



HAL
open science

Architecture et dynamique des migrations d'hydrocarbures dans une couverture sédimentaire à hydrates de gaz : implications sur le système pétrolier (bassin du Bas Congo)

Viviane Casenave

► **To cite this version:**

Viviane Casenave. Architecture et dynamique des migrations d'hydrocarbures dans une couverture sédimentaire à hydrates de gaz : implications sur le système pétrolier (bassin du Bas Congo). Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2017. Français. NNT : 2017MONTT143 . tel-01726764

HAL Id: tel-01726764

<https://theses.hal.science/tel-01726764>

Submitted on 8 Mar 2018

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 l'**Université de Montpellier**

Préparée au sein de l'école doctorale **SIBAGHE**
Et de l'unité de recherche **Géoscience Montpellier**

Spécialité : **Géoscience**

Présentée par **Viviane CASENAVE**

**Architecture et dynamique
des migrations d'hydrocarbures dans une
couverture sédimentaire à hydrates de gaz
: implications sur le système pétrolier
(Bassin du Bas Congo)**

Soutenu le 24 février 2017 devant le jury composé de

Mme Lies LONCKE, Maître de conférences, Université de Perpignan	Rapporteur
M. Francis ODONNE, Professeur, Université de Toulouse	Rapporteur
M. Jean-Jacques CORNEE, Directeur de Recherche, Université de Montpellier	Examineur
M. Michel LOPEZ, Université de Montpellier	Examineur
M. Julien BAILLEUL, Maître de conférences, UniLassalle	Examineur
M. Thibault CAVAILHES, Maître de conférences, Université de Bordeaux	Invité
M. Patrice IMBERT, Ingénieur, Total	Invité
M. Aurélien GAY, Maître de conférences, Université de Montpellier	Directeur



« Emporte dans ta mémoire, pour le reste de ton existence,
les choses positives qui ont surgi au milieu des difficultés,
elles seront une preuve de tes capacités
et te redonneront confiance devant tous les obstacles. »

Paulo Coelho

Remerciements :

Je souhaite tout d'abord remercier Patrice pour m'avoir fait découvrir le monde des échappements de fluide en M2 et de m'avoir ensuite fait confiance sur ce projet de thèse ; ainsi qu'à Aurélien pour m'avoir tous deux encadrés tout au long de ce projet de thèse.

Merci également à Total de m'avoir permis de faire ma thèse chez eux, d'avoir eu accès à un jeu de données merveilleux et d'avoir pu travailler avec des logiciels de pointe tels que Sismage. Merci à Eric Cauquil et au service de site survey pour toutes les données. Merci à Ifremer de m'avoir accueilli et encadré pour l'analyse de carottes géotechniques, notamment merci à Tania Marsset, à Bernard Denielou.

Merci à la fac de Pau et tout particulièrement à Cédric Bonnel grâce à qui j'ai fait mon stage de M2 chez Patrice Imbert, qui a ensuite embrayé sur la thèse.

Je souhaite également remercier tous les membres de mon jury de thèse et tout particulièrement Lies Loncke et Francis Odonne pour leurs rapports constructifs.

Je souhaite tout particulièrement remercier mon mari Julien et mes enfants, pour avoir supporté avec moi le rythme de la thèse, les déplacements et les coups de bourre. Merci à mes parents et ma sœur pour leur soutien ainsi qu'à tous mes amis pour avoir été là pour moi dans cette étape de ma vie qu'a été la thèse, tout particulièrement Macha, Caillou, Domi, Seb, Péné, Coralie, Mylène Clément. Merci à Armelle, Gwena et Philippe d'être venu me soutenir à Montpellier

Merci à tous les collègues de Total que ce soit à ISS ou à la R&D, pour tous ces moments de partage autour d'une discussion en réunion, à la cantine, ou au café. Je pense à Jean-Bernard, Magda, Elodie, Vincent, Stéphane, Momodou, Martine, Jean-Lou, Luis, Sylvain, Anna, et bien d'autres....Merci à Anne, Martine et Cathy pour leur savoir-faire des rouages administratifs, leur aide et leur sourire.

Merci à mes collègues de thèse de chez Total. Tout d'abord Nesma avec qui j'ai commencé l'aventure de la thèse et partagé le même bureau. Puis ensuite dans le préfabriqué avec Cyprien le pro de la biblio et d'illustrator, merci pour tes réponses à toutes nos questions. Et merci à Chloé, Yannick et Anne-Claire, le « best office ever », pour le soutien des montagnes russes de l'émotion des coups de bourre, des doutes et des joies partagés ensemble chaque jour, des petites discussions, des moi aussi tout pareil, des rires (et aussi des pleurs parfois), et surtout tellement de bonne humeur et de sincérité. Merci à tous les stagiaires thésards et post doc rencontrés chez Total, Jing, France, Esher, Romain, Jean-Pierre, Anthoine, Sophie, Cyprien, Quentin,

Merci à tous les membres du labo de Montpellier qui m'ont si bien intégrée au sein de leur équipe, à la team des thésards internationaux tellement enrichissante, et surtout merci à Manon et Flavia pour m'avoir aussi bien conseillée et soutenue. Merci à toi Manon de m'avoir si bien guidée dans les démarches de la fac, d'avoir été maintes fois chercher le dossier ou le papier manquant. Merci pour ton accueil, pour m'avoir fait découvrir Montpellier, pour m'avoir refait goûter à la vie étudiante. Et merci à toi Flavia pour ton amitié et tes bons conseils emplies d'expérience et de bienveillance. Merci à Jean-Jacques, pour son précieux rôle de coordinateur

qui a su m'aider à dénouer bien de situations. Merci à Michel et Michel, pour tous les échanges que j'ai eu la chance d'avoir avec eux. Merci à tous les thésards, à Sven, Carlotta, Laure Romain, Lucie, et tous les autres, pour les déjeuner dehors au soleil, pour les rigolades et les soirées.

J'oublie sans doute du monde, comme c'est souvent le cas, en tous cas merci à toutes les personnes qui ont fait que ce projet débute, progresse et aboutisse et que je sois aujourd'hui docteur en géologie. Juste merci...

Résumé :

Les structures d'échappement de fluides et leurs mécanismes de migration à travers la pile sédimentaire sont un phénomène connu sur les marges continentales. Elles ont été largement étudiées depuis une vingtaine d'années, notamment en raison de l'amélioration de la résolution des données sismiques, et de l'abondance des données dans ces zones, du fait de la prospection pétrolière.

Le bassin du Bas Congo, au large de l'Afrique de l'ouest, est une province pétrolière prolifique qui a été largement étudiée et qui est exploitée depuis plus de 30 ans. La zone d'intérêt est située au-dessus d'un champ pétrolier producteur (la zone de Moho), dans laquelle les hydrocarbures sont piégés dans des chenaux turbiditiques. Le travail est principalement basé sur l'analyse de données géophysiques comprenant de la sismique 3D et 2D-THR, de la bathymétrie multifaisceaux et la rétrodiffusion correspondante, ainsi que des données de fond (échantillons prélevés, photos ROV, analyses géochimiques).

L'analyse de cet important jeu de données sismiques a révélé de nombreuses évidences de migration de fluides dans la pile sédimentaire mio-pliocène. Ces dernières correspondent principalement à des indices de migration focalisée de fluides, incluant des structures actuelles d'expulsion de fluides sur le fond de l'eau et des structures enfouies, interprétées comme fossiles, et indiquant une activité ancienne du système d'expulsion de fluides. Les indices de migrations de fluides étudiés correspondent principalement à des pockmarks (dépressions) et à des cimentations carbonatées. Ces deux types d'indices peuvent s'empiler sur plusieurs centaines de mètres, mettant en évidence la pérennité des échappements et suggérant le développement de véritables conduits.

Un nouveau type de pockmarks a été mis en évidence, les structures en araignée, qui sont localisées au-dessus d'un réservoir turbiditique, et qui résultent d'une migration focalisée des hydrocarbures thermogéniques. Leur fonctionnement est lié aux hydrates de gaz dans le contexte d'un BSR penté (Bottom Simulating Reflector), du fait de la présence du biseau des hydrates. Un modèle dynamique de leur fonctionnement est développé, montrant que ces structures se développent vers l'amont de la pente, du fait de la migration du gaz sous le BSR penté. Une étude du BSR, dans le contexte particulier du biseau des hydrates, permet de proposer un modèle des échappements de gaz liés à la dissociation des hydrates, lors d'une baisse du niveau marin. Ce modèle met en scène une dissociation des hydrates de gaz d'échelle régionale (associée à du gaz biogénique), localisée au niveau du biseau des hydrates du dernier bas niveau marin. Enfin, le réseau de structures d'échappements de fluides de l'intervalle Mio-Pliocène a été investigué dans le but de comprendre son architecture et les mécanismes de migration de fluides dans la zone d'étude. Les hydrocarbures semblent migrer principalement le long de certaines portions de failles et verticalement à travers la pile sédimentaire sous forme de « pipes » ou de cheminées. La base du Pliocène, associée à une baisse du niveau marin, marque la formation des premières paléo-araignées ainsi que d'un niveau contenant de nombreux indices de présence de gaz. Un modèle de ce réseau de migrations de fluides est proposé, intégrant les chemins de migrations des hydrocarbures à travers la pile sédimentaire, et l'évènement majeur de la base Pliocène. Cette étude semble indiquer que les phases de baisse du niveau marin constituent des déclencheurs pour la migrations des fluides dans les bassins.

Ce travail marque ainsi le point de départ d'une investigation à plus grande échelle qui consiste d'une part à rechercher des structures similaires (araignées et bandes de pockmarks) dans d'autres bassins et d'autre part à comparer les évènements d'échappement de fluides à la courbe eustatique.

Abstract :

Evidence of fluid flow features and their mechanisms of migration through the sedimentary pile are a known phenomenon on continental margins. It has been widely studied over the past twenty years, notably due to the improved resolution of seismic data and the abundance of data in these areas due to oil and gas exploration.

The Lower Congo basin, offshore West Africa, is a prolific petroleum province that has been extensively studied, and has been in operation for over 30 years. The area of interest is located above a producing oil field (the Moho license), in which hydrocarbons are trapped in turbidite channels. The work is primarily based on the analysis of geophysical data including 3D and 2D-THR seismic, multibeam bathymetry and corresponding backscatter, as well as background data (samples taken from ROV photos, geochemical analyses).

The analysis of this important seismic dataset revealed abundant evidence of fluid migration in the Mio-Pliocene sedimentary pile. They mainly correspond to indications of vertically focused migration, including current fluid expulsion structures on the seafloor, and buried structures, interpreted as fossile and indicating former activity of the fluid expulsion system. The studied fluid migration features mainly consist of pockmarks (depressions) and carbonate cementations. These two types of indicators can build vertical stacks, over several hundred meters, highlighting the durability of the fluid escapes and suggesting the development of real pipes.

A new type of pockmarks has been discovered, the spider structures, which are located above a turbiditic reservoir, and which result from a focused migration of thermogenic hydrocarbons. They are related to gas hydrates, in the context of a sloping BSR (Bottom Simulating Reflector), due to the presence of the hydrate wedge. A dynamic model of their functioning is proposed, showing that these structures develop upslope, due to the gas migration under the sloping BSR. A study of the BSR, in the particular context of the hydrates wedge, allows to propose a model of gas escapes, linked to the dissociation of the hydrates, during a sea level fall. This model presents a dissociation of gas hydrates of regional scale (associated with biogenic gas), localized at the gas hydrate wedge zone of the last lowstand. Finally, the network of fluid escape structures of the Mio-Pliocene interval was investigated in order to understand its architecture and the mechanisms of fluid migration in the study area. Hydrocarbons appear to migrate mainly along certain portions of faults and vertically crosscutting the sedimentary pile through pipes or chimneys. The base of the Pliocene, associated with a sea level fall, marks the formation of the first paleo-spiders, as well as a level containing numerous evidence of gas. A model of this network of fluid migrations is proposed, integrating the indicators of hydrocarbon migrations through the sedimentary pile, and the major event of the Pliocene base. This study seems to indicate that a the sea level fall constitute a trigger for the fluids migrations, in the basin.

This work thus marks the starting point of a larger-scale investigation which consists in, on the one hand, searching for similar structures (spiders and bands of pockmarks) in other basins ; and, on the other hand, by comparing fluid flow events with the eustatic curve.

Table des matières :

Introduction :.....	- 17 -
I. Problématique	- 17 -
II. Etat des connaissances sur les structures d'échappement de fluides	- 19 -
1. Les pockmarks	- 20 -
2. Les hydrates de gaz	- 24 -
3. Les cimentations de carbonates méthanogènes.....	- 27 -
III. Organisation du manuscrit	- 30 -
Chapitre Premier : <i>Contexte géologique du bassin du Bas Congo, sur la marge ouest africaine</i>	- 31 -
I. Introduction	- 32 -
II. Le bassin du Bas Congo actuel	- 33 -
1. Cadre géographique.....	- 33 -
2. Caractéristiques du bassin du Bas Congo.....	- 34 -
III. Cadre géodynamique de l'ouverture du bassin	- 36 -
IV. Stratigraphie sédimentaire post-rift	- 38 -
1. Le niveau de décollement évaporitique.....	- 40 -
2. La séquence aggradante	- 40 -
3. La discordance Oligocène.....	- 42 -
4. La séquence progradante.....	- 44 -
V. La tectonique salifère	- 46 -
1. Le domaine en extension.....	- 48 -
2. Le domaine en translation.....	- 48 -
3. Le domaine en compression	- 49 -
VI. Caractéristiques de la zone d'étude : Moho	- 50 -
1. Stratigraphie sismique de la zone de Moho.....	- 50 -
2. La sédimentation sur la pente.....	- 55 -
A. Le forage ODP 1076	- 55 -
B. Les carottes Kullenberg.....	- 56 -
3. Les failles polygonales	- 63 -
VII. Conclusion	- 65 -

Chapitre Deuxième : <i>Matériels et Méthodes</i>	- 67 -
I. Introduction	- 68 -
II. Les données géophysiques	- 69 -
1. Les données de sismique Réflexion	- 69 -
A. La sismique 3D pétrolière et la 3D HR	- 69 -
a. <i>Principe d'acquisition</i>	- 70 -
b. <i>Les données</i>	- 71 -
c. <i>La méthodologie d'interprétation de ces données</i>	- 72 -
B. La sismique 2D - THR (très haute haute résolution).....	- 73 -
2. La bathymétrie et le Sonar à balayage Latéral	- 75 -
A. La bathymétrie.....	- 76 -
B. Le sonar à balayage latéral	- 76 -
III. Les carottes et les données de pénétration	- 77 -
1. Les données de carottes	- 77 -
A. Les carottes de forage	- 78 -
B. Les carottes gravitaires.....	- 79 -
C. Les carottes acquises avec le ROV	- 80 -
2. Les données de Cone Penetration Test (CPT).....	- 80 -
IV. Les campagnes ROV	- 82 -
1. Les vidéos du fond marin	- 83 -
2. La chimie de l'eau de mer	- 84 -
3. Les prélèvements de roche	- 85 -
V. Les analyses des Roches	- 85 -
1. Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène.....	- 85 -
A. Le rapport isotopique du carbone.....	- 86 -
B. Le rapport isotopique de l'oxygène	- 86 -
2. Les lames minces.....	- 87 -
3. Le Microscope Electronique à Balayage (MEB, ou SEM).....	- 88 -
VI. Conclusion	- 88 -

I.	Les caractères morphologiques associées à la migration des fluides :.....	- 90 -
II.	Abstract.....	- 93 -
III.	Introduction.....	- 94 -
IV.	Geological setting.....	- 95 -
V.	Data and methodology.....	- 98 -
1.	Seismic data	- 99 -
A.	Exploration and High resolution (HR) 3D data	- 99 -
B.	High resolution 2D-AUV seismic data.....	- 99 -
2.	Seabed bathymetry	- 100 -
3.	Side Scan Sonar (SSS) data	- 100 -
4.	Seafloor videos and sampling	- 100 -
5.	Isotopic analyses	- 101 -
6.	Water column geochemistry	- 101 -
VI.	Geophysical characterization	- 102 -
1.	Morphology and distribution of seafloor morphotypes.....	- 102 -
A.	Morphotype A.....	- 102 -
B.	Morphotype B	- 102 -
C.	Morphotype C	- 102 -
D.	Morphotypes association.....	- 104 -
2.	Large amplitude anomalies on seismic sections.....	- 105 -
3.	Shallow sub-seafloor amplitude anomalies	- 108 -
VII.	Biological and geological characterization at the seafloor.....	114
1.	Visual identification of seafloor morphotypes.....	114
A.	Morphotype B (MB)	115
B.	Morphotype C (MC).....	115
2.	Morphology of seafloor carbonates	116
VIII.	Chemical analyses of carbonates and water samples	117
1.	Seafloor carbonates isotopic compositions	117
2.	Near-bottom water chemical analysis.....	117
3.	Water column chemical analysis.....	119

IX. Discussion	120
1. Are spider structures seafloor seeps?	121
A. Fluid venting activity within the spider structures.....	121
B. Flux vs carbonate development	123
2. Origin of fluids.....	124
3. Fluid pathways.....	126
4. Methane seepage evolution over geological time	127
A. Buried carbonates and seabed fluid fluxes in Morphotype B	127
B. Seabed carbonates and fluid fluxes in Morphotype C.....	128
C. Temporal evolution.....	129
5. Origin of the depression.....	129
6. Genetic model of the Spider Structure	130
A. Present-day situation	130
B. Evolution since the most recent carbonates (from level 4 to present)	130
a. Active gas venting activity at the giant pockmark (MB)	131
b. Upslope shifting of the gas venting activity, from the giant pockmark (MB) to elongated pockmarks (MC)	132
c. Setting of the current gas venting activity in elongated pockmarks (MC)	132
C. Speculative evolution of the fluid venting activity below the giant pockmark (MB), over four carbonates levels	133
X. Conclusion	133
XI. Acknowledgements	134
XII. References	Erreur ! Signet non défini.
XIII. analyses pétrographiques des carbonates présents dans les pockmarks allongés (Morphotype C)	135
1. Analyse des lames minces de carbonates authigènes.....	136
A. Les cheminées.....	136
B. Les carbonates à débris coquilliers	138
C. Interprétation.....	141
2. Formation des carbonates authigènes.....	142
3. Conclusion	144
Conclusion du chapitre 3	145

Chapitre Quatrième :	147
Etude des indices de migrations de fluides (IMF) de subsurface en lien avec les hydrates de gaz	147
Introduction	148
I. Le BSR (Bottom Simulating Reflection) actuel	150
1. Caractéristiques sismiques du BSR	150
A. Description du facies sismique du BSR	150
B. Cartographie du BSR actuel	154
2. L'intervalle Fond de Mer - BSR	155
A. Une zone contenant du gaz	155
B. Des niveaux à carbonates et/ou à hydrates	159
3. Source et chemins d'alimentation du BSR	162
A. Les chenaux turbiditiques du Miocène supérieur	162
B. Les indices de migration de fluides Pliocène-actuel	169
II. un évènement de dégazage régional	170
1. Caractéristiques de l'évènement	170
A. Définition du Morphotype D sur le fond de l'eau	170
B. Caractéristiques sismiques 3D	172
C. Caractéristiques sismiques 2D	173
2. Cartographie du morphotype D	175
3. Interprétation et Discussion	176
A. Estimation de l'âge de l'évènement	176
B. Interprétation de l'origine de l'évènement	177
C. Timing des échappements de méthane par dissolution des hydrates de gaz	180
III. Modèle	181
IV. Conclusion	185

Chapitre cinquième : **Les témoins d'une activité d'échappements de fluides ancienne (mio-pliocène) : Les paléo-araignées et les bandes de pockmarks de forte amplitude** . 187

I. Introduction	188
II. Description des paléo-structures d'échappement de fluide plio-pléistocènes	189
1. Caractéristiques sismiques des faciès en profondeur	189
2. Cartographie des faciès en profondeur	191

3.	Synthèse des relations géométriques entre les faciès en profondeur.....	215
III.	Interprétation & discussion	216
1.	Relations avec les structures actuelles	216
A.	Les paléo-araignées	216
a.	Définition des structures de paléo-araignées.....	216
b.	Variabilité des structures de paléo-araignées	219
B.	Les paléo-dégazages régionaux	220
2.	Variabilité spatio-temporelle de ces structures.....	221
A.	Le flux de gaz.....	221
B.	Les paléo-araignées	221
C.	La bande de pockmarks	222
3.	Origine de ces structures.....	225
IV.	Conclusion	236
Chapitre Sixième : Discussion		237
I.	L'origine et la nature des fluides	238
1.	Origine spatiale des fluides	238
2.	Nature des fluides	243
II.	Processus et facteurs de contrôle de la migration des fluides	244
1.	La migration des fluides le long des failles	245
2.	La fracturation hydraulique en sub-surface	247
III.	Les indices de migration de fluides	252
1.	La migration verticale focalisée	252
A.	La migration focalisée dans les structures d'échappement de fluide de type « cheminée ».....	253
B.	La migration focalisée dans des structures d'échappement de fluides de type « conduit »	254
2.	La migration de fluides dispersée.....	254
3.	Les niveaux concentrant les IMFs.....	255
4.	Les indices de migrations : fossiles à actuels.....	257
IV.	Le calendrier des migrations de fluides	258
V.	Définition d'un modèle général de migration de fluides	260
1.	Définition du modèle.....	260
2.	peut-on généraliser ce modèle ?.....	265

Synthèse & Conclusions :	267
I. Rappel des objectifs de la thèse	267
II. Principaux résultats	268
1. Les associations de pockmarks formant les structures en araignée :.....	268
2. <i>Les IMFs liés au BSR et à la fluctuation de la position du biseau des hydrates</i> :269	
3. <i>Les IMFs enfouis dans l'intervalle Miocène supérieur - Actuel</i> :	269
III. Conclusion générale	270
IV. Perspectives	272
 BIBLIOGRAPHIE:	 275

INTRODUCTION :

I. PROBLEMATIQUE

La compréhension des mécanismes de migration et d'expulsion de fluides sur les marges représente aujourd'hui un enjeu sociétal et fondamental majeur, en raison de l'impact potentiel des fluides expulsés (CH₄, CO₂, H₂S principalement) sur la chimie de l'océan et de l'atmosphère (*Judd et al., 2002*). Des structures d'échappement de fluides d'échelle pluri-métrique peuvent se former lorsque des fluides (gaz, hydrocarbures liquides, solutions aqueuses) sont expulsés depuis des zones profondes et migrent à travers la pile sédimentaire vers la surface (*Cartwright et al., 2007*). Du fait de leur abondance et de leur intérêt économique, un intérêt particulier est porté aux migrations et aux échappements d'hydrocarbures et à leur chemins de migrations (incluant ou pas des zones de stockage temporaire) jusqu'à la surface (*Hegglund, 1997; O'Brien et al., 2005; Cartwright et al., 2007*).

La reconnaissance en sismique de structures d'échappement de fluides a pris de plus en plus d'importance au cours des dernières années, en particulier en raison de leur utilisation dans l'exploration pétrolière et de l'amélioration de la résolution des données de sismique 3D largement disponibles aujourd'hui (*Davies et al., 2004 ; Berndt, 2005 ; Cartwright et al., 2005 ; Cartwright et al., 2007 ; Gay et al., 2007 ; Løseth et al., 2009 ; Huuse et al., 2010*). Ces structures d'échappement de fluides comprennent différents groupes principaux : les volcans de boue (e.g. *Loncke et al. 2004*), les injections sableuses (e.g. *Hurst & Cartwright, 2007*), les carbonates méthanogènes (e.g. *Campbell, 2006*) et les pockmarks (e.g. *Hovland & Judd, 1988*). Les récents progrès technologiques ont permis d'améliorer le niveau de détail caractérisant ces différents types de fuite de gaz en fond de mer. Cela a ainsi permis d'individualiser parmi les pockmarks, des typologies particulières comme les pockmarks géants (e.g. *Marcon et al., 2014*), les pockmarks allongés (e.g. *Pilcher & Argent, 2007*) ou encore des pockmarks à hydrates (e.g. *Sultan et al., 2010*).

Pendant la migration, les hydrocarbures seront piégés dans des réservoirs temporaires, tandis que d'autres atteindront la surface, pouvant laisser des indices de leur passage dans la pile sédimentaire (*Magoon et Dow, 1994*). De nombreux indices de migrations de fluides (IMF) sont visibles en sismique et correspondent à des indicateurs directs d'accumulations de gaz et d'huile (en anglais *direct hydrocarbon indicators*, DHI), des BSR (Bottom Simulating Reflectors), des horizons diagénétiques liés aux hydrocarbures, des conduits de type « pipe », des conduits de type « cheminées », des effets de « *push-down* » (diminution de vitesse due à la présence de gaz), ou encore des

injections de boue et de sable (Cowley & O'Brien, 2000 ; Cartwright et al., 2007 ; Judd & Hovland, 2007 ; Andresen et al., 2008 ; Løseth et al., 2009 ; Huuse et al., 2010).

Tous ces indices de migrations de fluides sont un outil important qui peut être utilisés directement dans l'analyse de systèmes pétroliers, afin de mieux comprendre l'histoire « fluide » du bassin, c'est-à-dire le réseau, la chronologie et les éléments déclencheurs des migrations de fluides par rapport aux réservoirs de la zone et à leur remplissage en hydrocarbures.

L'objectif de cette thèse est d'étudier sur une zone où la présence des hydrocarbures est avérée (présence de champs en production) la signature des migrations de fluides, hydrocarbures en particulier, et de voir comment les indices de migration s'intègrent à ce qu'on peut savoir par ailleurs de la présence des accumulations reconnues. Une attention particulière a été portée à la distribution des indices vis-à-vis de la localisation des accumulations d'hydrocarbures, d'éventuels drains sus-jacents et de leur évolution au cours du temps. Les questions majeures qui résultent de cette démarche sont les suivantes :

- ***Quels sont les différents types d'Indices de migration de fluides (IMFs) présents dans la zone d'étude, et quels sont les processus ayant permis leur formation ?***
- ***Quelle est l'origine de la répartition spatio-temporelle des IMFs ? La présence de réservoirs d'hydrocarbures a-t-elle une influence sur cette répartition ?***
- ***Quelle est l'influence des paramètres externes, et plus particulièrement des variations climato-eustatiques sur les migrations de fluides ?***

L'objectif de cette thèse est donc de mieux comprendre la distribution spatiale des indices de migrations de fluides (c'est à dire l'architecture du réseau d'IMFs) et également leur répartition temporelle dans le but de mieux connaître le calendrier des migrations d'hydrocarbures dans la zone pour mieux comprendre les éléments susceptibles de les déclencher. Afin de répondre à ces questions, une approche multi-outils a été utilisée. Elle apporte une réelle plus-value sur la compréhension du fonctionnement des structures d'échappement de fluides actuelles et a permis d'identifier une nouvelle structure d'échappement de fluides. Une attention toute particulière a été portée sur la répartition spatio-temporelle des IMFs, en comparant ce qui se passe au-dessus des réservoirs d'hydrocarbures connus et en dehors, afin de déterminer l'impact d'accumulations d'hydrocarbures connues sur les migrations de fluides. Enfin, la dernière étape de ce travail a été de tenter de comprendre les éléments déclencheurs des migrations de fluides. Pour cela, une approximation de la datation des événements d'expulsion de fluides a été réalisée et calée aux variations climato-eustatiques.

Ce travail a donc été réalisé en plusieurs étapes :

- une première étape qui a consisté en l'étude multi-outils des structures de surface et de proche subsurface (< 200 m sous le fond de la mer), afin de bien comprendre leurs caractéristiques et leur fonctionnement, ici lié aux hydrates de gaz.
- une seconde étape qui a consisté à étudier les indices de migration des hydrocarbures enfouis en comparant ce qui se passe à travers la couverture au-dessus de réservoirs d'hydrocarbures, et à travers la couverture mais sans présence de réservoirs d'hydrocarbures sous-jacents.
- une troisième et dernière étape a consisté à déterminer les différents processus de migration de fluides et leurs possibles « déclencheurs ».

La suite de cette introduction présente un résumé des principales caractéristiques des structures d'échappement de fluides étudiées dans cette thèse, à savoir, les pockmarks, les indications d'hydrates de gaz et les carbonates méthanogènes.

II. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES STRUCTURES D'ÉCHAPPEMENT DE FLUIDES

Les échappements de méthane en surface se produisent dans tous les milieux de dépôts, que ce soit en milieu continental, sur la côte (estuaires, deltas,...), sur le plateau continental, sur la pente continentale et dans les bassins profonds. Les fuites de gaz génèrent des modifications topographiques sur le fond de la mer sous la forme de reliefs positifs (volcans de boue et monticules carbonatés notamment) et de reliefs négatifs (pockmarks) (Gay *et al.*, 2006b ; Judd & Hovland, 2007).

Les fluides migrent à travers la pile de sédiments par des chemins préférentiels, c'est pourquoi la distribution des figures d'échappements de fluides est généralement contrôlée par des structures géologiques enfouies telles que les failles majeures, les failles polygonales, les diapirs ou encore les corps sédimentaires poreux et perméables (Gay *et al.*, 2006a).

1. LES POCKMARKS

Les pockmarks sont des dépressions superficielles de forme circulaire ou allongée sur le fond marin. Leur nom, qui signifie « marque de petite vérole », est dû à King et MacLean qui les ont découverts en 1970.

Les pockmarks apparaissent généralement dans les sédiments à grains fins. Leur taille et leur nombre varient en fonction de la nature du sédiment : les dépressions répertoriées dans les sédiments sableux (1 à 10m sur 1 m de profondeur) sont beaucoup plus petites que celles observées dans les sédiments argileux qui peuvent atteindre 1500 m de diamètre sur une profondeur de 80 m (*Hovland & Judd, 1988 ; Pilcher & Argent, 2007 ; Anka et al., 2012*).

La répartition spatiale des pockmarks :

Le principal facteur responsable de la formation des pockmarks est la remontée de fluides (*King & MacLean, 1970*), qui vont être drainés vers la surface du fait de la présence de structures enfouies. Ces dernières peuvent correspondre à des structures tectoniques telles que des systèmes de failles (e.g. *Papatheodorou et al., 1993 ; Boe et al., 1998 ; Soter, 1999 ; Pilcher & Argent, 2007 ; Forwick et al., 2009*) ou des réseaux de failles polygonales (*Cartwright et al., 2004 ; Gay et al., 2004 ; 2006b*). La répartition spatiale des pockmarks peut être également contrôlée par la présence de corps sédimentaires enfouis, tels que des paléo-chenaux (*Gay et al., 2003 ; Gay et al., 2006b ; Pilcher & Argent, 2007*), des rides de contourites (*Plaza-Faverola et al., 2010*), des injectites sableuses (*Davies et al., 2006*) ou encore des masses glissées enfouies (*Bayon et al., 2009 ; Plaza-Faverola et al., 2010 ; Reiche et al., 2011*). Certains types de pockmarks (les pockmarks à hydrates) ont récemment été associés à la présence d'hydrates de gaz enfouis dans les premiers mètres de sédiments (*Sultan et al., 2007 ; 2010 ; Imbert & Ho, 2012 ; Riboulot et al., 2016*).

