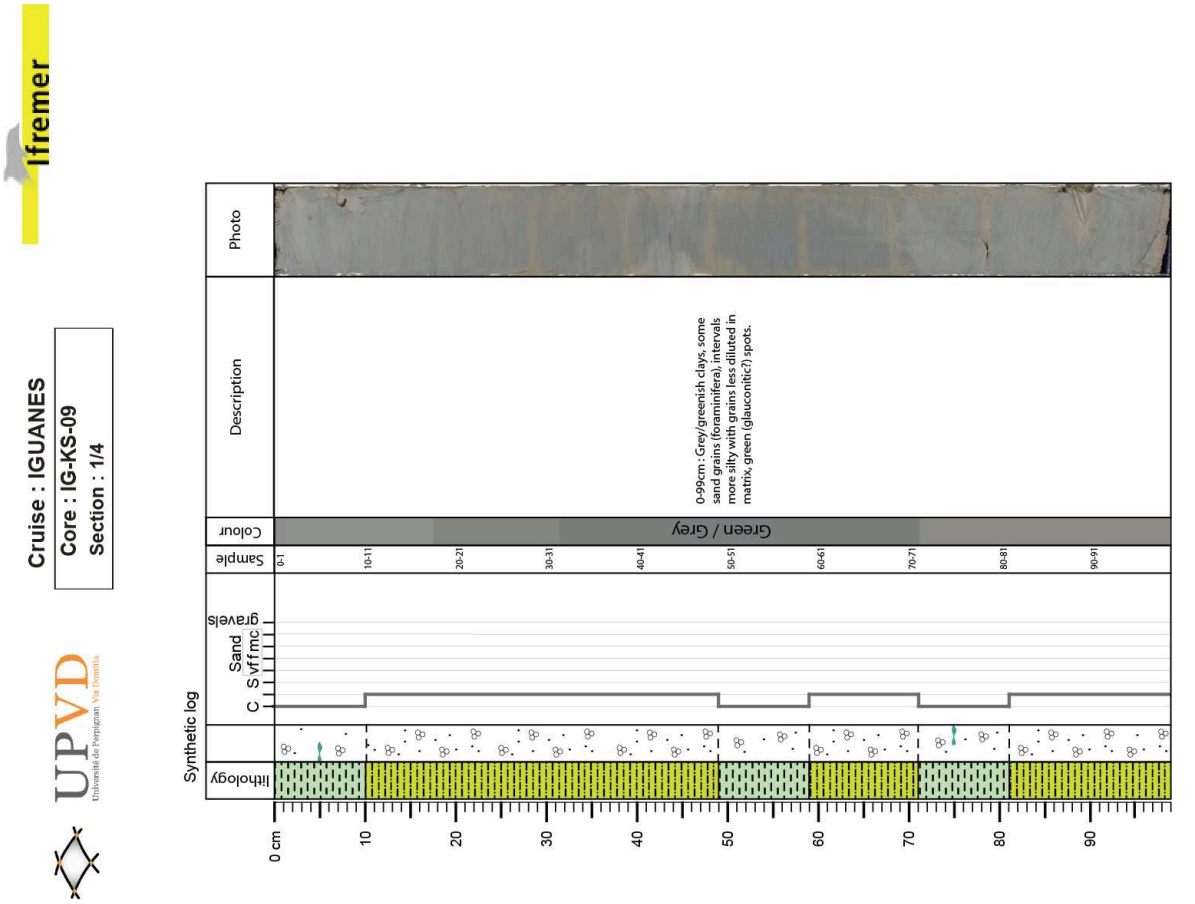
Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
900-901	Grey / greenish	896-898cm: Grey/greenish silty clays, rich in foraminifera, contains bioclasts (pteropods?) and some hydrotroilites.	
		898-909cm: Grey/greenish clays, green mottled, with a pyrite aggregate (899cm), foraminifera (thinning upward), a bioclast (907cm) and hydrotroilites.	
914-915		909-920cm: Grey/greenish clays, with green bands, a brown lense, rare foraminifera, bioclasts (pteropods?) and hydrotroilites.	

IX. IG-KS-09


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-09
Section : 2/4
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
99-119cm : Silt rich in foraminifera, with grey/greenish matrix, presence of green glauconitic aggregates.
119-128: Grey/greensih clays with foraminifera and green glauconitic aggregates
128-130: Silt rich in foraminifera, with grey/greenish matrix, presence of green glauconitic aggregates.
130-135: Grey/greensih clays with foraminifera and green glauconitic aggregates
135-145: Silt rich in foraminifera, with grey/greenish matrix, presence of green spot (glauconite).
145cm =>Suck up portion
145-154: Silt rich in foraminifera, with grey/greenish matrix, presence of green spot (glauconite).
154-161: Grey/greensih clays with foraminifera and green glauconitic aggregates
161-200cm : Silt rich in foraminifera, with grey/greenish matrix, presence of green spot (glauconite).
Suck up portion
100 110 120 130 140 150 160 170 180 190 200


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-09
Section : 1/4
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Green / Grey
0-99cm : Grey/greenish clays, some sand grains (foraminifera), intervals more silty with grains less diluted in matrix, green (glauconitic?) spots.
0 cm 10 20 30 40 50 60 70 80 90

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

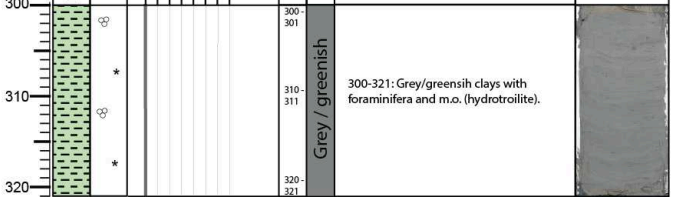
Core : IG-KS-09

Section : 2/4

Ifremer

Synthetic log

lithology	Sand (C S vf f mc gravels)	Sample	Colour	Description	Photo
		300-301 310-311 320-321	Grey / greenish	300-321: Grey/greensih clays with foraminifera and m.o. (hydrotroilite).	



UPVD Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

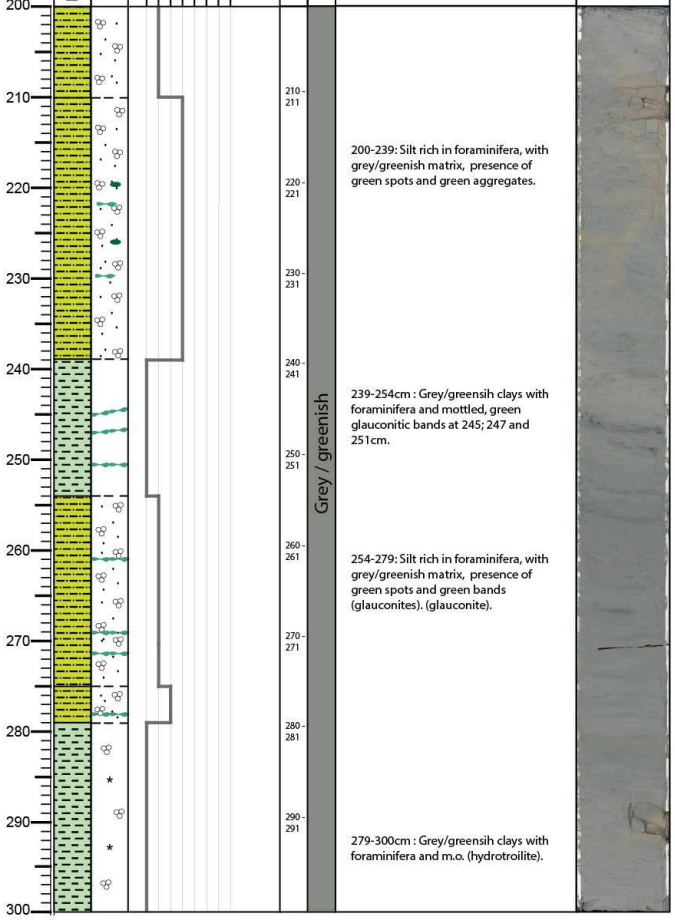
Core : IG-KS-09

Section : 2/4

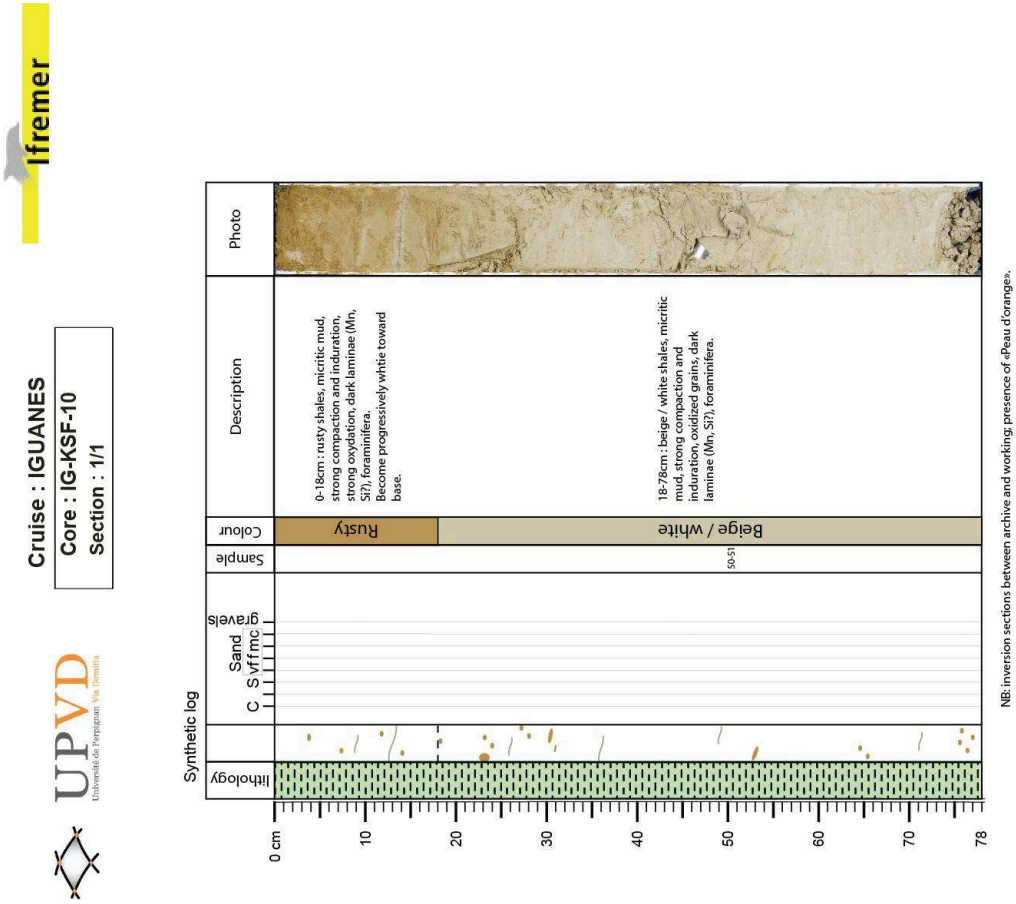
Ifremer

Synthetic log

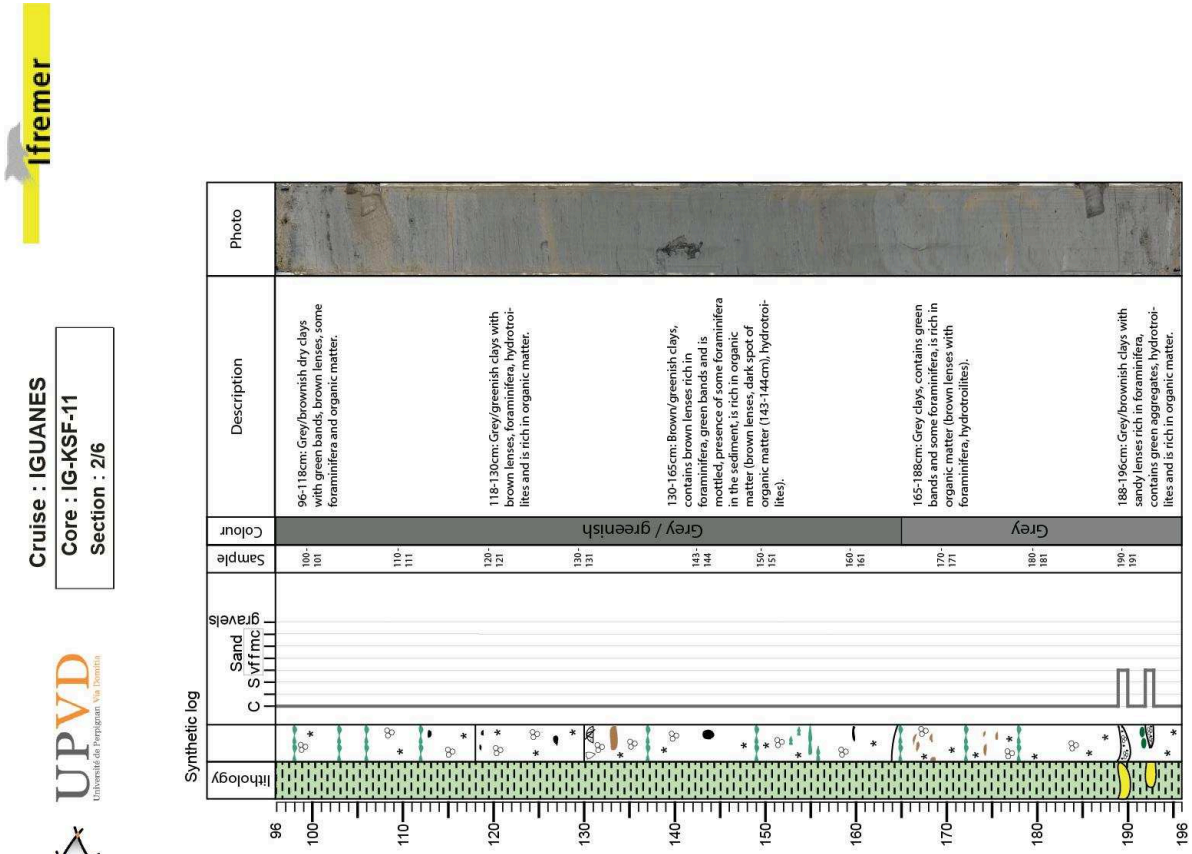
lithology	Sand (C S vf f mc gravels)	Sample	Colour	Description	Photo
		210-211 220-221 230-231 240-241 250-251 260-261 270-271 280-281 290-291	Grey / greenish	200-239: Silt rich in foraminifera, with grey/greenish matrix, presence of green spots and green aggregates. 239-254cm : Grey/greensih clays with foraminifera and mottled, green glauconitic bands at 245; 247 and 251cm. 254-279: Silt rich in foraminifera, with grey/greenish matrix, presence of green spots and green bands (glauconites). (glauconite). 279-300cm : Grey/greensih clays with foraminifera and m.o. (hydrotroilite).	

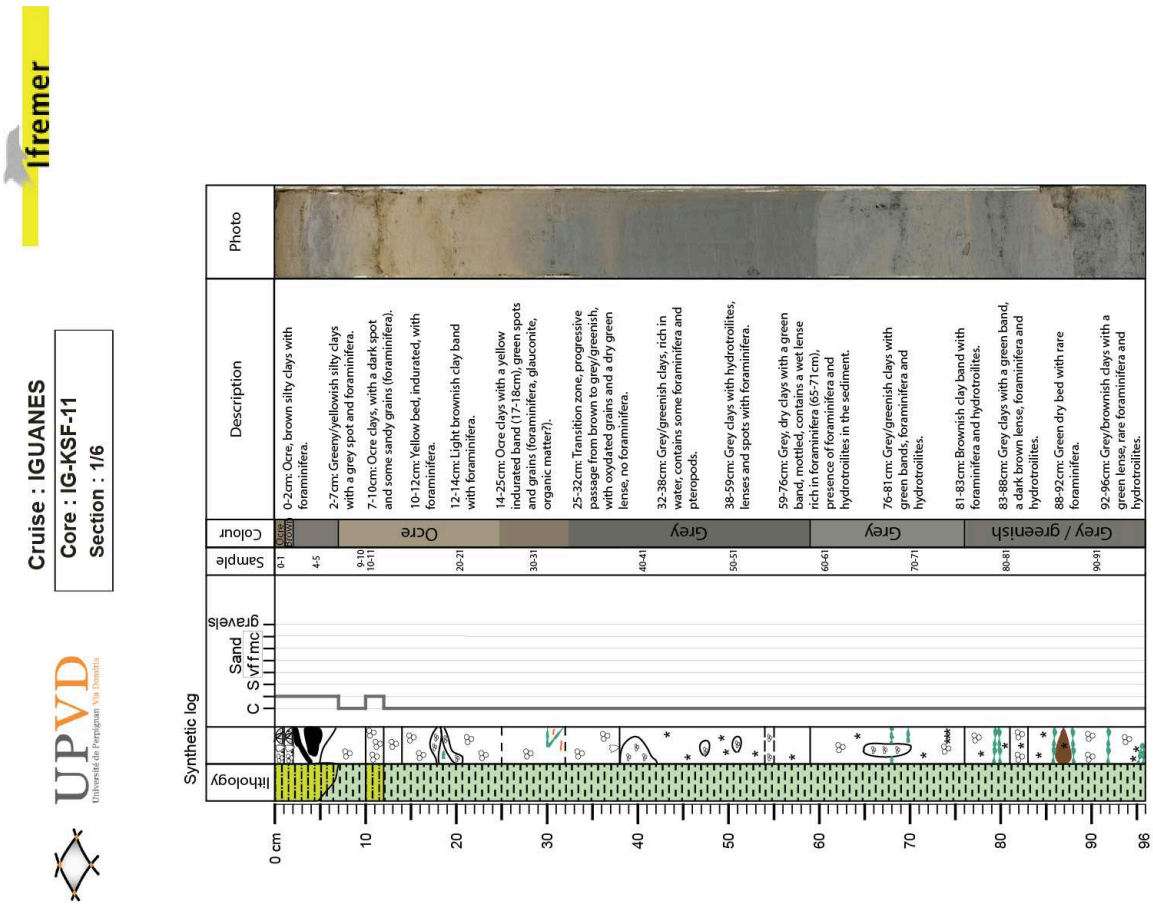


X. IG-KS-10


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-10
Section : 1/1
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
78
Rusty
Beige / white
50-51
0-18cm : rusty shales, micritic mud, strong compaction and induration, strong oxydation, dark laminae (Mn, Si?), foraminifera. Become progressively whtie toward base.
18-78cm : beige / white shales, micritic mud, strong compaction and induration, oxidized grains, dark laminae (Mn, Si?), foraminifera.
NB: inversion sections between archive and working; presence of «Peau d'orange».