Les modèles de pockmarks :

Il a été démontré que les pockmarks se forment par échappement de fluides en fond de mer (*King et MacLean, 1970 ; Hovland & Judd, 1998*). Ils peuvent être plus ou moins bien conservés après enfouissement, témoignant ainsi d'une paléo-activité (*Hovland & Judd, 1998*). Les pockmarks sont des structures d'échappement de fluides très largement étudiées à travers le monde ; cependant, il n'existe pas de modèle universellement accepté pour leur processus de formation. Les principaux modèles proposés dans la littérature sont les suivants :

Selon *Hovland & Judd (1988)*, la formation des pockmarks repose sur un évènement catastrophique d'expulsion de gaz et de sédiments dans la colonne d'eau se construisant en trois phases (**Figure 1.A.**) :

- **Lors de la phase T0**, le gaz s'accumule dans un réservoir superficiel, ce qui va provoquer un bombement sur le fond de la mer du fait de l'augmentation locale de la pression interstitielle.
- **La phase T1** se produit lorsque la pression de rupture est atteinte, le réservoir précédemment formé explose ; il se produit alors une expulsion d'un panache de sédiments et de gaz, ce qui forme une dépression sur le fond de la mer.
- **Lors de la phase T2**, une partie des sédiments ainsi remis en suspension retombe dans le pockmarks ou alentour, et les particules les plus fines sont emportées par les courants.

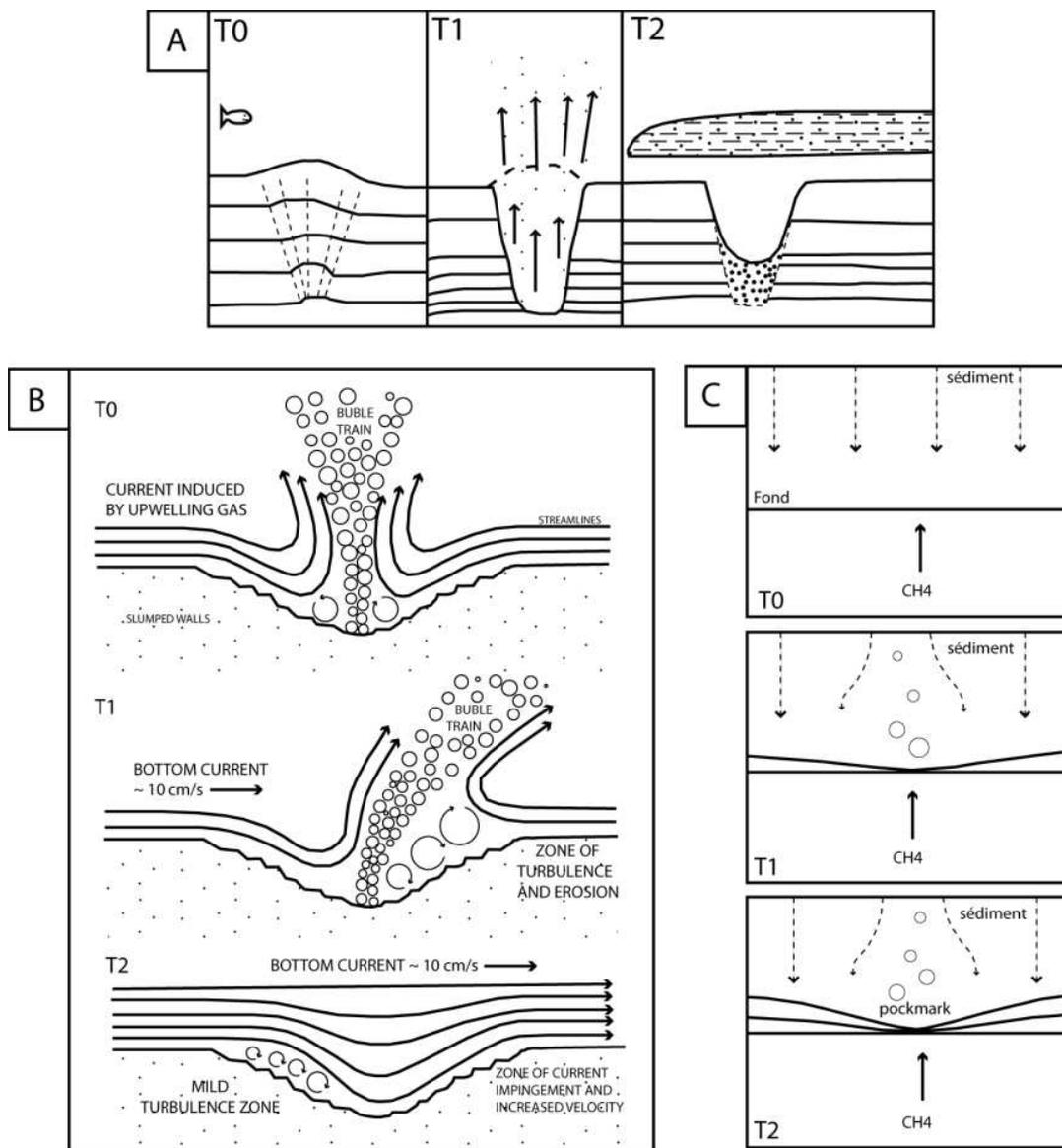


Figure 1 : Schéma illustrant plusieurs modèles de formation des pockmarks. **A.** Hovland & Judd (1988), **B.** Josenhans et al. (1978) et **C.** Gay (2002).

Selon *Josenhans et al., (1978)*, la formation des pockmarks repose sur la remobilisation des sédiments, sous l'effet du flux sortant de gaz, qui sont alors remis en suspension dans la colonne d'eau (**Figure 1.B.**) :

- **Lors de la phase T0**, un pockmark circulaire se forme du fait de la remontée de gaz, induisant une fluidisation des sédiments, qui sont alors remis en suspension et dispersés dans la colonne d'eau.
- **Lors de la phase T1**, le plume de gaz est dévié par la présence des courants de fond entraînant la formation de pockmarks allongés (*Hovland, 1983*).
- **Lors de la phase T2**, l'expulsion de gaz s'arrête et le pockmark est drapé.

Selon *Gay (2002)*, la formation d'un pockmark est un phénomène lent qui résulte de l'interaction entre l'expulsion des fluides sur le fond de la mer et la sédimentation (**Figure 1.C.**). La dépression observée sur le fond de l'eau est le résultat d'un différentiel de sédimentation, provoqué par l'expulsion de fluides, qui empêche le dépôt de sédiments au niveau de la sortie du gaz, formant ainsi un pockmark (**Figure 1.C.**)

Contrairement, aux modèles proposés par *Josenhans et al., (1978)* et *Hovland & Judd,(1988)*, le modèle de *Gay (2002)*, prend en compte la sédimentation pour expliquer la formation des pockmarks, qui correspondraient ainsi à des structures syn-sédimentaires et non plus post-sédimentaires.

Selon certains auteurs, la présence d'hydrates de gaz peut également jouer un rôle dans la formation de certains pockmarks, appelés les pockmarks à hydrates (*Sultan et al., 2007 ; 2010 ; Imbert & Ho, 2012 ; Riboulot et al., 2016*). *Sultan et al. (2010)* propose ainsi que la formation des pockmarks à hydrates soit un phénomène dynamique uniquement lié au processus de formation/dissociation des hydrates de gaz. Son modèle présente cinq stades expliquant la formation et l'évolution de ces structures, qui sont liées à la migration de gaz vers la surface. Ce modèle repose sur le fait que la formation des hydrates de gaz massifs (associée à la migration de gaz) s'accompagne d'une compaction de sédiment environnant et d'un bombement de la partie sus-jacente du fond marin. Lorsque ce système n'est plus alimenté par le gaz, les hydrates de gaz massifs vont alors se dissoudre, créant une dépression en forme d'anneau, puis un cratère à fond plat. Lorsque les hydrates ont complètement disparu, un cratère irrégulier et profond se forme en fond de mer.

Les études menées sur les pockmarks et leur mode de formation montrent que plusieurs facteurs jouent un rôle dans la formation mais aussi l'évolution de ces dépressions au cours du temps et/ou de l'enfouissement. Leur répartition spatiale semble être liée à la présence de structures sédimentaires et/ou tectoniques enfouies mais aussi à la présence d'hydrates de gaz dans les sédiments superficiels. Il est donc important de connaître les structures présentes dans les sédiments sous-jacents afin de mieux comprendre l'origine de la localisation des pockmarks. Dans cette étude, il a donc été nécessaire de faire une étude de la répartition des failles et des chenaux turbiditiques, constituant une origine possible pour la formation de pockmarks actuels et/ou enfouis.

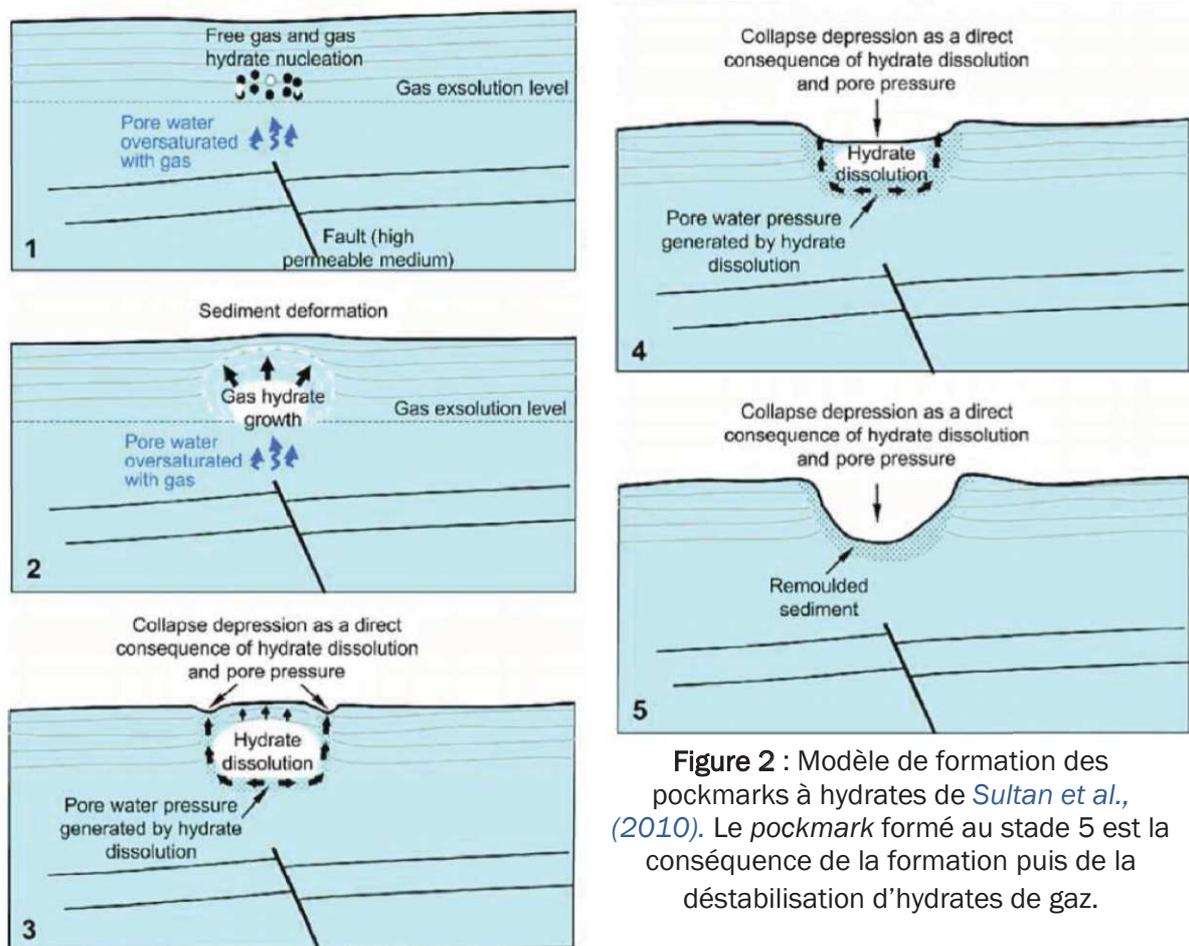


Figure 2 : Modèle de formation des pockmarks à hydrates de *Sultan et al., (2010)*. Le pockmark formé au stade 5 est la conséquence de la formation puis de la déstabilisation d'hydrates de gaz.

Des études récentes semblent indiquer que les variations climato-eustatiques pourraient jouer un rôle dans l'initiation des pockmarks. Ces derniers se développeraient préférentiellement pendant les périodes de baisse du niveau marin (e.g. *Berné et al., 2004 ; Lafuerza et al., 2009 ; Riboulot et al., 2014*), bien que *Gay et al., (in press)*, ont récemment démontré que certains pockmarks se formaient pendant les remontées du niveau marin. Les facteurs externes, tels que les variations de climat et du niveau marin sont donc importantes à prendre en compte dans l'étude des échappements de fluides, surtout au cours du Quaternaire. Dans cette étude, il a donc été nécessaire d'estimer l'âge des structures d'échappement de fluides afin de les comparer avec les variations du niveau marin.

Les pockmarks à hydrates vont avoir un fonctionnement étroitement lié à celui des hydrates de gaz, il a donc été nécessaire de mieux comprendre les mécanismes de formation de ces objets.

2. LES HYDRATES DE GAZ

Composition des hydrates de gaz :

Les hydrates de gaz sont des composés solides similaires aux cristaux de glace (Figure 3). Ils sont constitués de cages polyédriques formées par des molécules d'eau à l'intérieur desquelles des molécules de gaz de faible poids moléculaire peuvent être piégées (principalement du méthane). Ils peuvent piéger de grandes quantités de gaz : pour le méthane, on trouve 164 cm^3 de gaz pour 1 cm^3 d'hydrates.

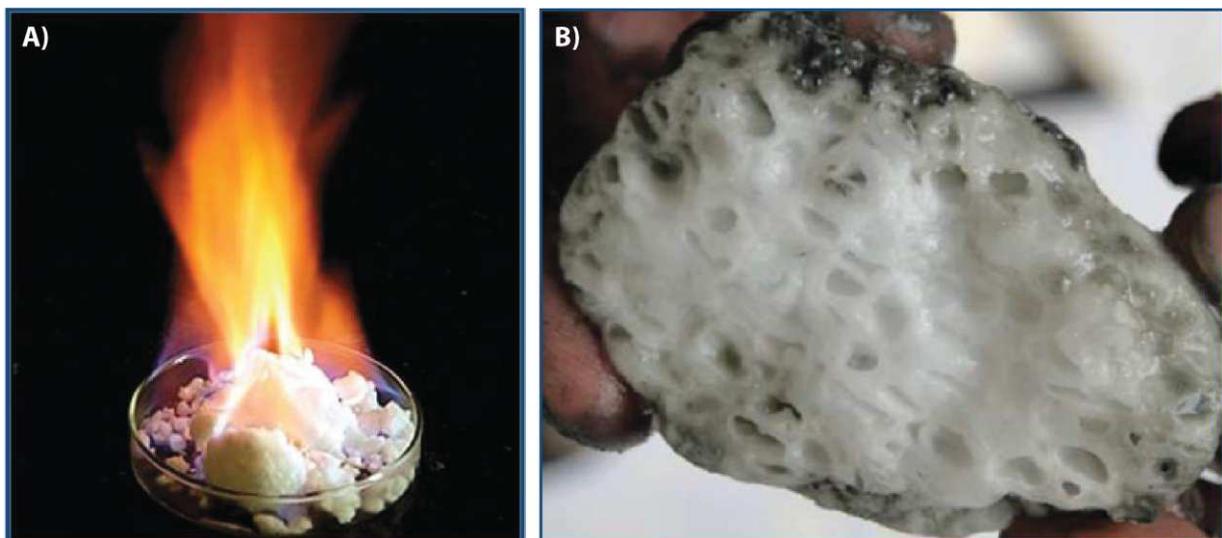


Figure 3 : A. Glaçon d'hydrates de méthane en feu. B. Hydrates de gaz méthane massifs illustrant la présence de bulles de gaz piégée entre les glaçons d'hydrates (photo d'après [Sultan et al., 2011](#))

Les hydrates cristallisent à partir d'eau et de méthane si les conditions de stabilité détaillées ci-dessous sont respectées et si la teneur en méthane dépasse la concentration de saturation.

Les conditions de stabilité des hydrates de gaz :

La zone de stabilité des hydrates de gaz (*Gaz Hydrate Stability Zone : GHSZ*) est fonction de la pression et de la température (**Figure 4**). Plusieurs auteurs ont établi des diagrammes de phase décrivant les conditions de stabilité des hydrates, qui ont tout d'abord été établies à partir d'eau pure et de méthane pur (ce qui n'est jamais le cas dans la réalité) (*Kvenvolden and McMenamin, 1980*).

Ainsi, l'ajout de sel (NaCl) dans le système diminue la stabilité des hydrates vis-à-vis de la situation de référence à méthane pur et eau pure. Cet effet de salinité reste tout de même minime au regard de la pression et de la température. A contrario, la présence de CO₂, d'H₂S, d'éthane ou de propane déplace la courbe de dissociation vers des domaines à pression plus faible et température plus forte, augmentant ainsi le domaine de stabilité des hydrates (*Sloan, 1990*). La zone de stabilité des hydrates dans les sédiments (**Figure 4**) représente donc un équilibre entre divers paramètres (*Judd et Hovland, 2007*) :

- La température qui dépend à la fois de la température de l'eau de fond et du gradient géothermique (typiquement de 20 à 50 °/km sur les marges continentales),
- La pression qui dépend essentiellement de la profondeur d'eau,
- La salinité des eaux interstitielles,
- La concentration en gaz piégé et sa nature.

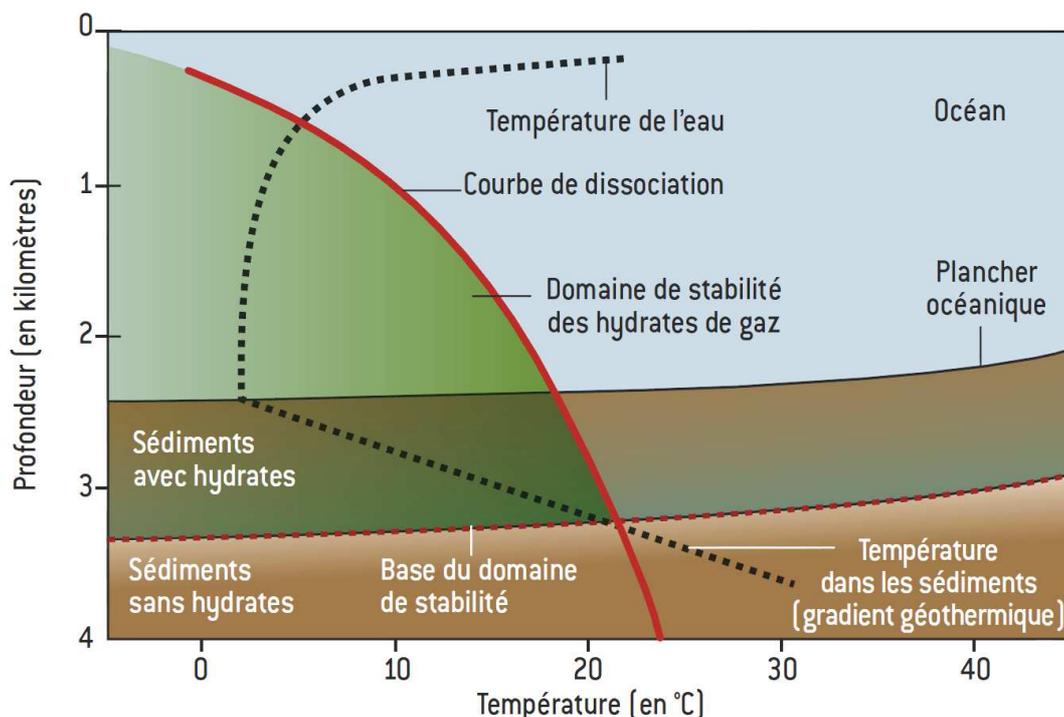


Figure 4 : Domaine de stabilité des hydrates de méthane dans les sédiments marins, en fonction de la profondeur (pression) et de la température.

Les conditions thermodynamiques de stabilité des hydrates définissent des environnements caractérisés par des pressions fortes et des températures faibles. Ces conditions sont présentes dans la plupart des océans, mais la quantité de méthane présente n'est pas toujours suffisante pour former ces nodules. En effet, il faut une concentration en gaz supérieure d'au moins deux ordres de grandeur par rapport à la solubilité du gaz en phase liquide (Bohrmann & Torres, 2006) pour pouvoir former des nodules d'hydrates. C'est pourquoi ils sont généralement observés au niveau des marges continentales (comme c'est le cas de la marge angolaise) dans lesquelles il y a une prolifération de matière organique dont la dégradation bactérienne ou thermogénique conduit à la production de méthane. La présence d'hydrates de gaz représente donc une conséquence directe de la circulation de fluides dans les sédiments superficiels.

Les conditions de stabilité des hydrates sont réunies dans les sédiments marins profonds des marges passives, notamment où les températures sont rarement inférieures à 0°C, mais les pressions extrêmement fortes (Figure 4). La zone de stabilité des hydrates de gaz (GHSZ) constitue une limite physique dans les sédiments, qui se biseaute vers le continent du fait de l'augmentation de la température associée à la diminution de pression (Figure 5).

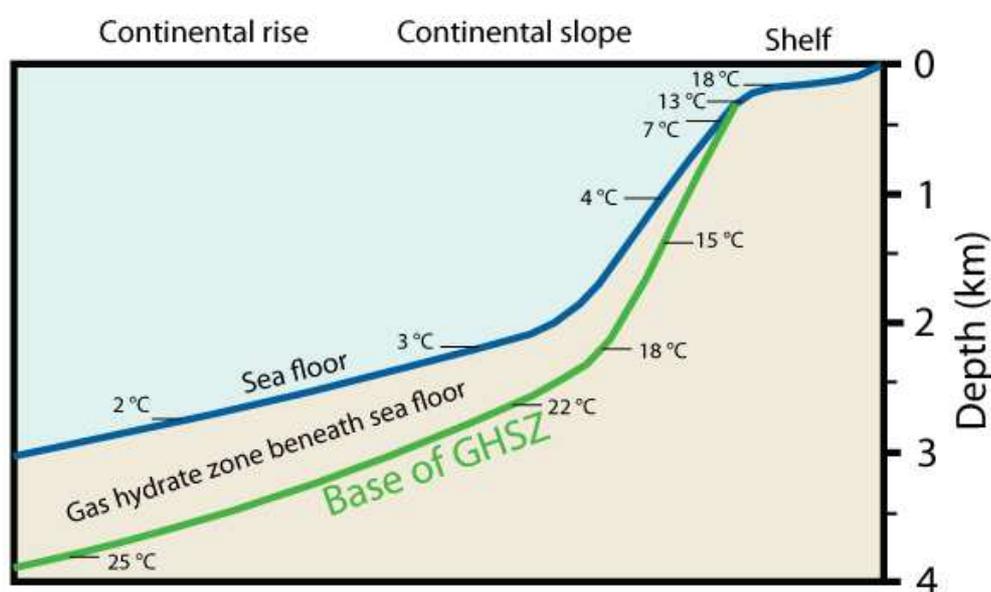


Figure 5 : Epaisseur de la GHSZ (Gas Hydrate Stability Zone) dans les sédiments marins d'une marge passive pour un gradient thermique moyen de 28°C/km, Kvenvolden & McMenamin

Les hydrates de gaz en sismique :

Sur les données sismiques, la présence d'hydrates de gaz en quantité suffisante peut générer à la base du domaine de stabilité une réflexion de polarité opposée à celle

du fond de l'eau, localement parallèle au fond et de ce fait appelée BSR (*Bottom Simulating Reflection*). A grande échelle, le BSR se biseaute progressivement vers le haut du talus continental où la combinaison de la baisse de pression et de l'augmentation de la température fait sortir les sédiments superficiels du domaine de stabilité. (**Figure 5**). Cette réflexion peut recouper la stratification. Elle traduit le contraste d'impédance entre les sédiments contenant des hydrates de gaz (niveau « dur ») au-dessus de la limite de stabilité et les sédiments sous-jacents contenant du gaz libre (niveau « mou »). Il est ainsi caractérisé par une polarité inverse par rapport à celle du fond de l'eau, qui est correspond au passage de l'eau (« mou ») au fond de mer solide (« dur »), associé à une augmentation de la vitesse de propagation des ondes sismiques (*Gay et al., 2006a*). Ce réflecteur constitue la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz, il marque donc la limite entre la zone à hydrates et la zone sous-jacente à gaz libre.

Des études récentes ont montré le rôle des hydrates de gaz dans les échappements de fluides en fond de mer, que ce soit au niveau de pockmarks (hydrates (*Sultan et al., 2007 ; 2010 ; Imbert & H,o 2012 ; Riboulot et al., 2016*) ou dans la zone du biseau des hydrates de gaz (e.g. *Phrampus & Hornbach, 2012*).

La dissociation des hydrates de gaz pendantt les périodes de baisse du niveau marin est un phénomène qui a déjà été observé dans plusieurs études

L'étude des hydrates de gaz fait partie intégrante des indices de migration de fluides (notamment dans l'étude des pockmarks),. dans les parties superficielles, en particulier dans la zone d'étude qui se situe dans la zone du biseau.Le BSR représente un indicateur sismique de présence des hydrates qui marque la base de la GHSZ, à l'intérieur de laquelle on se situe.

3. LES CIMENTATIONS DE CARBONATES METHANOGENES

Origine des cimentations carbonatées :

La sédimentation carbonatée se produit généralement dans les régions littorales de basses latitudes, car les apports silico-clastiques provenant du continent sont faibles, mais surtout car la production des carbonates biologiques y est très importante. En effet, la précipitation du calcium, dans les coquilles notamment, est favorisée par les fortes températures et la photosynthèse accrue du fait de la forte énergie lumineuse dans ces eaux peu profondes.

Bien que la production des carbonates se fasse majoritairement dans des environnements littoraux, des oasis de vie ont été identifiées beaucoup plus loin des côtes, dans les eaux profondes : ce sont les MDAC (*Methane-derived authigenic carbonates*) qui constituent une anomalie dans la sédimentation des carbonates (*James, 1997*). La prolifération de ces carbonates est associée à des fuites de méthane, gaz qui

va être oxydé en conditions anaérobies par un consortium de micro-organismes ; formant ainsi des monticules de tailles et de formes variables qui ont été observés sur les fonds marins. Les MDAC sont des croûtes carbonatées, des concrétions ou encore des bioaccumulations omniprésentes dans les pockmarks relâchant du méthane à l'actuel ([Campbell, 2006](#)).

Les eaux profondes constituent ainsi des zones froides dans lesquelles le fond de la mer est l'objet de fuites localisées de fluides, majoritairement constitués de méthane. Ce phénomène constitue la base de tout un écosystème qui se développe dans différents environnements de dépôts, ce qui va permettre la mise en place de communautés benthiques ([Paull et al., 1992](#)). Ces monticules carbonatés constituent ainsi le produit final d'une chimiosynthèse microbienne dans laquelle des complexes de communautés d'Archaea méthano-oxydantes et de bactéries sulfato-réductrices (par exemple les *Beggiatoa*) prolifèrent sur la surface du sol autour des fuites de méthane en oxydant ce dernier. Les monticules carbonatés sont donc constitués d'un empilement de ces précipitations calcaires et débris coquilliers et sont les témoins de fuites de méthane actives sur le fond de la mer.

Les processus de formation des carbonates méthanogènes :

Différents processus, comme le taux de sédimentation, la quantité de méthane relâché, le taux de précipitation des carbonates et l'érosion affectent l'environnement de dépôt des MDAC et doivent être pris en compte dans l'explication de leur formation. La morphologie de chacune de ces « oasis de vie » dans les fonds marins est vue comme le résultat de l'interaction de trois processus qui peuvent être replacés dans un diagramme ternaire dont les sommets représentent les fuites de fluides, le taux de sédimentation et l'érosion ([Buerk et al., 2010](#)) :

- **Les fuites de méthane** représentent l'élément clé responsable du changement des propriétés des fonds marins. La durée et l'intensité de ces échappements déterminent la quantité des carbonates authigènes qui précipitent. Toutefois, la morphologie de ces MDAC est également contrôlée par les processus de sédimentation et d'érosion.
- Une fuite de fluide soumise à une forte **érosion** pendant une longue période de temps sera caractérisée par l'absence de couverture sédimentaire et une morphologie en relief escarpé. La prolifération des carbonates est importante dans cette configuration et vont former de larges encroûtements.
- Une fuite de fluides soumise à de forts taux de **sédimentation** sera caractérisée par la présence de dépôts sédimentaires successifs qui

recouvrent partiellement ces échappements gazeux. Une faune particulière se développe dans les conduits par lesquels transitent le méthane pendant qu'il fuit sur le fond de la mer. Les carbonates sont scellés dès que l'activité dans les conduits cesse, ils témoignent ainsi de paléo-fuites de méthane.

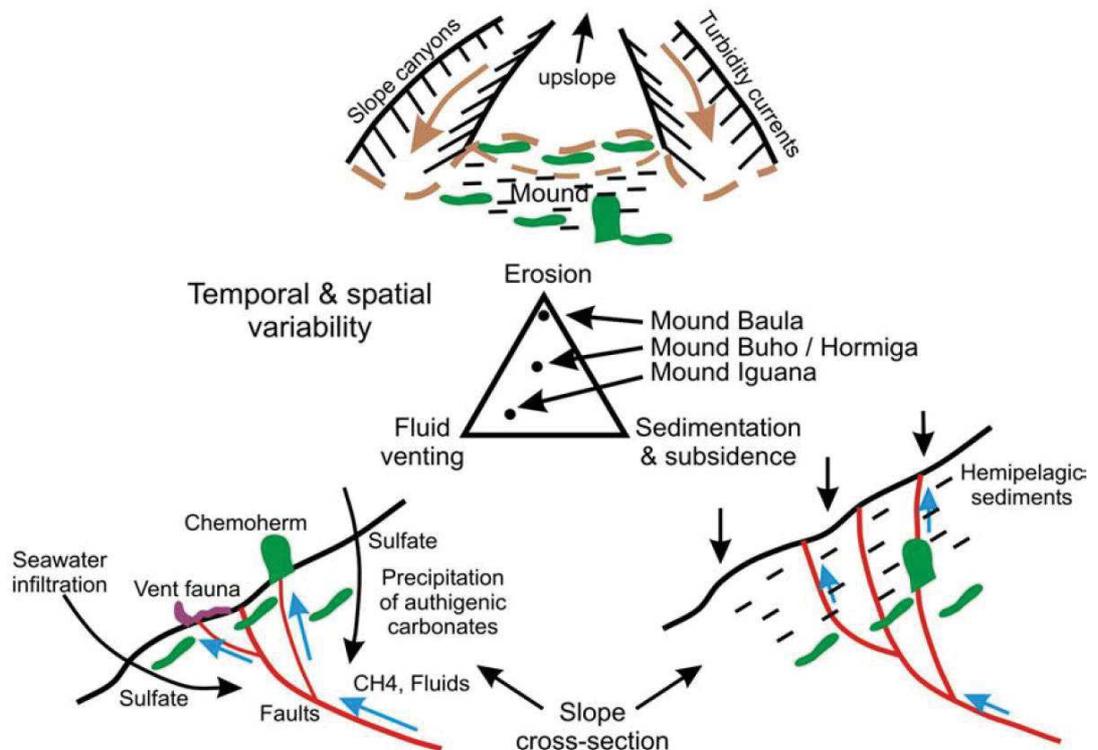


Figure 6 : Modèle générique expliquant la grande variabilité de carbonates associés à des fuites de gaz, incluant les variables temps et espace (Buerk *et al.*, 2010).. Trois processus interagissent dans la morphologie des MDAC : (1) les fuites de fluides enrichis en méthane (en bas à gauche). (2) lorsque les quantités de méthane qui fuit sont faibles ou que le taux de sédimentation est élevé (en bas à droite) les dépôts hémipélagiques et la subsidence prédominent dans ces zones. (3) lorsque l'érosion prédomine, elle va modeler la surface des fonds marins en fonction de la résistance du sol à l'érosion (en haut)

Signature sismique des cimentations carbonatées :

Sur les données sismiques, les monts carbonatés apparaissent majoritairement comme des événements ponctuels très réfléchifs (des patches), pouvant avoir une forme en dôme. Les MDAC sont principalement identifiables de par leur signature sismique de très forte amplitude (Bayon *et al.*, 2009 ; Savini *et al.*, 2009 ; Ho *et al.*, 2012 ; Römer *et al.*, 2014), contrastant fortement avec les réflecteurs de faible amplitude, continus, subparallèles, définissant les dépôts courants sur le fond de l'eau.

III. ORGANISATION DU MANUSCRIT

Cette thèse s'articule autour de l'étude du réseau des indices de migration de fluides dans la zone d'étude, et a notamment abouti à la publication d'un article scientifique définissant une nouvelle structure d'échappement de fluides.

Le chapitre 1 porte sur la présentation de la zone d'étude, située sur le talus du bassin du Bas Congo. Elle permet de présenter le contexte sédimentaire et tectonique de la zone ainsi que la physiographie du bassin. Une étude des carottes de surface a été réalisée afin de mieux comprendre la sédimentation de ce domaine de pente.

Le chapitre 2 permet de présenter l'ensemble des données utilisées dans ce travail, qui s'est basé sur une approche multi-outil. La majorité des données correspond à de la sismique 3D et 2D THR. D'autres types de données ont également été utilisées : des données géophysiques (sonar à balayage latéral, bathymétrie), des données géochimiques (isotopie) ou encore des photos et des vidéos du fond de la mer et des prélèvements d'échantillons de carbonates.

Le chapitre 3 porte sur l'étude d'une structure d'échappement de fluides nouvellement définie (la structure en araignée), dont le fonctionnement est intimement lié à la présence d'un BSR penté, localisé au-dessus d'une fuite sur un point haut d'un réservoir faillé d'hydrocarbures. → *article scientifique accepté.*

Le chapitre 4 s'attèle à l'étude des indices de migrations de gaz liés à la présence d'hydrates de gaz, avec d'une part une étude du BSR actuel, de sa localisation, et des migrations de gaz focalisées l'alimentant ; et d'autre part l'étude d'un échappement de gaz régional, localisé au niveau du paléo biseau des hydrates de la dernière période de bas niveau marin.

Le chapitre 5 consiste à étudier la répartition spatio-temporelle des IMFs de la pile sédimentaire Mio-Pliocène, afin de détecter la présence de structures en araignées enfouies et de bandes de pockmarks enfouis, dans le but de tenter de comprendre les éléments déclencheurs de ces phénomènes.

Enfin dans **le chapitre 6**, la nature et l'origine des fluides, ainsi que les chemins de migrations de fluides et les processus associés seront discutés. Un modèle de la répartition spatio-temporelle des IMFs, intégrant toutes les observations sera proposé, ainsi qu'un calendrier des migrations des fluides, intégrant les éléments déclencheurs des migrations de fluides.

L'ensemble de ces chapitres a pour but d'étudier la répartition spatio-temporelle des indices de migrations de fluides, afin de détecter une éventuelle organisation de ces derniers, qui permettraient de mieux comprendre le réseau de la « plomberie » de la zone, les processus de migration et les éléments déclencheurs de ces migrations.

CHAPITRE PREMIER: CONTEXTE
GEOLOGIQUE DU BASSIN DU BAS CONGO,
SUR LA MARGE OUEST AFRICAINE

I. INTRODUCTION

Ce chapitre correspond en grande partie à une revue bibliographique de l'histoire géologique du bassin du Bas Congo (parties 1 à 4) ayant pour but de présenter les différents travaux réalisés sur la géodynamique ainsi que l'histoire tectono-sédimentaire du bassin. La cinquième partie correspond à l'apport de cette étude dans la meilleure compréhension du bassin, et plus particulièrement le domaine de pente. Elle se base principalement sur l'interprétation sismique et la description de carotte dans l'intervalle d'étude mio-pliocène, réalisés pendant au cours de ce travail de thèse.

Ce chapitre s'organise en 5 parties. La première partie permet de présenter le **contexte géographique** du bassin du Bas Congo qui a une histoire géologique commune à celle du bassin angolais dont il fait partie ; ainsi que la physiographie actuelle du bassin. La seconde partie permet d'aborder **l'histoire géodynamique** du bassin du Bas Congo, depuis l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, au Crétacé inférieur. La troisième partie correspond à une description générale des étapes majeures de **la sédimentation** dans le bassin du Bas Congo, depuis la fin du rifting sud-atlantique. La quatrième partie aborde la déformation de ces sédiments post-rift par **l'halocinèse** qui structure le bassin en plusieurs domaines dominés par des contraintes tectoniques différentes. Enfin, la cinquième et dernière partie de ce chapitre est consacrée à **l'intervalle mio-pliocène** de ce bassin, qui correspond au cœur de l'étude de cette thèse. On y abordera les caractéristiques de la zone d'étude localisée sur la pente, ainsi que la dynamique de dépôt de cette zone, dans l'intervalle Pliocène-Actuel, qui est dominée par la présence d'un important réseau de failles polygonales.

II. LE BASSIN DU BAS CONGO ACTUEL

1. CADRE GEOGRAPHIQUE

Le bassin angolais est situé sur la marge ouest africaine et s'étend sur plus de 2000 km, du Nord du Gabon (1° Nord) au sud de l'Angola (18° Sud) (**Figure 7**). Il est délimité au nord, par la ride volcanique du Cameroun, et au sud, par la ride océanique de Walvis. La présence de ces deux rides volcaniques a permis le confinement du bassin au début de l'ouverture océanique, ce qui a notamment provoqué le dépôt d'un important niveau de sel aptien dans le bassin angolais, également appelé le bassin salifère aptien.

Son extension est-ouest est comprise entre la ride d'accrétion médio-océanique de l'Atlantique sud, à l'ouest, et le littoral ouest africain. Le bassin angolais est jalonné, du nord au sud, par de nombreuses zones de fractures transverses est-ouest, créées par la formation progressive du sud vers le nord de la ride médio-atlantique.

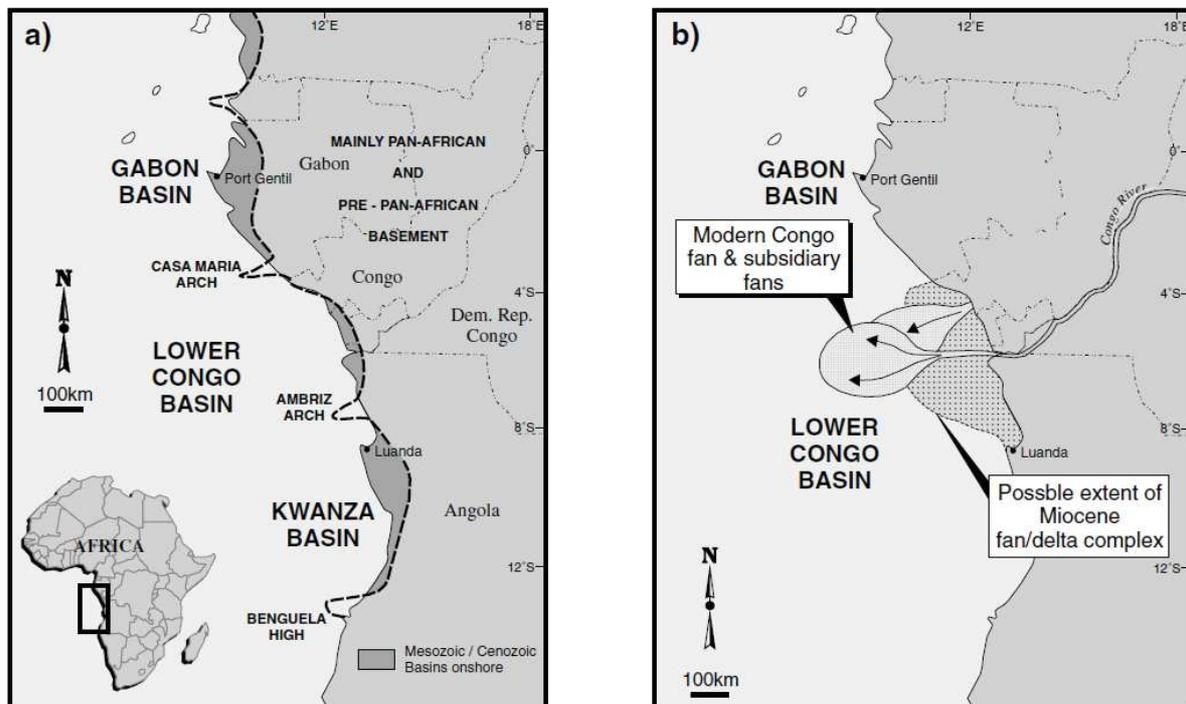


Figure 7 : a) Localisation des différents bassins (la partie *onshore* étant en gris foncé) composant le bassin angolais, et en particulier le Bassin du Bas Congo. b) Schéma du cône sédimentaire principal associé au fleuve Congo actuel ainsi que des cônes sédimentaires secondaires, d'après *Anderson et al., 2000*.

La continuité de la bordure côtière est affectée par plusieurs hauts de socle précambriens hérités du début du rifting de l'Atlantique sud. Ces structures forment des barrières perpendiculaires au littoral, séparant ainsi le bassin angolais en quatre sous-bassins côtiers, chacun d'entre eux étant associé à l'exutoire d'un système fluvial, du nord au sud (*Standlee et al., 1992 ; Broucke, 2004*). Il s'agit des bassins du Gabon, du Bas Congo, de Kwanza et de Mossamedes, qui sont caractérisés par une histoire tectono-sédimentaire similaire (*Brice et al., 1982 ; Duval et al., 1992 ; Lundin, 1992*). Le bassin du Bas Congo, qui constitue l'objet de notre étude, se met en place au niveau de l'exutoire du Congo (**Figure 7.b**). Il est délimité par l'éperon de socle d'Ambriz (au nord) et de Casamaria (au sud) (**Figure 7.a**), ce qui lui confère une extension nord-sud d'environ 600 km (*Standlee et al. 1992*).

2. CARACTERISTIQUES DU BASSIN DU BAS CONGO

Le bassin du Bas Congo est délimité par deux compartiments hauts de socle correspondant à des blocs basculés le long de failles normales. Il est alimenté par le Congo, qui se met en place à partir de l'Oligocène et constitue le plus gros apport terrigène du bassin angolais (*Brice et al., 1982 ; Uchupi, 1992 ; Anka & Séranne, 2004*).

Le fleuve Congo actuel mesure 4700 km de long et a une aire de drainage correspondant à $3.7 \cdot 10^6$ km², qui représente la seconde plus grande au monde (*Droz et al., 1996*). Le bassin versant de ce fleuve correspond à des terrains très anciens constituant le craton du Congo, qui forment une cuvette située à l'est de la chaîne Mayombe. Ce fleuve draine ainsi un socle métamorphique et volcanique d'âge archéen (e.g., *Clifford, 1970 ; Cahen et al. 1976, Bessoles & Trompette 1980*).

De plus, le fleuve Congo présente la particularité d'être directement relié à la plaine abyssale par le biais d'un canyon qui pénètre à l'intérieur de l'estuaire sur environ 30 km, ce qui permet une alimentation directe du canyon par le fleuve (*Droz et al., 2003*). Ce canyon est situé au niveau de la zone de fractures majeures du Congo, d'orientation N°105, ce qui explique sa morphologie relativement linéaire. Il incise fortement la plateforme et la pente, avec un relief qui atteint 950 m en bordure de plateforme, et qui s'élève à plus de 1300 m, à 100 km des côtes. Il alimente, dans le bassin profond, à des profondeurs comprises entre 5 200 m et 5 600 m, un gigantesque éventail sédimentaire sous-marin (**Figure 8**) qui s'étend jusqu'à plus de 1 000 km au large de la marge angolaise et couvre une surface d'environ 300 000 km² (*Savoie et al., 2000 ; Droz et al., 2003*). Ce cône sédimentaire représente un volume gigantesque de sédiments terrigènes tertiaires d'environ 0.7 Mkm³, ce qui place ce système détritique parmi les plus importants de l'Océan Atlantique, comme le montre la **Figure 8** (*Droz et al., 2003 ; Anka & Séranne, 2004*).

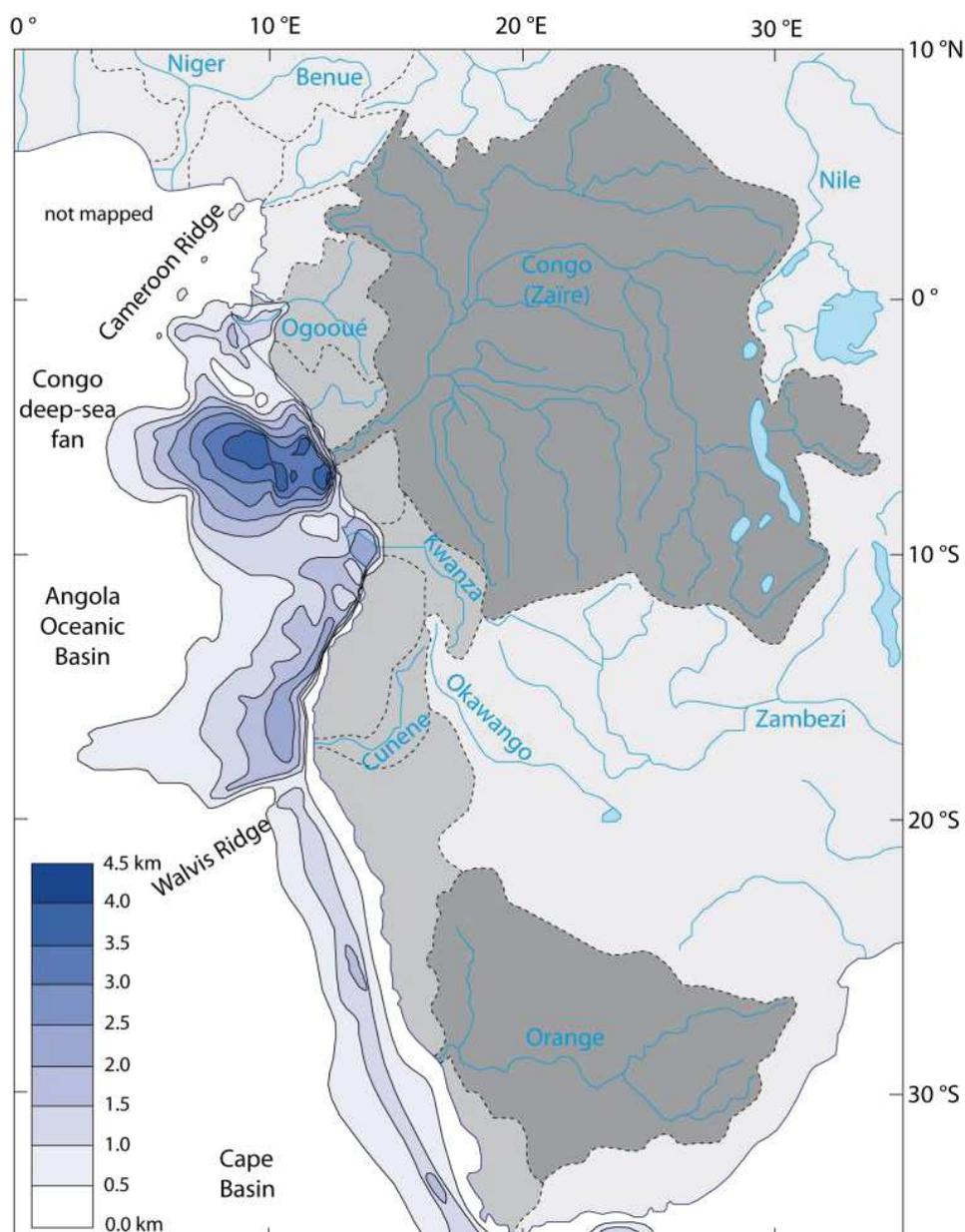


Figure 8 : Carte isopaque des dépôts post-rift des bassins sédimentaires de la marge ouest africaine, modifiée d'après *Séranne & Anka, 2005*. Cette carte illustre l'aire de drainage du fleuve Congo qui alimente le plus gros déposément de cette marge.

Ce système sédimentaire est encore actif aujourd'hui, ce qui est notamment démontré par la rupture de câbles très régulièrement dans le canyon (*Droz et al., 2003*), et par l'analyse de carottes récentes qui a révélé la présence d'une épaisseur de 10 m de turbidites à grains fins d'âge Holocène, déposées près de la crête de la levée du chenal turbiditique actuel (*Van Weering & Van Iperen, 1984 ; Babonneau et al., 2002*).

III. CADRE GEODYNAMIQUE DE L'OUVERTURE DU BASSIN

Le bassin angolais dans lequel s'intègre le bassin du Bas Congo, se met en place sur un socle précambrien, à la limite entre deux cratons stables depuis 2 milliards d'années : le craton de Sao Fransisco (Brésil) et celui du Congo (Afrique).

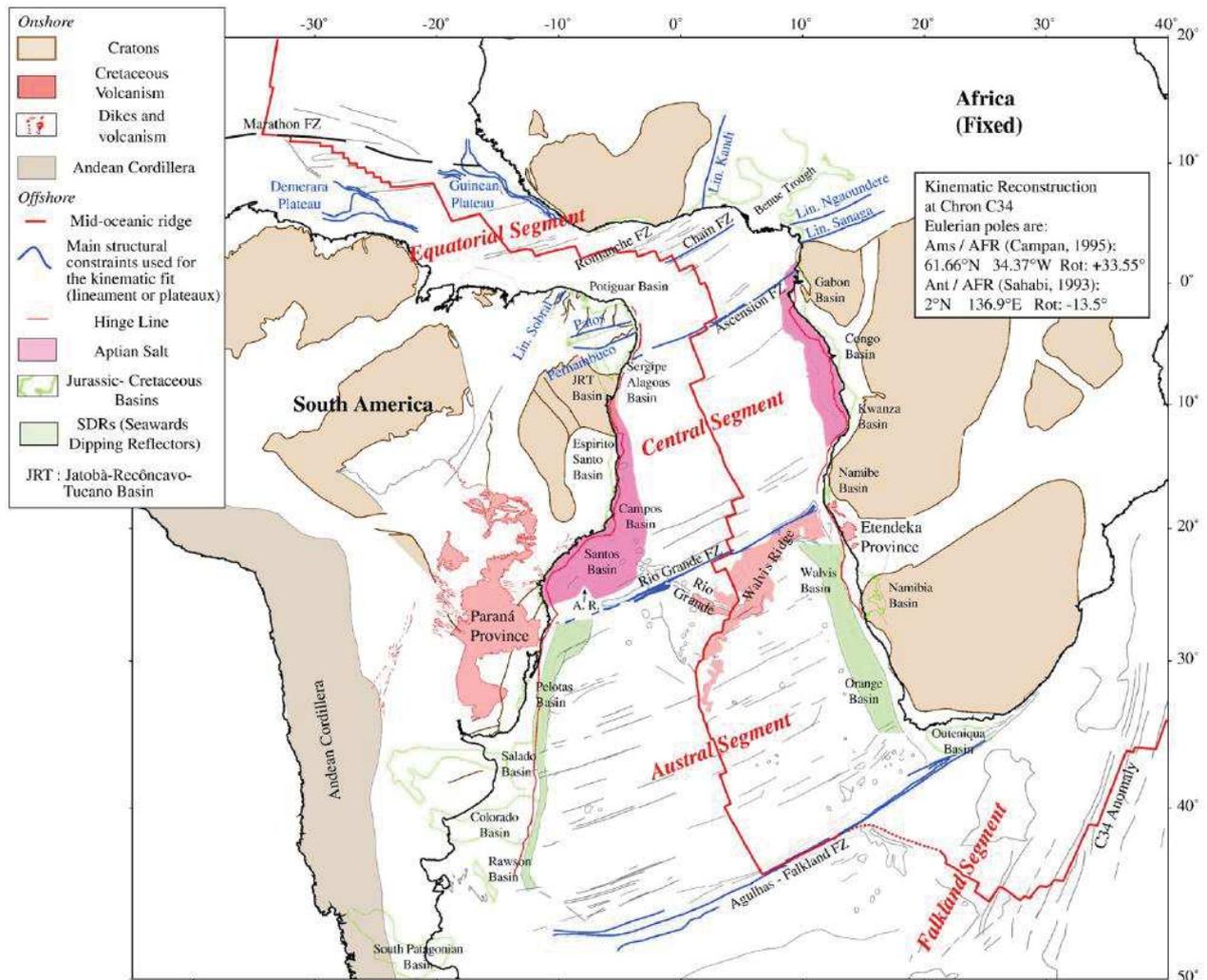


Figure 9 : Carte tectono-structurale générale de l'Océan Atlantique Sud (Moulin et al. 2010) illustrant son ouverture diachrone ainsi que sa compartimentalisation en 3 segments, le segment central correspondant au bassin angolais, et de ce fait le bassin du Bas Congo.

La marge passive ouest-africaine actuelle résulte du morcellement du super continent pangéen (au Jurassique) puis du Gondwana (au Crétacé inférieur). L'ouverture de l'océan Atlantique s'est effectuée en trois étapes successives, le long des zones de faiblesse héritées de l'orogénèse panafricaine ([Scotese et al., 1988](#)) :

- l'ouverture de la portion méridionale de l'Atlantique Nord au Jurassique moyen (175 Ma),
- l'ouverture de l'Atlantique Sud du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (144 à 125 Ma), bien que l'âge exact du début du rifting soit encore controversé aujourd'hui.
- l'ouverture de l'Atlantique équatorial au Crétacé inférieur (120 à 110 Ma).

Le rifting continental à l'origine de la séparation de l'Amérique du Sud et de l'Afrique débute au Berriasien (Crétacé inférieur), aux alentours de 144-140 Ma, et prend fin avec l'ouverture de l'Océan Atlantique aux alentours de 127-117 Ma ([Brice et al., 1982](#) ; [Jansen et al., 1984](#) ; [Nürnberg & Müller, 1991](#) ; [Guiraud & Maurin, 1992](#) ; [Karner et al., 1997](#) ; [Marton et al., 2000](#)). La formation du sud de l'Océan Atlantique résulte de cette phase d'extension majeure qui s'initie au sud du super-continent pangéen, et se propage vers le nord ([Brice et al., 1982](#) ; [Nürnberg & Müller, 1991](#) ; [Standlee et al., 1992](#) ; [Marton et al., 2000](#)), atteignant la zone juste au sud de la ride de Walvis, il y a 126 Ma, puis la dépression de la Bénoué (Nigéria), il y a 119 Ma. L'ouverture diachrone de l'Atlantique sud structure la marge ouest-africaine en trois domaines, dominés par une histoire sédimentaire : le domaine équatorial, le domaine central qui correspond au bassin anglais et le domaine austral (**Figure 9**).

Les marges ouest africaine et sud-américaine deviennent passives dès le début de la production de croûte océanique au milieu du proto-océan Atlantique. Une importante phase de subsidence thermique continue est alors amorcée. Elle se produit du fait de la contraction induite par le refroidissement progressif du magma émis au niveau de la ride médio-atlantique, au fur et à mesure que l'accrétion éloigne la jeune croûte océanique de la dorsale. C'est ce phénomène de subsidence thermique qui marque le début des intrusions marines dans le bassin à l'Aptien inférieur ([Cole et al., 2000](#) ; [Broucke et al., 2004](#)). C'est avec ces premières entrées d'eau salée que le rifting et les bassins continentaux syn-rifts associés s'arrêtent à l'Aptien inférieur ([Karner et al., 1997](#)).

IV. STRATIGRAPHIE SEDIMENTAIRE POST-RIFT

La sédimentation dans le bassin du Bas Congo, et plus généralement sur la marge ouest-africaine est principalement divisée en trois grandes unités correspondant à trois phases tectoniques majeures (*Marton et al., 2000*) :

- Une phase pré-rift, associée à des dépôts continentaux au sein du Gondwana (Jurassique).
- Une phase syn-rift (**Figure 10**), associée à des dépôts fluviolacustres, qui aboutit à l'ouverture de l'océan Atlantique (Crétacé inférieur).
- Une phase post-rift (**Figure 10**) associée au fonctionnement de la zone en marge passive. Elle est caractérisée, à sa base, par une large accumulation de sel (aptien moyen) associée à une transgression marine provoquée par l'approfondissement du bassin du fait de la subsidence thermique (*Brice et al., 1982*). Ce niveau salifère est recouvert par une épaisse succession de sédiments marins (Albien à présent). Selon *Séranne et al., 1992*, la sédimentation post-rift est divisée en deux super unités de dépôt séparées par une érosion majeure de 10-20 Ma à la base de l'Oligocène. Ce passage d'une super unité aggradante (Albien- à Oligocène inférieur) à une super unité progradante (Oligocène inférieur-Actuel) reflète des changements majeurs du climat et de la circulation des courants océaniques, qui seront développés un peu plus bas dans ce chapitre.

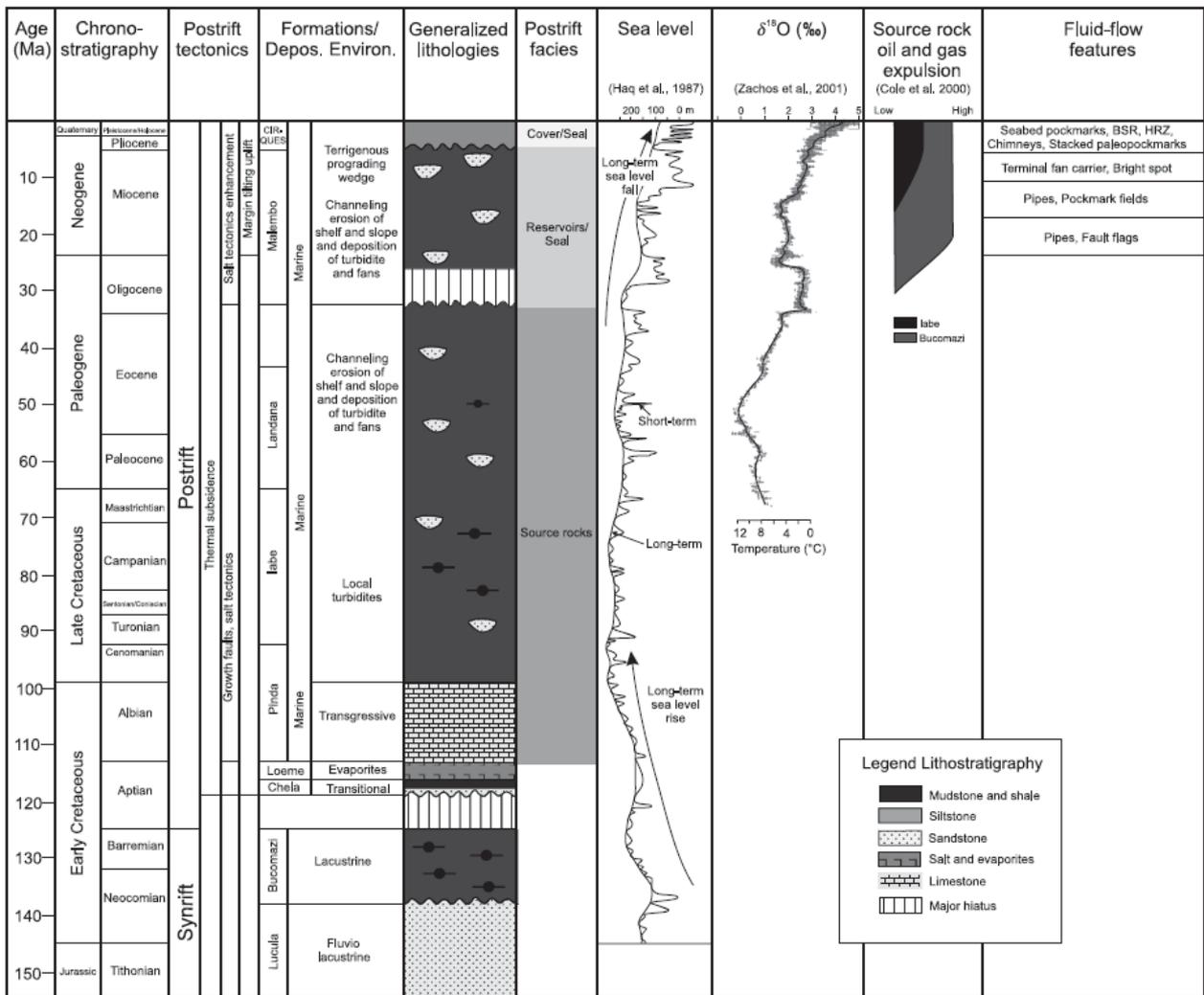


Figure 10 : Contexte stratigraphique du bassin du Bas Congo compilé et modifié par *Andresen et al., (2011)*, à partir des travaux de *Haq et al. (1987)*, *Burwood et al. (1990)*, *Seranne (1999)*, *Valle et al. (2001)*, *Zachos et al. (2001)*, *Broucke et al. (2004)*, *Anka et al. (2009)*. BSR = Bottom-Simulating Reflection; HRZ = High Reflectivity Zone.