XI. IG-KSF-11


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-11
Section : 2/6
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
96-118cm: Grey/brownish dry clays with green bands, brown lenses, some foraminifera and organic matter.
118-130cm: Grey/greenish clays with brown lenses, foraminifera, hydrotroilites and is rich in organic matter.
130-165cm: Brown/greenish clays, contains brown lenses rich in foraminifera, green bands and is mottled, presence of some foraminifera in the sediment, is rich in organic matter (brown lenses, dark spot of organic matter (143-144cm), hydrotroilites).
165-188cm: Grey clays, contains green bands and some foraminifera, is rich in organic matter (brown lenses with foraminifera, hydrotroilites).
188-196cm: Grey/brownish clays with sandy lenses rich in foraminifera, contains green aggregates, hydrotroilites and is rich in organic matter.
Grey / greenish
Grey
96
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
196


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-11
Section : 1/6
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
0-2cm: Ocre, brown silty clays with foraminifera.
2-7cm: Greeny/yellowish silty clays with a grey spot and foraminifera.
7-10cm: Ocre clays, with a dark spot and some sandy grains (foraminifera).
10-12cm: Yellow bed, indurated, with foraminifera.
12-14cm: Light brownish clay band with foraminifera.
14-25cm: Ocre clays with a yellow indurated band (17-18cm), green spots and grains (foraminifera, glauconite, organic matter?).
25-32cm: Transition zone, progressive passage from brown to grey/greenish, with oxydated grains and a dry green lense, no foraminifera.
32-38cm: Grey/greenish clays, rich in water, contains some foraminifera and pteropods.
38-59cm: Grey clays with hydrotroilites, lenses and spots with foraminifera.
59-76cm: Grey, dry clays with a green band, mottled, contains a wet lense rich in foraminifera (65-71cm), presence of foraminifera and hydrotroilites in the sediment.
76-81cm: Grey/greenish clays with green bands, foraminifera and hydrotroilites.
81-83cm: Brownish clay band with foraminifera and hydrotroilites.
83-88cm: Grey clays with a green band, a dark brown lense, foraminifera and hydrotroilites.
88-92cm: Green dry bed with rare foraminifera.
92-96cm: Grey/brownish days with a green lense, rare foraminifera and hydrotroilites.
Ocre
Grey
Grey / greenish
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
80
90
96

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

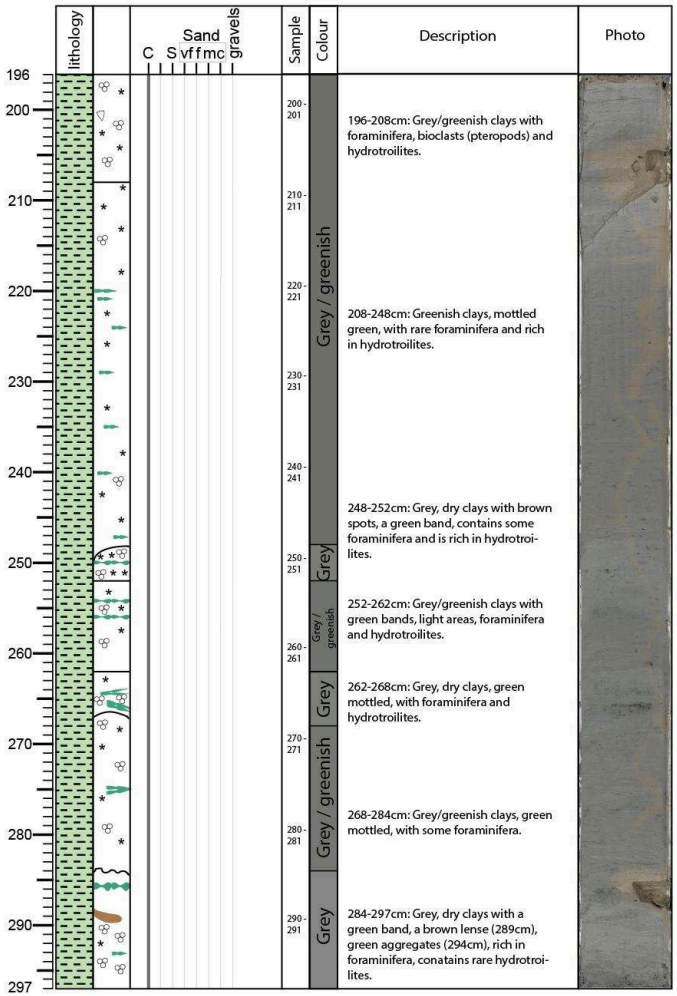
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-11

Section : 3/6

Ifremer

Synthetic log



UPVD Université de Perpignan Via Domitia

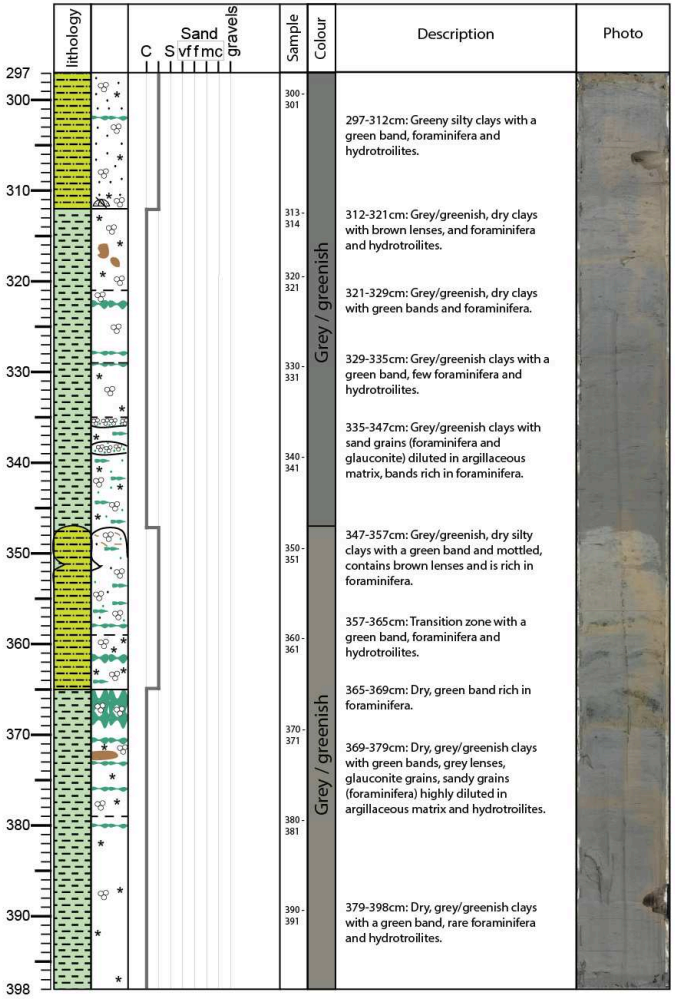
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-11

Section : 4/6

Ifremer

Synthetic log

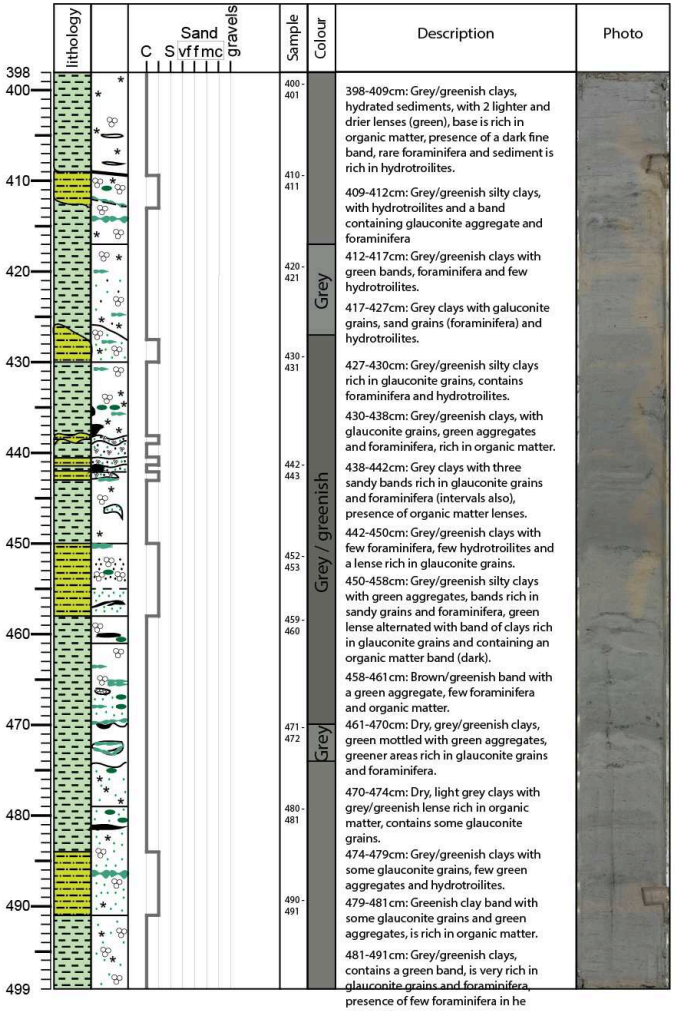


Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-11

Section : 5/6

Synthetic log



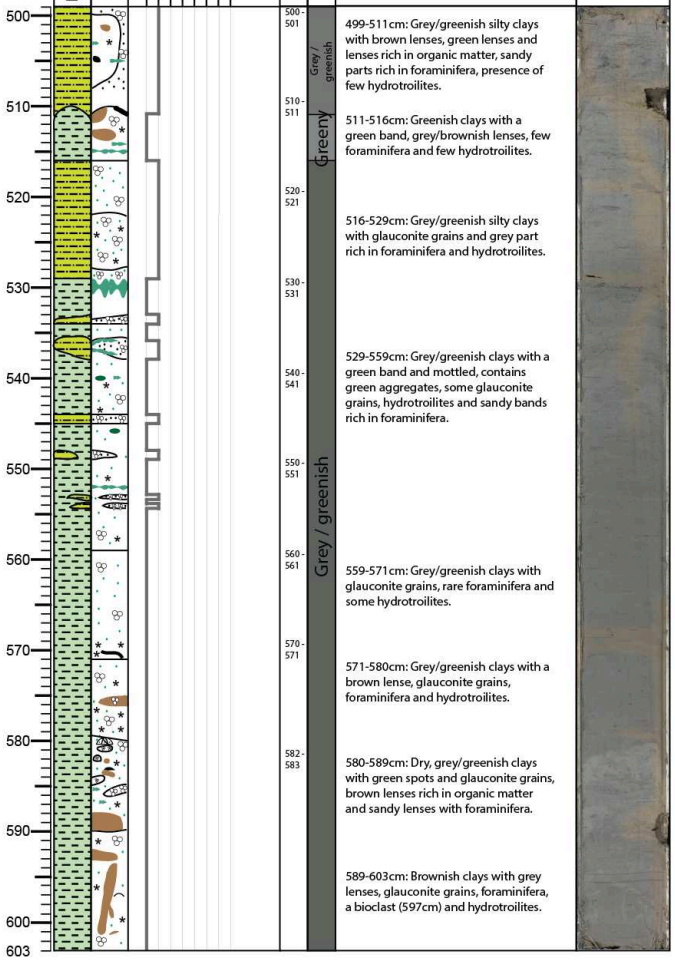
Sample	Colour	Description	Photo
400-401	Grey / greenish	398-409cm: Grey/greenish clays, hydrated sediments, with 2 lighter and drier lenses (green), base is rich in organic matter, presence of a dark fine band, rare foraminifera and sediment is rich in hydrotroilites.	
410-411		409-412cm: Grey/greenish silty clays, with hydrotroilites and a band containing glauconite aggregate and foraminifera	
420-421	Grey	412-417cm: Grey/greenish clays with green bands, foraminifera and few hydrotroilites.	
		417-427cm: Grey clays with galuconite grains, sand grains (foraminifera) and hydrotroilites.	
430-431	Grey / greenish	427-430cm: Grey/greenish silty clays rich in glauconite grains, contains foraminifera and hydrotroilites.	
		430-438cm: Grey/greenish clays, with glauconite grains, green aggregates and foraminifera, rich in organic matter.	
442-443		438-442cm: Grey clays with three sandy bands rich in glauconite grains and foraminifera (intervals also), presence of organic matter lenses.	
		442-450cm: Grey/greenish clays with few foraminifera, few hydrotroilites and a lense rich in glauconite grains.	
452-453		450-458cm: Grey/greenish silty clays with green aggregates, bands rich in sandy grains and foraminifera, green lense alternated with band of clays rich in glauconite grains and containing an organic matter band (dark).	
459-460		458-461cm: Brown/greenish band with a green aggregate, few foraminifera and organic matter.	
471-472	Grey	461-470cm: Dry, grey/greenish clays, green mottled with green aggregates, greener areas rich in glauconite grains and foraminifera.	
480-481		470-474cm: Dry, light grey clays with grey/greenish lense rich in organic matter, contains some glauconite grains.	
		474-479cm: Grey/greenish clays with some glauconite grains, few green aggregates and hydrotroilites.	
490-491		479-481cm: Greenish clay band with some glauconite grains and green aggregates, is rich in organic matter.	
		481-491cm: Grey/greenish clays, contains a green band, is very rich in glauconite grains and foraminifera, presence of few foraminifera in he sediment.	
		491-499cm: Grey/greenish clays with some glauconite grains, foraminifera diluted in argillaceous matrix and hydrotroilites.	

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-11

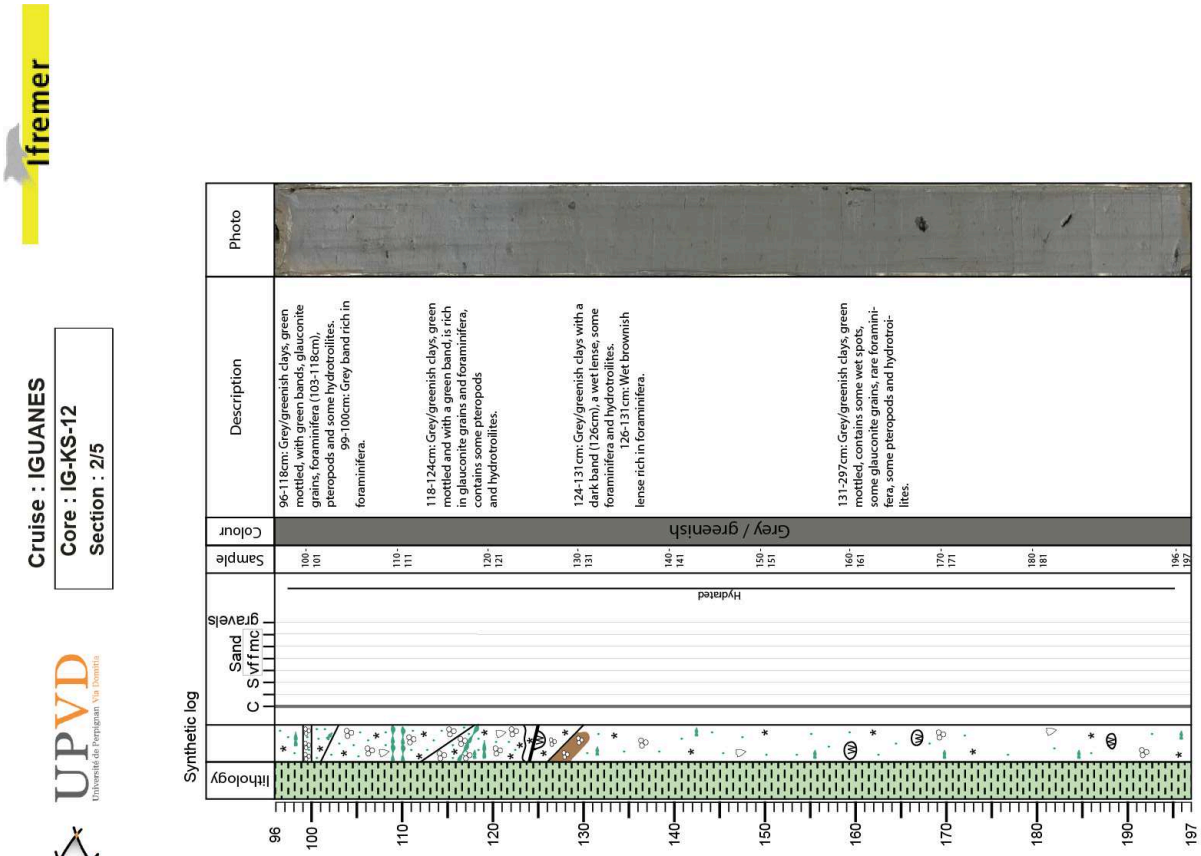
Section : 6/6

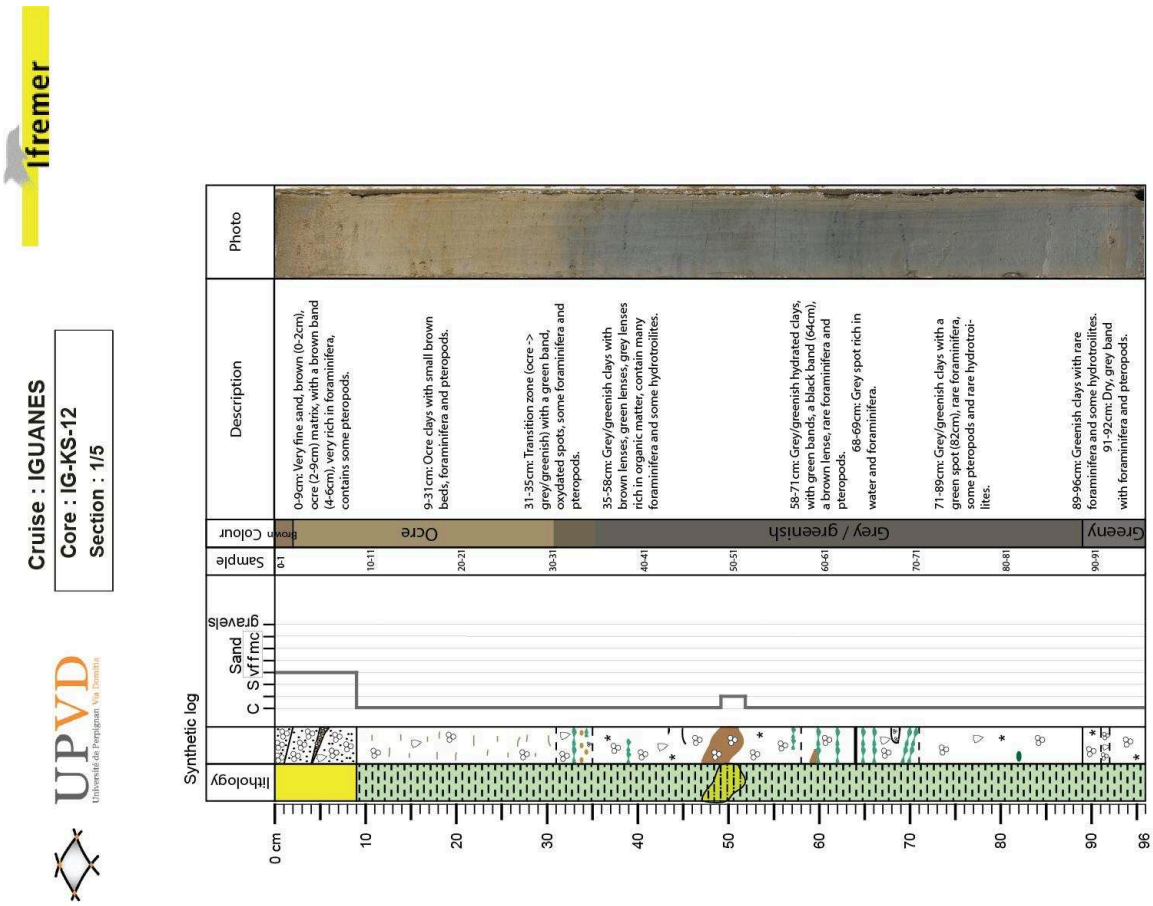
Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
500-501	Grey / greenish	499-511cm: Grey/greenish silty clays with brown lenses, green lenses and lenses rich in organic matter, sandy parts rich in foraminifera, presence of few hydrotroilites.	
510-511	Greeny	511-516cm: Greenish clays with a green band, grey/brownish lenses, few foraminifera and few hydrotroilites.	
520-521	Grey / greenish	516-529cm: Grey/greenish silty clays with glauconite grains and grey part rich in foraminifera and hydrotroilites.	
530-531			
540-541		529-559cm: Grey/greenish clays with a green band and mottled, contains green aggregates, some glauconite grains, hydrotroilites and sandy bands rich in foraminifera.	
550-551			
560-561		559-571cm: Grey/greenish clays with glauconite grains, rare foraminifera and some hydrotroilites.	
570-571		571-580cm: Grey/greenish clays with a brown lense, glauconite grains, foraminifera and hydrotroilites.	
582-583		580-589cm: Dry, grey/greenish clays with green spots and glauconite grains, brown lenses rich in organic matter and sandy lenses with foraminifera.	
		589-603cm: Brownish clays with grey lenses, glauconite grains, foraminifera, a bioclast (597cm) and hydrotroilites.	