L'histoire tertiaire du bassin du Bas Congo dépend directement de son héritage sédimentaire et structural, et de la mise en place du fleuve Congo, à partir de l'Oligocène (*Brice et al., 1982 ; Uchupi, 1992 ; Anka & Séranne, 2004*).

1. LE NIVEAU DE DECOLLEMENT EVAPORITIQUE

La subsidence thermique qui caractérise la fin du rifting de l'Atlantique Sud provoque un approfondissement du bassin angolais. La ride de Walvis, qui isolait jusqu'alors le bassin allant de l'Angola au Cameroun, ne peut plus jouer son rôle de barrière et laisse les eaux marines entrer par le sud. Ces incursions marines se généralisent rapidement à l'ensemble du bassin et sont associées au dépôt d'un épais niveau régional évaporitique (**Figure 10**), déposé dans un milieu marin confiné de type mer épicontinentale, en conditions anoxiques. Ce niveau évaporitique (**Figure 10**), atteignant plus de 1000 m par endroit, correspond à la formation **LOEME** (*Burrollet, 1975 ; Brice et al., 1982 ; Uchupi, 1992*) qui est majoritairement composée de halite, recouverte d'un mince niveau d'anhydrite et de sapropèles (*Brice et al., 1982 ; Teisserenc & Villemin, 1989 ; Marton et al., 2000*).

Cette unité sédimentaire constitue le niveau de décollement de la tectonique salifère régionale qui affecte la séquence de dépôt post-rift sus-jacente (*Duval et al., 1992 ; Lundin, 1992 ; Spathopoulos, 1996 ; Cramez & Jackson, 2000 ; Fort et al., 2004 ; Jackson et al., 2004*).

2. LA SEQUENCE AGGRADANTE

La période allant du Crétacé inférieur à l'Oligocène inférieur est dite 'green-house'. A cette époque, selon *Lawver et al., 1992*, la circulation océanique est réduite car les océans ne sont pas connectés entre eux et sont séparés par des passages étroits (**Figure 11**). En effet, dans l'hémisphère sud, l'Antarctique est séparé de l'Amérique du Sud et de l'Afrique par deux détroits, correspondant respectivement aux passages de Drake et de Tasman, qui sont fermés pendant cette période. La faible circulation des courants océaniques, aussi bien de fond que de surface, ne permet pas de réguler la température des eaux océaniques qui reste très élevée dans la bande équatoriale et très faible au niveau des pôles.

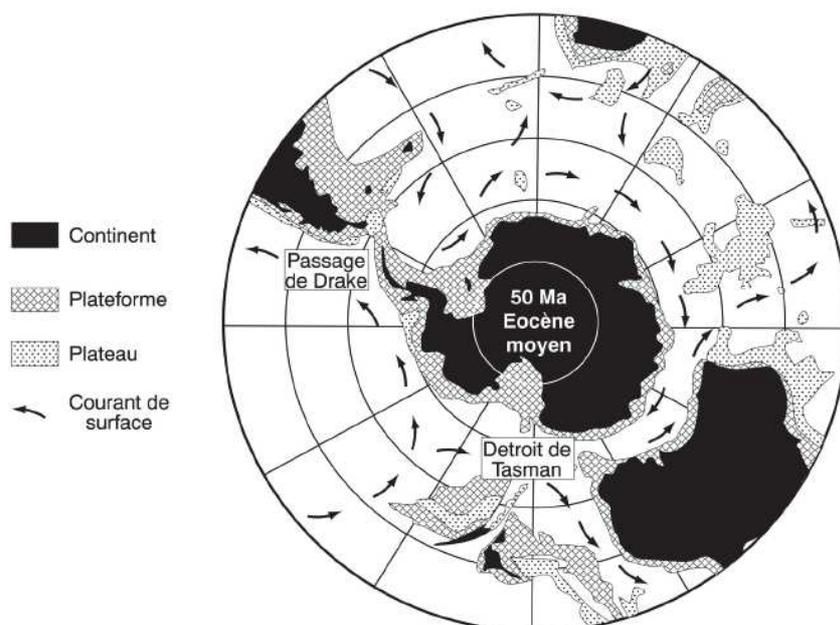


Figure 11 : Reconstitution paléogéographique de la région Antarctique à l'Eocène moyen (période green-house) illustrant la fermeture des passages de Drake et de Tasman qui déconnecte les océans (d'après [Gay, 2003, p 29](#), modifié d'après [Lawver et al., 1992](#)).

Cette période green-house (**Figure 12**) est caractérisée, d'une part, par des variations du niveau marin de faible amplitude et de basse fréquence uniquement contrôlées par le volume des dorsales, variant en fonction de l'intensité de l'expansion océanique; et d'autre part par un climat stable, chaud et humide ([Rowley & Markwick, 1992](#) ; [Schulz & Schäfer-Neth, 1997](#) ; [Séranne, 1999](#)).

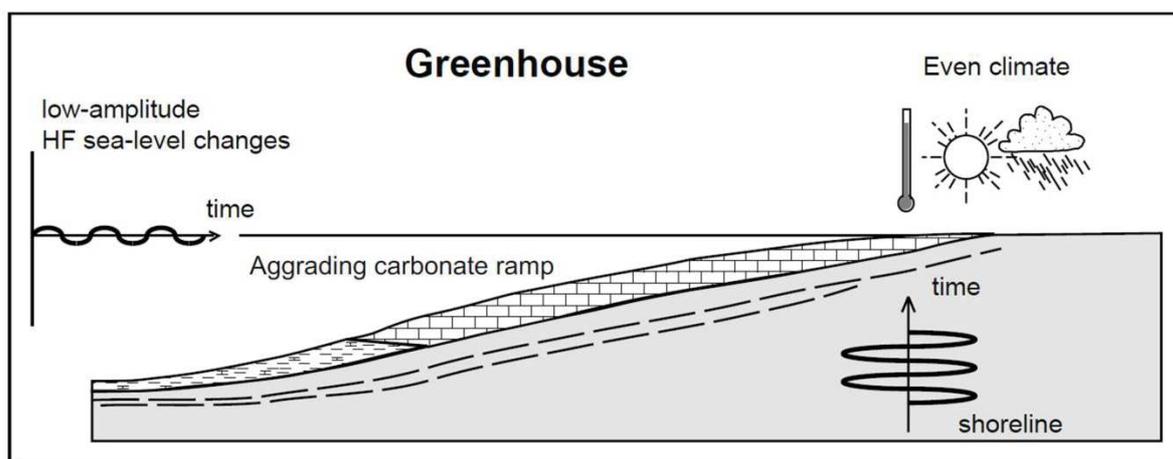


Figure 12 : Schéma illustrant les variations de niveau marin de faible fréquence et de faible amplitude associées à des dépôts aggradants en période dite « green-house », d'après [Séranne, 1999](#).

Pendant la période Albien-Oligocène inférieur, sous ce climat, une séquence de dépôt aggradante se met en place (**Figure 12**) avec des taux de sédimentation uniquement contrôlés par la subsidence du bassin, et donc le taux d'accommodation (*Read et al., 1991 ; Steckler et al., 1993*).

A l'Albien, une plateforme/rampe aggradante mixte, carbonatée et silico-clastique, se développe sous une faible profondeur d'eau et correspond à la formation **PINDA** sur la **Figure 10** (*Eichenseer et al., 1999 ; Lavier et al., 2001*). Au début du Cénomaniens (Crétacé supérieur), selon *Brice et al., 1982* et *Broucke et al., 2004*, la subsidence thermique s'accroît et induit une transgression marine continue qui s'étend aux bassins côtiers de la marge ouest-africaine et provoque une augmentation des taux de sédimentation. La ride de Walvis est alors submergée de façon permanente ce qui engendre une modification importante du milieu de dépôt évoluant vers un environnement marin ouvert qui devient plus profond. Des conditions anoxiques se mettent alors en place de façon périodique, ce qui permet le dépôt marin profond de boue carbonatée, d'argiles et de marnes noires riches en matière organique constituant la formation **IABE** sur la **Figure 10**, (*Anderson et al., 2000, Valle et al., 2001*). Au Campanien terminal, le taux de subsidence thermique diminue fortement, ce qui est accompagné d'une phase de régression marine régionale qui perdure pendant tout le Paléogène (*Brice et al., 1982*). Cette baisse du niveau de la mer est associée à une baisse des apports détritiques et donc du taux de sédimentation dans l'Atlantique sud, au Crétacé supérieur. Ce phénomène est associé au dépôt d'un niveau condensé de boue carbonatée de type 'mudstone' dans le bassin profond qui correspond à la formation **LANDANA** sur la **Figure 10** (*Anderson et al., 2000, Valle et al., 2001*).

Les hydrocarbures contenus dans les réservoirs du tertiaire proviennent généralement de la formation **IABE** (Crétacé supérieur) et de la formation **LANDANA** (Paléogène) qui produisent de l'huile thermogénique et du gaz par craquage de la matière organique, et sont matures depuis le milieu du Miocène (*Burwood, 1999 ; Cole et al., 2000*).

3. LA DISCORDANCE OLIGOCENE

A la transition entre l'Eocène et l'Oligocène, un événement érosif majeur (*Séranne et al., 1992 ; McGinnis, et al., 1993*), connu sous le nom de discordance Oligocène basal (**Figure 10**), a été identifié (*Teissenrence & Villemain, 1989*). Bien que l'origine de ce hiatus de 10 millions d'années soit encore aujourd'hui sujet à controverse, selon *Lavier et al., 2000*, il correspondrait à une érosion sous-marine sous une profondeur d'eau comprise entre 500 et 1500 m, qui déplacerait pas moins de 500 m de sédiments depuis la plateforme vers le bassin profond.

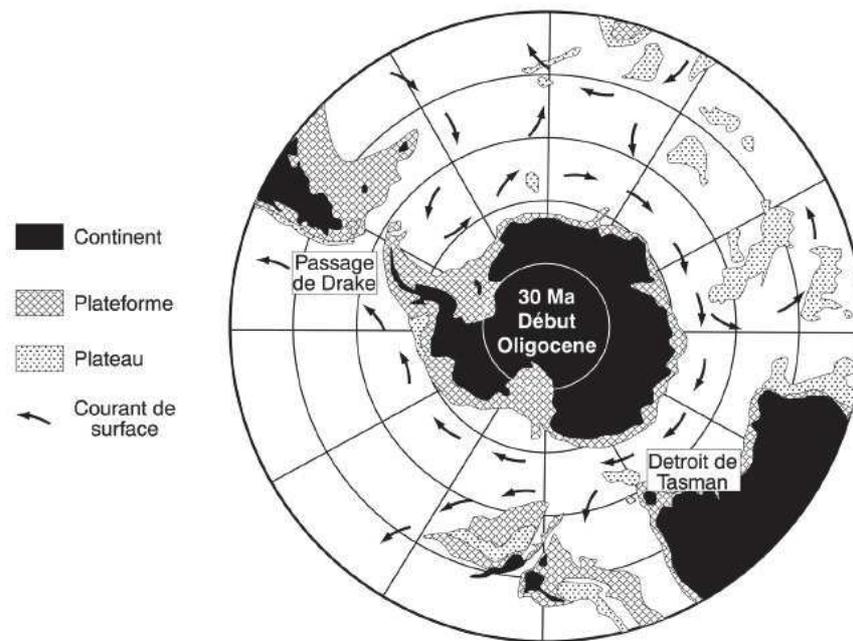


Figure 13 : Reconstitution paléogéographique de la région Antarctique au début de l'Oligocène illustrant l'ouverture partielle du détroit de Tasman provoquant un isolement progressif de l'Antarctique (d'après [Gay, 2003, p 31](#), modifié d'après [Lawver et al., 1992](#)).

A l'Oligocène inférieur, les océans Indien et Pacifique se connectent du fait de l'ouverture partielle de la mer de Tasman ([Kennett et al., 1972](#) ; [Weissel et al., 1977](#)), comme le montre la **Figure 13** . Sous l'effet de la force de Coriolis, les courants océaniques froids contournent l'Antarctique ce qui amorce un isolement thermique du continent ([Lawver et al., 1992](#)). La discordance oligocène régionale, bien développée sur la plateforme, pourrait alors être le résultat d'une diminution globale du niveau marin en réponse à une phase de glaciation au niveau de l'Antarctique ([Haq et al., 1987](#) ; [Haq et al., 1988](#) ; [Bartek et al., 1991](#)).

L'Oligocène inférieur correspond également à une période de réorganisation stratigraphique de la marge ouest-africaine qui se manifeste par le passage d'un contexte dépositionnel aggradant vers un régime progradant, correspondant au passage d'une période « green-house » à une période « ice-house ». Ce passage est également associé à une forte augmentation des apports terrigènes dans le bassin, mis en évidence par le développement de l'éventail sous-marin du paléo-fleuve Congo ([Séranne et al., 1992](#)).

Le soulèvement du continent africain pourrait également être à l'origine de ces importantes modifications de l'Oligocène basal ([Walgenwitz et al., 1990](#) ; [Lunde et al., 1992](#) ; [Walgenwitz et al., 1992](#) ; [Burke, 1996](#)). En effet, il permet une forte érosion continentale associée à une incision des rivières et des cours d'eau, ce qui constitue une importante source d'apports terrigènes envoyés dans le bassin profond ouest-africain par le biais des éventails turbiditiques sous-marins du paléo-fleuve Congo ([Droz et al., 2003](#) ; [Anka & Seranne, 2004](#)).

4. LA SEQUENCE PROGRADANTE

La période allant de l'Oligocène inférieur à l'Actuel est dite « ice-house ». Elle est le résultat d'une interconnexion entre tous les océans du monde du fait de l'ouverture du passage de Drake entre les océans Pacifique et Atlantique, au Miocène inférieur, comme le montre la

Figure 14 (*Boltovskoy, 1980 ; Barker & Burrell, 1982*). Cette ouverture a deux conséquences majeures :

- Une meilleure circulation des courants océaniques qui jouent alors pleinement leur rôle de transfert de chaleur et de régulateur du climat.
- Un isolement thermique intégral du continent Antarctique qui subit alors un brusque refroidissement, se traduisant par la formation de la calotte glaciaire, associée à une régression marine mondiale (*Haq et al., 1988 ; Bartek et al., 1991 ; Séranne, 1999*).

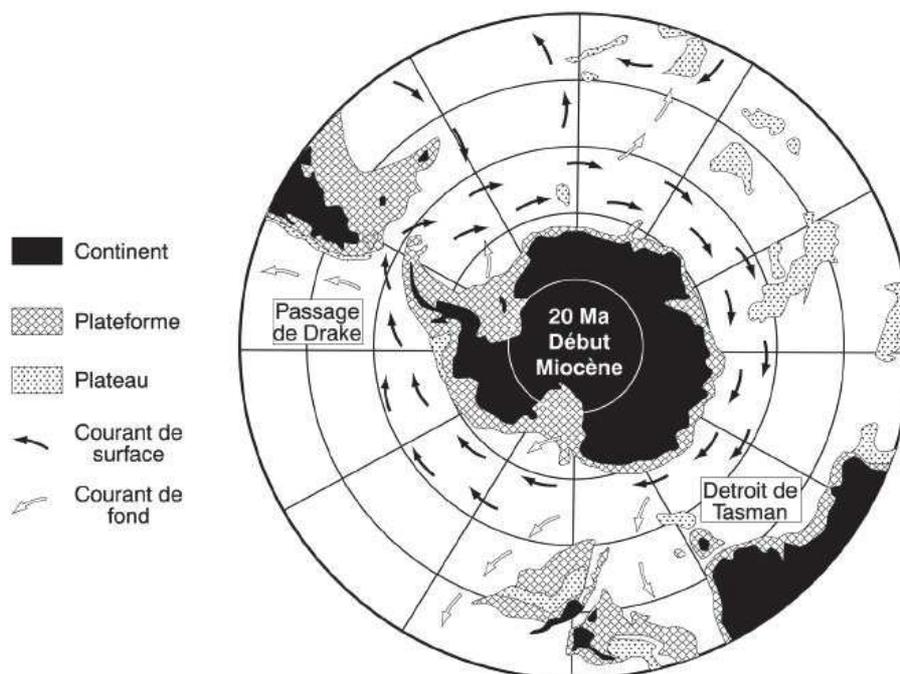


Figure 14 : Reconstitution paléogéographique de la région Antarctique au début du Miocène (période ice-house) illustrant l'ouverture du passage de Drake et l'isolement total de l'Antarctique permettant une meilleure circulation des eaux océaniques (d'après *Gay, 2003, p 32*, modifié d'après *Lawver et al., 1992*).

Cette période « ice-house » (**Figure 15**) est caractérisée par des variations de niveau marin de forte amplitude (>100 m) et de haute fréquence, régulée par les changements du volume de la calotte glaciaire (Miller *et al.*, 1991 ; Séranne, 1999). En effet, le climat est constitué d'une alternance rapide entre des périodes interglaciaires chaudes et humides et de périodes glaciaires, sèches et froides faisant varier le volume de glaces piégées aux pôles (Roberts & Barker, 1993 ; Séranne, 1999).

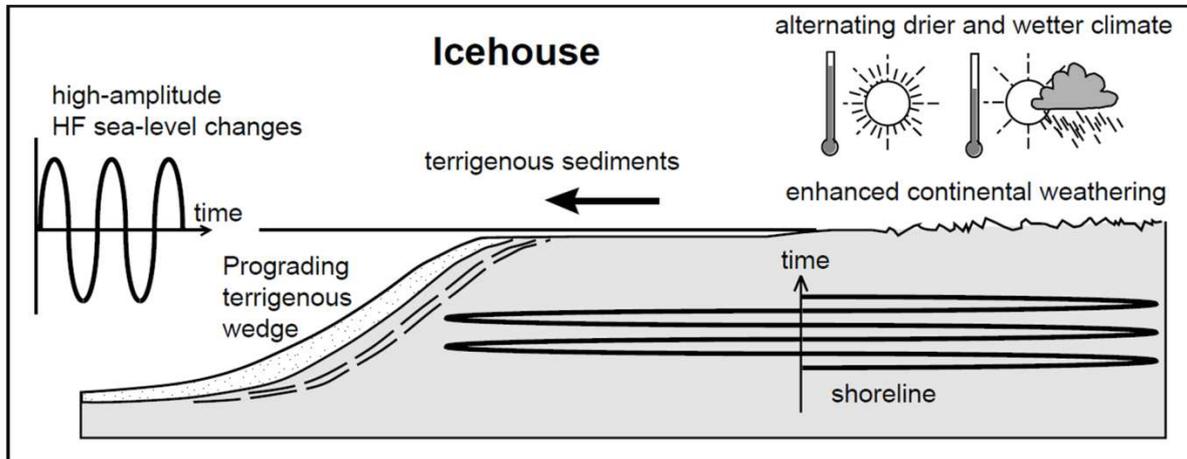


Figure 15 : Schéma illustrant les variations de niveau marin de haute fréquence et de forte amplitude associées à des dépôts progradants en période dite « ice-house », d'après Séranne, 1999.

La sédimentation associée à cette période de régression marine mondiale est dominée par une incision des réseaux de drainage entraînant une érosion massive sur les continents. Cette importante quantité de matériel terrigène est alors déversée dans le bassin, permettant la mise en place de systèmes progradants vers l'ouest, sur la plateforme (Marton *et al.*, 2000).

Dans le bassin du Bas Congo, le paléo-fleuve Congo se met en place. La discordance Oligocène est ainsi recouverte par un système deltaïque progradant vers l'ouest (d'âge Oligocène - Actuel) qui correspond à la formation **MALEMBO** sur la **Figure 10** (Broucke *et al.*, 2004). Le canyon associé au paléo-fleuve Congo nourrit un système turbiditique qui se dépose, dans un premier temps, sur la pente, et, dans un second temps, dans le bassin (Brice *et al.*, 1982 ; Droz *et al.*, 2003). Ce canyon permet la formation de l'éventail sédimentaire sous-marin du Congo, constitué de lobes de turbidites sableuses, s'intercalant avec des dépôts argileux qui recouvrent le fond du bassin.

Ces turbidites sableuses de la formation MALEMBO constituent la majorité des réservoirs d'hydrocarbures miocènes. Ces derniers représentent également des sources potentielles pour la migration des fluides vers la surface. Les processus de migrations de fluides dans l'intervalle mio-pliocène vont être, en partie, stratigraphiquement contrôlés par l'évolution spatio-temporelle des dépôts de ces deux super-unités post-rift.

V. LA TECTONIQUE SALIFERE

Une des caractéristiques tectoniques principales de la marge ouest africaine correspond au glissement des sédiments post-rift sur le niveau de décollement, associé aux évaporites d'âge Aptien, comme le montre la **Figure 16** (*Burrollet, 1975 ; Duval et al., 1992 ; Lunde et al., 1992 ; Lundin, 1992 ; Spathopoulos, 1996 ; Marton et al., 2000 ; Rouby et al., 2002*). La charge sédimentaire post-rift soumet les dépôts salifères de la phase évaporitique, étendus sur 1500 km de long et 200 km de large sur les bassins du Gabon, du Congo et de Kwanza, à une forte halocinèse. Dans le bassin du Bas Congo, la tectonique salifère débute dès le dépôt de la formation PINDA, à l'Albien, et se poursuit tout au long du Crétacé supérieur et du Cénozoïque.

La déformation associée à cette tectonique gravitaire affecte la totalité des sédiments post-rifts, et se traduit par l'apparition d'un domaine en extension, en haut de pente qui évolue vers un domaine compressif en pied de pente, comme le montre la **Figure 17** (*Spathopoulos, 1996 ; Dominey & Wiffe, 1998 ; Marton et al., 2000*). L'escarpement angolais marque la limite externe du bassin évaporitique responsable de l'intense tectonique salifère (*Cramez & Jackson, 2000*). La zone étudiée se situe en haut de pente dans le domaine en extension, comme le montre la **Figure 17**.

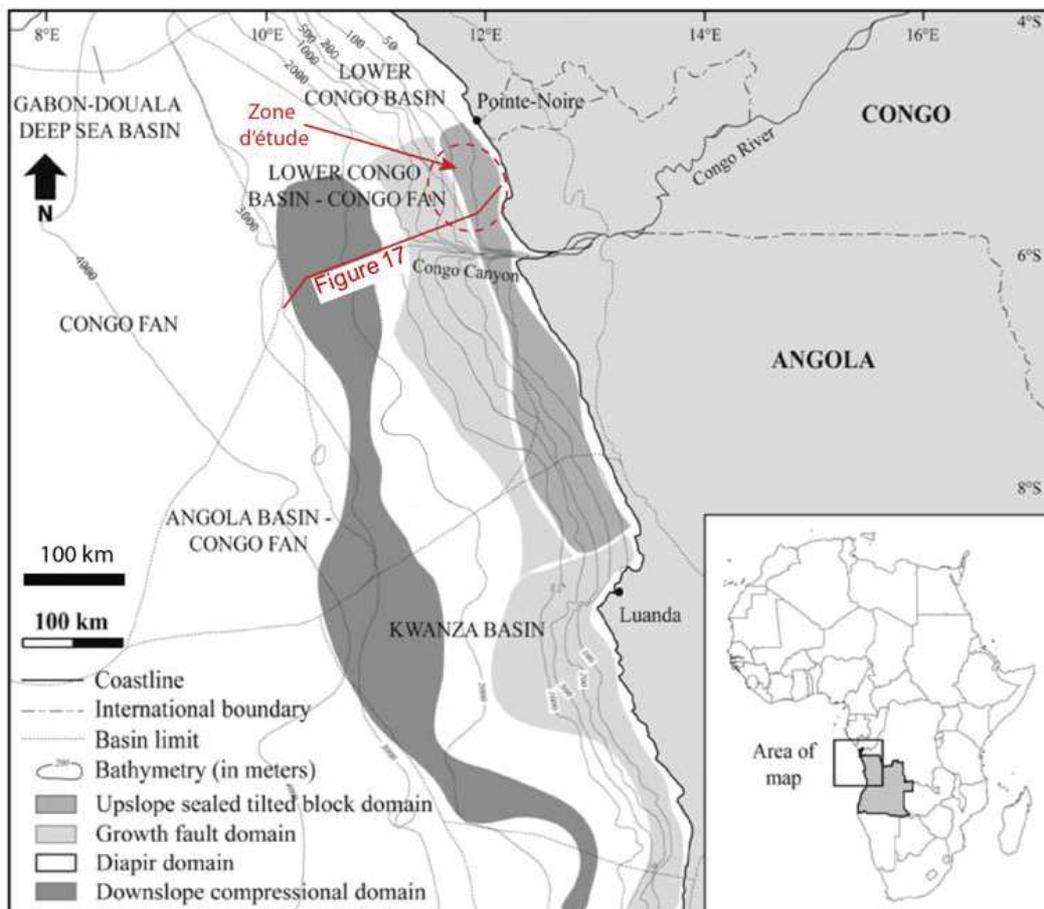


Figure 16 : Carte simplifiée de la tectonique salifère de la marge ouest africaine montrant la zone d'étude ainsi que le trait de coupe de la **Figure 17**, d'après *Monnier et al., 2014*, modifiée d'après *Marton et al., 2000 ; Broucke et al., 2004*).

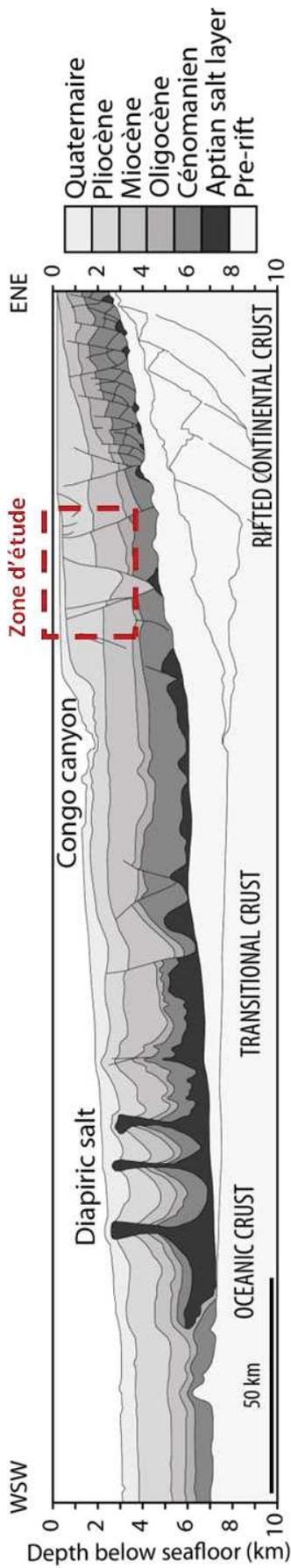


Figure 17 : Coupe géologique du Bassin du Bas Congo localisée sur la **Figure 16** ERREUR ! SOURCE DU RENVOI INTROUVABLE. illustrant la position de la zone d'étude par rapport à la déformation des sédiments post-rift par la tectonique salifère (modifiée d'après [Marton et al., 2000](#))

Les turbidites de la formation MALEMBO se mettent en place à la transition entre les domaines extensif et compressif dans un contexte de progradation (*Broucke et al., 2004*). Cette halocinèse initie une structuration d'est en ouest de la marge en trois domaines (*Marton et al., 2000 ; Broucke et al., 2004*) : un domaine en extension, un domaine en translation et un domaine en compression (**Figure 16 & Figure 17**).

1. LE DOMAINE EN EXTENSION

Le domaine en extension (**Figure 16** et **Figure 17**) se situe de la plateforme jusqu'au bas du talus. Ce domaine est caractérisé par la présence **de failles de croissances normales** et correspond au « *upslope sealed tilted block domain* » et au « *growth fault domain* » sur la **Figure 16**. Dans cette zone structurale, le glissement est accommodé par la mise en place de failles listriques s'enracinant sur le niveau salifère aptien. Ces failles normales individualisent des blocs basculés ainsi que des compartiments appelés radeaux (*sensu Burolet, 1975*), souvent déconnectés entre eux. Ces failles, qui s'initient dès l'Albien, continuent à jouer pendant le dépôt des sédiments post-rifts, ce sont donc des failles de croissance (syn-sédimentaires). Le domaine extensif se construit en deux phases globalement continues depuis l'Albien, comme le montre la **Figure 16** (*Duval et al., 1992 ; Lundin, 1992 ; Marton et al., 2000*) :

- Dès le dépôt des carbonates albiens jusqu'au Cénomaniens se forment les 'mini-rafts' (ou prérafts). Ils sont caractérisés par des blocs de petite taille individualisés par des petites failles rapprochées qui s'enracinent dans le sel aptien. Ces premières structures extensives sont initiées par l'augmentation du basculement vers l'ouest du bassin du fait de la subsidence thermique (*Duval et al., 1992 ; Spathopoulos, 1996*).
- A partir de l'Oligocène supérieur / Miocène inférieur, la géométrie des rafts change pour s'adapter d'une part à l'énorme quantité d'apports terrigènes associée à l'éventail sédimentaire du Congo et d'autre part à une seconde phase de basculement vers l'ouest de la marge. Cela engendre la formation de 'méga-rafts', individualisés par des failles normales listriques (synthétiques et antithétiques) à fort rejet horizontal.

2. LE DOMAINE EN TRANSLATION

Le domaine en translation (**Figure 16** et **Figure 17**) se situe au pied du talus et est caractérisé par la présence **de diapirs** (correspondant au 'diapir domain' sur la **Figure 16**). Cette zone structurale contient des structures salifères complexes, telles que des murs de sel, des structures en dos de tortue, des coussins de sel, ou encore des diapirs cylindriques (*Baumgartner & Van Andel, 1971 ; Leyden et al., 1976 ; Marton et al., 2000*).

Dans ce domaine, les diapirs constituent des masses de sel encore parfaitement connectées au niveau salifère autochtone. La plupart des diapirs observés reflètent une

géométrie de nature compressive bien qu'ils semblent se mettre en place dans un régime extensif ayant évolué vers un régime compressif. En effet, l'extension initiée régionalement par le léger basculement de la marge ouest africaine génère le fluage des sédiments vers le pied du talus, grâce au niveau de décollement aptien. Cette importante accumulation sédimentaire en pied de pente engendre la mise en place de contraintes compressives (*Mauduit, 1998 ; Marton et al., 2000 ; Fort, 2002*).