XII. IG-KS-12


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-12
Section : 2/5
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Hydrated
Grey / greenish
96-118cm: Grey/greenish clays, green mottled, with green bands, glauconite grains, foraminifera (103-118cm), pteropods and some hydrotroilites.
99-100cm: Grey band rich in foraminifera.
118-124cm: Grey/greenish clays, green mottled and with a green band, is rich in glauconite grains and foraminifera, contains some pteropods and hydrotroilites.
124-131cm: Grey/greenish clays with a dark band (126cm), a wet lense, some foraminifera and hydrotroilites.
126-131cm: Wet brownish lense rich in foraminifera.
131-297cm: Grey/greenish clays, green mottled, contains some wet spots, some glauconite grains, rare foraminifera, some pteropods and hydrotroilites.
96
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
197

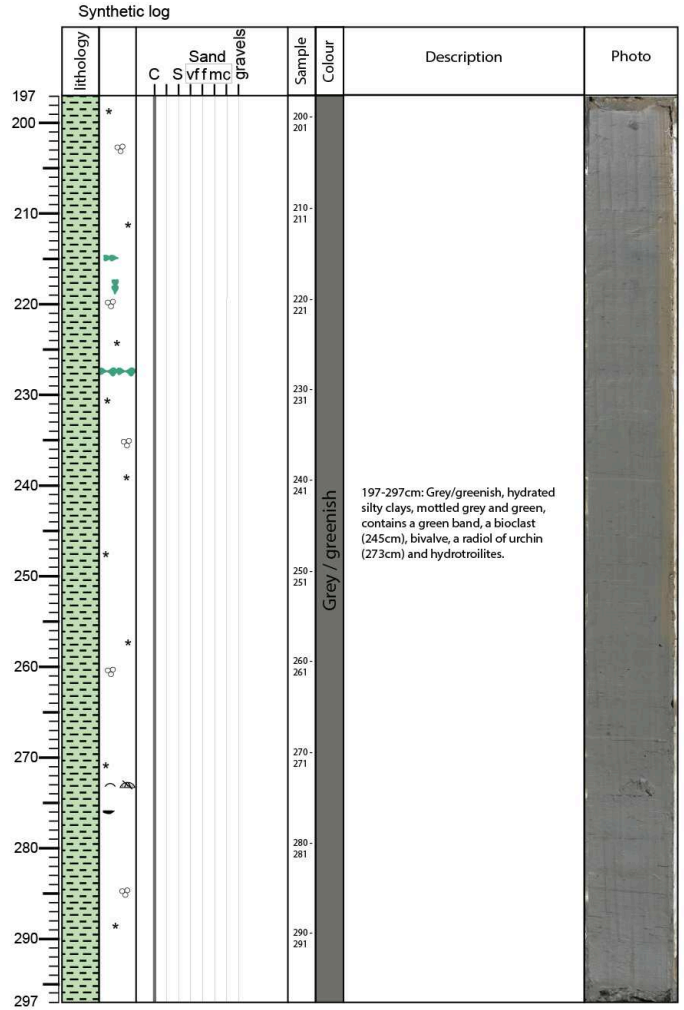

Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-12
Section : 1/5
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Brown
Ocre
Grey / greenish
Greeny
0-9cm: Very fine sand, brown (0-2cm), ocre (2-9cm) matrix, with a brown band (4-6cm), very rich in foraminifera, contains some pteropods.
9-31cm: Ocre clays with small brown beds, foraminifera and pteropods.
31-35cm: Transition zone (ocre -> grey/greenish) with a green band, oxydated spots, some foraminifera and pteropods.
35-58cm: Grey/greenish clays with brown lenses, green lenses, grey lenses rich in organic matter, contain many foraminifera and some hydrotroilites.
58-71cm: Grey/greenish hydrated clays, with green bands, a black band (64cm), a brown lense, rare foraminifera and pteropods.
68-69cm: Grey spot rich in water and foraminifera.
71-89cm: Grey/greenish clays with a green spot (82cm), rare foraminifera, some pteropods and rare hydrotroilites.
89-96cm: Greenish clays with rare foraminifera and some hydrotroilites.
91-92cm: Dry, grey band with foraminifera and pteropods.
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
80
90
96

UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-12
Section : 3/5

Ifremer

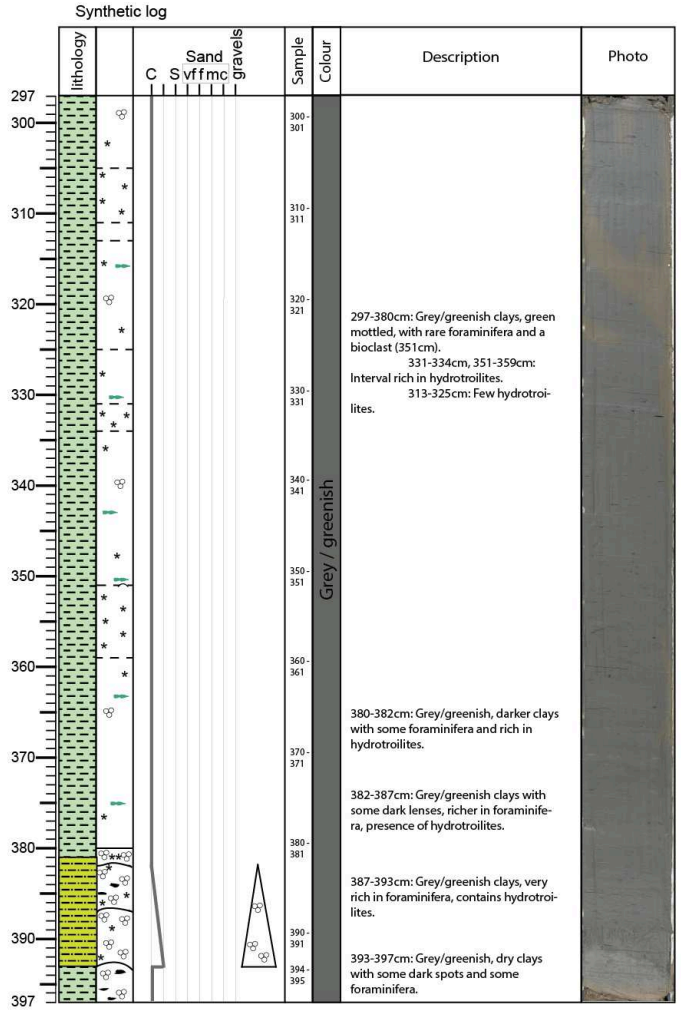


UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-12
Section : 4/5

Ifremer



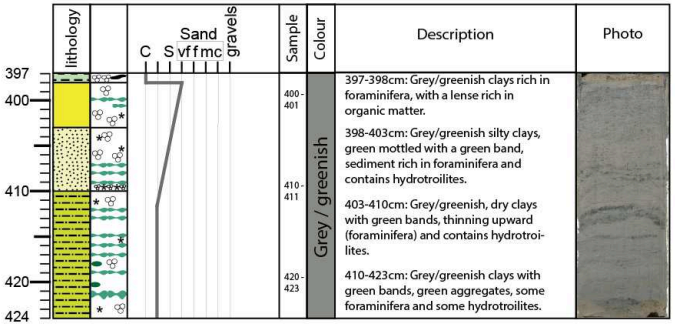
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-12
Section : 5/5

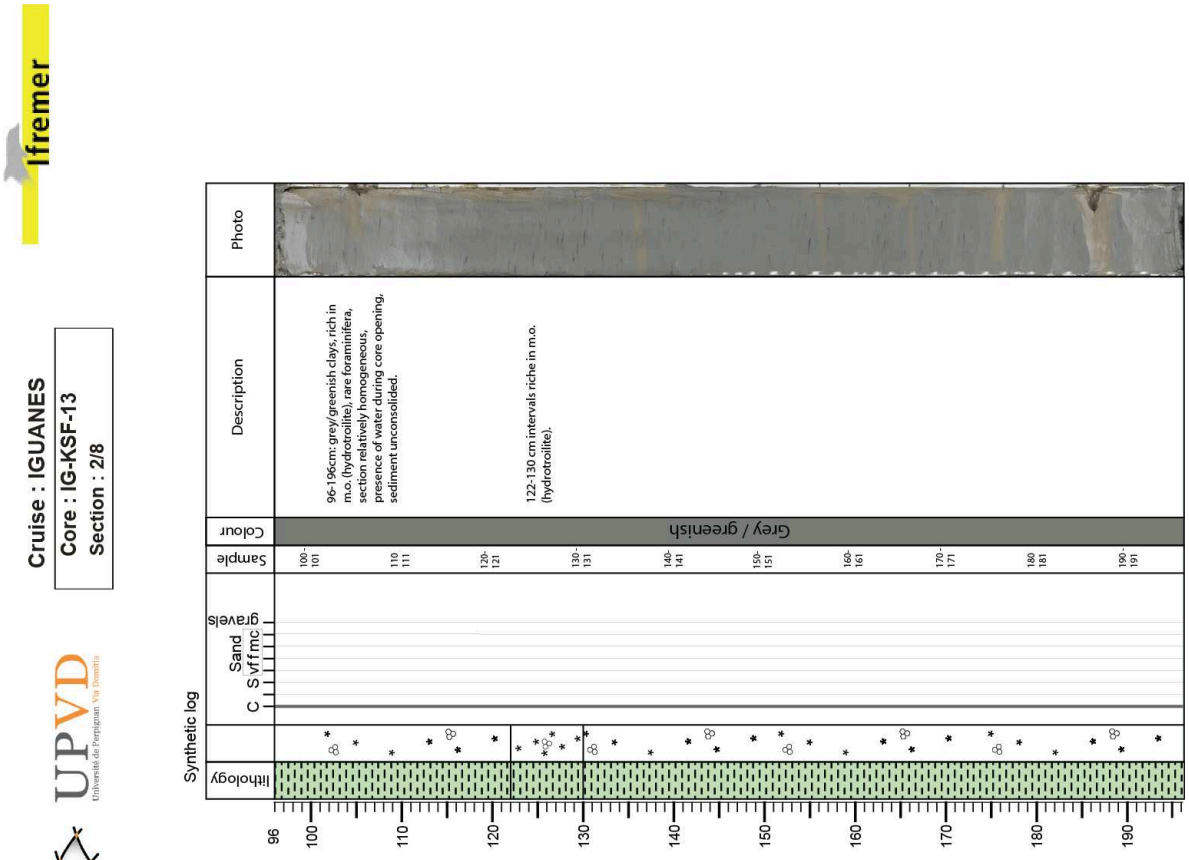
Ifremer

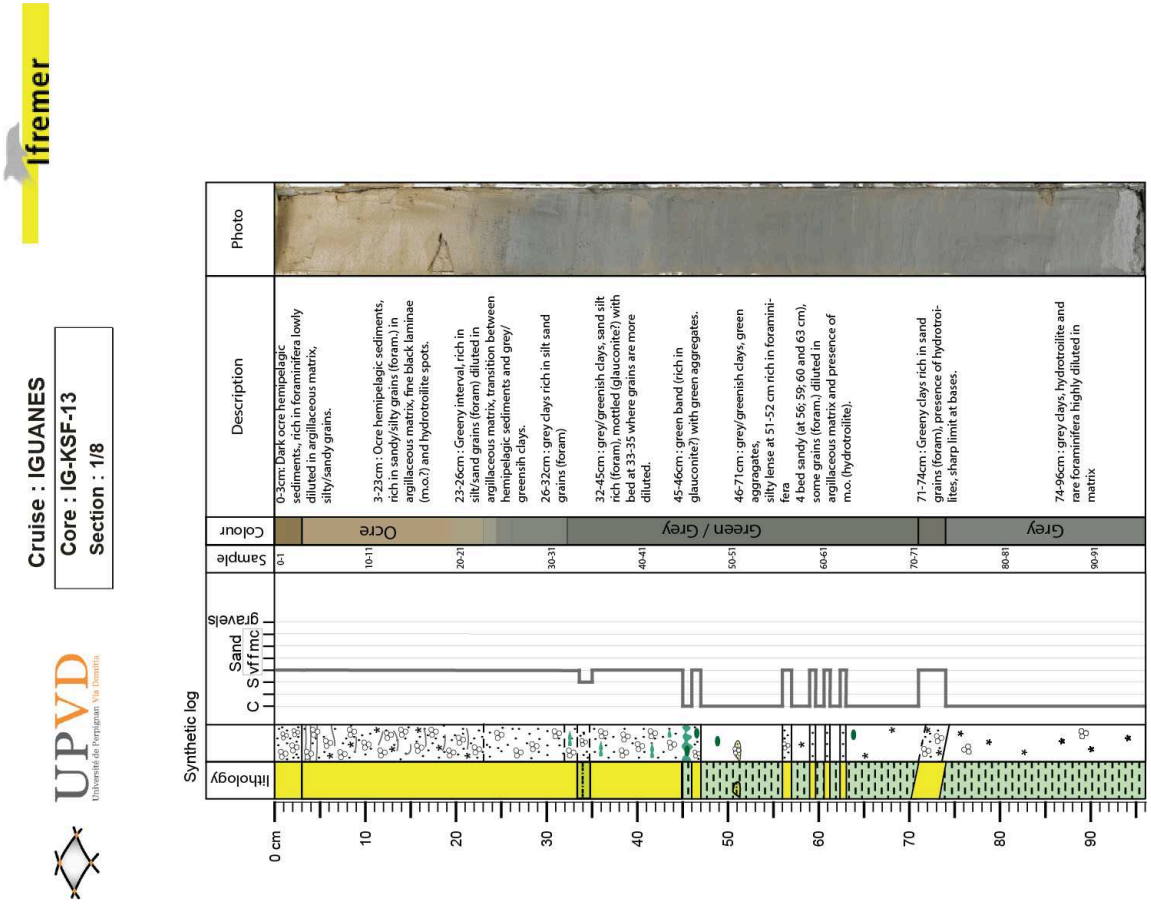
Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
400-401 410-411 420-423	Grey / greenish	397-398cm: Grey/greenish clays rich in foraminifera, with a lense rich in organic matter. 398-403cm: Grey/greenish silty clays, green mottled with a green band, sediment rich in foraminifera and contains hydrotroilites. 403-410cm: Grey/greenish, dry clays with green bands, thinning upward (foraminifera) and contains hydrotroi-lites. 410-423cm: Grey/greenish clays with green bands, green aggregates, some foraminifera and some hydrotroilites.	

XIII. IG-KSF-13





Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-13

Section : 3/8

Synthetic log

Lithology	Sample	Colour	Description	Photo
	200-201	Grey / greenish	196-219cm: grey/green clays, sharp limit at 219cm, rich in m.o. (hdrotroi-lite), rare formainifera, low compacted and not indurated (sediment hydrated).	
	210-211			
	220-221	Greeny / grey	219-267cm: greeny/ grey silty clays, mottled and banded (glauconitic spot), presence of glauconite aggregates, rare formainifera, m.o. (hdrotroilite) ,compacted and indurated (sediment deshydrated). - green band at 245-246cm (glauco-nite). - In this section, 3 silty intervals at 230-231cm, 249-250cm and 260-261cm. Intervals rich in foraminife-ra, glauconite.	
	230-231			
	240-241			
	250-251			
	260-261			
	270-271	Grey / greenish	267-286cm: grey greenish clays, mottled and banded (glauconite), rare foraminifera, presence of m.o. (hydrotroilite), sediment moderatly hydrated and indurated.	
	280-281			
	290-291	Greeny / Grey	286-297cm: greeny / grey clays, mottled and banded (glauconite), rare foraminifera, presence of m.o. (hydrotroilite), sediment hydrated and not indurated. Top rich in grains (foraminifera; glauconite) silty sandy bed. 290-291cm: glauconitic lense	

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-13

Section : 4/8

Synthetic log

Lithology	Sample	Colour	Description	Photo
	300-301	Greeny / grey	297-315cm : greeny / grey clays, matrix rich in glauconite, mottled and banded (glauconite), rare foraminifera, presence of m.o. (hydrotroilite), sediment hydrated and not indurated. 298-299-301cm: glauconitic lenses 305-306: green band 309-310cm: Silty clays intervals. base : sharp limit.	
	310-311			
	320-321	Grey / greenish	316-336cm : grey greenish clays, matrix poor in glauconite, mottled and banded (glauconite), rare foraminifera, presence of m.o. (hydrotroilite), sediment moderatly hydrated and indurated.	
	330-331			
	340-341			
	350-351		336-387cm : grey greenish silty-clays, rare foraminifera, presence of m.o. (hydrotroilite), sediment moderatly hydrated and indurated. Base : sharp limit	
	360-361			
	370-371			
	380-381			
	390-391	Greeny	387-391cm : grey clays base: sharp limit 391-398cm : greeny / grey clays, matrix rich in glauconite banded (glauconite), m.o. (hydrotroilite), hydrated, not indurated	

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

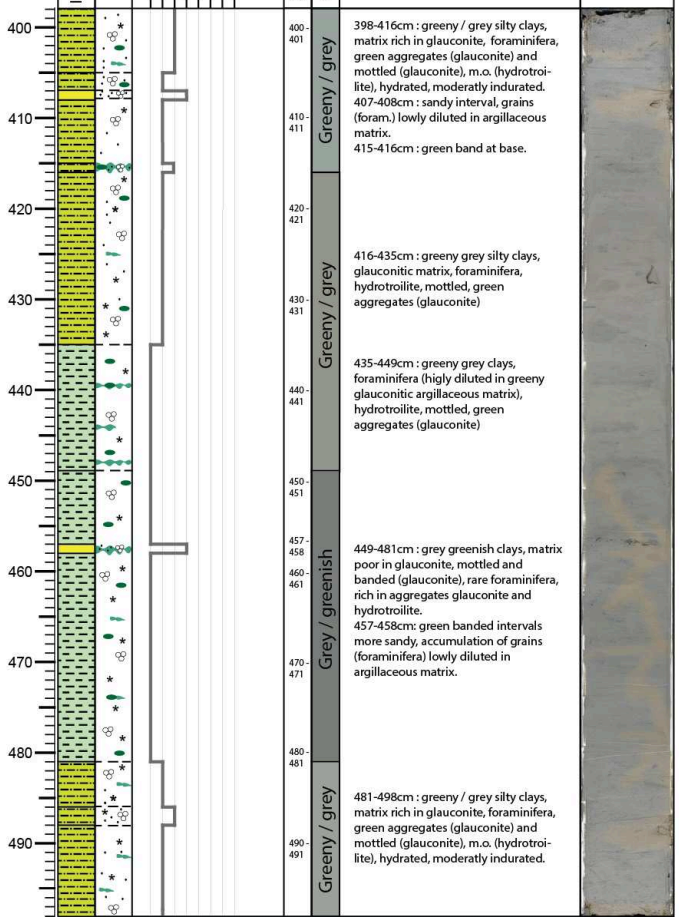
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-13

Section : 5/8

Ifremer

Synthetic log



Description	Photo
398-416cm : greeny / grey silty clays, matrix rich in glauconite, foraminifera, green aggregates (glauconite) and mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite), hydrated, moderatly indurated. 407-408cm : sandy interval, grains (foram.) lowly diluted in argillaceous matrix. 415-416cm : green band at base.	
416-435cm : greeny grey silty clays, glauconitic matrix, foraminifera, hydrotroilite, mottled, green aggregates (glauconite)	
435-449cm : greeny grey clays, foraminifera (higly diluted in greeny glauconitic argillaceous matrix), hydrotroilite, mottled, green aggregates (glauconite)	
449-481cm : grey greenish clays, matrix poor in glauconite, mottled and banded (glauconite), rare foraminifera, rich in aggregates glauconite and hydrotroilite. 457-458cm: green banded intervals more sandy, accumulation of grains (foraminifera) lowly diluted in argillaceous matrix.	
481-498cm : greeny / grey silty clays, matrix rich in glauconite, foraminifera, green aggregates (glauconite) and mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite), hydrated, moderatly indurated.	

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

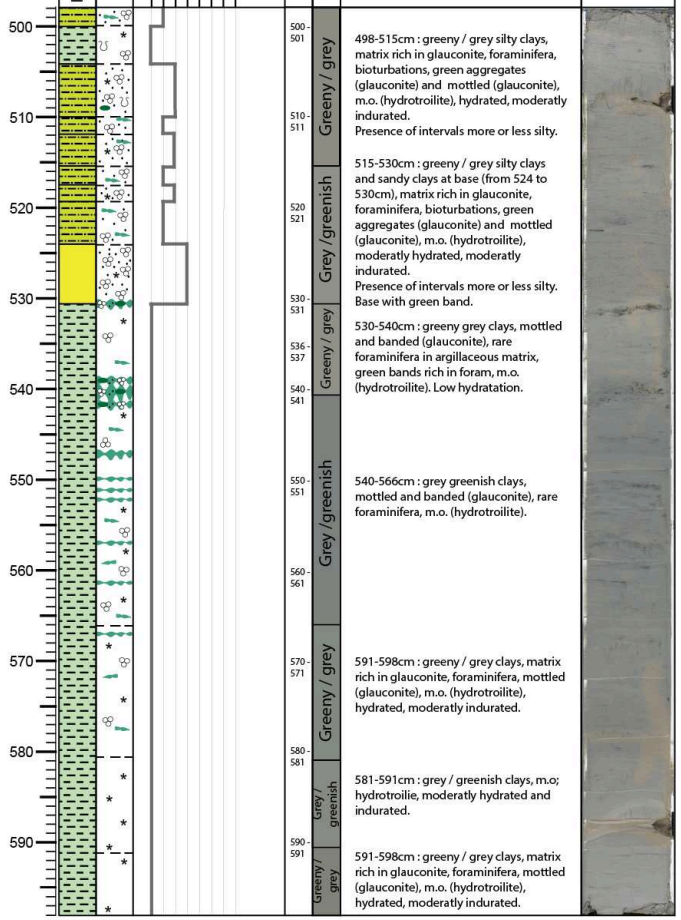
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-13

Section : 6/8

Ifremer

Synthetic log



Description	Photo
498-515cm : greeny / grey silty clays, matrix rich in glauconite, foraminifera, bioturbations, green aggregates (glauconite) and mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite), hydrated, moderatly indurated. Presence of intervals more or less silty.	
515-530cm : greeny / grey silty clays and sandy clays at base (from 524 to 530cm), matrix rich in glauconite, foraminifera, bioturbations, green aggregates (glauconite) and mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite), moderatly hydrated, moderatly indurated. Presence of intervals more or less silty. Base with green band.	
530-540cm : greeny grey clays, mottled and banded (glauconite), rare foraminifera in argillaceous matrix, green bands rich in foram, m.o. (hydrotroilite). Low hydratation.	
540-566cm : grey greenish clays, mottled and banded (glauconite), rare foraminifera, m.o. (hydrotroilite).	
591-598cm : greeny / grey clays, matrix rich in glauconite, foraminifera, mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite), hydrated, moderatly indurated.	
581-591cm : grey / greenish clays, m.o; hydrotroilie, moderatly hydrated and indurated.	
591-598cm : greeny / grey clays, matrix rich in glauconite, foraminifera, mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite), hydrated, moderatly indurated.	

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

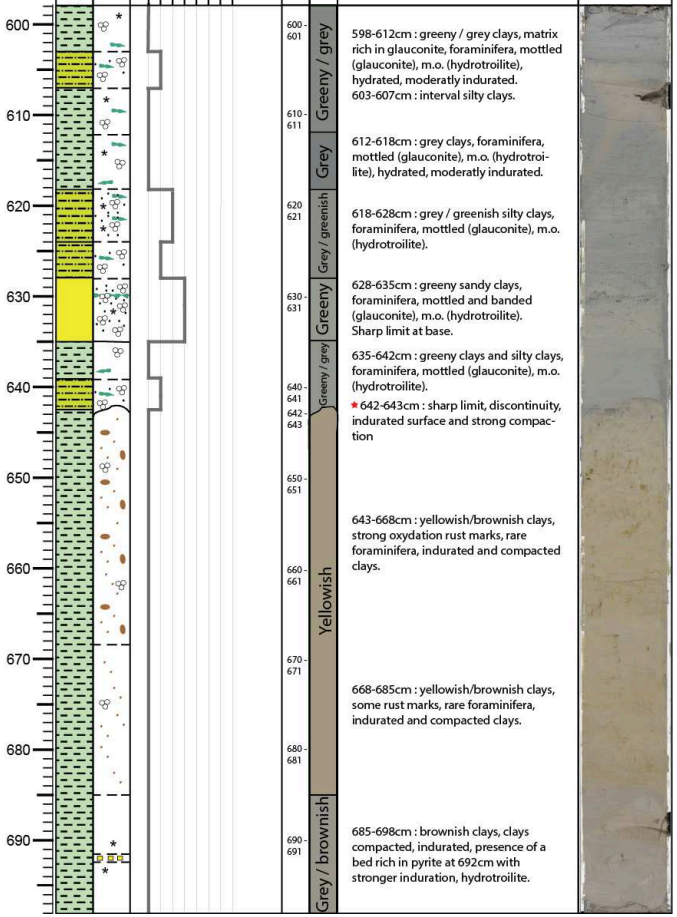
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-13

Section : 7/9

Ifremer

Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
600-601	Greeny / grey	598-612cm : greeny / grey clays, matrix rich in glauconite, foraminifera, mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite), hydrated, moderatly indurated. 603-607cm : interval silty clays.	
610-611	Grey	612-618cm : grey clays, foraminifera, mottled (glauconite), m.o. (hydrotroi-lite), hydrated, moderatly indurated.	
620-621	Grey / greenish	618-628cm : grey / greenish silty clays, foraminifera, mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite).	
630-631	Greeny	628-635cm : greeny sandy clays, foraminifera, mottled and banded (glauconite), m.o. (hydrotroilite). Sharp limit at base.	
640-641	Greeny / grey	635-642cm : greeny clays and silty clays, foraminifera, mottled (glauconite), m.o. (hydrotroilite).	
642-643		* 642-643cm : sharp limit, discontinuity, indurated surface and strong compac-tion	
650-651	Yellowish	643-668cm : yellowish/brownish clays, strong oxydation rust marks, rare foraminifera, indurated and compacted clays.	
660-661			
670-671		668-685cm : yellowish/brownish clays, some rust marks, rare foraminifera, indurated and compacted clays.	
680-681			
690-691	Grey / brownish	685-698cm : brownish clays, clays compacted, indurated, presence of a bed rich in pyrite at 692cm with stronger induration, hydrotroilite.	

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

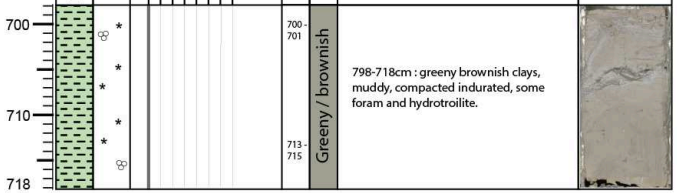
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-13

Section : 8/8

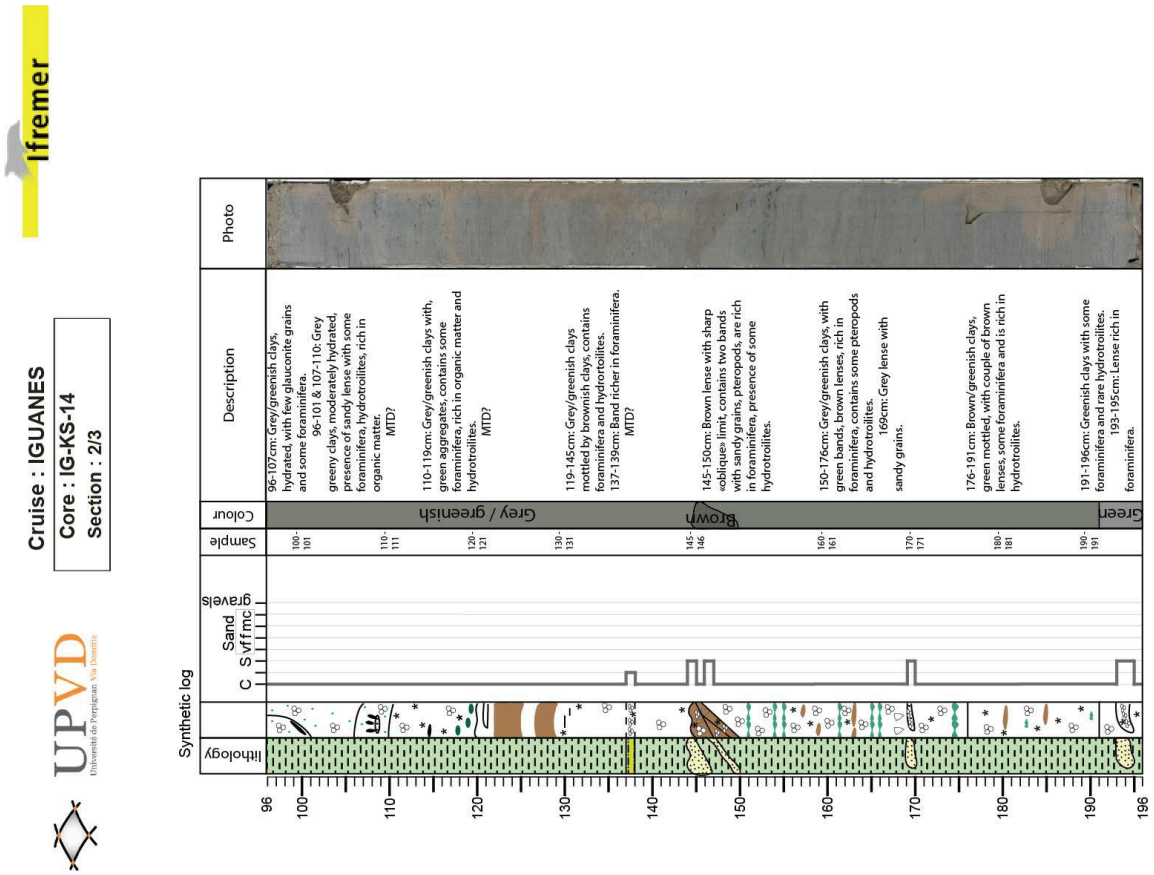
Ifremer

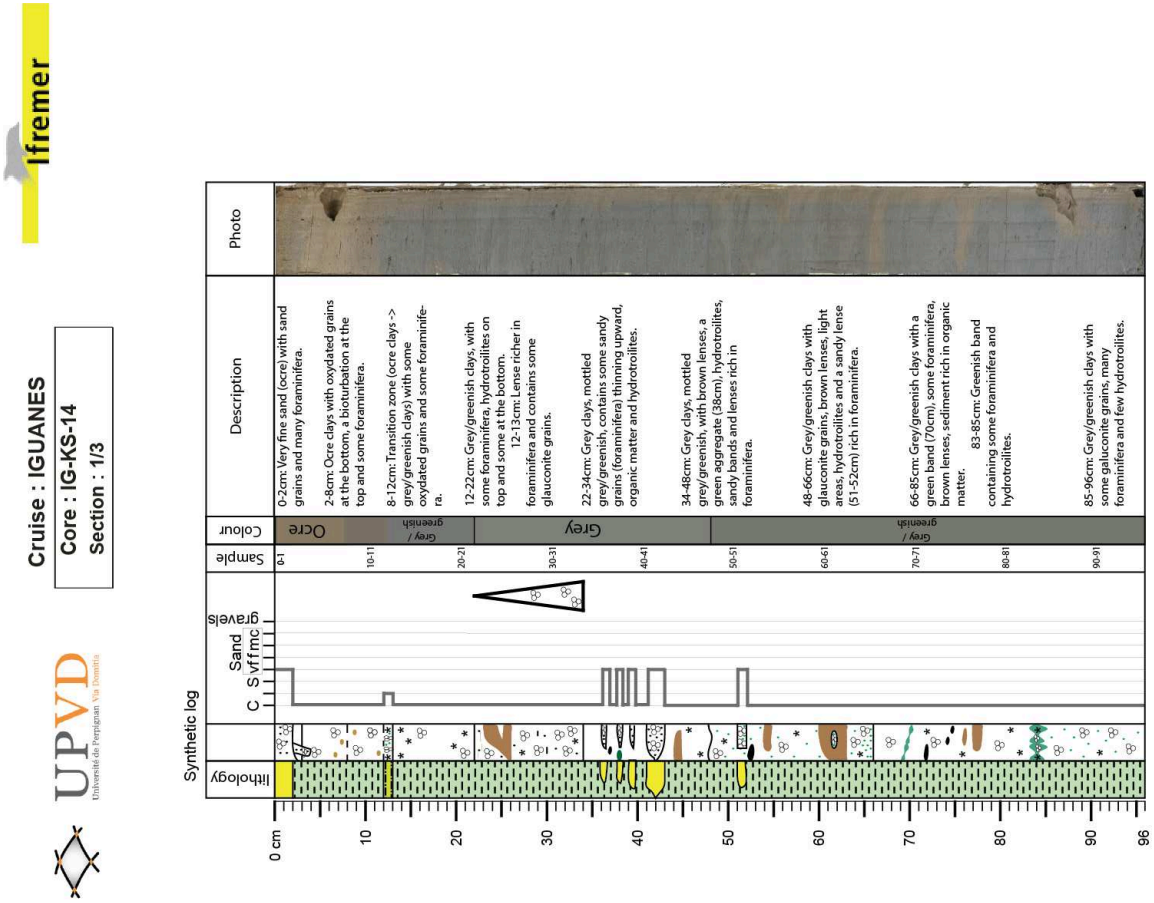
Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
700-701	Greeny / brownish	798-718cm : greeny brownish clays, muddy, compacted indurated, some foram and hydrotroilite.	
713-715			

XIV. IG-KS-14


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-14
Section : 2/3
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
Brown
Green
96-107cm: Grey/greenish clays, hydrated, with few glauconite grains and some foraminifera.
96-101 & 107-110: Grey greeny clays, moderately hydrated, presence of sandy lense with some foraminifera, hydrotroilites, rich in organic matter.
MTD?
110-119cm: Grey/greenish clays with, green aggregates, contains some foraminifera, rich in organic matter and hydrotroilites.
MTD?
119-145cm: Grey/greenish clays mottled by brownish clays, contains foraminifera and hydrotroilites.
137-139cm: Band richer in foraminifera.
MTD?
145-150cm: Brown lense with sharp «oblique» limit, contains two bands with sandy grains, pteropods, are rich in foraminifera, presence of some hydrotroilites.
150-176cm: Grey/greenish clays, with green bands, brown lenses, rich in foraminifera, contains some pteropods and hydrotroilites.
169cm: Grey lense with sandy grains.
176-191cm: Brown/greenish clays, green mottled, with couple of brown lenses, some foraminifera and is rich in hydrotroilites.
191-196cm: Greenish clays with some foraminifera and rare hydrotroilites.
193-195cm: Lense rich in foraminifera.


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-14
Section : 1/3
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Ocre
Grey / greenish
Grey
0-2cm: Very fine sand (ocre) with sand grains and many foraminifera.
2-8cm: Ocre clays with oxydated grains at the bottom, a bioturbation at the top and some foraminifera.
8-12cm: Transition zone (ocre clays -> grey/greenish clays) with some oxydated grains and some foraminifera.
12-22cm: Grey/greenish clays, with some foraminifera, hydrotroilites on top and some at the bottom.
12-13cm: Lense richer in foraminifera and contains some glauconite grains.
22-34cm: Grey clays, mottled grey/greenish, contains some sandy grains (foraminifera) thinning upward, organic matter and hydrotroilites.
34-48cm: Grey clays, mottled grey/greenish, with brown lenses, a green aggregate (38cm), hydrotroilites, sandy bands and lenses rich in foraminifera.
48-66cm: Grey/greenish clays with glauconite grains, brown lenses, light areas, hydrotroilites and a sandy lense (51-52cm) rich in foraminifera.
66-85cm: Grey/greenish clays with a green band (70cm), some foraminifera, brown lenses, sediment rich in organic matter.
83-85cm: Greenish band containing some foraminifera and hydrotroilites.
85-96cm: Grey/greenish clays with some galuconite grains, many foraminifera and few hydrotroilites.