3. LE DOMAINE EN COMPRESSION

Un **domaine en compression** se met en place dans les parties plus distales du bassin pour accommoder l'importante quantité de sédiments post-rifts qui glissent sur le niveau de sel et s'accumulent au pied de la pente (**Figure 16** et la **Figure 17**). Ce domaine compressif est encore très mal défini dans la littérature car les masses de sel allochtones sont très superficielles et constituent un 'écran' qui rend l'imagerie sismique très difficile en-dessous de ces structures. Ce domaine se divise en deux parties :

- **Un domaine à canopées** qui correspond à des masses de sel allochtones très superficielles qui peuvent être ou ne pas être connectées au niveau de sel autochtone. Ces structures salifères en canopées sont très récentes car elles sont uniquement recouvertes par des sédiments plio-pléistocènes.
- **Un domaine de sel massif** qui correspond à un niveau salifère très épais par rapport au niveau de sel autochtone. Cet épaissement, qui peut atteindre 3 000 m de sel, est le résultat d'un empilement de plusieurs unités chevauchantes en réponse à la compression locale, générée par le fluage des sédiments vers le bas de pente. Ces contraintes compressives s'expriment par la mise en place de failles inverses syn-sédimentaires qui accommodent le raccourcissement général de la couverture post-salifère, et permettent l'empilement des unités chevauchantes.

Tous ces bouleversements structuraux liés à la tectonique salifère ont façonné la morphologie actuelle et conditionné la géométrie et la répartition des apports sédimentaires ainsi que des systèmes de chenaux sous-marins et de lobes. La déformation liée à la tectonique salifère engendre des structures telles que des failles normales et des diapirs de sel qui ont une forte influence sur la migration des fluides en profondeur.

VI. CARACTERISTIQUES DE LA ZONE D'ETUDE : MOHO

1. STRATIGRAPHIE SISMIQUE DE LA ZONE DE MOHO

La zone étudiée se situe sur la partie haute du talus, au nord du canyon du Congo, à environ 100 km des côtes congolaises, et correspond à des profondeurs d'eau comprises entre 100 et 1200 m, comme le montre la **Figure 18**.

Cette zone se situe dans le domaine structural en extension (**Figure 16**). Elle est donc caractérisée par l'absence de diapirs de sel et la présence de failles normales listriques, s'enracinant sur le niveau salifère (**Figure 19**). Ces failles normales majeures engendrent une compartimentalisation des sédiments en horsts et en grabens visibles en coupe (**Figure 19**) qui définissent la formation de sillons parallèles entre eux, orientés NO-SE sur le fond marin (**Figure 18.b**)).

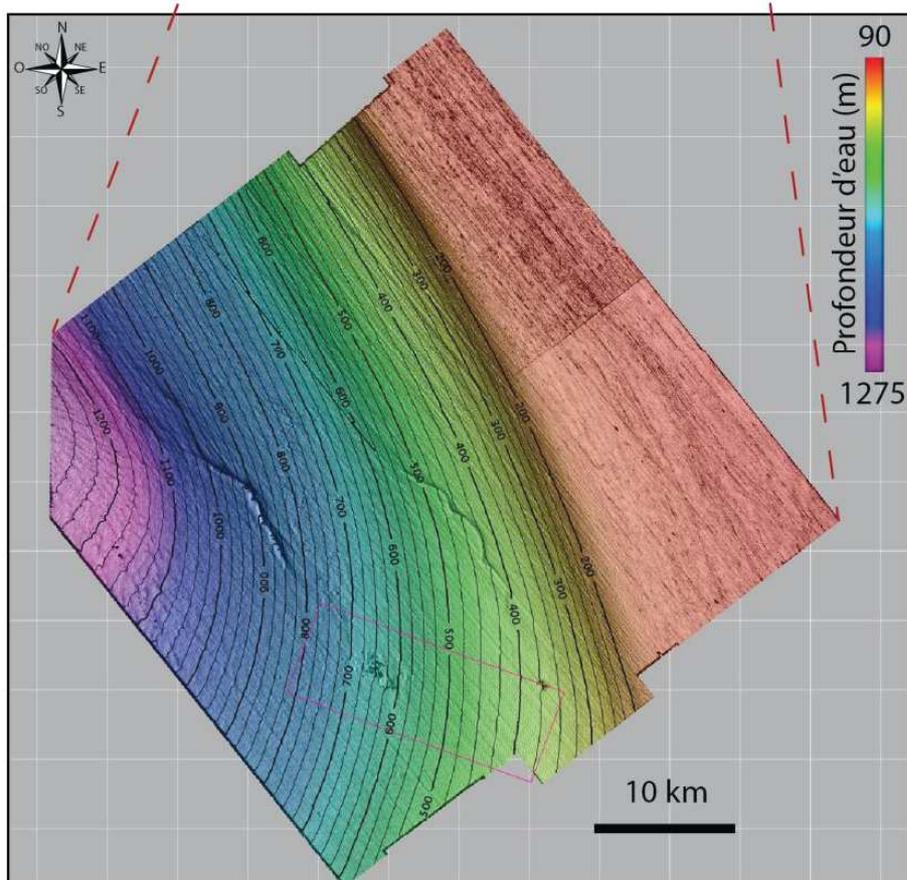
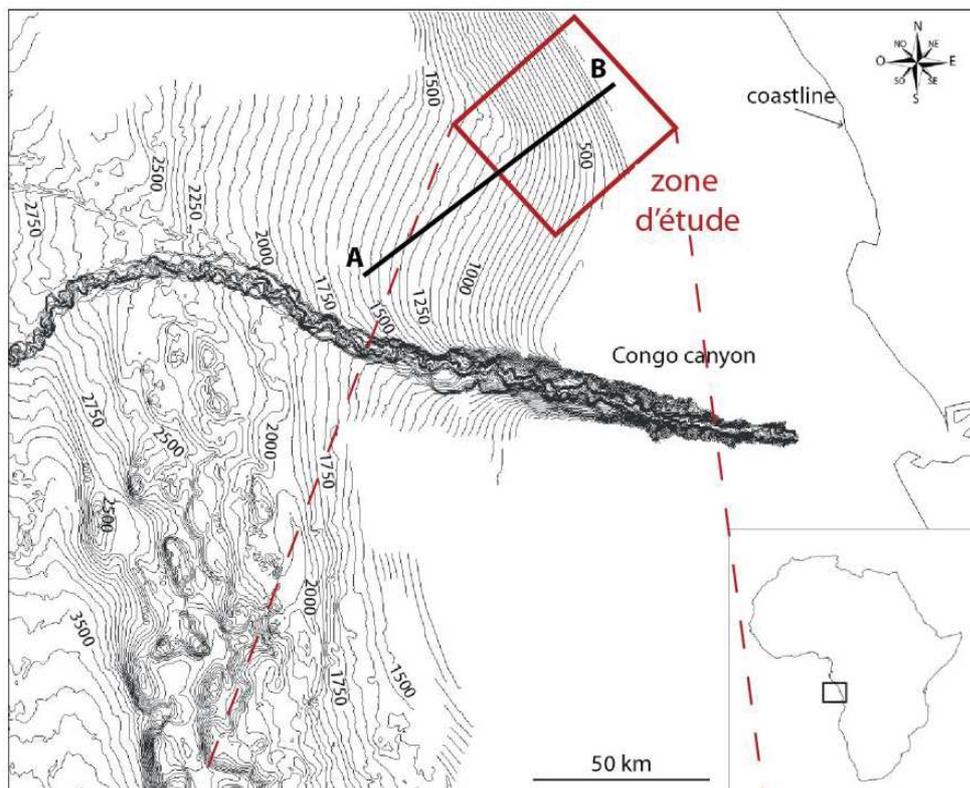


Figure 18 : a) Carte bathymétrique du bassin du Bas Congo illustrant la localisation de la zone d'étude en haut de pente et la position du profil AB de la **Figure 19.** b) Carte de bathymétrie sismique de la zone d'étude.

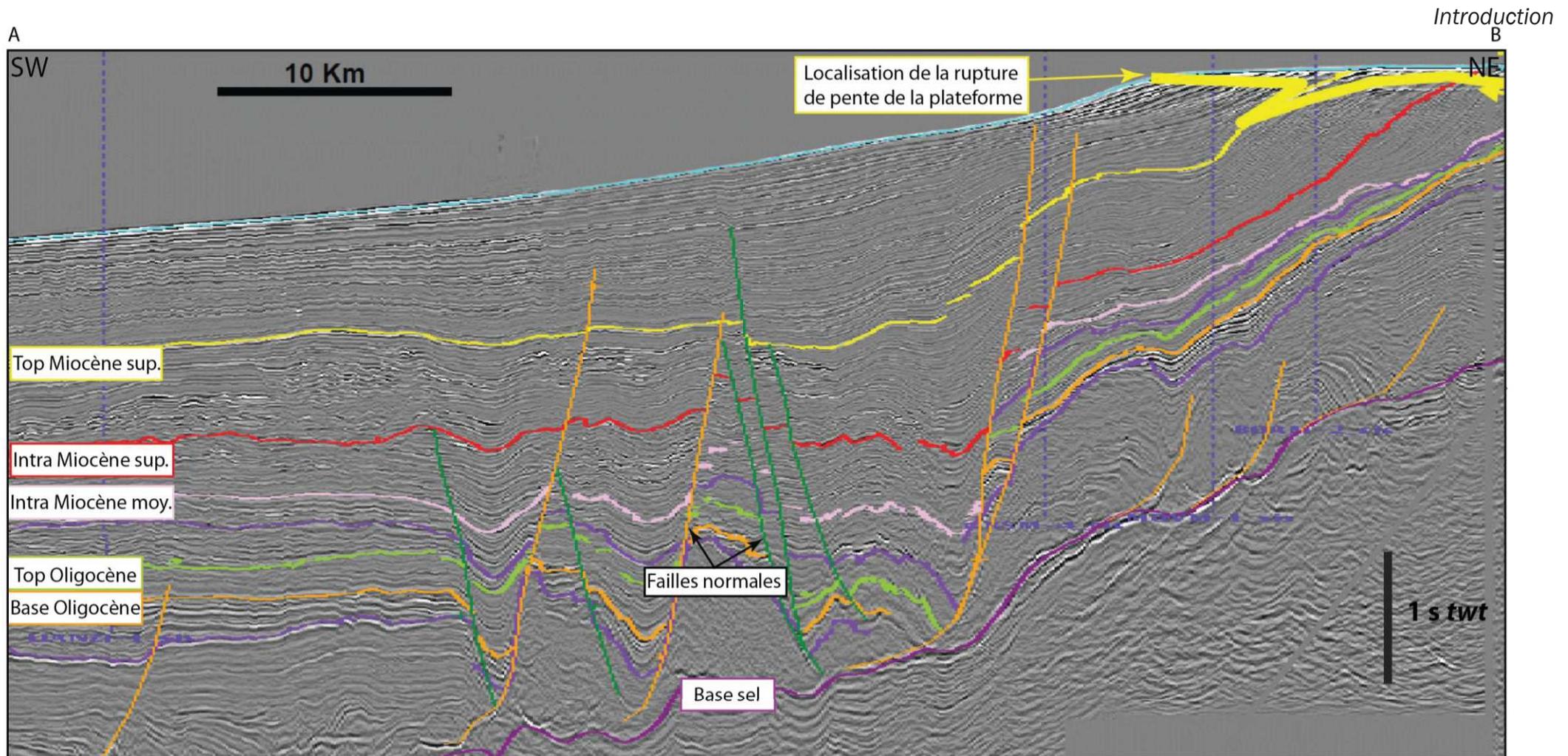


Figure 19 : Section sismique AB, localisée sur la **Figure 18**, sur laquelle les failles normales synthétiques et antithétiques structurant la marge sont indiquées en orange et en vert, ainsi que différentes lignes temps allant de la base oligocène (en orange) au sommet du Miocène supérieur (en jaune).

2. LA SEDIMENTATION SUR LA PENTE

La sédimentation sur la pente du Bassin du bas Congo, et plus particulièrement dans notre zone d'étude a pu être caractérisée par un forage ODP 1076, réalisé à une profondeur de 1404 m (Figure 20), ainsi que des carottes Kullenberg réalisées pendant la mission Zaïango (Figure 21 & Figure 22).

A. Le forage ODP 1076

Le forage ODP 1076 est le plus proximal d'une série de 3 forages ODP réalisés dans le bassin du Bas Congo, au nord du canyon du Congo, afin de se soustraire de son influence. Ce forage de 240 m se situe sur le talus, c'est le plus proche de notre zone d'étude ce qui le rend plus représentatif de la sédimentation dans la zone qui nous intéresse.

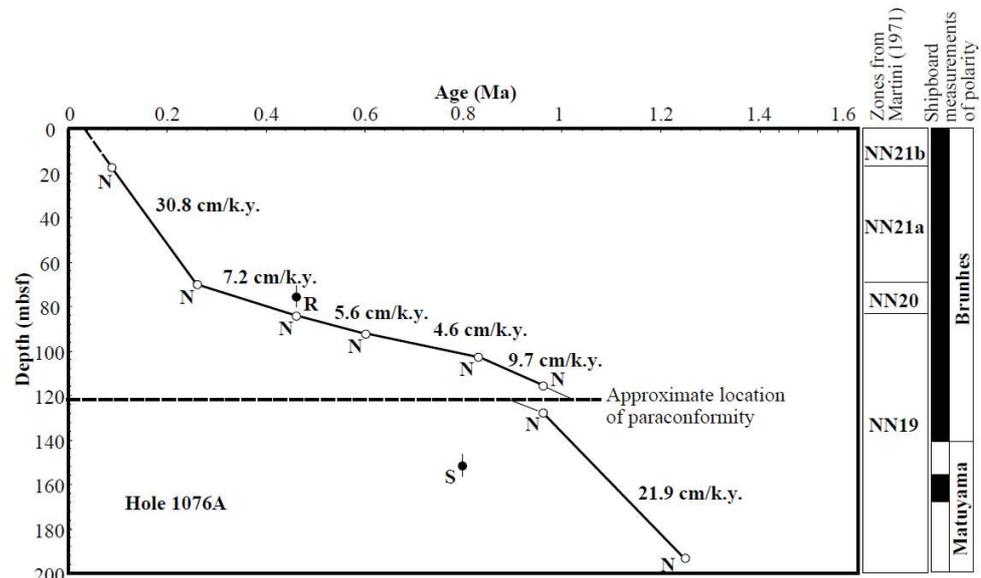


Figure 20 : Diagramme illustrant l'âge des dépôts en fonction de leur profondeur sous le fond de la mer. Les âges sont calculés sur des microfossiles calcaires (cercles ouverts ; N= nanofossiles calcaires) et des microfossiles siliceux (cercles fermés ; S =silicoflagellés et R = radiolaires)

Les sédiments forment une unité lithostratigraphique continue composée d'argiles vertes bioturbées riches en carbone avec peu de fragments de coquilles. La partie biogénique se compose de nanofossiles, de silicoflagellés, de spicules d'éponges siliceuses, de quelques radiolaires et des fragments de foraminifères pouvant être localement très abondants. Des diatomées sont également abondantes dans toute l'unité stratigraphique. Les composants authigéniques correspondent principalement à de la glauconite, de la dolomite et des sulfures de fer. Les analyses aux rayons X ont montré que les argilites de la carotte ODP 1076 étaient composées de six minéraux majeurs : la smectite, la kaolinite, l'illite, le quartz, la calcite et la pyrite. Les taux de sédimentation varient globalement selon trois grandes tendances (Figure 20) :

- Dans la partie superficielle : 250 m/m.a dans les premiers 80 m sous le fond de la mer, soit environ jusqu'à à 0.2 Ma
- Dans la partie médiane : 50 m/m.a entre 80 et 120 m sous le fond de la mer, soit environ ente 0.2 et 1Ma
- Dans la partie la plus profonde : 210 m/m.a entre 120 et 200 m sous le fond de la mer, soit entre 1et 1.2 Ma.

B. Les carottes Kullenberg

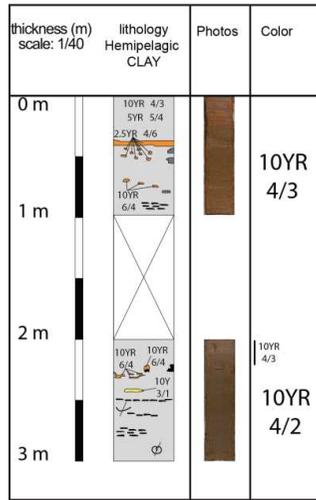
Les carottes Kullenberg mesurent entre 3 et 10 mètres et ont été collectées lors de plusieurs campagnes : Guinness 1 (1992), Guinness 2 (1994) et ZaiROV (2000). Ces carottes mettent en évidence des lithologies remarquablement homogènes sur l'ensemble de la zone échantillonnée. La sédimentation est composée principalement d'argiles brunes sombres, riches en radiolaires et diatomées avec des fragments de coquilles éparses et des teneurs en carbonates faibles (maximum 19%). La description de ces carottes effectuée pendant cette thèse a permis de réaliser 2 planches illustrant cette sédimentation d'argile hémipélagique homogène sur l'ensemble des carottes (**Figure 21 & Figure 22**).

Lors de la description de ces carottes faite à bord du bateau, c'est-à-dire quasiment immédiatement après leur remontée, plusieurs poches de sédiments fluides ont été identifiées à différentes profondeur sur les carottes (**Figure 22**) :

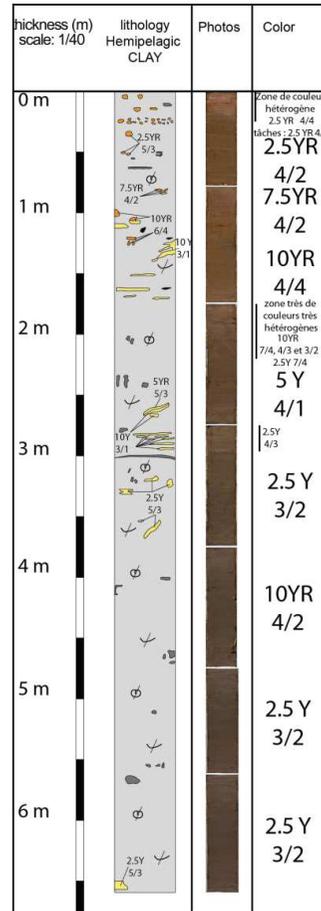
- 3 poches entre 56 cm et 2.7 m sur la carotte FZ2_07,
- 4 poches entre 1.23 m et 3.80 m sur la carotte KZR_25, qui présente également une forte odeur de H₂S dans la partie inférieure de la carotte.
- 1 poche entre 3.30 et 3.45 m sur la carotte KZR_26, qui montre également une forte odeur de H₂S dans le tiers inférieur de la carotte
- 1 poche à 4,40 m sur la carotte KZR_27,
- Des poches de sédiments fluides entre 60 et 85 cm sur la carotte et KZR_28

Ces poches de sédiments fluide pourraient correspondre à des reliquats de la décomposition d'hydrates de gaz suite au réchauffement et à la décompression du sédiment lors du carottage, ou plus exactement lors de la remontée des carottes sur le bateau (e.g *Milkov et al.2004*). En effet, cette opération fait rapidement chuter la pression qui passe d'environ 100 bar (à 1000 m de profondeur d'eau) à 1 bar, et brutalement augmenter la température qui passe de 6°C à environ 25°C. De telles modifications entraineraient la dissociation des hydrates éventuellement présents dans les carottes, ce qui pourrait expliquer les poches de sédiments fluides présentes aléatoirement dans les carottes.

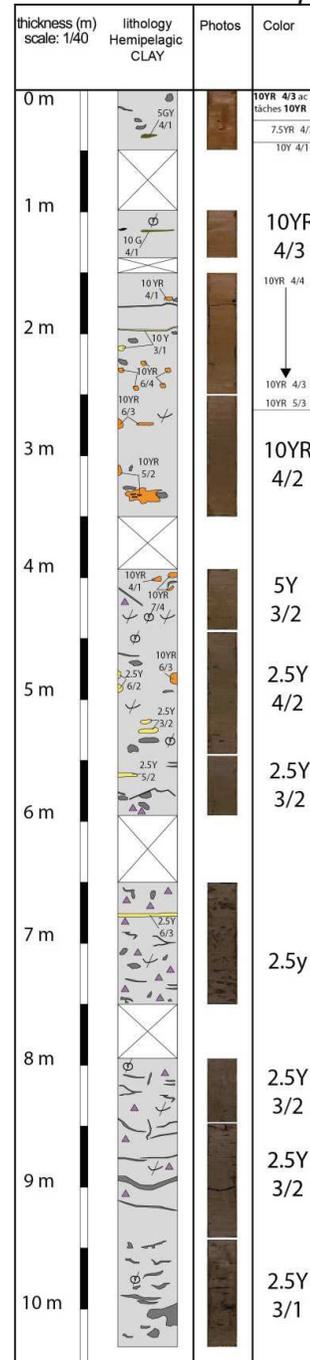
a) KGC_10



b) KGC_06



c) KG2C_05



Légende :

- taches colorees YR (Munsell Chart)
- taches colorees Y (Munsell Chart)
- taches colorees GY (Munsell Chart)
- craquelures et fentes
- : cristaux de pyrite
- Bioturbation
- lamellibranches, bivalves
- : poches d'eau
- : tâches d'oxydation
- fragments de coquilles
- : galet mou (mud clast)
- : MO

Figure 21 : Carottes Kullenberg des campagnes Guinness 1 & 2 illustrant la sédimentation dominée par les argiles hemipélagiques dans la zone d'étude a) carotte KGC_10, b) carotte KGC_06, c) carotte KG2C_05

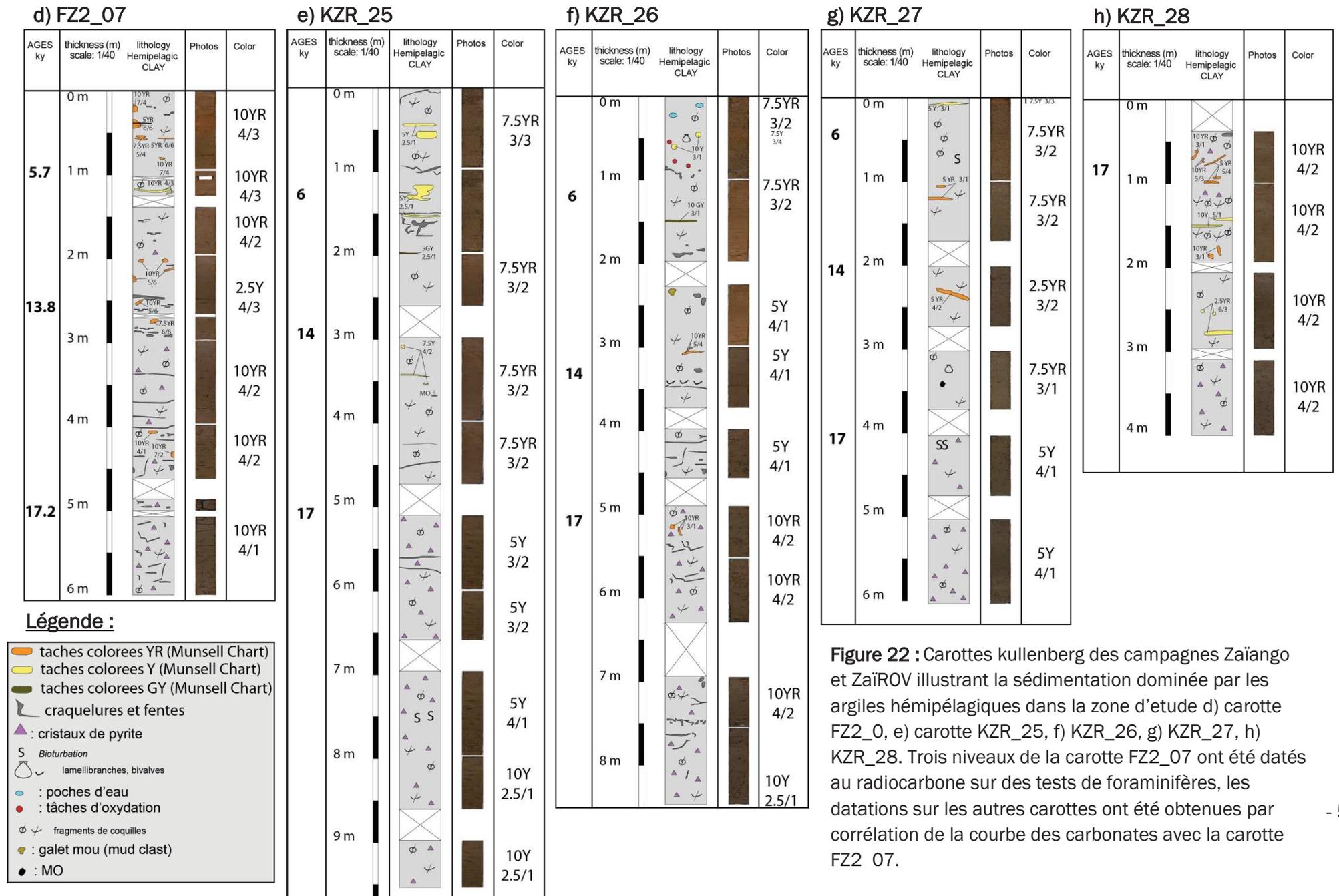


Figure 22 : Carottes kullenberg des campagnes Zaïango et ZaïROV illustrant la sédimentation dominée par les argiles hémipélagiques dans la zone d'étude d) carotte FZ2_0, e) carotte KZR_25, f) KZR_26, g) KZR_27, h) KZR_28. Trois niveaux de la carotte FZ2_07 ont été datés au radiocarbone sur des tests de foraminifères, les datations sur les autres carottes ont été obtenues par corrélation de la courbe des carbonates avec la carotte FZ2_07.

Les teneurs en carbonates ont été mesurées par l'Ifremer et ont montré des valeurs et une variabilité homogènes sur la zone étudiée. Trois pics de carbonates sont visibles, sauf sur la carotte KZR-28 où visiblement il manque environ 550 cm de sédiment (Figure 23). Les trois pics de carbonates de la carotte FZ2_07 ont été datés au radiocarbone sur des tests de foraminifères ce qui a permis de faire un calage stratigraphique de ces trois pics sur cette carotte. Un calage stratigraphique a ensuite été réalisé sur les autres carottes par corrélation avec la teneur en carbonates (Figure 23).

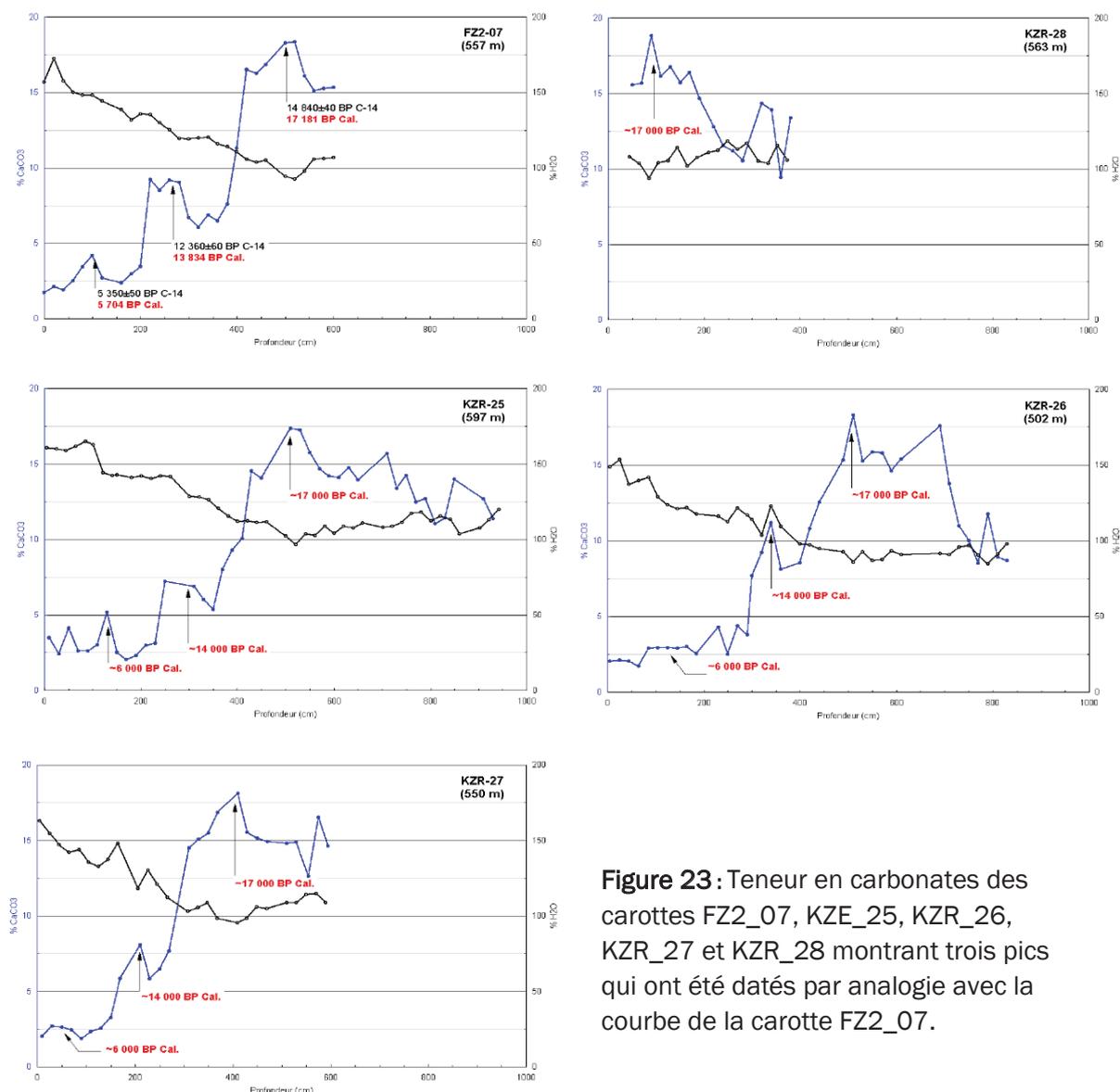


Figure 23 : Teneur en carbonates des carottes FZ2_07, KZE_25, KZR_26, KZR_27 et KZR_28 montrant trois pics qui ont été datés par analogie avec la courbe de la carotte FZ2_07.

La datation des trois pics de teneur en carbonates de la carotte FZ2_07 a donné des âges de 5.7 ka BP Cal., 13.8 ka BP et 17.2 ka BP. Les taux d'accumulation correspondants sont donc de 17.9 cm/ka pour l'Holocène, 20.1 cm/ka pour la transition glaciaire - Holocène et de 70.6 cm/ka pour le début de la déglaciation (Tableau 1 :). La datation des pics de teneur en carbonates des autres carottes par analogie a permis de calculer les taux de sédimentation pour les trois périodes correspondantes (Tableau 1 :) exceptée pour la carotte KZR_28 où il manque visiblement environ 5 m de sédiments.