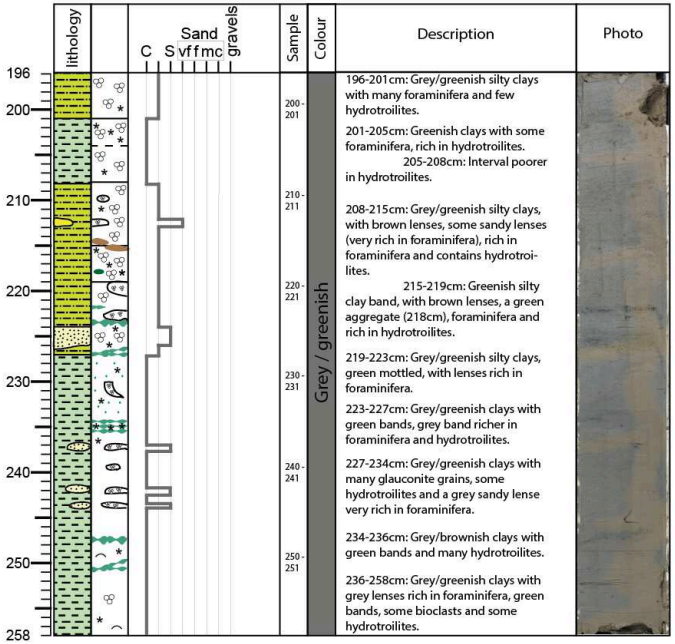
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-14
Section : 3/3

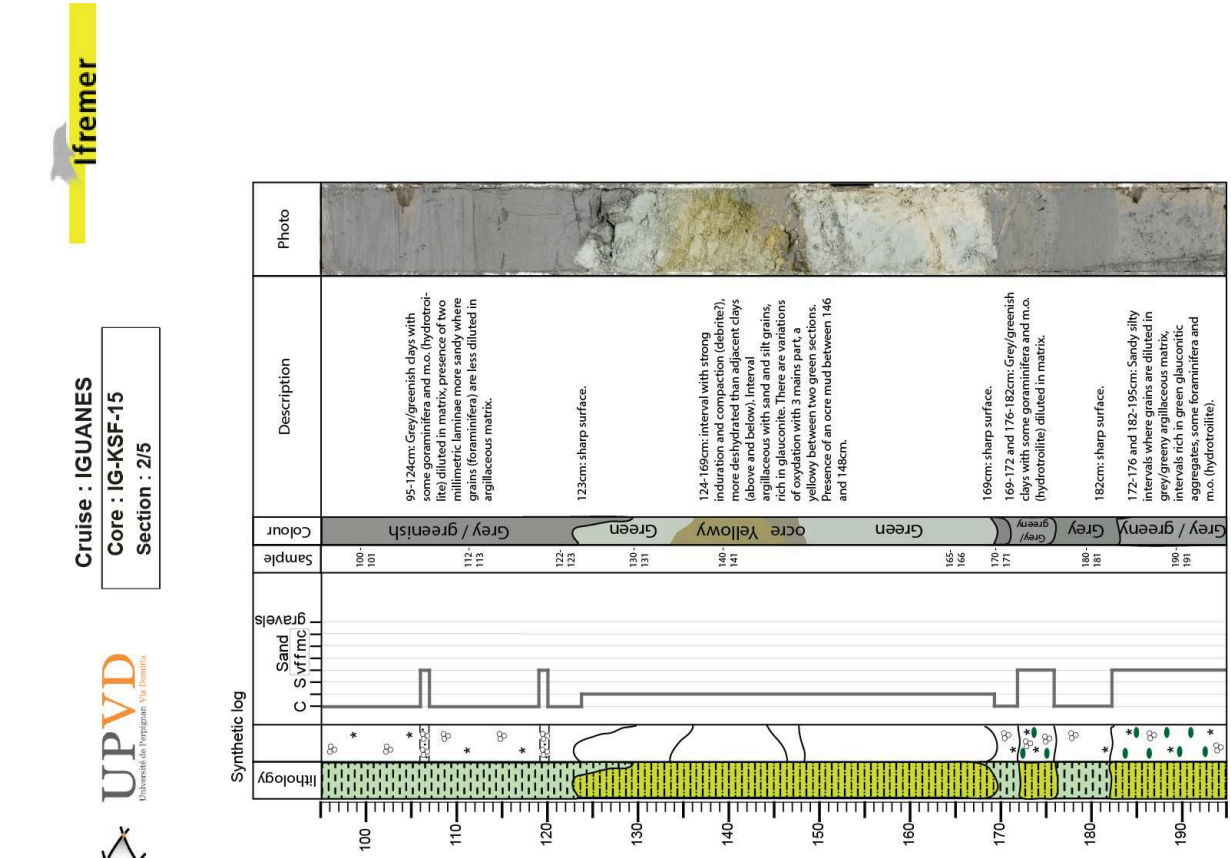
Ifremer

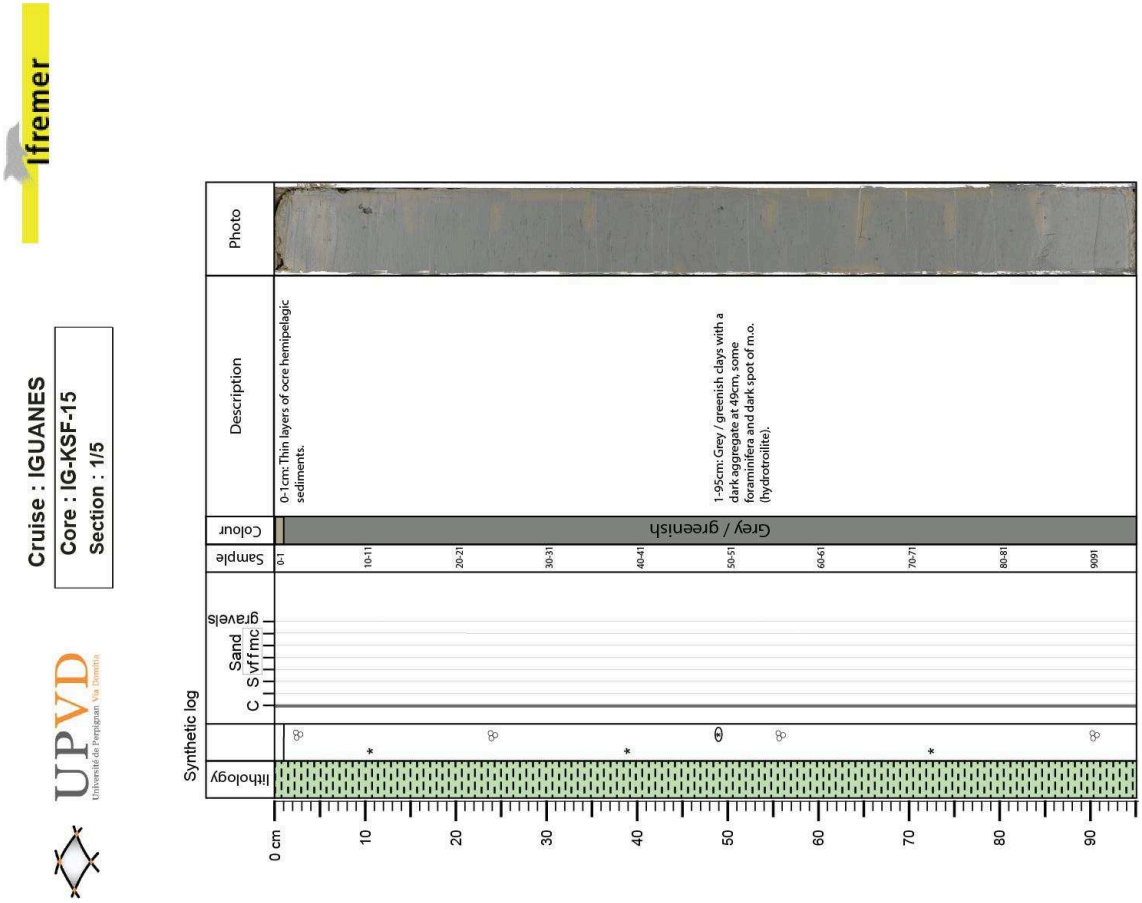
Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
200-201 210-211 220-221 230-231 240-241 250-251	Grey / greenish	196-201cm: Grey/greenish silty clays with many foraminifera and few hydrotroilites. 201-205cm: Greenish clays with some foraminifera, rich in hydrotroilites. 205-208cm: Interval poorer in hydrotroilites. 208-215cm: Grey/greenish silty clays, with brown lenses, some sandy lenses (very rich in foraminifera), rich in foraminifera and contains hydrotroilites. 215-219cm: Greenish silty clay band, with brown lenses, a green aggregate (218cm), foraminifera and rich in hydrotroilites. 219-223cm: Grey/greenish silty clays, green mottled, with lenses rich in foraminifera. 223-227cm: Grey/greenish clays with green bands, grey band richer in foraminifera and hydrotroilites. 227-234cm: Grey/greenish clays with many glauconite grains, some hydrotroilites and a grey sandy lense very rich in foraminifera. 234-236cm: Grey/brownish clays with green bands and many hydrotroilites. 236-258cm: Grey/greenish clays with grey lenses rich in foraminifera, green bands, some bioclasts and some hydrotroilites.	

XV. IG-KSF-15


Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-15
Section : 2/5
Ifremer
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
100-101
112-113
122-123
130-131
140-141
165-166
170-171
180-181
190-191
Grey / greenish
Green
Green
ocre Yellowy
Green
Grey/ greenish
Grey
Grey / greenish
95-124cm: Grey/greenish clays with some goraminifera and m.o. (hydrotrolite) diluted in matrix, presence of two millimetric laminae more sandy where grains (foraminifera) are less diluted in argillaceous matrix.
123cm: sharp surface.
124-169cm: interval with strong induration and compaction (debrite?), more deshydrated than adjacent clays (above and below). Interval argillaceous with sand and silt grains, rich in glauconite. There are variations of oxydation with 3 mains part, a yellowy between two green sections. Presence of an ocre mud between 146 and 148cm.
169cm: sharp surface.
169-172 and 176-182cm: Grey/greenish clays with some goraminifera and m.o. (hydrotrolite) diluted in matrix.
182cm: sharp surface.
172-176 and 182-195cm: Sandy silty intervals where grains are diluted in grey/greeny argillaceous matrix, intervals rich in green glauconitic aggregates, some foraminifera and m.o. (hydrotrolite).
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190

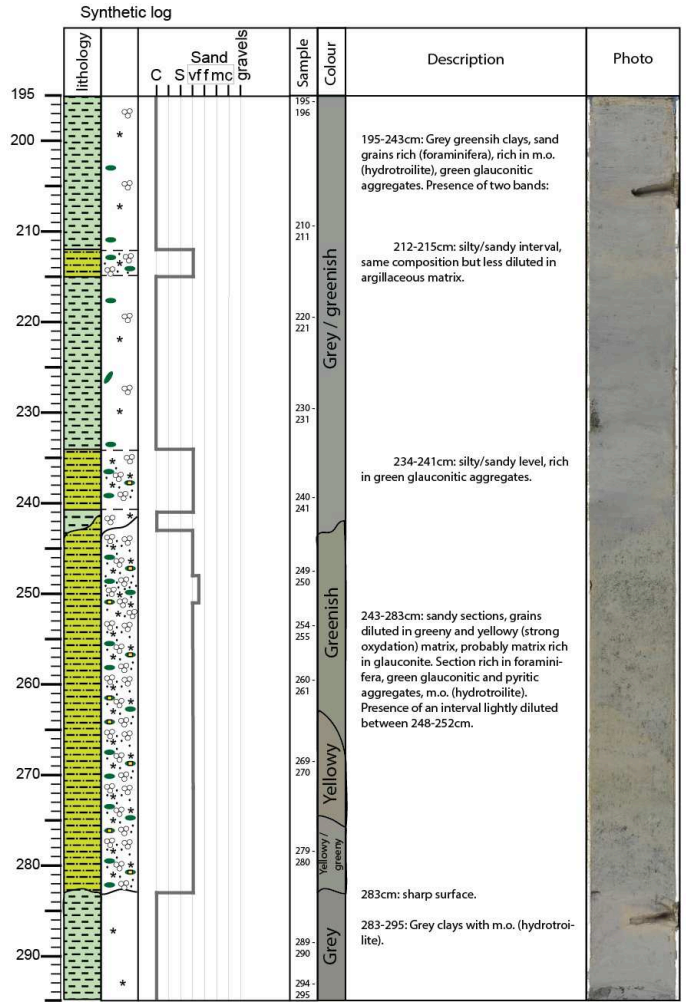

Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-15
Section : 1/5
Ifremer
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
0-1
10-11
20-21
30-31
40-41
50-51
60-61
70-71
80-81
90-91
Grey / greenish
0-1cm: Thin layers of ocre hemipelagic sediments.
1-95cm: Grey / greenish clays with a dark aggregate at 49cm, some foraminifera and dark spot of m.o. (hydrotrolite).
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
80
90

UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-15
Section : 3/5

Ifremer



195-243cm: Grey greensih clays, sand grains rich (foraminifera), rich in m.o. (hydrotroilite), green glauconitic aggregates. Presence of two bands:

212-215cm: silty/sandy interval, same composition but less diluted in argillaceous matrix.

234-241cm: silty/sandy level, rich in green glauconitic aggregates.

243-283cm: sandy sections, grains diluted in greeny and yellowy (strong oxydation) matrix, probably matrix rich in glauconite. Section rich in foraminifera, green glauconitic and pyritic aggregates, m.o. (hydrotroilite). Presence of an interval lightly diluted between 248-252cm.

283cm: sharp surface.

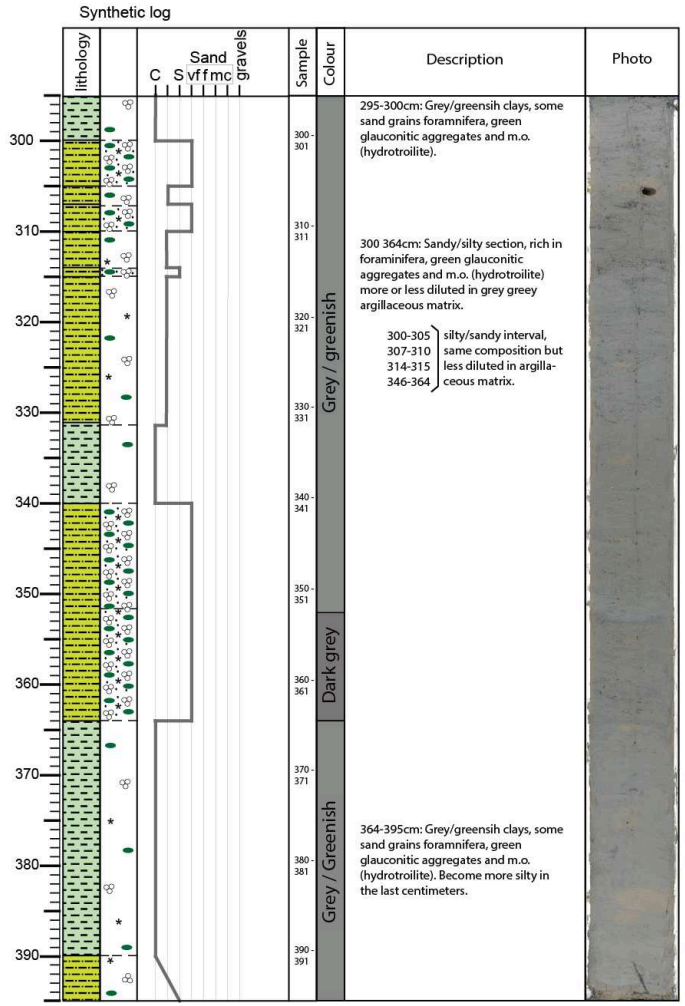
283-295: Grey clays with m.o. (hydrotroilite).

UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-15
Section : 4/5

Ifremer



295-300cm: Grey/greensih clays, some sand grains foramnifera, green glauconitic aggregates and m.o. (hydrotroilite).

300 364cm: Sandy/silty section, rich in foraminifera, green glauconitic aggregates and m.o. (hydrotroilite) more or less diluted in grey greey argillaceous matrix.

300-305, 307-310, 314-315, 346-364: silty/sandy interval, same composition but less diluted in argillaceous matrix.

364-395cm: Grey/greensih clays, some sand grains foramnifera, green glauconitic aggregates and m.o. (hydrotroilite). Become more silty in the last centimeters.

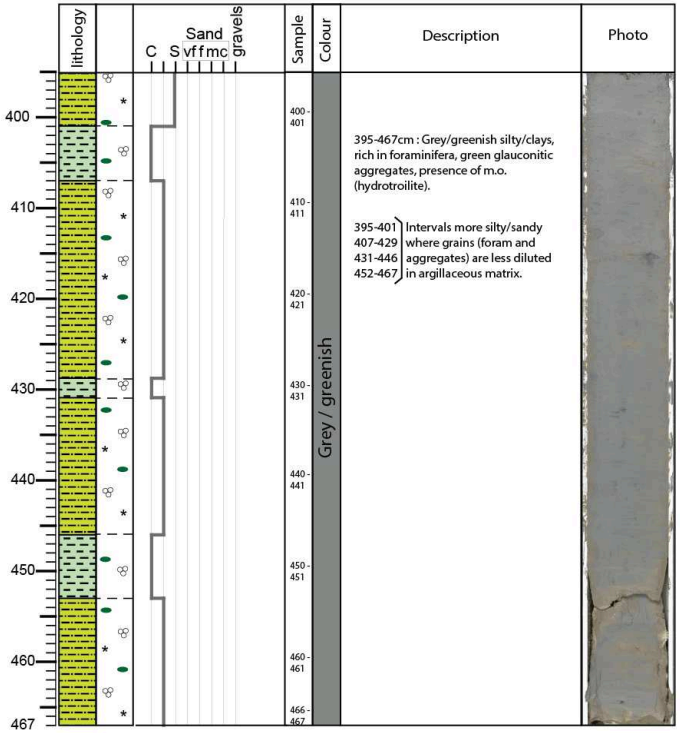
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

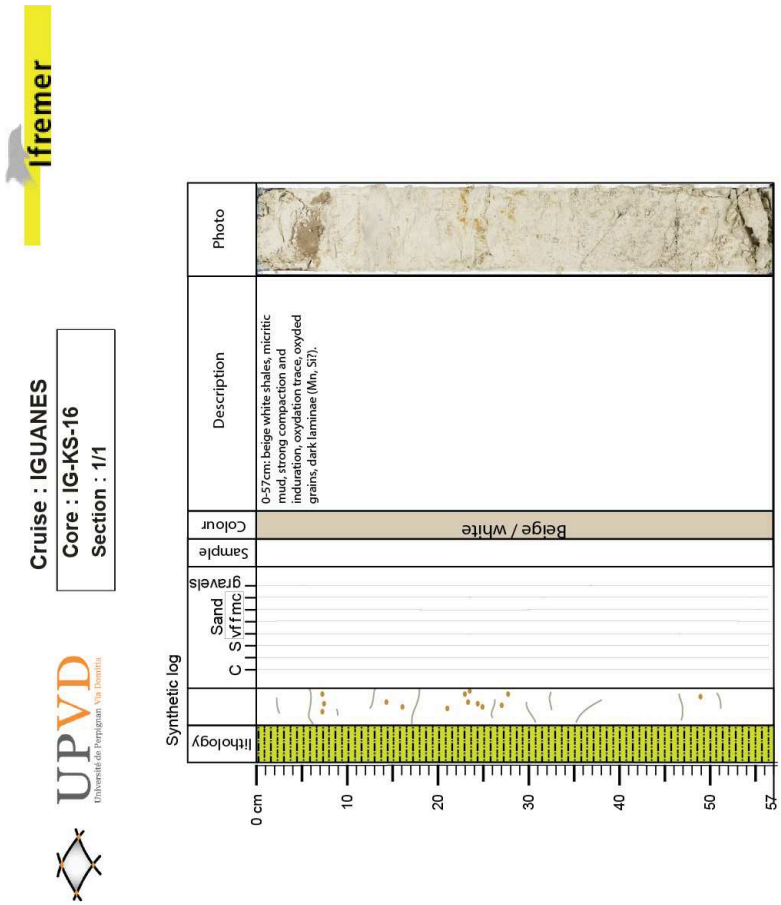
Core : IG-KSF-15
Section : 5/5

Ifremer

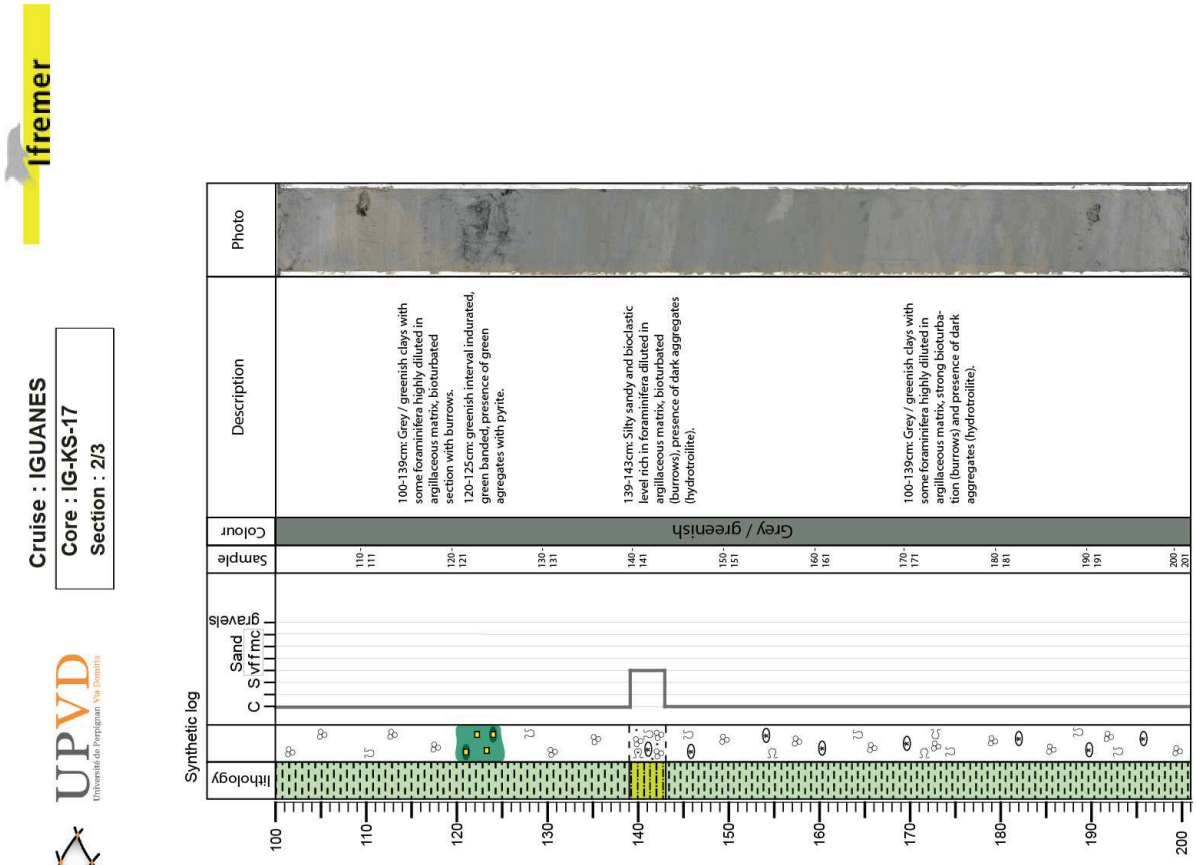
Synthetic log

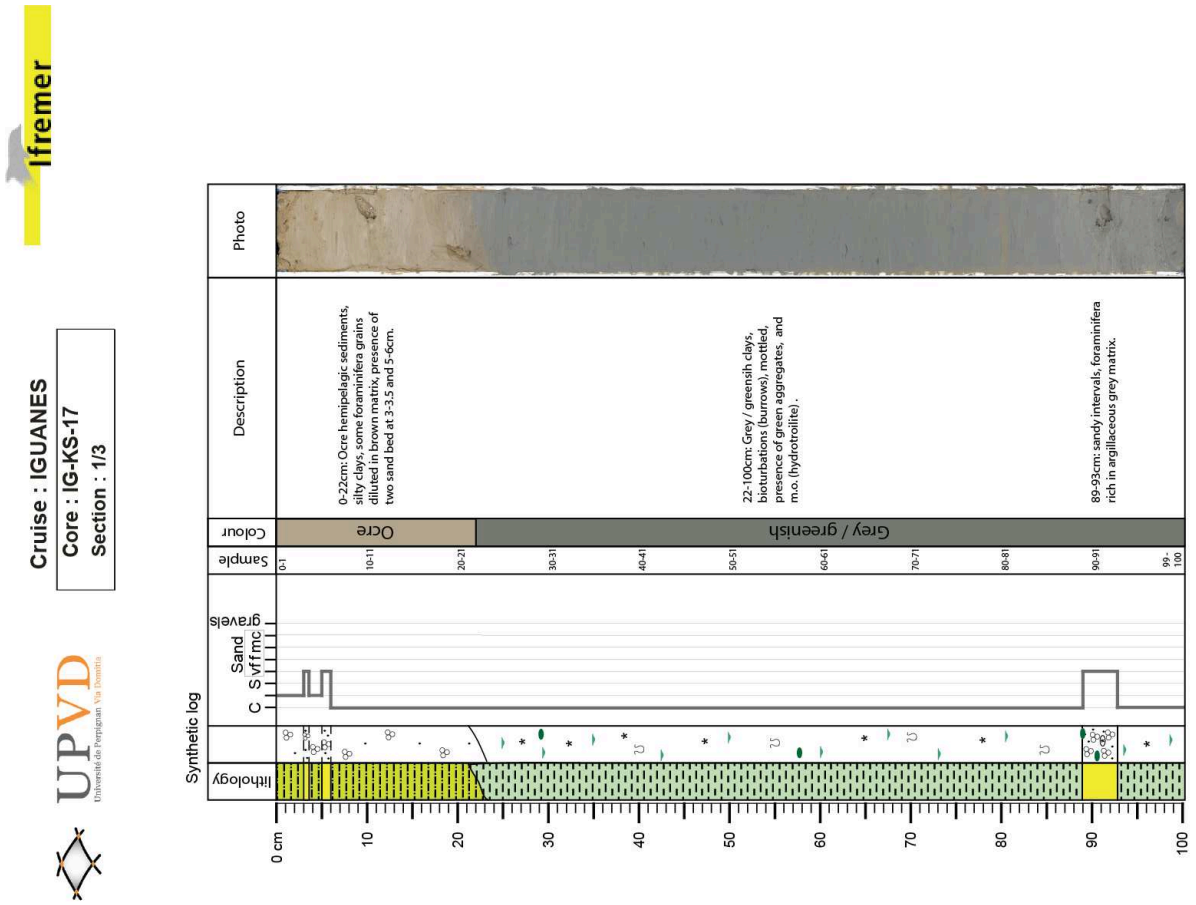


XVI. IG-KS-16


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-16
Section : 1/1
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
lithology
C S Sand vf f m c gravels
Sample
Colour
Description
Photo
0-57cm: beige white shales, micritic mud, strong compaction and induration, oxydation trace, oxyded grains, dark laminae (Mn, Si?).
Beige / white
0 cm
10
20
30
40
50
57

XVII. IG-KS-17


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-17
Section : 2/3
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
Sand
C S vf f mc
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
100-139cm: Grey / greenish clays with some foraminifera highly diluted in argillaceous matrix, bioturbated section with burrows.
120-125cm: greenish interval indurated, green banded, presence of green agregates with pyrite.
139-143cm: Silty sandy and bioclastic level rich in foraminifera diluted in argillaceous matrix, bioturbated (burrows), presence of dark aggregates (hydrotrolite).
100-139cm: Grey / greenish clays with some foraminifera highly diluted in argillaceous matrix, strong bioturbation (burrows) and presence of dark aggregates (hydrotrolite).


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KS-17
Section : 1/3
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
Sand
C S vf f mc
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Ocre
Grey / greenish
0-22cm: Ocre hemipelagic sediments, silty clays, some foraminifera grains diluted in brown matrix, presence of two sand bed at 3-3.5 and 5-6cm.
22-100cm: Grey / greenish clays, bioturbations (burrows), mottled, presence of green aggregates, and m.o. (hydrotrolite) .
89-93cm: sandy intervals, foraminifera rich in argillaceous grey matrix.

UPVD Université de Perpignan Via Domitia

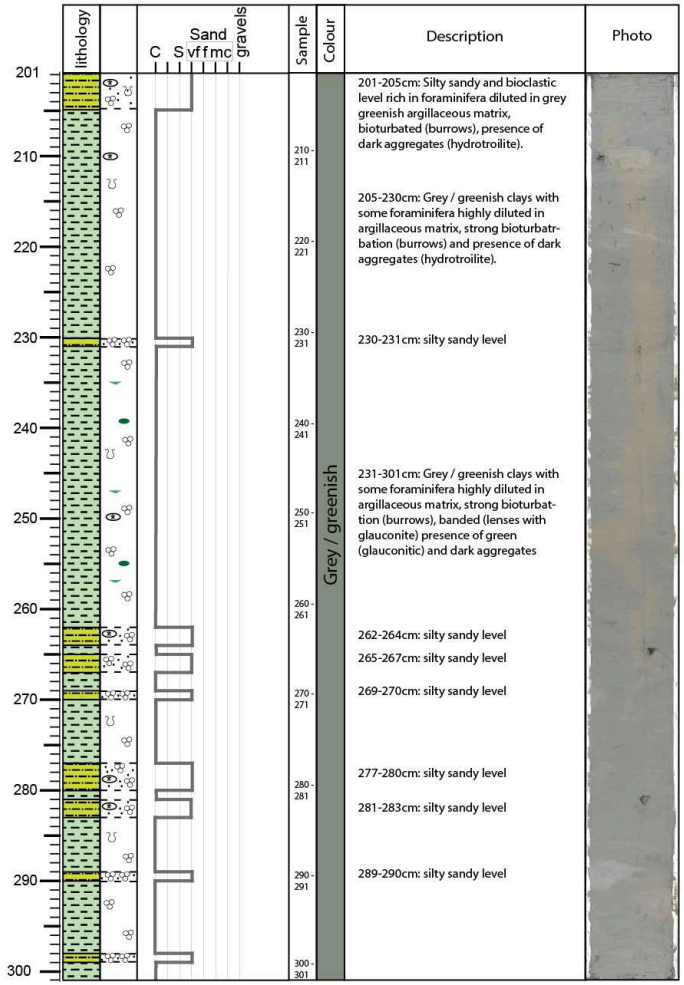
Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-17

Section : 3/3

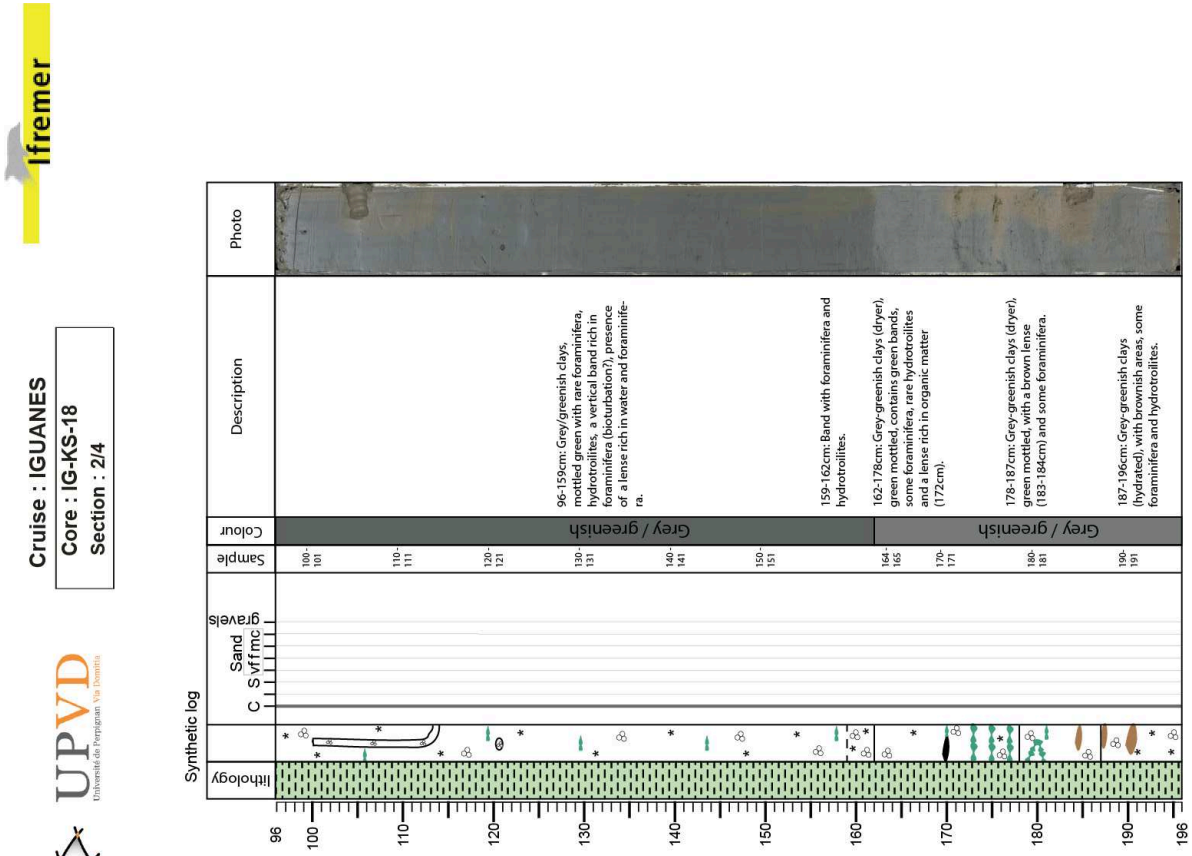
Ifremer

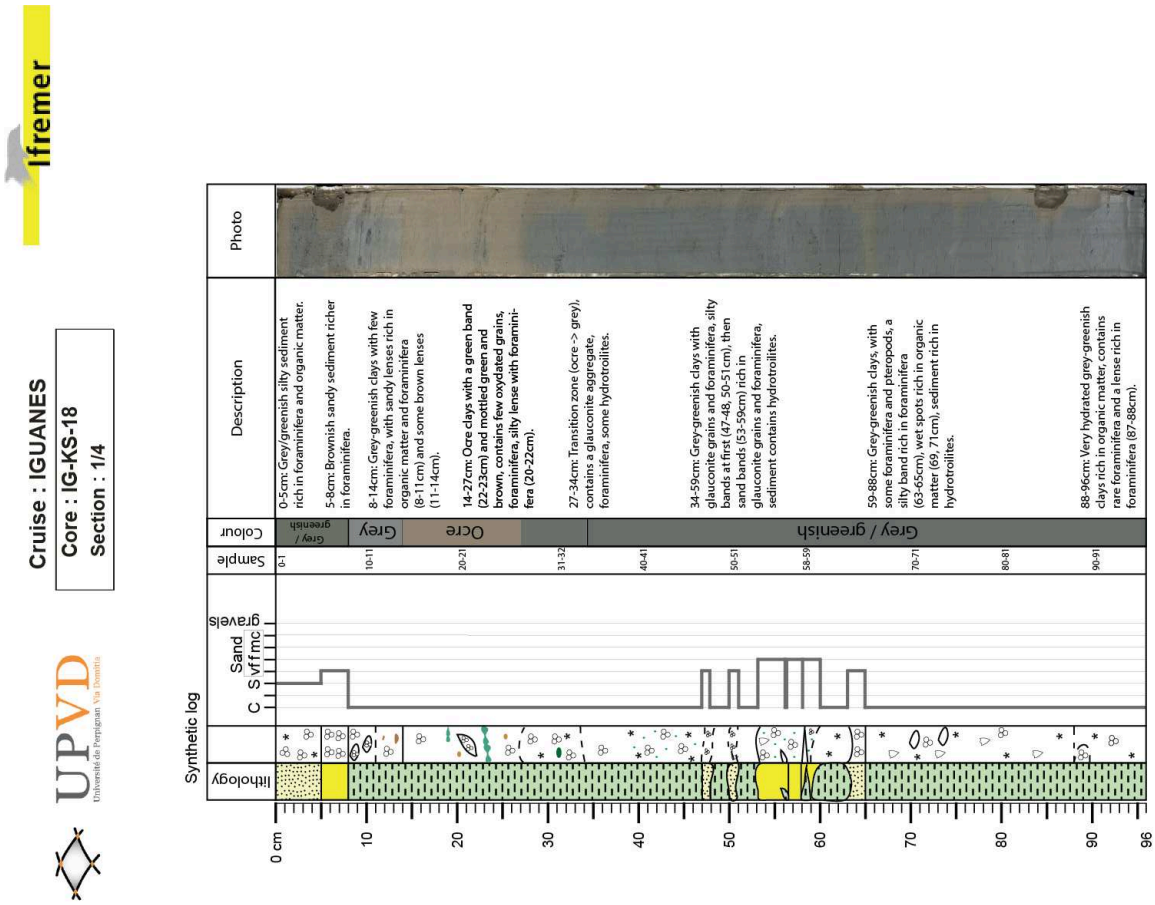
Synthetic log



Sample	Colour	Description	Photo
210-211	Grey / greenish	201-205cm: Silty sandy and bioclastic level rich in foraminifera diluted in grey greenish argillaceous matrix, bioturbated (burrows), presence of dark aggregates (hydrotroilite).	
220-221		205-230cm: Grey / greenish clays with some foraminifera highly diluted in argillaceous matrix, strong bioturbatr-bation (burrows) and presence of dark aggregates (hydrotroilite).	
230-231		230-231cm: silty sandy level	
240-241		231-301cm: Grey / greenish clays with some foraminifera highly diluted in argillaceous matrix, strong bioturbat-tion (burrows), banded (lenses with glauconite) presence of green (glauconitic) and dark aggregates	
250-251			
260-261		262-264cm: silty sandy level 265-267cm: silty sandy level	
270-271		269-270cm: silty sandy level	
280-281		277-280cm: silty sandy level 281-283cm: silty sandy level	
290-291		289-290cm: silty sandy level	
300-301			

XVIII. IG-KS-18





Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-18

Section : 3/4

Synthetic log

lithology	Sample	Colour	Description	Photo
	200-201	Grey / greenish	196-199cm: Grey/greenish clays with foraminifera, pteropods and hydrotroilites.	
	210-211		199-222cm: Grey/greenish clays with a green band, foraminifera and some hydrotroilites.	
	220-221		222-265cm: Grey/greenish clays, mottled, with green bands, a lense richer in foraminifera (259-260cm) and hydrotroilites.	
	230-231			
	240-241			
	250-251			
	260-261			
	270-271		265-296cm: Grey/greenish clays with brown lenses, foraminifera and hydrotroilites, becomes poorer in foraminifera and richer in hydrotroilites and contains some pteropods at the base (272-296cm).	
	280-281			
	290-291			