Les taux de sédimentation obtenus sont globalement similaires sur les quatre carottes avec des valeurs comprises entre 8.3 et 21.7 cm/ka pour la période Holocène, entre 20 et 26.9 cm/ka pour la transition glaciaire – Holocène et entre 56.7 et 70.6 cm/ka pour le début de la déglaciation (**Tableau 1** :). Les taux de sédimentation moyens sur l'ensemble de la carotte sont compris entre 24.1 et 30 cm/ka

Tableau 1 : Compilation des données relatives aux carottes FZ2_07, KZE_25, KZR_26, KZR_27 et KZR_28

	Carotte	Age (ka Cal. BP)	Profondeur (cm)	Taux de sédimentation (cm.ka ⁻¹)	Taux de sédimentation moyen (cm.ka ⁻¹)	Origine	
Stabilité des hydrates	FZ2-07	5.7	102	17.9		C-14	
		13.8	265	20.1		C-14	
		17.2	505	70.6	29.4	C-14	
	KZR-25	~6.0	130	21.7		Corrélation FZ2-07	
		~14.0	300	21.3		Corrélation FZ2-07	
		~17.0	510	70.0	30.0	Corrélation FZ2-07	
	KZR-28	~17.0	90	5.3	5.3	Corrélation FZ2-07	
	Hors-stabilité	KZR-26	~6.0	125	20.8		Corrélation FZ2-07
			~14.0	340	26.9		Corrélation FZ2-07
KZR-27		~17.0	510	56.7	30.0	Corrélation FZ2-07	
		~6.0	50	8.3		Corrélation FZ2-07	
Pinch-out	KZR-27	~14.0	210	20.0		Corrélation FZ2-07	
		~17.0	410	66.7	24.1	Corrélation FZ2-07	

3. LES FAILLES POLYGONALES

Les systèmes de failles polygonales (*Cartwright, 2011*) sont définis par la présence d'un réseau de failles normales qui affectent un intervalle stratigraphique bien délimité et dont la vue en carte ne met pas d'orientation préférentielle en évidence (*Cartwright & Lonergan, 1996*).

La formation des failles polygonales semble être contrôlée par la taille des grains des sédiments qu'elles recoupent ainsi que leur minéralogie ; en particulier des sédiments argileux enrichis en smectite qui semblent jouer un rôle prépondérant dans la formation de ces structures (*Cartwright & Dewhurst, 1998 ; Dewhurst et al., 1999*). Les mécanismes de formation des failles polygonales sont encore assez controversés dans la littérature. Le processus le plus couramment admis aujourd'hui a été proposé par *Cartwright & Lonergan (1996)*, qui suggèrent que les failles polygonales se forment grâce à un processus de contraction des sédiments, qui expulsent les fluides interstitiels, très précocement, au début de la compaction. Plus récemment, une hypothèse mettant en scène des réactions diagénétiques provoquant des changements de volume pendant la phase d'enfouissement précoce a également été mise en avant (*Cartwright, 2011; Shin et al., 2010*).

Dans la zone d'étude, les sédiments de la tranche Pliocène-Actuel sont intensément affectés par la présence de failles normales à faible rejet et très rapprochées, appelées les failles polygonales, ce qui forme un intervalle dit « haché faillé » présent dans tout le bassin du Bas Congo (*Gay et al., 2004*), comme le montre la **Figure 24**. Ces failles polygonales semblent s'enraciner à la base du Pliocène et s'amortir en sub-surface, à environ 100 ms twt sous le fond de l'eau (**Figure 24**).

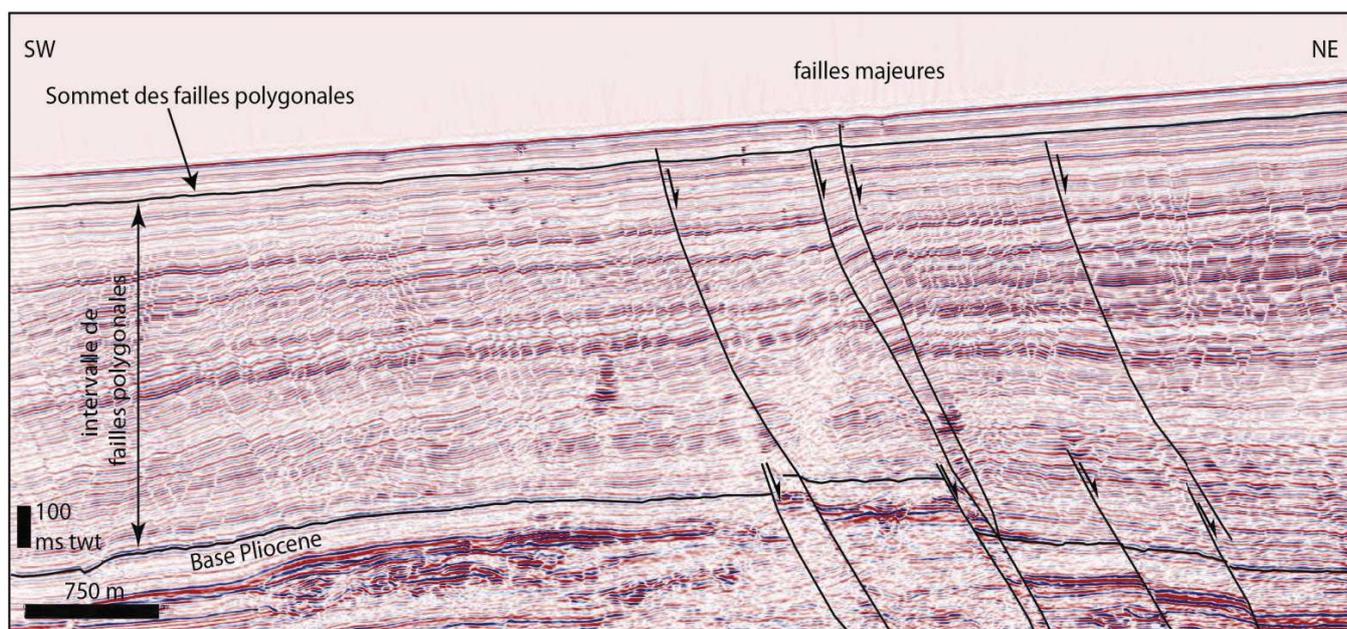


Figure 24 : Profil sismique orienté SW-NE illustrant le dense réseau de failles polygonales qui s'enracine à la base du Pliocène et s'amortit en sub-surface (profondeur donnée en twt = temps double).

Sur une vue en carte, l'intersection de ces failles polygonales avec un horizon sismique montre l'évolution de la forme du réseau de faille vers le bas de la pente (**Figure 25**) :

- En haut de pente, le réseau de faille n'est pas très dense et forme des structures polygonales assez larges.
- En milieu de pente, le réseau de faille se densifie et forme des petites structures de direction aléatoire ne définissant pas de formes géométriques distinctes.
- Dans la partie la plus profonde, le réseau de failles polygonales semble être aussi dense mais surtout plus structuré, car il définit des formes géométriques bien distinctes, plus proches des géométries de type « mud-cracks ».

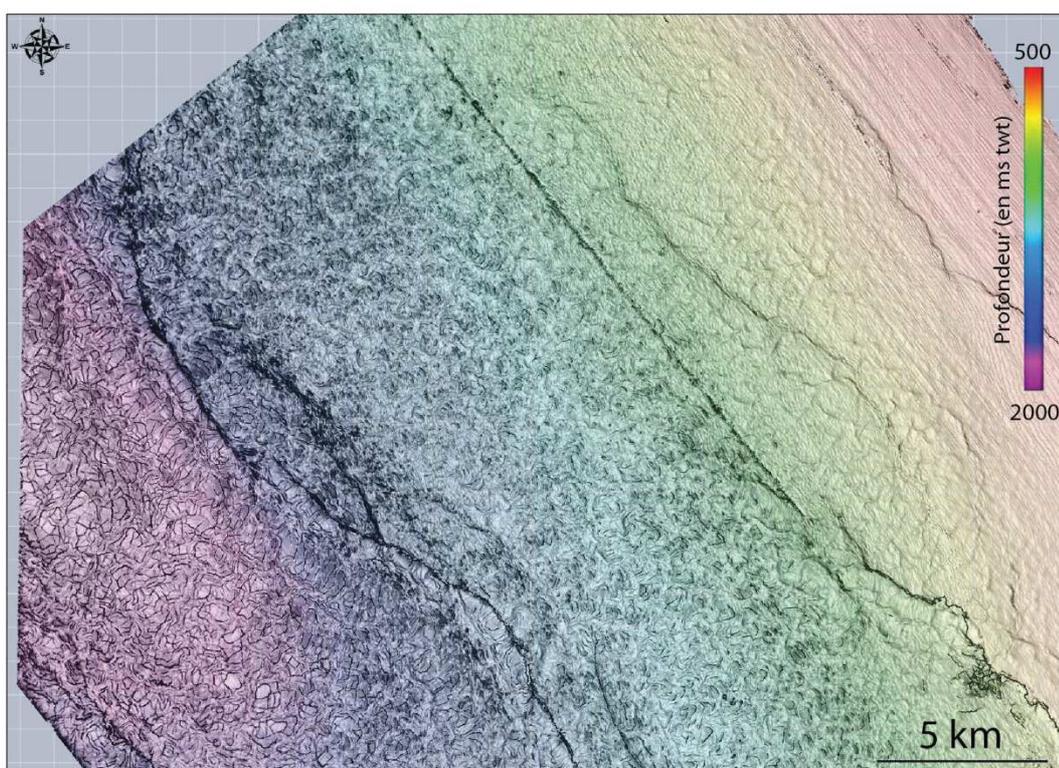


Figure 25 : Carte isochrone d'un horizon sismique à l'intérieur de l'intervalle « haché-faillé », superposée à une carte des pendages, qui illustrent la section de ce réseau de faille avec la stratification.

VII. CONCLUSION

Le bassin du Bas Congo est initié par l'ouverture de l'océan Atlantique Sud au Crétacé inférieur. Il est caractérisé par la présence d'un important niveau salifère aptien sur lesquels vont fluer les unités sédimentaires post rift créant ainsi un domaine en extension en haut de pente qui évolue vers des contraintes compressives en bas de pente. La sédimentation post rift s'organise principalement en deux super-unités : une unité aggradante de l'Albien à l'Oligocène inférieur et une unité progradante, avec la mise en place du cône du Congo, à partir du début de l'Oligocène jusqu'à l'Actuel.

La zone étudiée pendant cette thèse se situe dans la partie amont de la pente correspondant au domaine en extension. De plus cette étude se concentre sur l'intervalle Mio-pliocène, marqué par une progradation générale de la marge.

Depuis la base du Pliocène, la sédimentation sur le talus correspond principalement à des argiles hémipélagiques, qui sont le siège d'un important réseau de failles polygonales. Les taux de sédimentation sur le talus, pour la partie supérieure correspondant aux 80 premiers mètres sous le fond de l'eau, sont de l'ordre de 30 cm/ka.

Ces informations sont capitales dans la compréhension de la distribution des dépôts dans le bassin et de leur nature. Cela permet de mieux situer les corps réservoirs dans le bassin, et d'identifier ainsi des réservoirs temporaires pour les fluides ainsi que des chemins de migration potentiels représentés par les failles normales majeures et ou les failles polygonales.

CHAPITRE DEUXIEME : *MATERIELS ET*
METHODES

I. INTRODUCTION

Ce chapitre présente les données utilisées dans cette étude et leur utilisation dans le but de mieux caractériser les échappements de fluide sur la zone d'intérêt. Les travaux présentés dans la suite de ce manuscrit sont basés sur l'analyse de données géophysiques (correspondant principalement à de la sismique 2D et 3D), sédimentologiques et géotechniques. Ces données ont été acquises au cours de plusieurs campagnes océanographiques menées de 1992 à aujourd'hui.

La **première partie** est consacrée aux données sismiques qui ont une place prépondérante dans l'étude des migrations de fluides présentée ici. Ces données sont de nature (2D, 3D) différentes, et de résolutions variables (de quelques centimètres à une dizaine de mètres).

En outre, la zone d'étude dispose d'un jeu de données très riche qui permet d'aborder l'étude de la remobilisation des sédiments sous l'effet du gaz sous différents angles, avec des outils différents apportant des informations à différentes échelles.

La **seconde partie** présente les différents carottages utilisés ainsi que les données de pénétration.

La **troisième partie** présente les données acquises par le robot sous-marin (ROV) comprenant des vidéos du fond de l'eau, des prélèvements des eaux de fond pour analyses en éléments dissous (CH₄, Fe, Mn) ainsi que des prélèvements d'échantillons de roches carbonatées.

La **quatrième partie** correspond aux analyses effectuées sur ces échantillons de roche et comprennent une étude pétrographique sur lames minces, au microscope optique et au MEB, ainsi que des mesures isotopiques du carbone et de l'oxygène.

II. LES DONNEES GEOPHYSIQUES

1. LES DONNEES DE SISMOLOGIE REFLEXION

Les données géophysiques utilisées dans cette étude (**Figure 26**) comprennent d'une part de la sismique 3D, d'autre part des données de surface acquises au moyen d'un appareil AUV (Autonomous Underwater Vehicle) **C-Surveyor I™**, qui est équipé d'un sondeur multifaisceaux (bathymétrie), d'un « Sub-Bottom profiler » (sismique 2D THR) et d'un sonar à balayage latéral (*Side Scan Sonar ou SSS*).

A. La sismique 3D pétrolière et la 3D HR

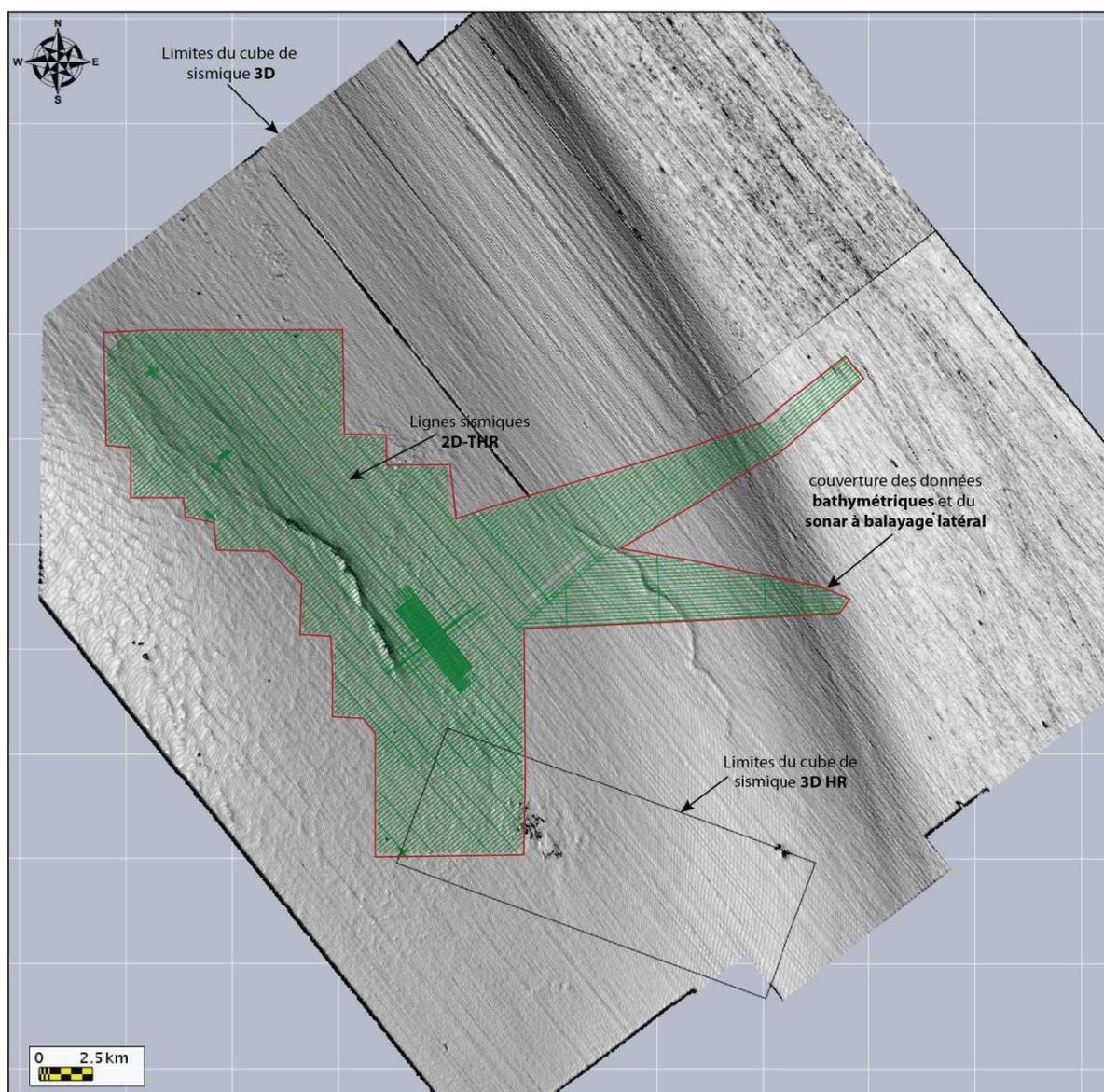


Figure 26 : Carte de pendage, issue des données de sismique 3D, permettant de localiser les données géophysiques utilisées dans cette étude comprenant : la sismique 3D (dont la couverture correspond à la carte), la sismique 3D HR (rectangle noir), la sismique 2D THR (lignes formant le quadrillage vert), et la bathymétrie ainsi que les données de sonar à balayage latéral (zone bordée

a. Principe d'acquisition

La sismique 3D a pour objectif d'obtenir une vision tridimensionnelle des séries sédimentaires enfouies. Elle consiste à acquérir un bloc de données sismiques qui permet d'avoir une vision sismique du sous-sol dans toutes les directions de l'espace.

En domaine marin, l'acquisition des données sismiques 3D se fait au moyen d'un bateau qui tire derrière lui plusieurs flûtes sismiques parallèles les unes aux autres, qui sont composées de centaines d'hydrophones régulièrement espacés (**Figure 27**). Le principe consiste ensuite à décharger brusquement dans l'eau de l'air comprimé à haute pression pour provoquer une onde sismique qui sera ensuite enregistrée par les hydrophones (**Figure 27**).

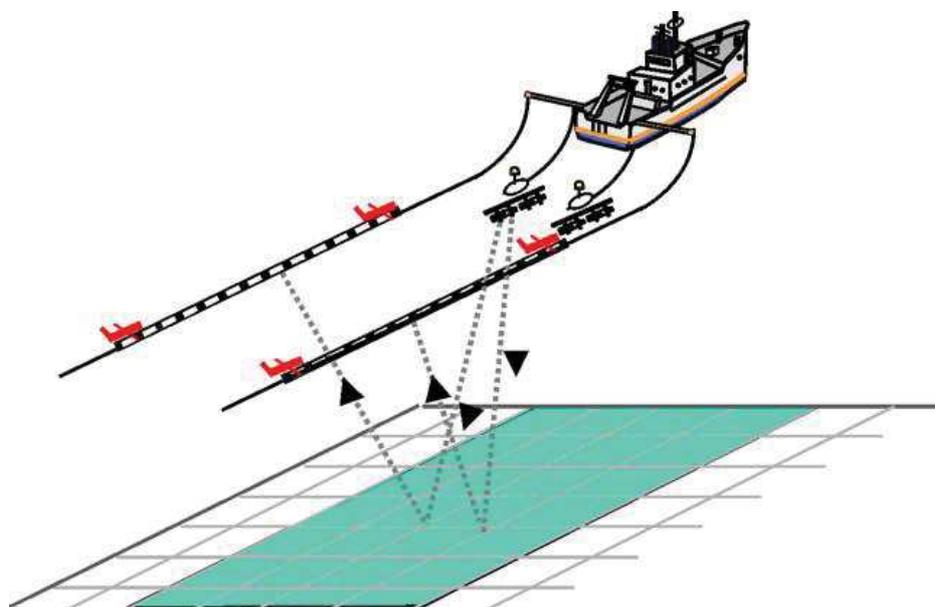


Figure 27 : Schéma du dispositif d'acquisition de données sismiques HR, sur un navire hauturier (deux flûtes sismiques/ deux sources sismiques)

Cette technique nécessite un positionnement extrêmement précis, assuré par un système GPS différentiel, qui définit ainsi la grille de référence (ou maillage horizontal) correspondant à la surface à investiguer. La résolution horizontale est définie par la largeur d'une maille élémentaire, qui correspond à la demi-distance entre chaque récepteur (correspondant à 6.25 m ou à 12.5 m dans cette étude). Le signal sismique ainsi reçu va subir plusieurs traitements numériques avant de pouvoir être interprété.

Ce système permet d'obtenir un volume de données sismiques (cube 3D), à partir duquel il est possible d'extraire des lignes dans le sens de l'acquisition (*inlines*). Les lignes perpendiculaires à la direction d'acquisition (*crosslines*) ainsi que des lignes correspondant à des directions arbitraires (*arbitrary lines*) sont calculées à partir des *inlines*. Il est également possible de visualiser les données sismiques sur des sections-plans horizontales, correspondant à une même profondeur-temps (*timeslices*).

b. Les données

Pour cette étude, nous disposons de deux blocs de sismiques 3D, localisés sur la **Figure 26**. Un premier bloc correspondant à des données de sismique 3D d'exploration qui couvre une surface d'environ 1 900 km² avec un pas d'échantillonnage de 12.5 m et un échantillonnage vertical de 4 ms. Un second bloc correspondant à des données de sismique 3D HR (Haute Résolution) qui couvre une surface d'environ 120 km². Ce dernier dispose d'une maille plus resserrée correspondant à un pas d'échantillonnage de 6.25 m et un échantillonnage vertical de 3 ms.

Chacun de ces deux blocs sismiques a été traité par la méthode AVO (amplitude versus offset) qui permet de regarder les variations d'amplitude en fonction de l'angle d'incidence du signal sismique sur les réflecteurs. Les variations du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence sont très sensibles à la nature des fluides contenus dans les réservoirs peu enfouis, fournissant ainsi un outil de "détection directe d'hydrocarbures". Le traitement sismique par AVO permet ainsi de générer plusieurs blocs géophysiques, dont notamment :

- un cube « FAR » qui correspond à des angles d'incidence plus grands et une moins bonne résolution à la sismique (**Figure 28.b**).
- un cube « NEAR » qui correspond à des angles d'incidence du signal sismique proches de la verticale, ce qui permet une meilleure résolution de la partie superficielle des données. Ce cube est donc le plus intéressant pour l'étude de petits objets tels que les « patches d'amplitudes » généralement observés dans le cadre de la remobilisation sédimentaire par les fluides (**Figure 28.a**).

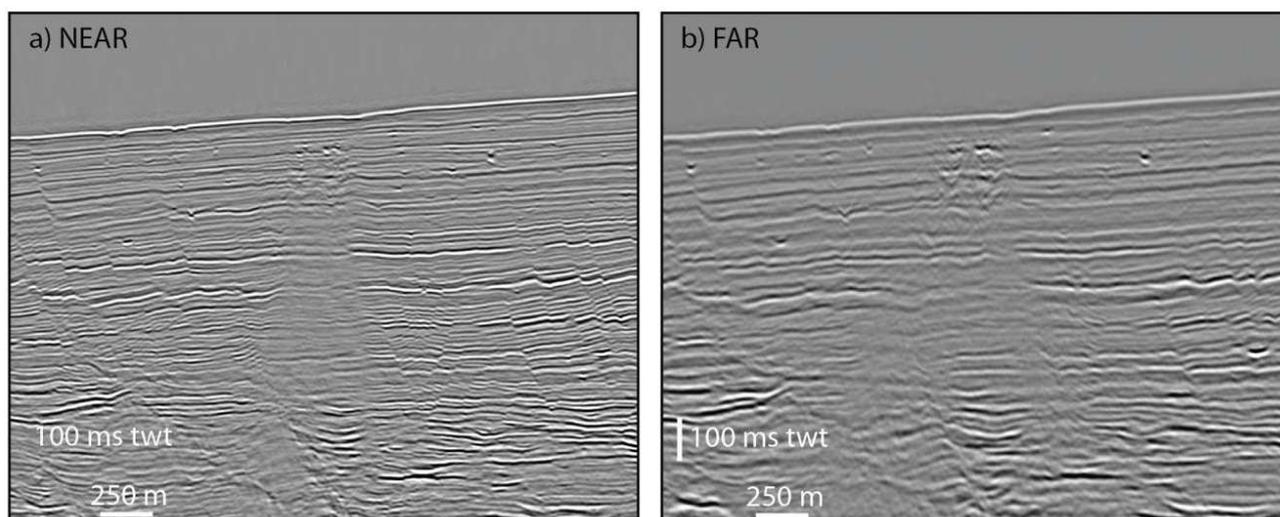


Figure 28 : Profils sismiques issus des données 3D HR illustrant la baisse de résolution dans la partie superficielle entre a) le cube NEAR et b) le cube FAR

c. La méthodologie d'interprétation de ces données

Les données 3D sont ensuite interprétées sur des stations sismiques utilisant le logiciel *Sismage*, développé en interne par Total (*Guillon & Keskes, 2004*). Il permet notamment de travailler sur les aspects structuraux, sédimentaires, ou encore sur les fuites de fluides et la « plomberie » associée à la remobilisation des sédiments par les fluides.

Pour l'étude du bloc de sismique 3D, nous avons utilisé la technique de propagation des horizons qui se fait de manière semi-automatique sur des sections sismiques (ou profils), ce qui permet d'obtenir des cartes des horizons ainsi identifiés. Le pointé d'horizon permet de calculer automatiquement des cartes isochrones (*isochron*) qui sont exprimées en profondeur temps double (**Figure 29.a**) et des cartes d'amplitude (**Figure 29.e**).

Le signal sismique des données 3D donne également d'autres informations utilisables grâce au calcul d'attributs sismiques qui sont obtenus de deux manières différentes. D'après *Bahorich & Farmer, 1995*, on distingue d'une part les calculs qui se basent sur l'information de profondeur/temps (*isochron* en temps double en sismique) donnée par le signal, comme le pendage (*dip*) et l'azimut (*azimuth*) ; et d'autre part ceux qui se basent sur l'information amplitude du signal sismique, comme l'amplitude (*amplitude*) qui est automatiquement calculée et la cohérence (*coherency*) (**Figure 29**) :

- Le calcul du pendage (**Figure 29.b**) correspond à une estimation de la pente locale (exprimée en degré), qui est calculée en faisant une moyenne sur les 8 points adjacents.
- L'azimut (**Figure 29.d**) correspond au calcul de la direction des pendages afin de faire ressortir les pendages inverses à la pente régionale.
- L'attribut **cohérence** (**Figure 29.f**) permet d'estimer le degré de corrélation entre deux traces voisines. Ce calcul est fait sur une fenêtre, dont on choisit la taille au préalable, ce qui prédéfinit le nombre de traces à comparer entre elles (ici 10 traces), et par conséquent la résolution des résultats obtenus (carte ou profil).

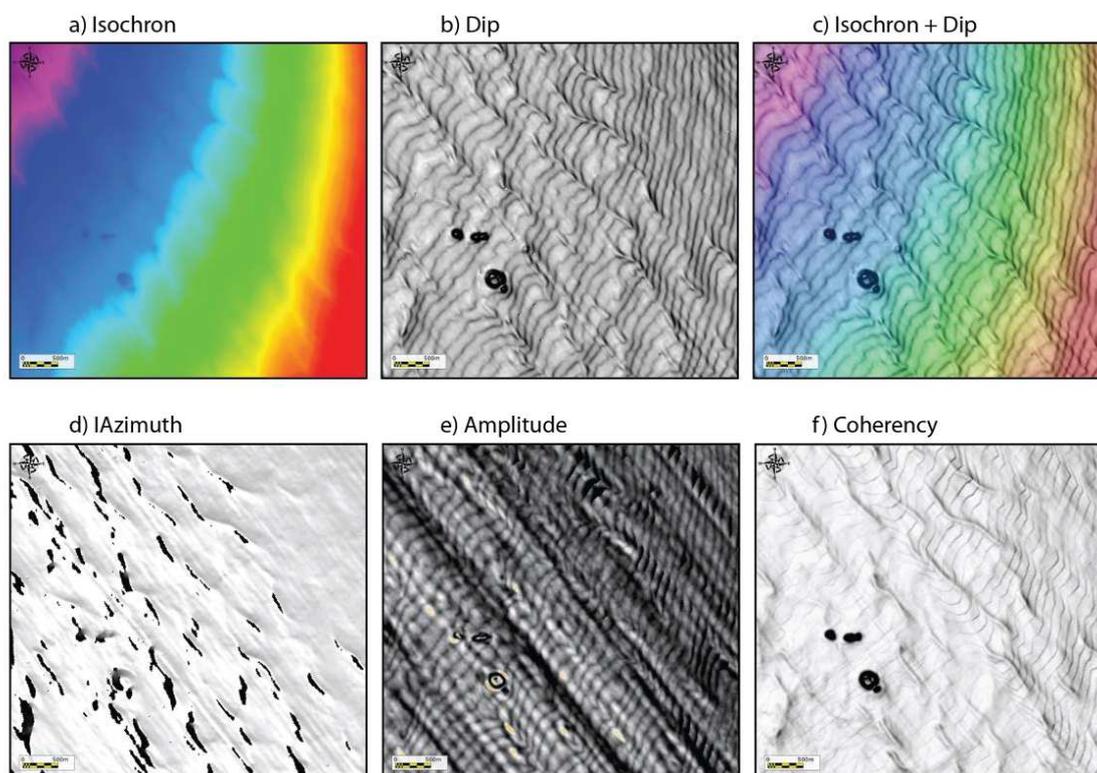


Figure 29 : Cartes des principaux attributs de sismique 3D utilisés dans cette étude : a) Isochrone, b) Pendage, c) Superposition de l'isochrone et du pendage, d) Azimut, e) Amplitude et f) Cohérence.

B. La sismique 2D - THR (très haute haute résolution)

Les données de sismique 2D THR ont pour but d'obtenir une vision en coupe des séries sédimentaires à très haute résolution, afin d'obtenir des détails sur les sédiments très superficiels, dans un but principalement géotechnique.

Pour cette étude, nous disposons d'environ 2 000 km de données 2D THR qui s'organisent majoritairement en profils sismiques orientés SW-NE, espacées d'environ 175 m les uns des autres (**Figure 26**). D'autres profils les recoupent perpendiculairement (avec une direction SE-NW), et sont quant à eux espacés d'environ 1000 m.

L'acquisition des données 2D THR se fait par des émissions du signal sismique, sous forme d'impulsions, qui sont générées dans la bande de fréquences comprises entre 2 et 8 kHz. La haute fréquence du signal ne permet qu'une faible pénétration dans les sédiments, qui est de l'ordre de 100 ms twt. Aucune réflexion sismique n'a donc pu être identifiée en dessous de 70 m sous le fond de l'eau. Par ailleurs, le haut contenu fréquentiel de ces données permet une résolution très fine, qui est comprise entre 6 et 10 cm.