Depth: 196, 200, 210, 220, 230, 240, 250, 260, 270, 280, 290, 296

Sand: C S vf f m c gravels

Cruise : IGUANES

Core : IG-KS-18

Section : 4/4

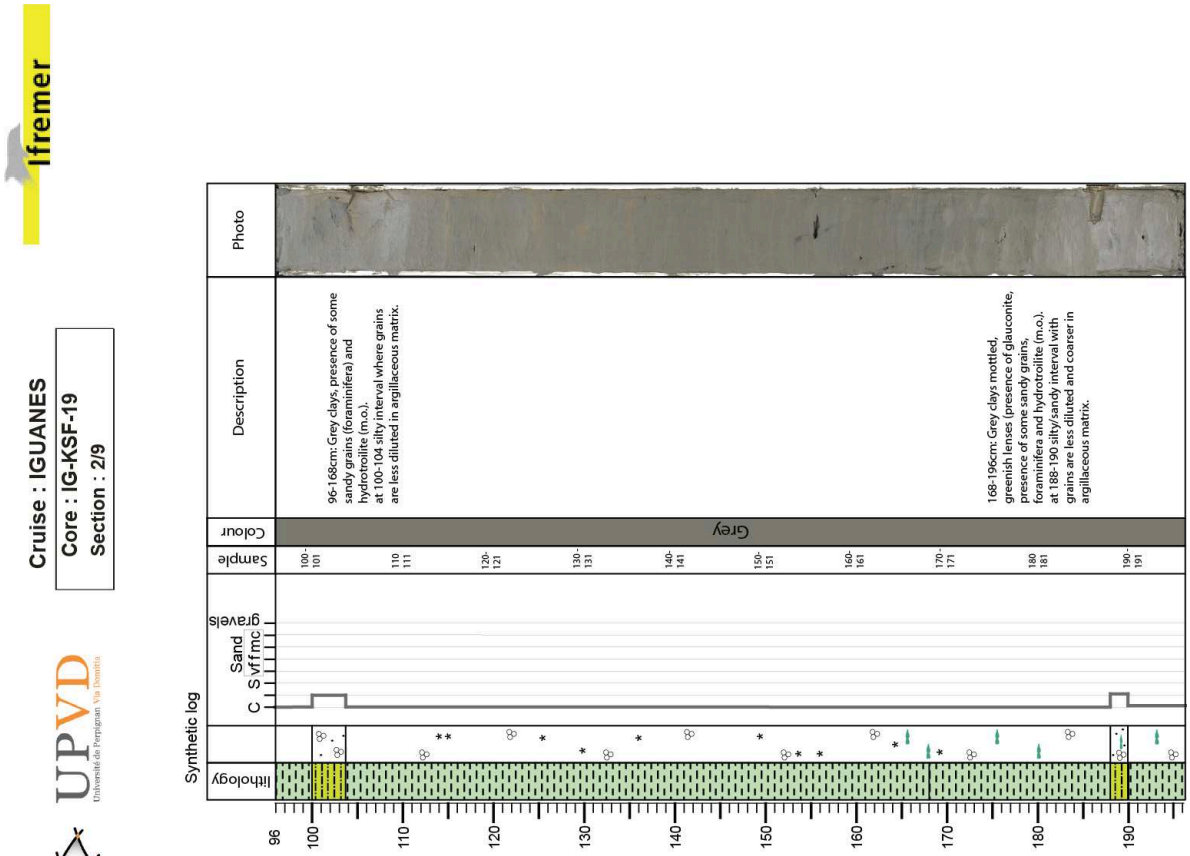
Synthetic log

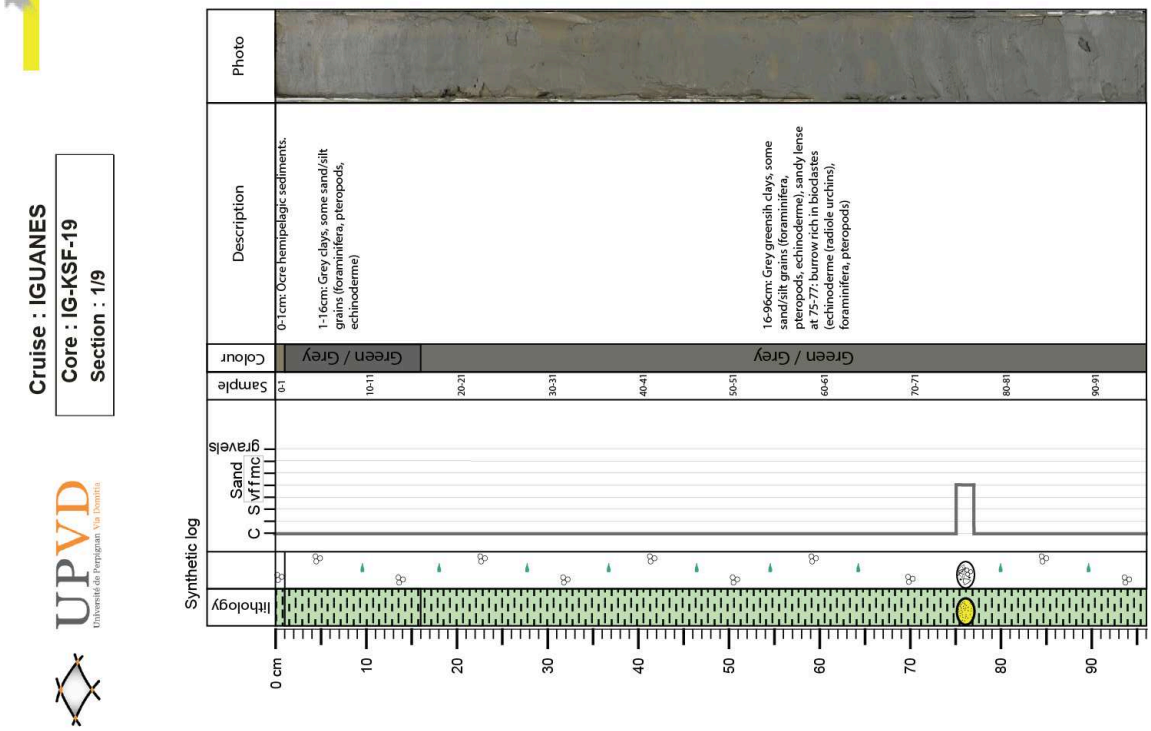
lithology	Sample	Colour	Description	Photo
	300-301	Grey / greenish		
	308-309		296-321cm: Grey/greenish clays with a grey lense (302cm), dark aggregate rich in pyrite (314-316cm), some foraminifera, pteropods and hydrotroilites.	
	318-319			
			321-328cm: Grey/greenish clays with rare foraminifera and some hydrotroilites.	

Depth: 296, 300, 310, 320, 328

Sand: C S vf f m c gravels

XIX. IG-KSF-19


Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-19
Section : 2/9
Synthetic log
Lithology
Sand
C S vf f m c
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey
96-168cm: Grey clays, presence of some sandy grains (foraminifera) and hydrotrolite (m.o.). at 100-104 silty interval where grains are less diluted in argillaceous matrix.
168-196cm: Grey clays mottled, greenish lenses (presence of glauconite, presence of some sandy grains, foraminifera and hydrotrolite (m.o.). at 188-190 silty/sandy interval with grains are less diluted and coarser in argillaceous matrix.


Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-19
Section : 1/9
Synthetic log
Lithology
Sand
C S vf f m c
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Green / Grey
0-1cm: Ocre hemipelagic sediments.
1-16cm: Grey clays, some sand/silt grains (foraminifera, pteropods, echinoderme)
16-96cm: Grey greenish clays, some sand/silt grains (foraminifera, pteropods, echinoderme), sandy lense at 75-77: burrow rich in biodastes (echinoderme (radiole urchins), foraminifera, pteropods)

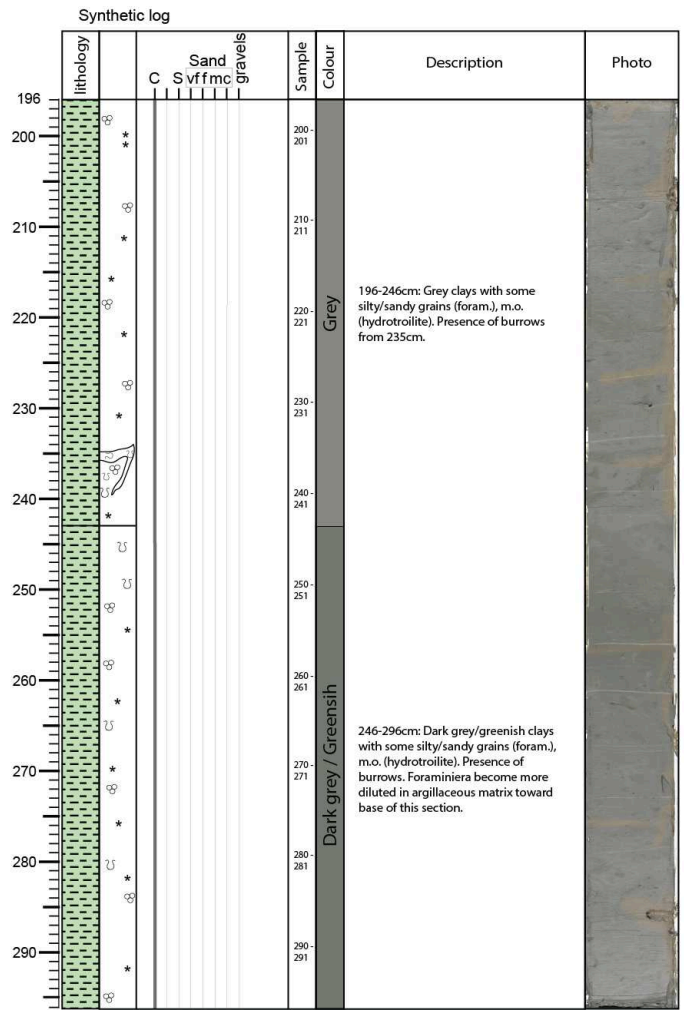
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-19

Section : 3/9

Ifremer



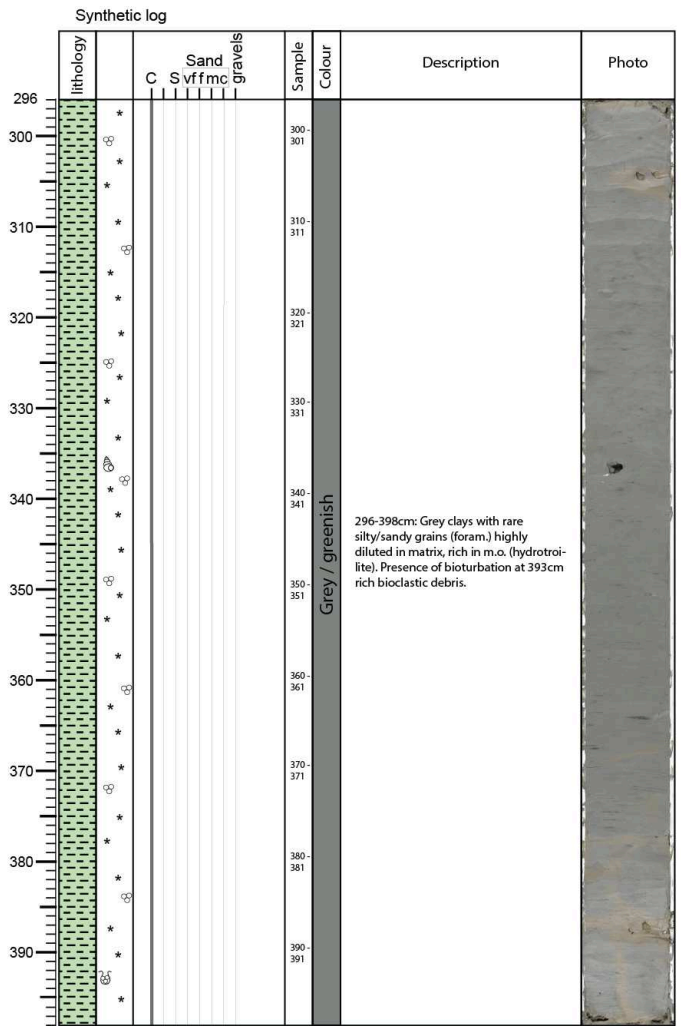
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-19

Section : 4/9

Ifremer



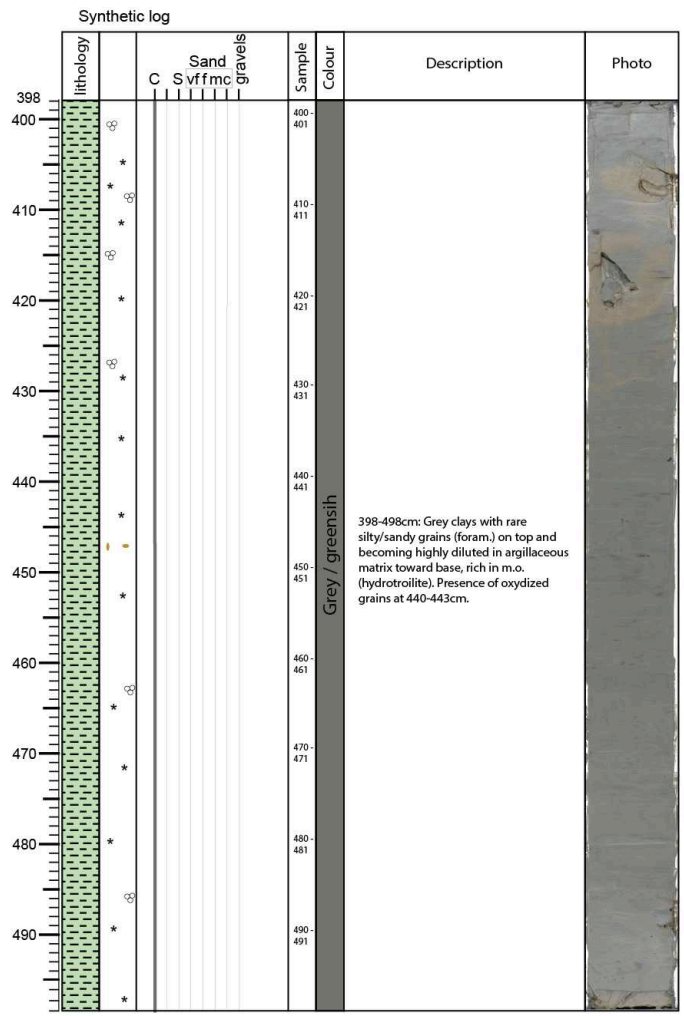
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-19

Section : 5/9

Ifremer



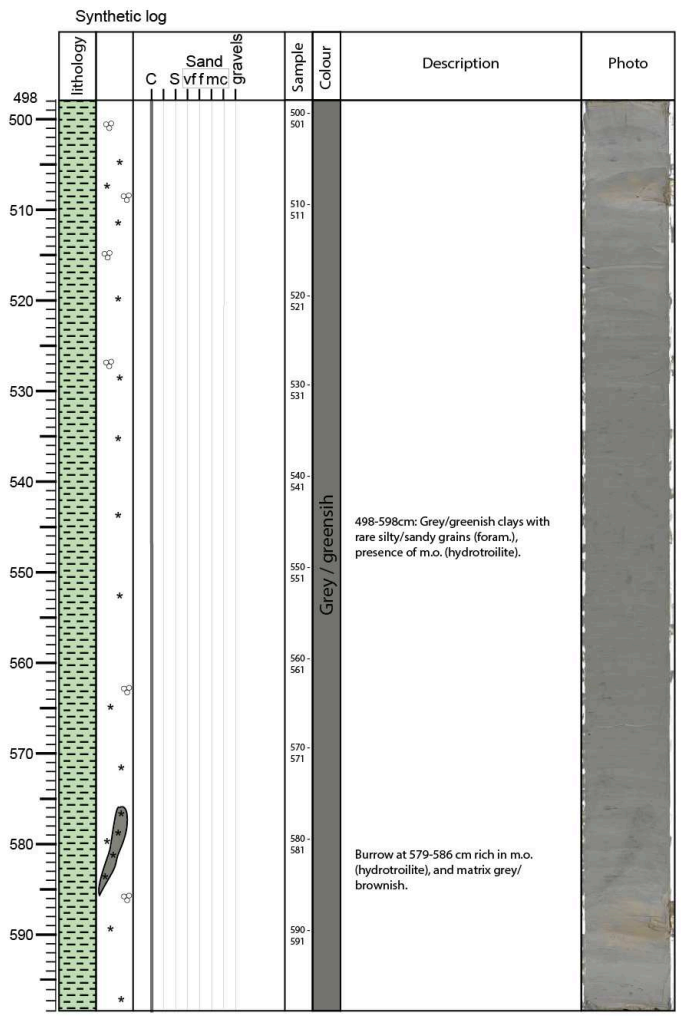
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-19

Section : 6/9

Ifremer



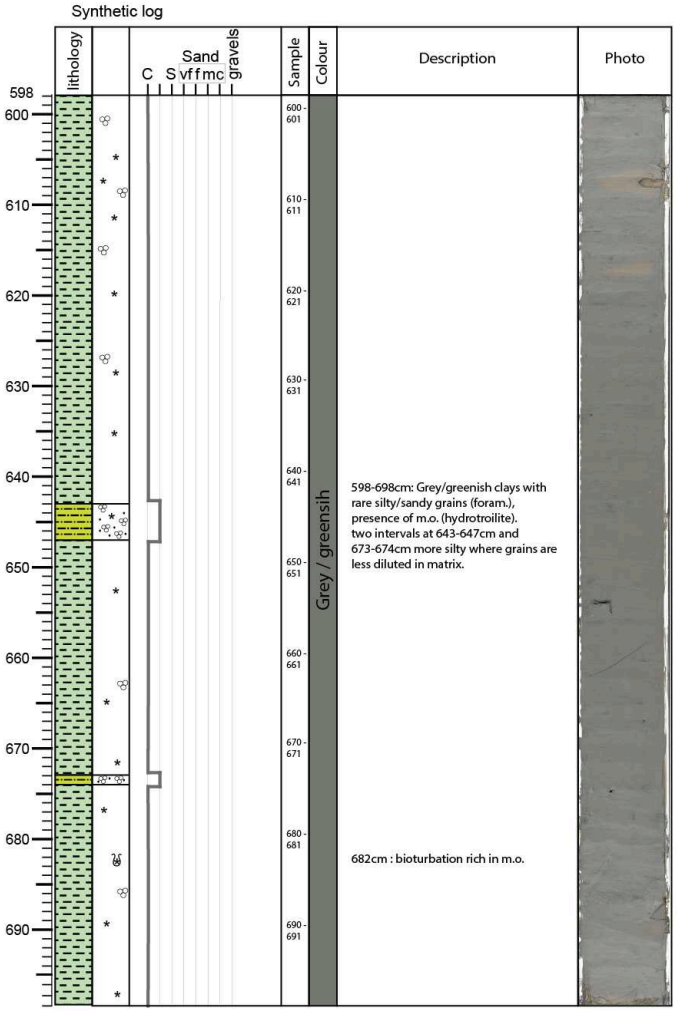
UPVD Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-19

Section : 7/9

Ifremer



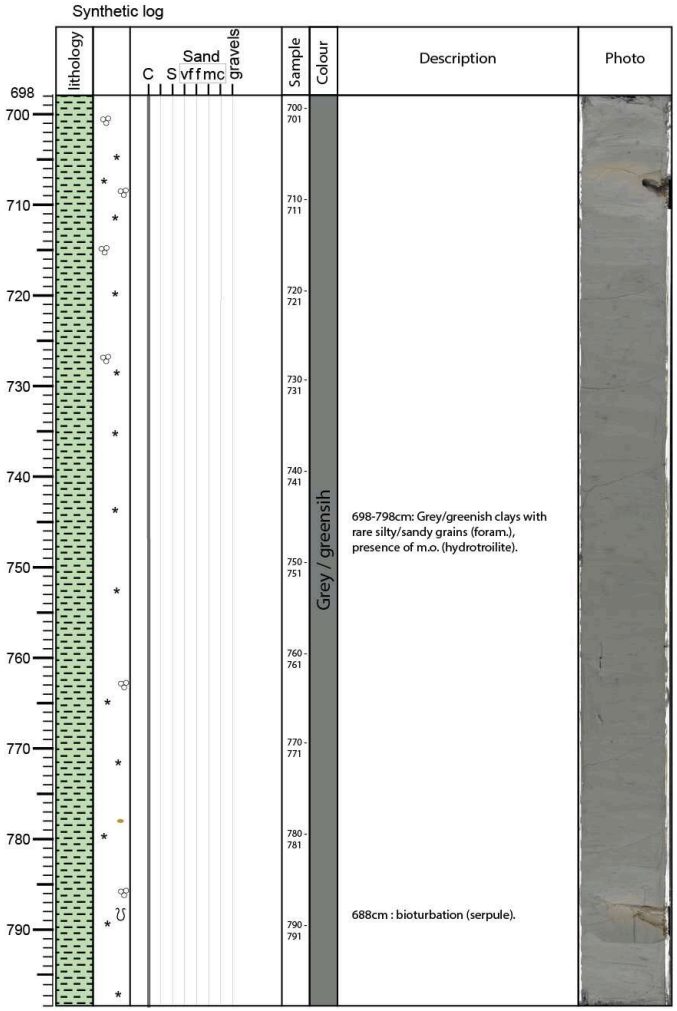
UPVD Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-19

Section : 8/9

Ifremer



UPVD Université de Perpignan Via Domitia

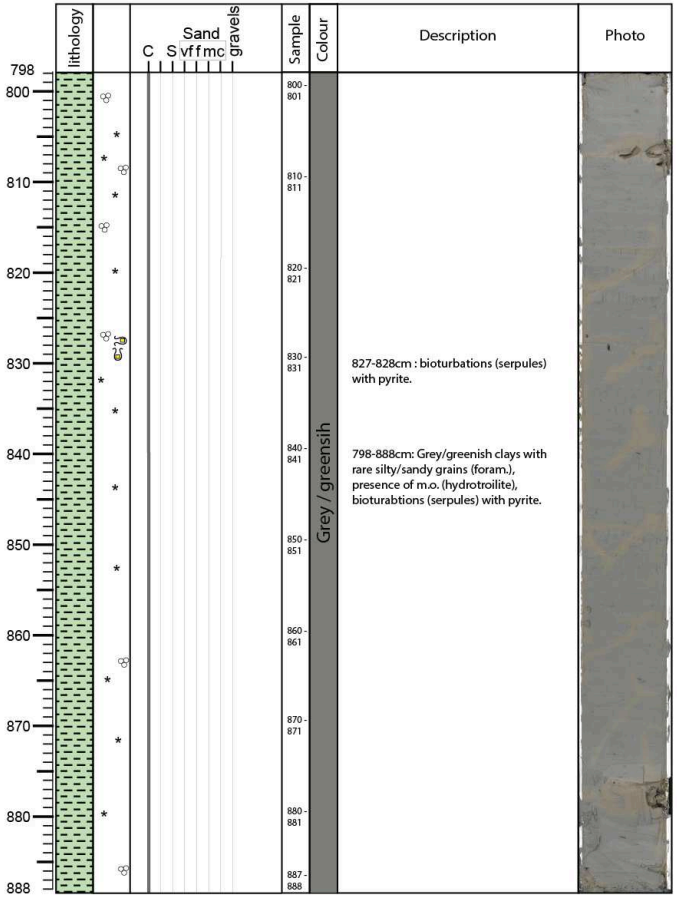
Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-19

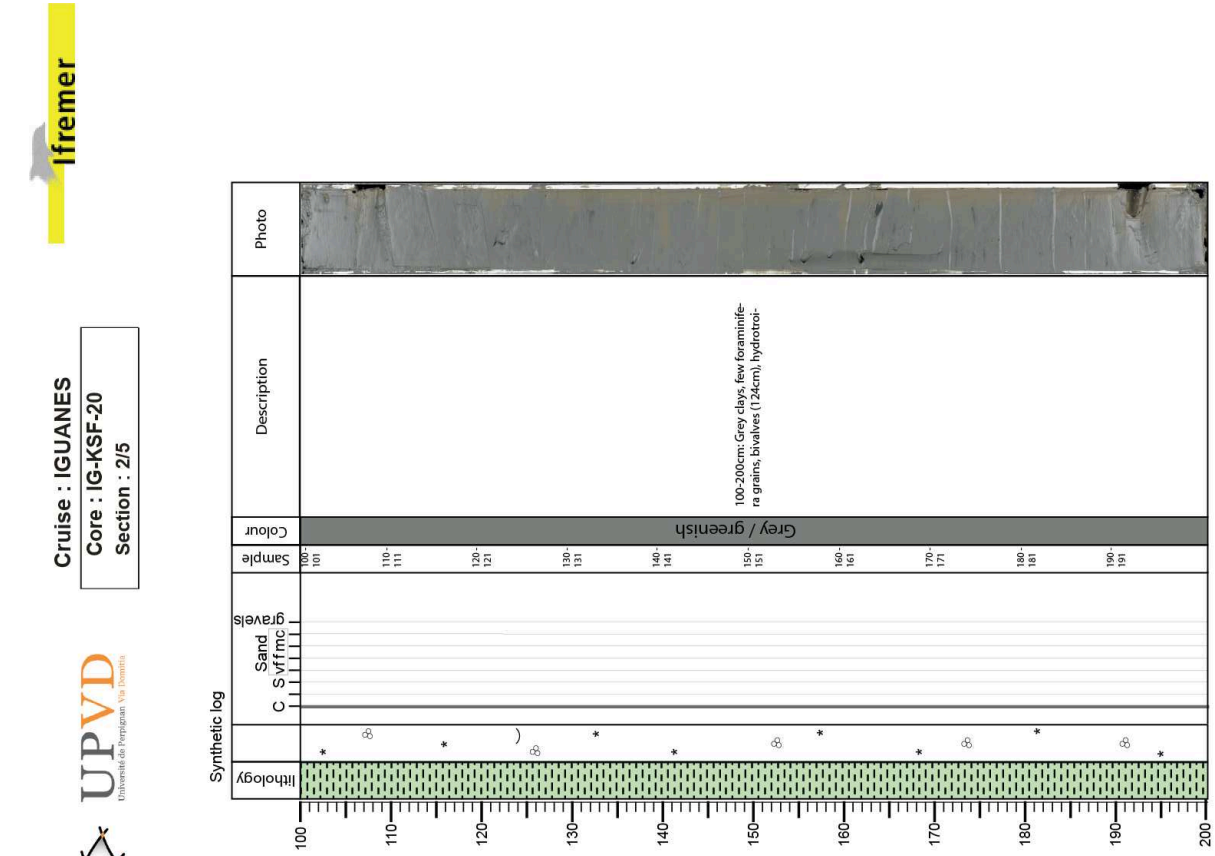
Section : 9/9

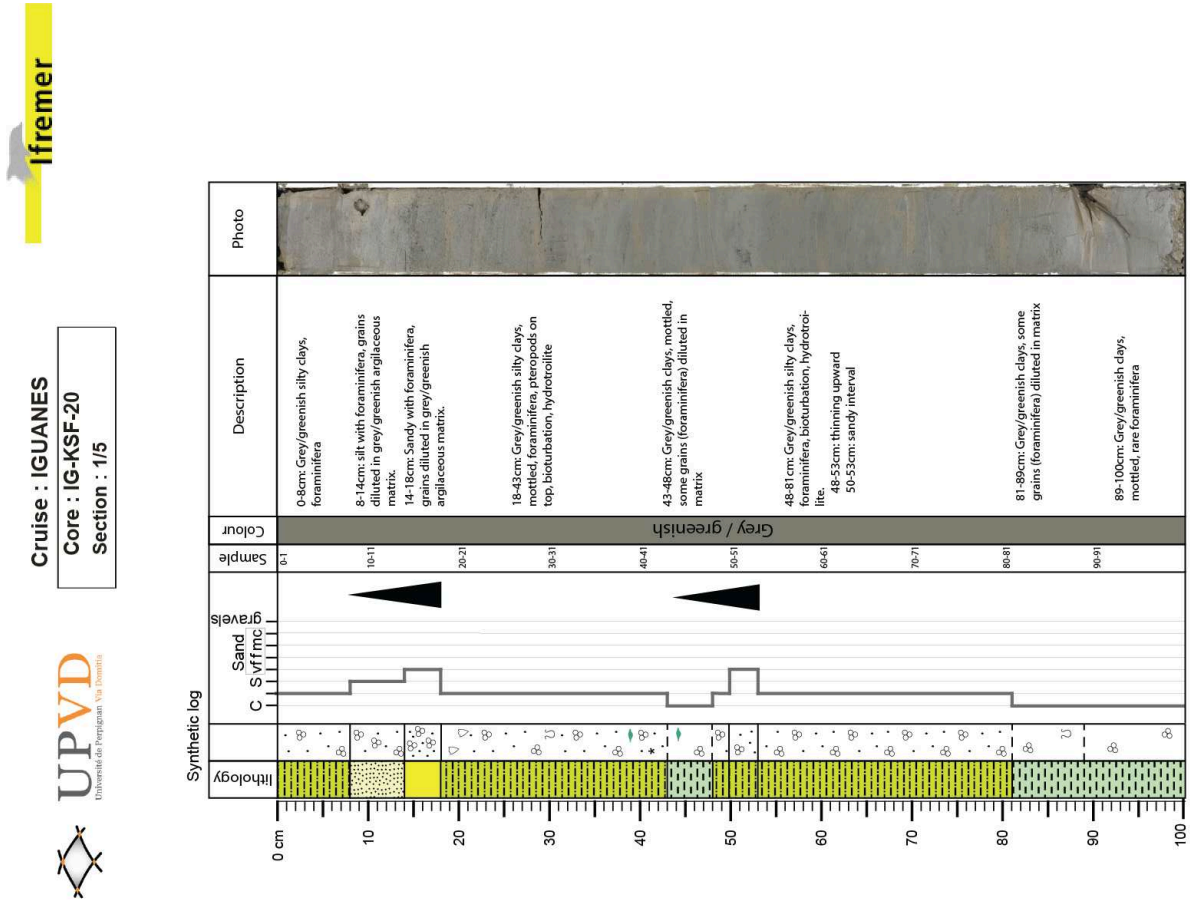
Ifremer

Synthetic log



XX. IG-KSF-20


Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-20
Section : 2/5
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
100-200cm: Grey clays, few foraminifera grains, bivalves (124cm), hydrotroi-
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
200

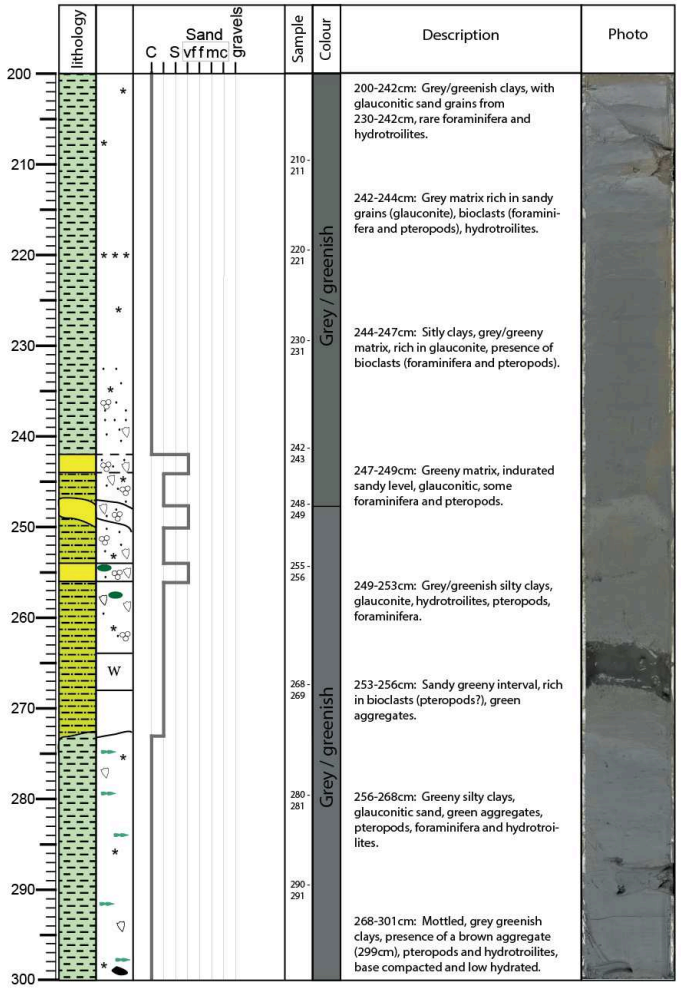

Ifremer
Cruise : IGUANES
Core : IG-KSF-20
Section : 1/5
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia
Synthetic log
Lithology
C S vf f m c
Sand
gravels
Sample
Colour
Description
Photo
Grey / greenish
0-8cm: Grey/greenish silty clays, foraminifera
8-14cm: silt with foraminifera, grains diluted in grey/ greenish argilaceous matrix.
14-18cm: Sandy with foraminifera, grains diluted in grey/greenish argilaceous matrix.
18-43cm: Grey/greenish silty clays, mottled, foraminifera, pteropods on top, bioturbation, hydrotrolite
43-48cm: Grey/greenish clays, mottled, some grains (foraminifera) diluted in matrix
48-81cm: Grey/greenish silty clays, foraminifera, bioturbation, hydrotroi-lite.
48-53cm: thinning upward
50-53cm: sandy interval
81-89cm: Grey/greenish clays, some grains (foraminifera) diluted in matrix
89-100cm: Grey/greenish clays, mottled, rare foraminifera
0 cm
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-20

Section : 2/5

Synthetic log

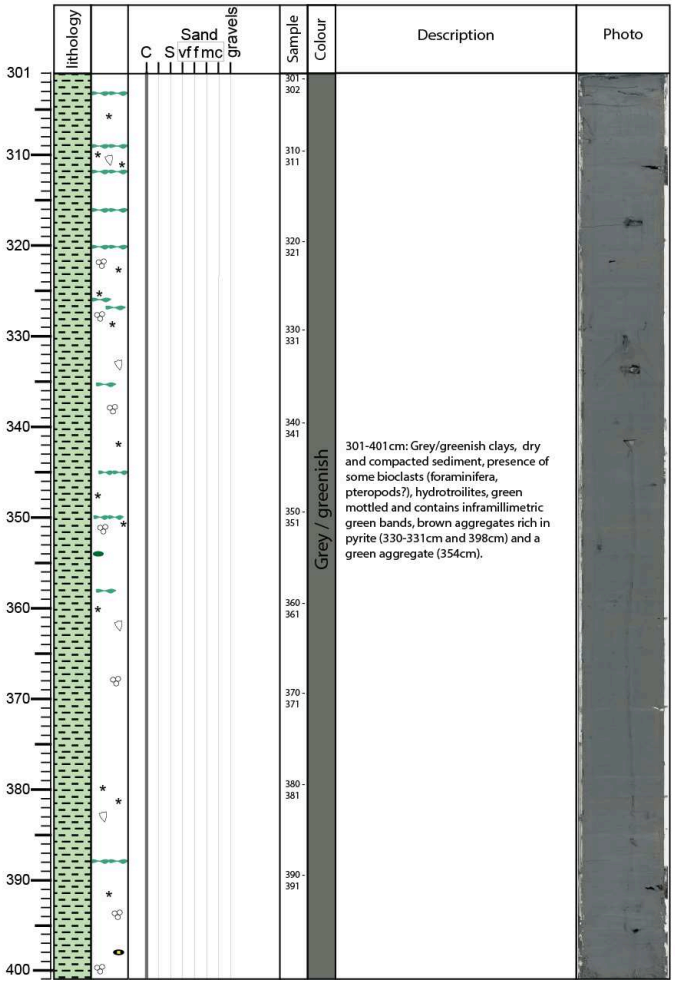


Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-20

Section : 4/5

Synthetic log



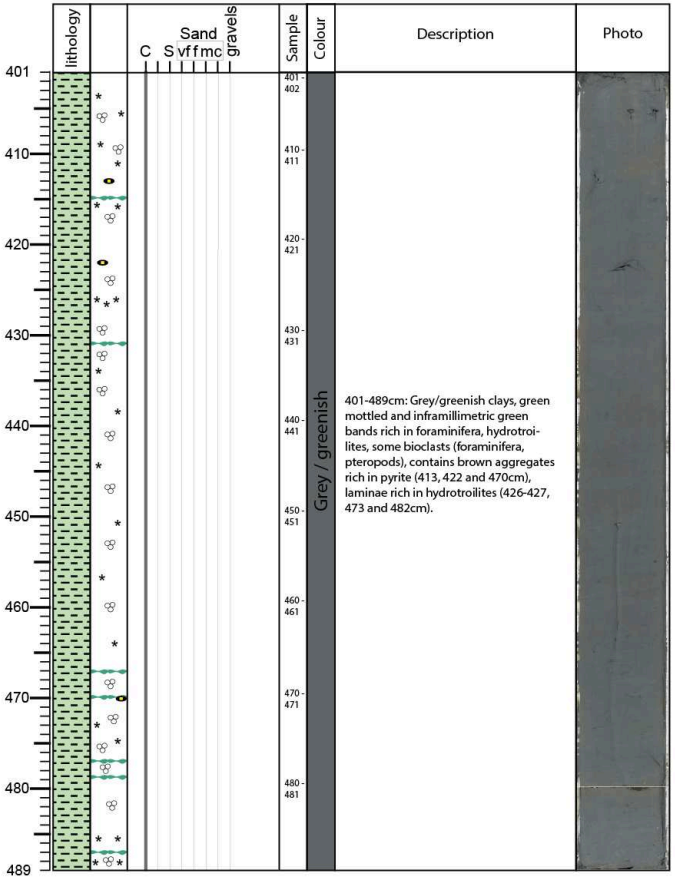
UPVD
Université de Perpignan Via Domitia

Cruise : IGUANES

Core : IG-KSF-20
Section : 5/5

Ifremer

Synthetic log



ABSTRACT

The Demerara Plateau is a marginal plateau located along the French Guyana and Surinam margin. Thanks to the recent data acquired during the IGUANES cruise, with geophysical data and sedimentary cores, some sedimentary structures illustrate a strong current influence on the recent building of this margin.

The sedimentary geometries suggest the presence of a Contourite Depositional System (CDS). The seafloor is marked by the presence of longitudinal structures formed by the current activity: giant flute clasts or comet marks, and longitudinal waves. Based on the chirp data analysis and on cores, some sedimentary domains are identified on the Demerara marginal plateau. The intermediate and the lower marginal plateaus are affected by contouritic process with two moats and a mounded elongated drift. This contourite is likely induced by the NADW circulation.

The contourite on this plateau is made of glauconitic rich sediments inside the moat showing the winnowing effect induced by the bottom currents. The detailed study of sedimentary cores associated with a chronostratigraphic framework allows identifying the sedimentation features depending on current intensity through time. The glaucony authigenic mineral is used as a main proxy, coupled with grain-size and facies analyses, for inferring the degree of winnowing at the sediment-water interface. On the Demerara plateau, the sedimentation suggests low sediment accumulation rates and quite energetic bottom currents during ice periods.

The presence of contourites along the Demerara Plateau and along other marginal plateaus shows the strong impact of such deep-sea marginal bathymetric reliefs on the oceanic circulation.

Keywords: Demerara plateau, marginal plateau, contourite, glaucony

RESUME

Le plateau de Demerara est un plateau marginal situé le long de la marge de la Guyane française et du Surinam.

Grâce aux données récentes acquises lors de la campagne IGUANES, avec des données géophysiques et des carottes sédimentaires, certaines structures sédimentaires illustrent une forte influence du courant sur la construction récente de cette marge.

Les géométries sédimentaires suggèrent la présence d'un Système de Dépôt contouritique (CDS) sur ce plateau. Le fond marin est marqué par la présence de structures longitudinales formées par l'activité actuelle: « giant flute casts » ou queues de comètes et des « longitudinal waves ». Sur la base de l'analyse des données chirp et des carottes, la présence de processus contouritiques a été identifiée sur les plateaux marginaux intermédiaires et inférieurs. Cette contourite est probablement induite par la circulation de la NADW. Des structures sédimentaires sont présentes et enregistrées après cet événement : des « comet marks » et des « longitudinal waves ».

Le contourite sur ce plateau est constitué de sédiments riches en illustrant le vannage induit par les courants de fond. L'étude des carottes sédimentaires associées à un cadre chrono-stratigraphique permet d'identifier les caractéristiques sédimentaires en fonction de l'intensité du courant. La glauconite, minéral authigénique, est utilisé comme un nouvel outil qui, couplé à des analyses granulométriques et de faciès, permet d'enregistrer les variations du vannage. Sur le plateau de Demerara, la sédimentation indiquent des taux d'accumulation sédimentaire faibles et des courants de fond intenses pendant les périodes glaciaires.

La présence de contourites le long du plateau de Demerara et le long d'autres plateaux marginaux montre l'impact fort de tels reliefs bathymétriques sur la circulation océanique.

Mots clés : plateau de Demerara, plateau marginal, contourite, glauconie