Les profils de sismique 2D ont également été interprétés grâce au logiciel Sismage, qui permet une visualisation des lignes (**Figure 30.a**) mais également le calcul d'attributs tels que « l'enveloppe » (**Figure 30.b**). Cet attribut est obtenu à partir de l'amplitude du signal sismique par le biais du calcul de la moyenne RMS (*Root Mean Square* = Racine des moyennes au carré) effectué sur une fenêtre glissante, ce qui a pour conséquence de faire ressortir les zones de plus forte amplitude (en noir) par rapport au reste du profil sismique (en gris clair/blanc). Néanmoins, la résolution de l'attribut enveloppe est de moins bonne résolution que celle de l'amplitude, du fait du calcul d'une « moyenne glissante ». L'information donnée par l'enveloppe est donc dégradée par rapport à l'amplitude qui est plus riche et permet d'avoir plus de détails.

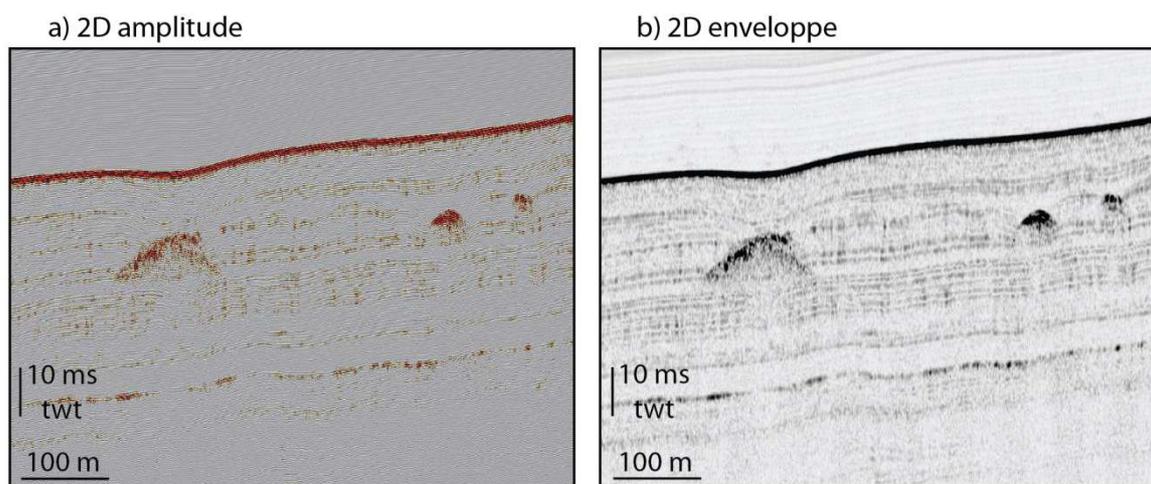


Figure 30 : Profils sismiques 2D THR des données sismiques : a) en amplitude et b) avec l'attribut enveloppe.

L'utilisation des données 2D THR a permis de pointer des horizons sismiques très superficiels par le biais d'un pointé manuel effectué sur des profils sismiques en enveloppe, qui permettent de faire ressortir les horizons sismiques. Ces données ont également permis d'étudier les anomalies d'amplitudes très superficielles d'une part avec l'attribut enveloppe qui permet d'identifier rapidement la présence d'anomalies de forte amplitude ainsi que leur géométrie globale ; et d'autre part avec l'amplitude qui permet d'avoir une résolution plus fine et donc plus de détails sur ces anomalies d'amplitude.

2. LA BATHYMETRIE ET LE SONAR A BALAYAGE LATERAL

La bathymétrie correspond à la mesure des profondeurs et des reliefs des océans afin de pouvoir cartographier la topographie des fonds marins. Pour explorer les fonds marins, les navires océanographiques sont équipés de sondeurs multifaisceaux (Figure 31).

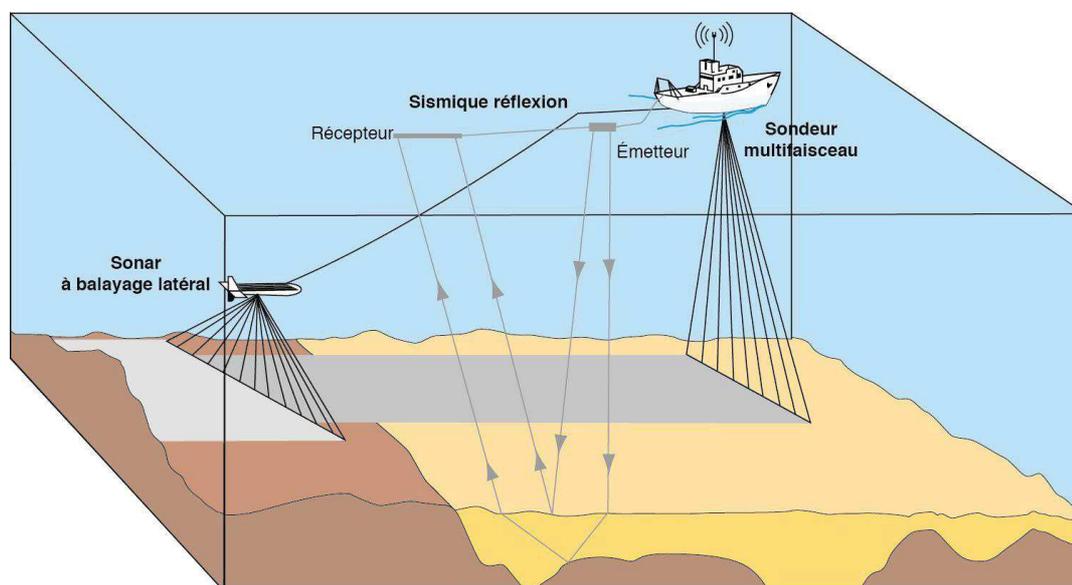


Figure 31 : Schéma des différents outils d'imagerie acoustique utilisés : la sismique réflexion, le sondeur multifaisceaux et le sonar à balayage latéral (source image : <https://data.ifremer.fr>)

Ces systèmes acoustiques permettant d'obtenir, d'une part, des relevés topographiques sur les reliefs sous-marins (bathymétrie, Figure 32.a), et d'autre part, des images sonar présentant la réflectivité locale du fond, et donc sa nature (réflectivité, Figure 32.b). L'imagerie acoustique utilise des sonars à balayage latéral (ou *Side Scan Sonar* (SSS)) qui enregistrent le signal latéralement à la direction d'avancée du sonar (Figure 32.b). Ce signal est ensuite juxtaposé aux signaux successifs déjà obtenus par le sonar pendant son avancée, constituant ainsi, ligne après ligne, une véritable "image acoustique du fond".

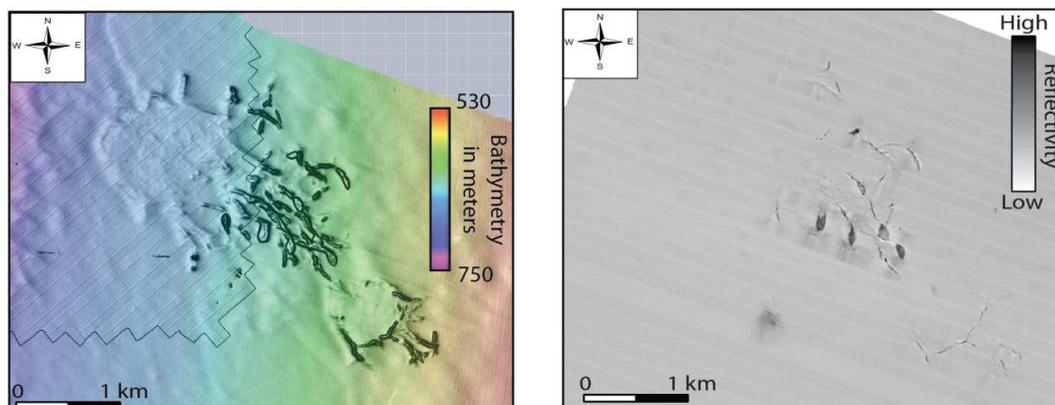


Figure 32 : Cartes du fond de l'eau a) bathymétrique (sondeur multifaisceaux) montrant un grand niveau de détails ; et b) de réflectivité (Sonar à balayage latéral) montrant un fond de l'eau homogène sauf au niveau de quelques pockmarks.

A. La bathymétrie

Dans notre zone d'étude, les données bathymétriques ont permis d'obtenir une carte du fond de l'eau couvrant une surface d'environ 350 km² (**Figure 26**). L'acquisition de la bathymétrie s'est faite au moyen d'un sondeur multifaisceaux qui envoie des impulsions sonores sous le bateau, avec une fréquence de 200 kHz, et enregistre les échos renvoyés par les obstacles rencontrés (**Figure 31**).

La distance est ensuite obtenue par la mesure du temps écoulé entre l'émission et la réception de l'écho. Cela permet de déterminer ainsi la profondeur et le relief. Ce sondeur mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions, ce qui permet d'explorer le fond sur une bande dont la taille varie en fonction de la profondeur d'eau, avec une très grande résolution, de l'ordre de 3 m latéralement, et une pénétration verticale de l'ordre de quelques centimètres. Les données bathymétriques ont ensuite été traitées avec une taille de maille de 3m, sur le logiciel *HydroMap*, appartenant à C&C. Les valeurs de profondeur obtenues correspondent aux plus faibles hauteurs de vagues (*LAT : Lowest Astronomical Tide*).

B. Le sonar à balayage latéral

Le sonar à balayage latéral utilise les propriétés de rétrodiffusion acoustique des fonds marins, c'est à dire la manière dont le fond renvoie les ondes acoustiques en fonction de l'angle d'incidence (**Figure 31**). Ce système envoie un faisceau sonore étroit émis avec une incidence rasante, qui intercepte le fond selon une fine bande s'évasant avec la distance. L'énergie de retour, ou rétrodiffusée est codée en 256 niveaux de gris, qui varient selon les différents types de fond (**Figure 32.a**). Deux facteurs interviennent sur la variation d'intensité de gris : les propriétés du sédiment (granulométrie, porosité, degré de compaction) qui déterminent la réflectivité, et l'allure du fond (rugosité, topographie).

Dans notre zone d'étude, le sonar à balayage latéral utilise un signal avec une large bande de fréquences modulées (FM) afin d'obtenir des images de haute résolution avec une couverture de 350 km² (**Figure 26**). Ce sonar transmet simultanément des impulsions FM centrées sur deux fréquences distinctes : 120 kHz et 410 kHz qui correspondent à des résolutions maximales respectives de 6,25 cm et 1,8 cm. La pénétration acoustique peut atteindre quelques centimètres, selon la nature des sédiments du fond marin.

III. LES CAROTTES ET LES DONNEES DE PENETRATION

1. LES DONNEES DE CAROTTES

La zone d'étude a été investiguée par plusieurs campagnes marines menées de 1992 à 2012 (**Tableau 2**). Ces campagnes ont permis de prélever des carottes selon différentes techniques d'acquisition, dans un but à la fois sédimentologique et géotechnique. Voici un tableau récapitulatif (**Tableau 2**) des carottes utilisées dans cette étude, qui sont localisées dans le bassin selon le plan de position de la **Figure 33**.

Tableau 2 : Caractéristiques des données de carottages utilisées dans la zone du bassin du Bas Congo

Année	Campagne	méthode	Nom	Profondeur d'eau (en m)	Longueur de la carotte (en m)
1998		Forage ODP	ODP 1076	1402	204
1999	Gardline	Küllenberg	HM99-1	634	2,6
1999	Gardline	Küllenberg	HM99-2	698	3,1
1999	Gardline	Küllenberg	HM99-3	925	3,3
1999	Gardline	Küllenberg	HM99-4	353	3,2
1992	Guinness 1	Küllenberg	KGC_06	800	6,8
1992	Guinness 1	Küllenberg	KGC_10	835	3
1994	Guinness 2	Küllenberg	KG2C_05	685	10,3
2000	ZaiROV	ROV	FZ2_07	557	6
2000	ZaiROV	ROV	KZR_25	598	9,6
2000	ZaiROV	ROV	KZR_26	525	8,5
2000	ZaiROV	ROV	KZR_27	565	6
2000	ZaiROV	ROV	KZR_28	562	4
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC FPU N	794	21,5
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC FPU W	833	19,70
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC FPU S	787	20,70
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC FPU E	754	20,70
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC M31	747	19,90
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC M32	782	22,80
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC RB	798	21,5
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC M1001	918	20 60
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC M1002	945	21,20
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC M1003	987	23,90
2012	Moho-Nord	StaCore	LPC_M1004	1044	23 3
2012	Moho-Nord	Drilling	BH TLP SPL	781	150
2012	Moho-Nord	Drilling	BH STAD WSW	818	65
2012	Moho-Nord	Drilling	BH STAD ENE	739	62
2012	Moho-Nord	Drilling	BH FPU NNW	794	61,5
2012	Moho-Nord	Drilling	BH FPU SSE	788	64

Dans cette étude les carottes ont été utilisées, d'une part pour une meilleure caractérisation des sédiments, d'autre part pour déceler d'éventuels indices de migration de fluides à la fois par la description de ces carottes et par l'analyse de leur contenu en hydrocarbures.

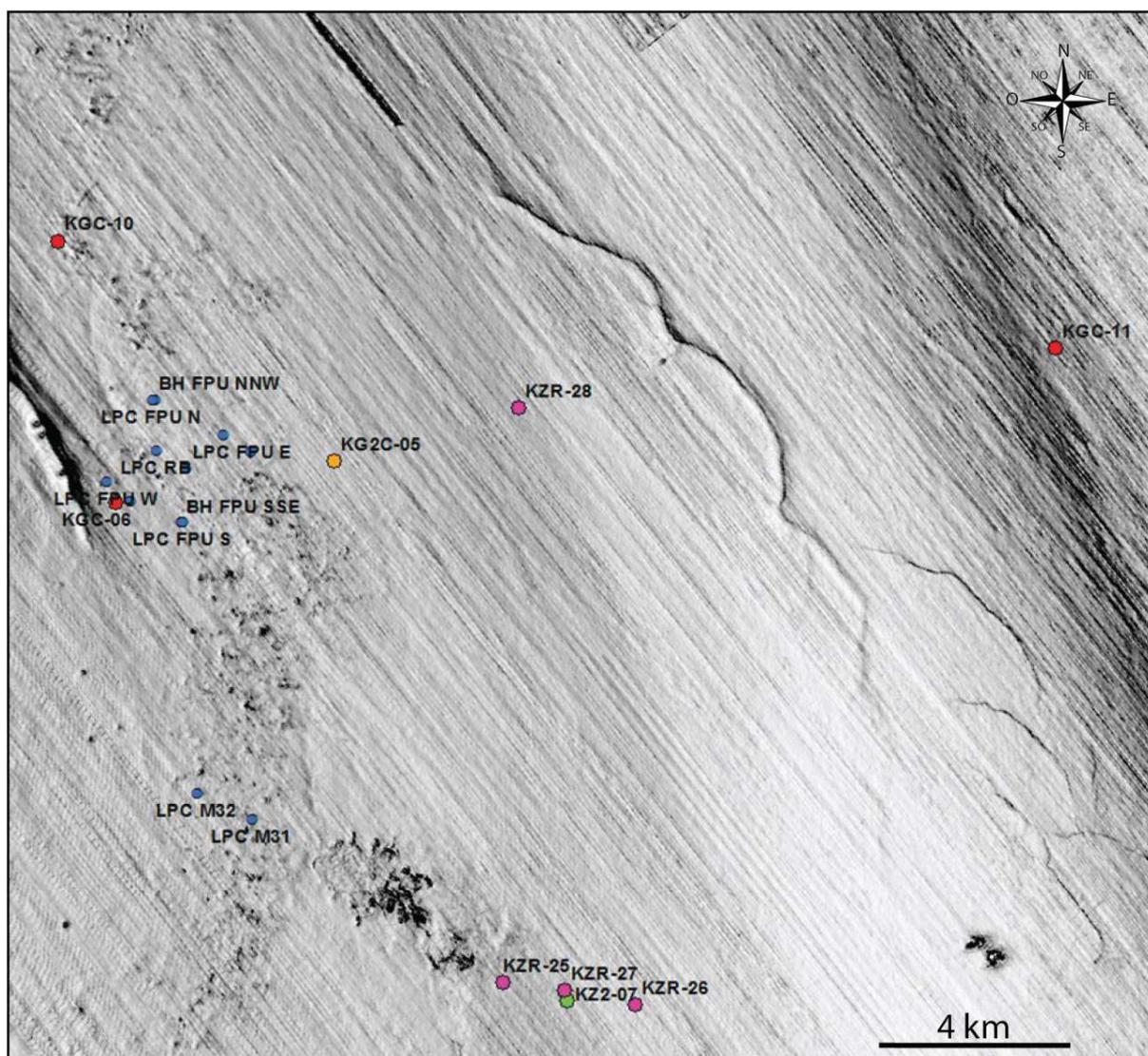


Figure 33 : Carte de pendage du fond de la mer sur laquelle sont reportées les positions des carottes de la campagne Moho-Nord (en bleu), de Guinness 1 (en rouge), de Guinness 2 (en orange) de ZaïROV (en vert et rose)

A. Les carottes de forage

Plusieurs carottes ont été acquises grâce aux techniques classiques de forage (Forage ODP et Campagne Moho-Nord), ce qui permet d'échantillonner une grande hauteur de sédiments comprise entre 0 m et 61 m (Moho-Nord) et atteignant au maximum 204 m (ODP), tout en conservant la chronologie des dépôts (Tableau 2).

B. Les carottes gravitaires

Les carottes gravitaires (de type *Kullenberg* ou *StaCore*) permettent d'échantillonner les sédiments superficiels sur des hauteurs comprises entre 0 et 10 m pour les carottes *Kullenberg*, et d'environ 20 m pour les carottes *StaCore* (Tableau 2). Cela permet d'avoir une meilleure connaissance de l'histoire récente de la sédimentation dans la zone.

Le principe de prélèvement des carottes gravitaires est le suivant (Figure 34) : le carottier est descendu à faible vitesse jusqu'à la proximité immédiate du fond de la mer via un câble. Lorsque le contrepoids touche le fond, le basculement du bras de levier déclenche la chute libre du carottier. Grâce à sa masse et au lest, celui-ci s'enfonce dans le sol, et cela d'autant mieux lorsque les sédiments sont fins et gorgés d'eau. La fermeture de la partie supérieure du tube permet l'aspiration des sédiments lors de l'arrachage du carottier, et le tube est ensuite remonté à bord du bateau par l'intermédiaire du câble.

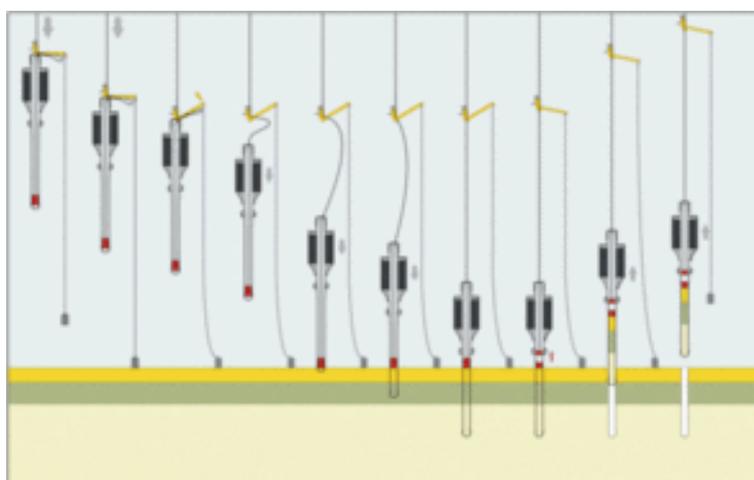


Figure 34 : Schéma des différentes phases durant un carottage réalisé à l'aide d'un carottier *Kullenberg*.

La limite de cette méthode réside dans le fait que les sédiments marins superficiels sont très meubles. Le phénomène d'aspiration lié à cette technique d'acquisition génère une déformation importante et de profondeur variable, de la partie superficielle des carottes. De plus, les sédiments superficiels sur fond de mer, qui sont souvent très meubles, peuvent être chassés à l'approche du carottier, le sommet de la carotte ainsi prélevée ne correspond pas au fond réel de la mer.

Sept carottes *Kullenberg* ont été utilisées dans cette étude. Elles correspondent aux campagnes *Guinness 1* et *2* et *Gardline*, menées respectivement en 1992, 1994, et 1999 (Tableau 2). Onze carottes *StaCore* ont été également prélevées lors de la campagne géotechnique *Moho-Nord* en 2012. Elles ont été prélevées afin d'examiner le contenu en hydrocarbures des sédiments de la zone d'étude.

Au moment de la remontée des quatre carottes de la campagne *Gardline*, des échantillons de sédiments ont été prélevés dans des sacs hermétiques (pour analyse d'hydrocarbures) et dans des seringues (pour analyse des gaz légers C1 à C5, dit « gaz de headspace »).

C. Les carottes acquises avec le ROV

Lors de la campagne *ZaiROV*, plusieurs plongées ont été réalisées grâce au ROV (*Remotely Operated Vehicle*) *Victor 6000*, que l'on pourrait traduire par « engin téléguidé ».

Ce système est un submersible téléopéré qui investigate les fonds marins à de grandes profondeurs d'eau. Il peut emporter divers équipements et outillages scientifiques ce qui lui permet de faire différents types de prélèvements, dont des carottes, grâce à son carottier de sédiments (d=53 mm et l=400 mm).

Les cinq carottes *ZaiROV* ont fait l'objet de mesures de teneur en carbonates, et la carotte *FZ2_07* a fait l'objet de trois prélèvements (au niveau des pics de teneur en carbonates) qui ont été datés au C-14.

2. LES DONNEES DE CONE PENETRATION TEST (CPT)

Le pénétromètre est un outil qui mesure la résistance du sol à l'enfoncement d'une tige (CPT), ce qui renseigne sur la dureté du sol et par conséquent sur la nature des sédiments.

Posé sur le fond de la mer, il effectue des mesures mécaniques (CPT) grâce à une pointe pénétrométrique pouvant s'enfoncer à vitesse constante (2 cm/s) dans le sédiment sur une profondeur maximale de 40 m. Cette pointe est dotée de plusieurs capteurs mesurant :

- La résistance de pointe (gamme de mesures 0 – 10 kN),
- Le frottement latéral (gamme de mesures 0 – 10 kN),
- La pression interstitielle différentielle (-3 000 kPa à +5 000 kPa),
- La température générée par le frottement (-2° à + 32°),
- L'inclinaison dans deux directions perpendiculaires qui permettent de calculer la trajectoire de la pointe.

Dans cette étude, vingt mesures de CPT ont été utilisées qui se répartissent selon le plan de position illustré par la **Figure 35**.

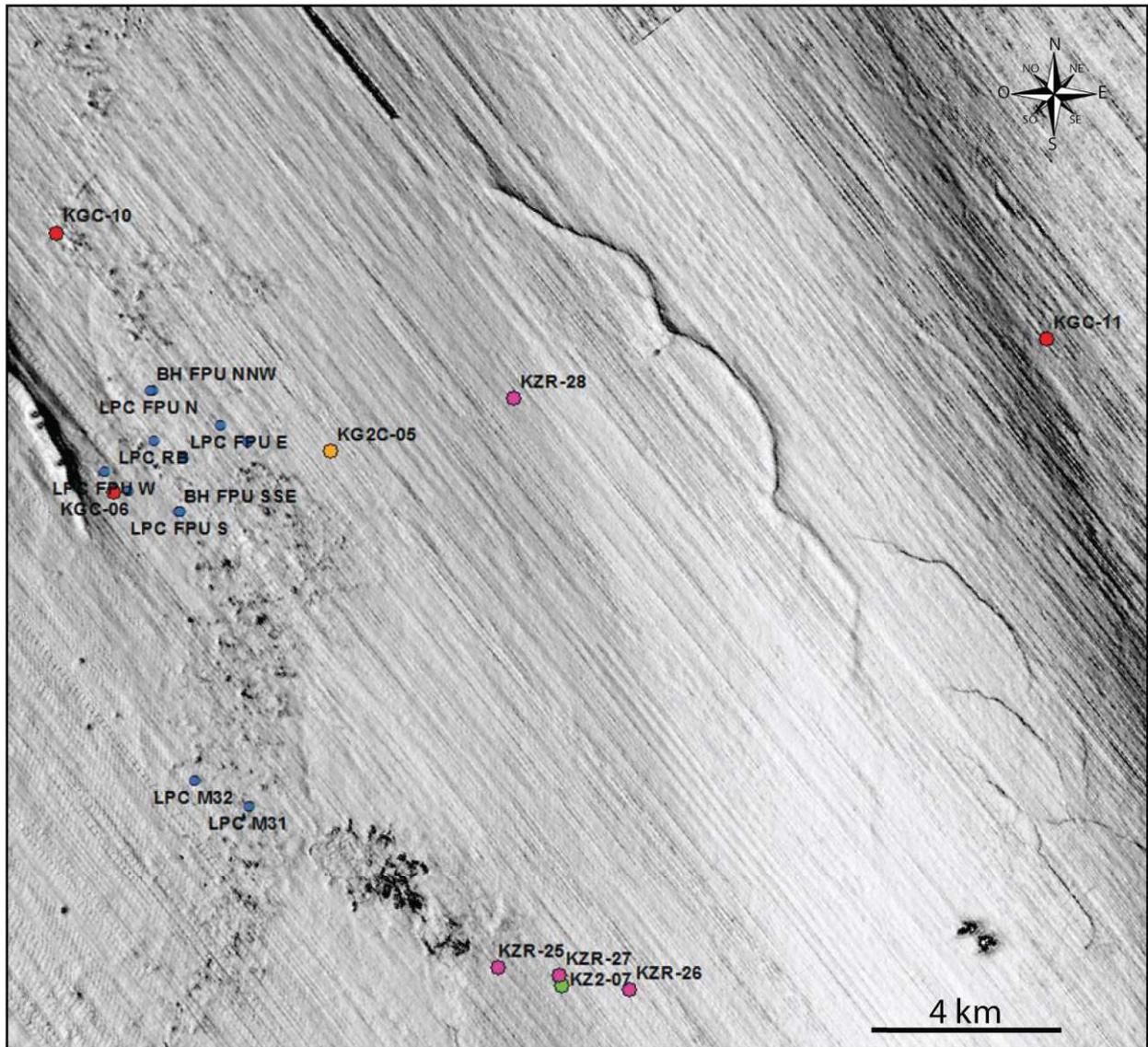


Figure 35 : Carte de pendage du fond de la mer sur laquelle sont reportées les positions des CPT de la campagne Moho-Nord (en rose).

IV. LES CAMPAGNES ROV

Le ROV est un système téléguidé (**Figure 36**) qui est dédié à la recherche océanographique en milieu marin profond, à très profond. Il est capable d'effectuer de l'imagerie optique de qualité, et d'emporter et d'opérer divers équipements et outillage scientifique. Le principe de la mise en œuvre du ROV est illustré sur la **Figure 36** pour le ROV Victor6000. Le submersible est connecté au moyen de câbles optiques haut débit (correspondant à la laisse (4)) qui permet à la fois de guider sa trajectoire et de récupérer les données acquises par le véhicule.

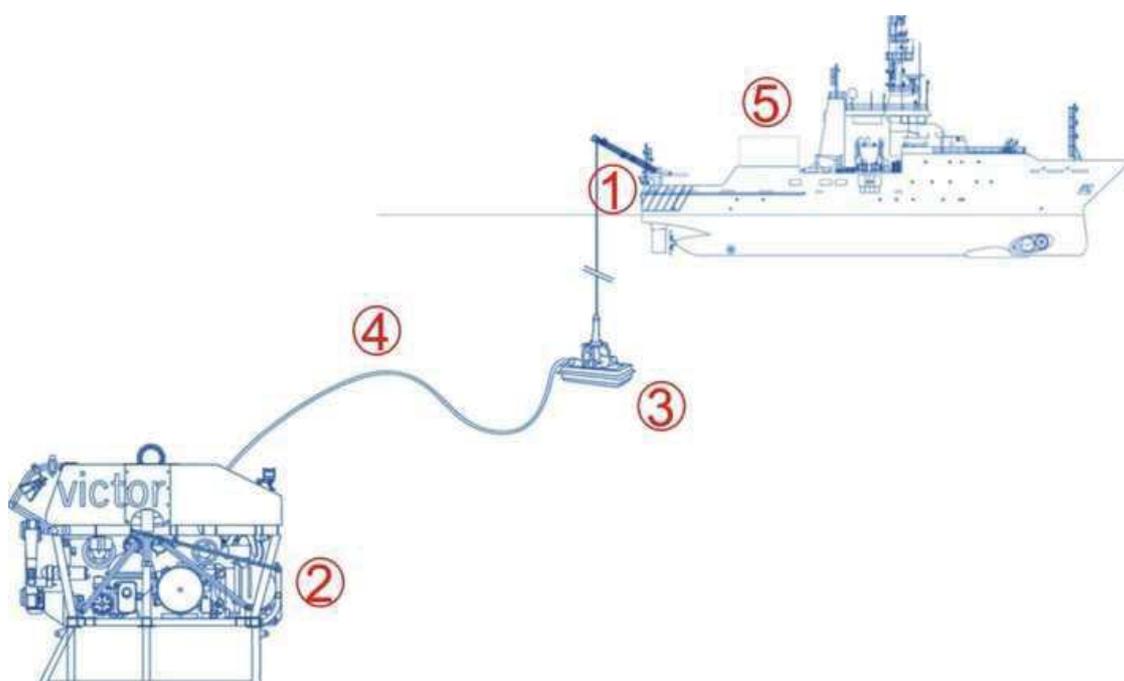


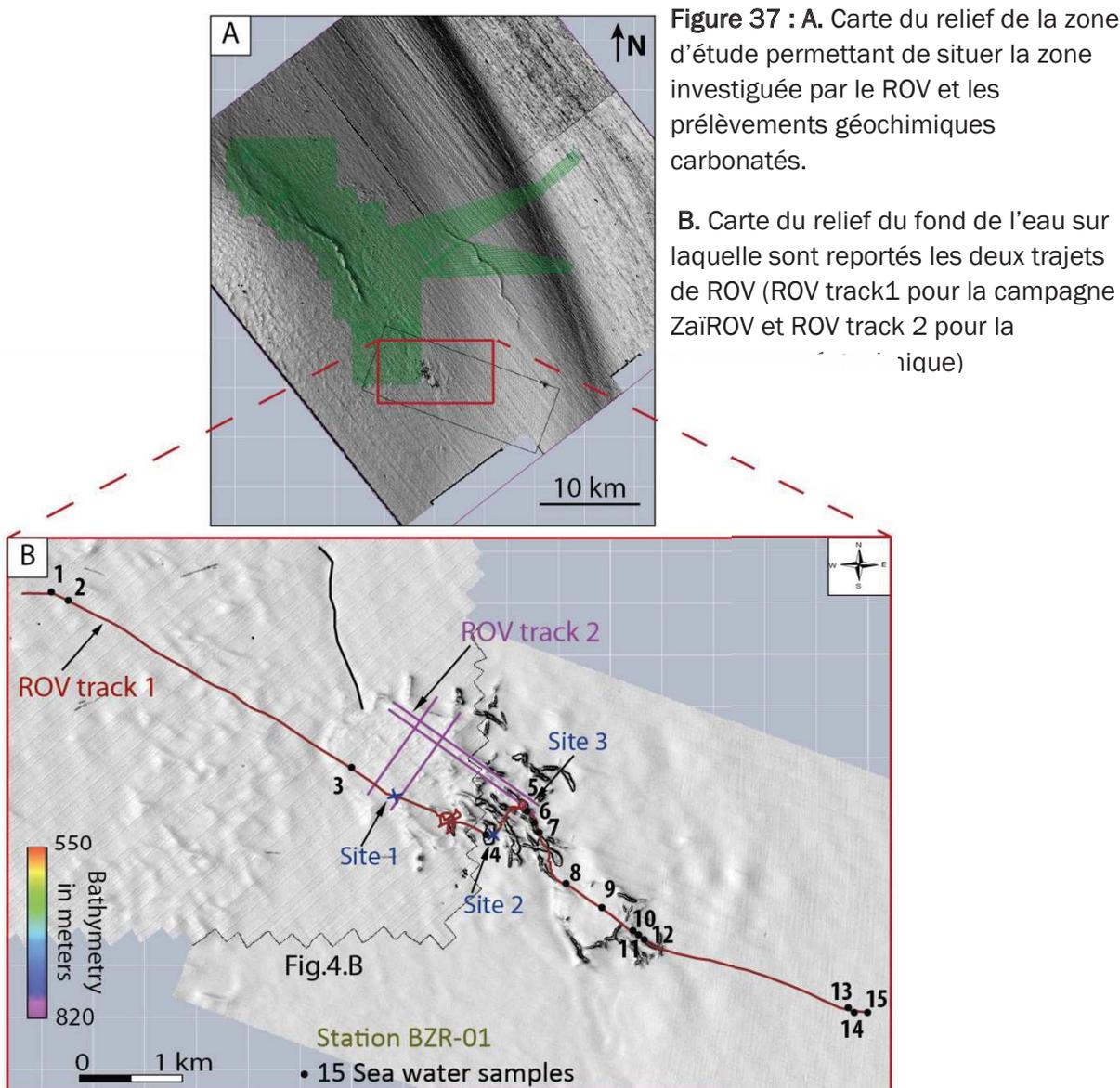
Figure 36 : Schéma du dispositif du ROV Victor illustrant son mode d'opération. (1) le bras et treuil hydraulique à enroulement/déroulement du câble. (2) le véhicule ROV. (3) le lest dépresseur permettant de découpler les mouvements du ROV de ceux du bateau. (4) la laisse (fibre optique) permettant de transmettre les informations acquises par le ROV (position, vidéos, ...). (5) conteneurs contenant entre autre le poste de commande permettant de piloter le ROV.

Le ROV permet de réaliser des prises de vue (vidéo et photo), de repérer des objets grâce à son sonar panoramique, de manipuler et de prélever des échantillons de sédiments et / ou d'eau de mer, grâce à deux bras équipés de pinces. Ces différents outils du ROV ont été utilisés dans le cadre de l'étude d'un échappement de fluide actuel afin de mieux le caractériser.

1. LES VIDEOS DU FOND MARIN

La zone d'étude a été investiguée par deux trajectoires de ROV provenant de deux campagnes marines différentes (**Figure 37**) qui ont permis notamment d'obtenir une bande vidéo ainsi que des photos le long de chaque trajectoire :

- la première trajectoire (ROV track 1) correspond au programme ZAïROV IFREMER / TOTALFINAELF (mission Zairov en 2000) avec le "ROV Victor" et a été effectuée dans des profondeurs d'eau comprises entre 550 et 800 m.
- La seconde trajectoire (ROV track 2) correspond à une campagne géotechnique industrielle acquise par SEAROV en 2012 pour Total avec le "ROV Seaeeye Panther" et s'effectue à des profondeurs d'eau comprises entre 650 et 700 m.



2. LA CHIMIE DE L'EAU DE MER

Pendant la mission ZaïROV, correspondant à la trajectoire 1 (ROV track 1) sur la **Figure 37**), plusieurs échantillons d'eau ont été prélevés afin d'analyser les concentrations en méthane (CH_4), Fer (Fe), manganèse (Mn) et silicium (Si) dissous.

Les prélèvements d'eau ont été effectués de deux manières différentes, comme le montre la **Figure 38**) : d'une part des prélèvements longitudinaux (le long de la trajectoire du ROV), et d'autre part des prélèvements verticaux (rosette / bathysonde verticale de la station BZR-01).

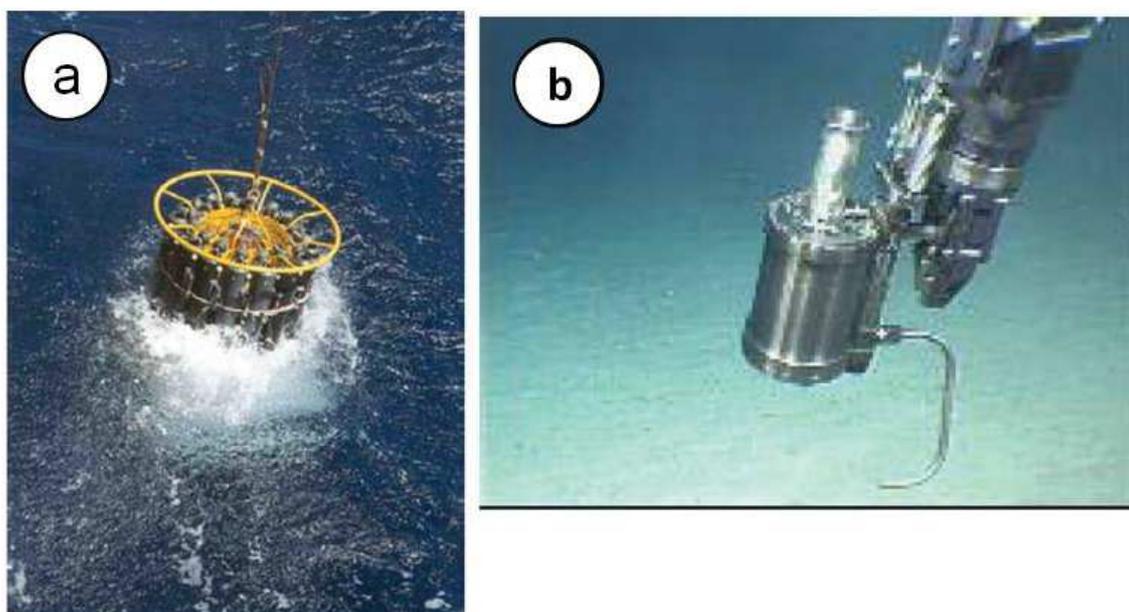


Figure 38: a) Photo de la mise à l'eau de la rosette de 16 bouteilles en profil vertical.
b) Photo de la collecte des eaux de fond à l'aide des seringues titane du ROV

La rosette de la station BZR-01(**Figure 37**) est couplée avec l'utilisation d'une sonde CTD, mesurant la conductivité, la température et la profondeur ainsi qu'un néphélomètre. Cette rosette est équipée de 16 bouteilles pressurisées d'une capacité de 8 litres afin d'échantillonner la colonne d'eau.

Le long du trajet du ROV, 19 bouteilles pressurisées de 200 ml ont permis de collecter les eaux de fond, à environ 3 m au-dessus du fond marin (voir la localisation sur la **Figure 37**).

Une fois remontées à bord, ces bouteilles ont été immédiatement conditionnées en ampoules de verre avec robinets en téflon, de taille variable :

- Des ampoules de 50 ml (ROV) et 125 ml (rosette), pour les analyses de méthane par la technique chromatographique purge / piège (*Charlou & Donval, 1993; Charlou et al., 1998*), effectuée à bord.
- Des flacons nalgène de 30 ml pour analyse de la silice à terre (qualification des échantillons).
- Des flacons nalgène de 60 ml (ROV) et 250 ml (rosette) qui ont été acidifiés pour la recherche de fer et manganèse.

3. LES PRELEVEMENTS DE ROCHE

Lors de la campagne géotechnique, plusieurs échantillons de carbonates ont été prélevés le long de la trajectoire du ROV (ROV track 2), principalement sur les sites 2 et 3 (voir la localisation sur la **Figure 37**). Ces échantillons correspondent principalement à des carbonates ou à des débris coquilliers cimentés ainsi qu'à des coquilles de bivalves, sur lesquels ont été effectuées des analyses pétrographiques (lames minces, MEB) et isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$).

V. LES ANALYSES DES ROCHES

1. LES ANALYSES ISOTOPIQUES DU CARBONE ET DE L'OXYGENE

Les mesures isotopiques du carbone et de l'oxygène permettent de connaître la source d'alimentation de l'élément chimique (carbone) ou les conditions de précipitation du minéral (oxygène).

Les valeurs des isotopes du carbone et de l'oxygène ont été obtenues grâce à la méthode de la spectrométrie de masse IRMS (*Isotope Ratio Mass Spectrometry*) utilisant un spectromètre V + delta après l'extraction du CO₂. La précision des analyses isotopiques est de 0,1 ‰ pour les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ou de $\delta^{13}\text{C}$.

Dans cette étude, l'isotopie du carbone et de l'oxygène a été utilisée sur le ciment d'échantillons de carbonates prélevés sur le fond de l'eau, dans une zone d'expulsion de méthane, dans le but de comprendre l'origine du carbone de ces carbonates et donc l'origine du méthane.

A. Le rapport isotopique du carbone

Le rapport isotopique du carbone représente la déviation du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ par rapport à un standard international. Ce standard correspond au rapport mesuré sur la calcite d'un rostre de bélemnite de la formation géologique de Pee Dee (PDB: Pee Dee Belemnite) en Caroline du Sud. La valeur de ce rapport de référence (RPDB) est de 0,011238. La méthode de calcul du $\delta^{13}\text{C}$ est la suivante :

$$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = \left(\left[\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \text{ échantillon} - \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \text{ standard} \right] / \left[\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \text{ standard} \right] \right) * 1000$$

Dans le domaine marin, les valeurs isotopiques du carbone sont différentes selon la source (biogénique, thermogénique). Les principales gammes de valeur à retenir pour l'interprétation de nos résultats sont résumées ci-dessous (**Figure 39**) :

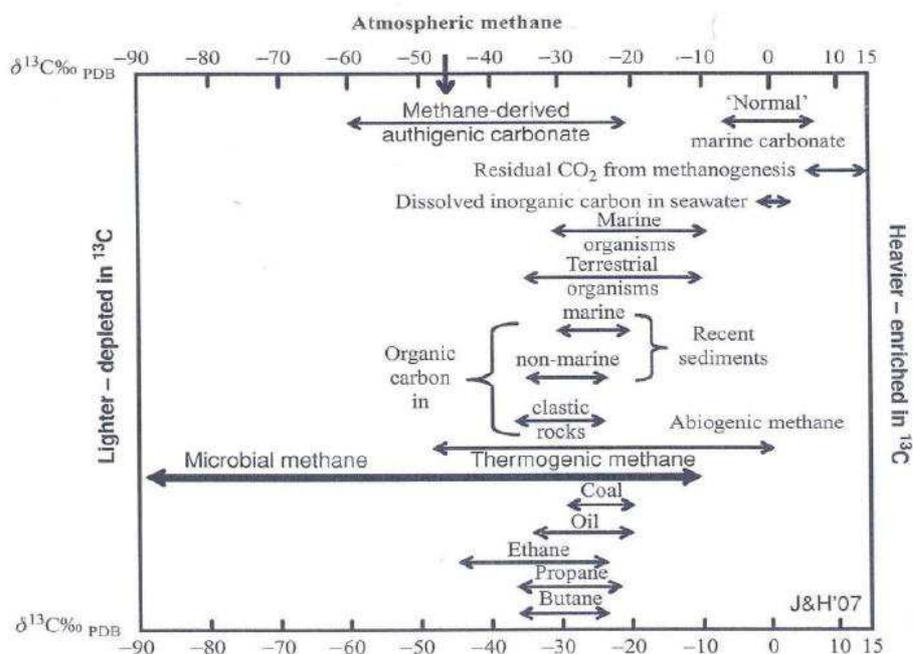


Figure 39: Schéma illustrant les différentes origines des hydrocarbures gazeux en fonction du rapport isotopique du $\delta^{13}\text{C}$, d'après *Judd & Hovland, 1999, p161*.

B. Le rapport isotopique de l'oxygène

Le rapport isotopique de l'oxygène indique la différence entre le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ mesuré sur un échantillon et un standard international. Ce dernier correspond au SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) qui est représentatif de la composition moyenne des eaux océaniques. La méthode du calcul du $\delta^{18}\text{O}$ est la suivante :

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰} = \left(\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ échantillon} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ standard} \right] / \left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ standard} \right] \right) * 1000$$

Le rapport isotopique de l'oxygène montre des gammes de valeurs différentes (Figure 40) variant selon plusieurs paramètres :

- **La minéralogie et la chimie de la roche.**
 $\delta^{18}\text{O}$ dolomite > $\delta^{18}\text{O}$ Mg-calcite > $\delta^{18}\text{O}$ calcite (Anderson & Arthur, 1983 ; Land, 1983 ; Stakes et al. 1999)
- **La température de précipitation.** Une calcite précipitée dans des conditions de faibles températures présente des valeurs isotopiques faibles (Stakes et al. 1999).
- **La composition isotopique des fluides interstitiels**

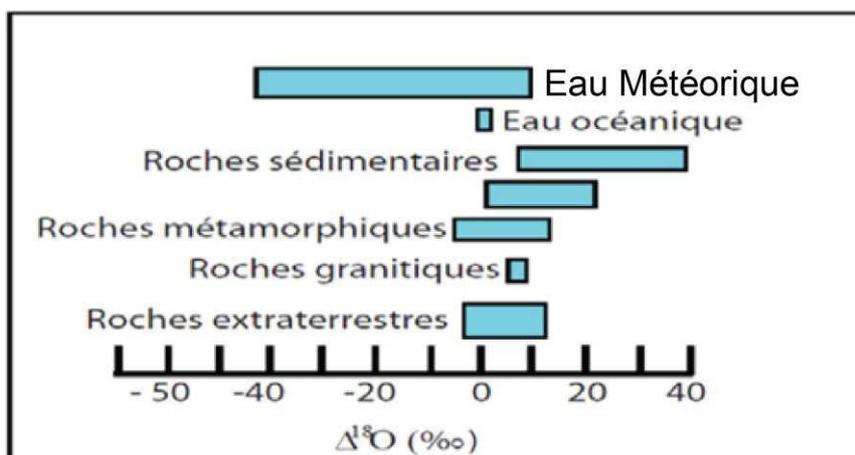


Figure 40 : Schéma illustrant l'origine des différentes gammes de valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ (Hoefs, 1987)

2. LES LAMES MINCES

La détermination de la minéralogie et de la texture se fait en partie avec la méthode usuelle de la microscopie optique, grâce à un microscope polarisant-analysant permettant une étude en lumière transmise et réfléchie.

Dans cette étude, des lames minces ont été réalisées sur les échantillons de carbonates prélevés à l'aide du ROV à 650 m de profondeur d'eau. Le caractère friable des échantillons a nécessité de les plonger dans une résine époxy à bi-composants (de la marque araldite « AR2020 ») afin de solidariser le tout. Cette technique permet d'assurer une meilleure cohésion de la roche, ce qui permet de limiter le phénomène d'arrachement sur les lames minces obtenues dans de telles roches.

Les observations pétrographiques classiques ont guidé les premières hypothèses sur la nature des minéralisations et leur chronologie et ont permis la mise en place d'autres techniques d'analyses.

3. LE MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB, OU SEM)

Le microscope électronique à balayage permet un grossissement de 10 à 200 000 fois (contre 100 fois maximum pour les microscopes optiques). La résolution est de 4 à 10 nm. Il permet donc une étude plus détaillée de la topographie des échantillons.

Dans la présente étude, le M.E.B. a permis de détecter des minéralisations et de les analyser ou d'observer de nouvelles paragenèses, non visibles en optique classique à cause de leur trop petite taille. Le dispositif d'un MEB consiste à bombarder avec une sonde à électrons (énergie > 40 keV) la surface d'un objet par un balayage de l'échantillon d'un côté à l'autre sous la forme d'un faisceau de lignes parallèles. L'impact des électrons à la surface entraîne deux types de signaux qui vont être récupérés par le MEB :

- la réflexion des électrons issus du faisceau primaire ; également appelés électrons retrodiffusés (BSE). Pour ce phénomène, l'image de l'énergie réfléchi présente différents niveaux de gris selon la chimie du minéral.
- l'émission d'électrons secondaires de plus faible énergie (quelques dizaines d'eV). Ce type de signal donne une image en relief de la surface étudiée.

L'intensité d'émission des électrons secondaires et la réflexion des électrons primaires, varie avec l'angle sous lequel le faisceau primaire a bombardé la surface de l'objet. Le courant émis par les électrons est récupéré et amplifié.

Le microscope électronique à balayage de type Quanta 200 utilisé ici, est dit environnemental. Il permet entre autres, une utilisation sans métallisation préalable des lames minces. Il est équipé également d'un système d'analyse par dispersion d'énergie (EDS) de manière à réaliser des analyses ponctuelles ou des cartographies d'éléments.

VI. CONCLUSION

Le jeu de données utilisé dans le cadre de cette thèse permet une approche pluridisciplinaire de l'étude des migrations de fluides dans le bassin. Cela permet d'aborder la thématique sous différents angles et à des échelles différentes, afin de bien contraindre ces phénomènes et de les étudier de manière plus globale. Cela nous a permis ainsi de mieux comprendre les mécanismes de formation des structures d'échappement de fluides qui font l'objet de cette thèse.

**CHAPITRE TROISIEME : LES STRUCTURES EN
ARAIGNEE : UN ENREGISTREMENT D'ÉCHAPPEMENTS DE
FLUIDES FOCALISES AU-DESSUS DU RESERVOIR DE
MOHO, SUR LA PENTE CONTINENTALE DU CONGO.**

I. LES CARACTERES MORPHOLOGIQUES ASSOCIEES A LA MIGRATION DES FLUIDES :

Les échappements de fluides et en particulier de méthane sur les fonds marins peuvent engendrer une remobilisation post-dépositionnelle des sédiments, accompagnée de la formation de structures particulières telles que des cheminées ou conduits d'échappement de fluides (e.g. *Moss & Cartwright, 2010*), des carbonates méthanogènes dans les zones de suintements froids (e.g. *Paull et al., 1984*), un réseau isotrope de failles polygonales expulsant l'eau interstitielle (*Cartwright, 1994*), des niveaux riches en hydrates de gaz conduisant à la mise en place d'un BSR (*Bottom Simultaing Reflector*) (*Shipley et al., 1979*) ainsi que des pockmarks de tailles et de formes variables.

Les pockmarks ont été définis comme des dépressions de forme circulaire ou allongée qui se forment sur le fond de la mer du fait d'expulsions de fluides (*King & MacLean, 1970*). Ces fluides proviennent d'une source plus profonde en surpression et migrent vers la surface par le biais d'une voie ou d'un conduit de faible perméabilité (*Hovland & Judd, 1988*). Les pockmarks sont donc une expression de la génération de surpressions de fluide sous-jacentes, enregistrées dans la stratigraphie (*Moss et al., 2012*). L'association entre des expulsions de fluides proches de la surface et des pockmarks est bien connue dans la littérature, et il a été clairement établi que les pockmarks correspondent à l'expression directe sur le fond de l'eau de migrations de fluides verticales très concentrées, sur un intervalle de temps rapide à l'échelle géologique (*Judd & Hovland 2007*). L'observation de pockmarks est donc une donnée importante pour interpréter l'hydrodynamique des parties peu profondes des bassins sédimentaires (*Moss et al., 2012*). L'importance économique des pockmarks dérive directement de leur lien (ou leur absence de lien) avec des réservoirs d'hydrocarbures enfouis plus profondément (*Newton et al., 1980*).

C'est ce type de structures qui a été recherché dans le cadre de l'étude des échappements de fluides dans le bassin du Bas Congo, dans la zone du champ pétrolier de Moho, le but final étant de mieux comprendre l'évolution des migrations de fluides focalisées au-dessus du réservoir de Moho.

Depuis les années 2000, malgré l'augmentation significative de l'exploration des échappements de fluides dans les bassins plus profonds, très peu de nouveaux types de structures ont été découverts (autres que celles déjà identifiées). Parmi elles, on peut citer les pockmarks géants (*Marcon et al., 2014; Ondréas et al., 2005; Sahling et al., 2008*) ou encore les pockmarks à hydrates (**Figure 41**), dont la forme en cratère est liée à la formation / dissolution des hydrates de gaz (*Sultan et al., 2010; Imbert & Ho, 2012; Riboulot et al., 2016*).

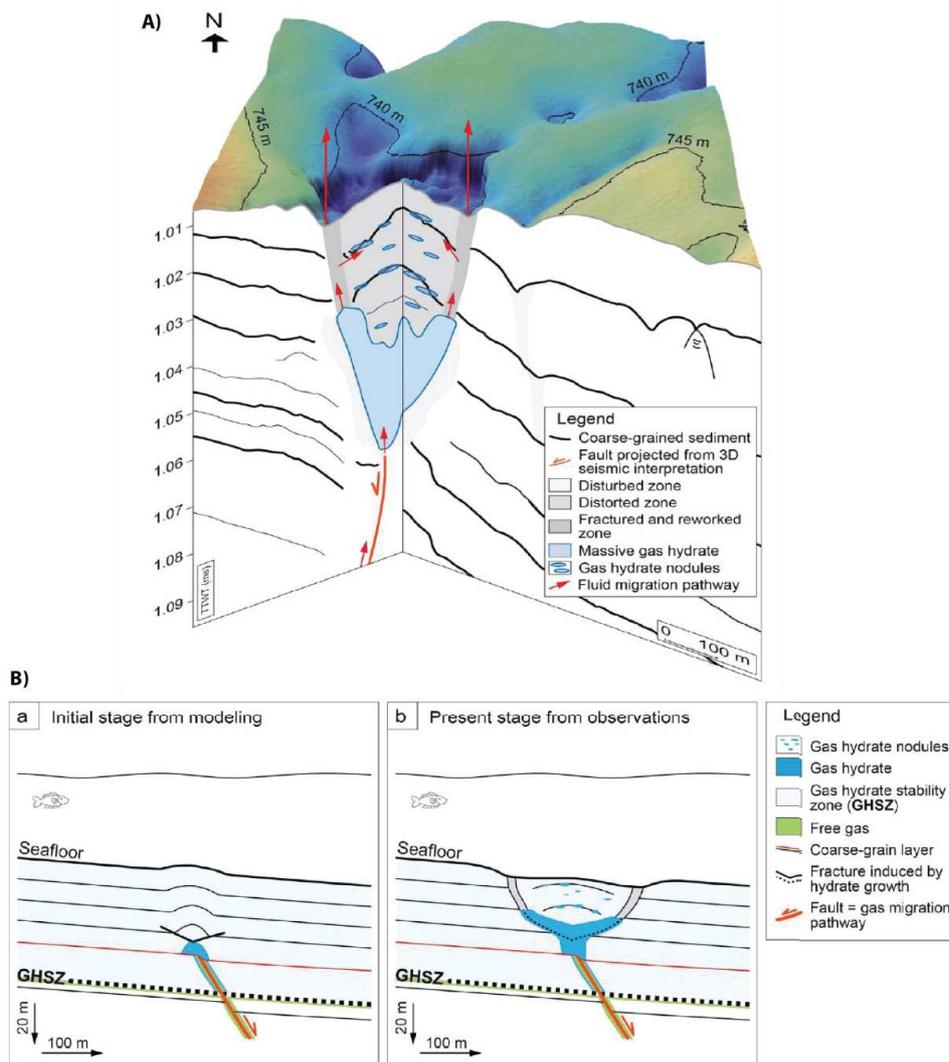


Figure 41 : **A.** Vue 3D interprétative d'un pockmark à hydrates montrant que le chemin de migration du gaz depuis une faille majeure profonde jusqu'à la surface. **B.** Modèle conceptuel en deux phases montrant **a.** La formation d'un pockmark à hydrates à partir d'un point de nucléation au sommet d'une faille, et **b.** La formation de la structure en cratère associée au pockmark à hydrates du fait de la croissance des hydrates de gaz le long de failles secondaires latérales (d'après *Riboulot et al., 2016*).

Ce chapitre correspond donc à l'étude d'une nouvelle structure atypique d'échappement de fluides qui se situe entre 600 et 800 m de bathymétrie, profondeur pourtant assez commune dans l'exploration. Plusieurs surveys sont déjà passés dessus de cette structure atypique sans pouvoir l'identifier clairement. Cependant, les progrès réalisés en acquisition géophysique, la résolution notamment, couplés à une approche multi-méthodes incluant les analyses géochimiques et minéralogiques, ont permis de mieux caractériser ce nouveau type de sortie de fluides. C'est l'important jeu de données disponibles (sismique 3D, sismique 2D THR, vidéos du fond de l'eau, chimie de la colonne d'eau, prélèvements de carbonates, analyse lames minces et isotopiques), qui permet une caractérisation précise de ces nouvelles structures avec notamment une calibration des anomalies de forte amplitude de surface associées à la présence de

carbonates méthanogènes. L'un des points forts de cette étude est donc que ces structures constituent un point de calage réel des anomalies de forte amplitude par comparaison sismique/prélèvements.

Le corps de ce chapitre est constitué d'un article scientifique en anglais qui a été accepté par la revue « Bulletin de la Société Géologique de France (BSGF) », pour un numéro hors-série sur la thématique des fluides et des sédiments fluidisés dans les bassins sédimentaires. Cet article s'intitule : *Les structures en araignée: un enregistrement des échappements de fluides provenant des hydrates de gaz, sur la pente continentale du Congo*. Il s'organise en 4 parties principales. Une première partie qui présente le **contexte géologique** de cette étude. Une seconde partie qui aborde l'important jeu de **données et les méthodes** utilisées dans ce travail. Une troisième partie qui présente les résultats de cette étude qui ont permis d'identifier les **structures en araignées** composées d'un pockmark géant au centre (morphotype B) et de pockmarks allongés à la périphérie (morphotype C). La quatrième partie discute principalement de **l'origine des fluides** et des **chemins de migrations** alimentant ces structures en araignée ; elle présente également un **modèle** simplifié expliquant la formation de telles structures en lien direct avec la formation/dissolution des hydrates de gaz. Enfin, ce chapitre comprend une extension au précédent article, présentant une étude microscopique et nanoscopique des carbonates méthanogènes afin de mieux connaître le milieu dans lequel se forment ces carbonates et de détecter des preuves de l'activité bactérienne dans ces zones d'échappement de méthane.

Spider structures: records of fluid venting from methane hydrates on the Congo continental slope.

Viviane CASNAVE*¹⁻², Aurélien GAY*¹, Patrice IMBERT*²

*¹Géosciences Montpellier, UMR 5243 – CC 60, Université Montpellier 2, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France

*²CSTJF, Total, Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex, France

II. ABSTRACT

Fluid seepage features on the upper continental slope offshore Congo are investigated using multi-disciplinary datasets acquired during several campaigns at sea carried out over the last 15 years. This datasets includes multibeam bathymetry, seismic data, seafloor videos, seafloor samples and chemical analyses of both carbonate samples and of the water column. Combined use of these datasets allows the identification of two distinctive associations of pockmark-like seabed venting structures, located in water depths of 600-700 m and directly above a buried structural high containing known hydrocarbon reservoirs. These two features are called spiders due to the association of large sub-circular depressions (the body) with smaller elongate depressions (the legs). Seismic reflection data show that these two structures correspond to amplitude anomalies located ca. 60-100 ms below seabed. The burial of these anomalies is consistent with the base of the methane hydrate stability domain, which leads to interpret them as patches of hydrate-related bottom-simulating reflection (BSR).

The morphology and seismic character of the two structures clearly contrasts with those of the regional background (Morphotype A). The spider structures are composed of two seafloor morphotypes: Morphotype B and Morphotype C. Morphotype B makes flat-bottomed depressions associated with the presence of large bacterial mats without evidence of carbonates. Morphotype C is made of elongated depressions associated with the presence of carbonate pavements and a prolific chemosynthetic benthic life. On that basis of these observations combined with geochemical analyses, the spider structures are interpreted to be linked with methane leakage

Methane leakage within the spider structures varies from one morphotype to another, with a higher activity within the seafloor of Morphotype C; and a lower activity in the seafloor of Morphotype B which is interpreted to correspond to a domain of relict fluid leakage. This change of the seepage activity is due to deeper changes in gas (or methane) migration corresponding to the progressive upslope migration of fluids. This phenomenon is due to the local formation of gas hydrates that form a barrier allowing the trapping of free gas below in the particular context of the wedge of hydrates.

III. INTRODUCTION

Fluid flow features represent anomalies generated during past and present subsurface flow of fluids (oil, gas, brine, groundwater and magmatic fluids) from source to the seabed or land surface (*Cartwright et al., 2007; Løseth et al., 2009*). The type of structure generated depends on a variety of parameters as for instance the source of fluid, the flow type, the structural setting and the nature of the host sediments (*Cartwright et al., 2007; Huuse et al., 2010*). Pockmarks, mud volcanoes, gas hydrates, chimneys, pipes, some sediment injections, and some carbonate bodies (e.g methane-derived authigenic carbonates, MDAC), and related diagenetic phenomena are examples of geologic features associated with temporally varying systems of focused fluid seepage through the seabed (*Cartwright et al., 2007; Judd & Hovland, 2007; Løseth et al., 2009; Huuse et al., 2010*).

Seafloor fluid flow features, such as pockmarks, are commonly found overlying deep or shallow hydrocarbon reservoirs (*Heggland, 1998*), and along continental margins where they are often associated with localized gas hydrate accumulations (*Bünz & Mienert, 2004; Ivanov et al., 2007*). On 3D seismic data, these geologic features are commonly found to be underlain by columnar zones of attenuated and disrupted reflections called “acoustic chimneys” , or “blow-out pipes” (*Løseth et al., 2011*) depending whether the authors just describe their seismic character or consider them as genuine fluid escape conduits.

Fluid flow features specifically related to methane hydrates and their dynamics have received specific attention over the past decade both for their potential role in climate change (*Maslin et al., 2010*) and their growing economic interest (*Milkov & Sassen, 2002*). Accumulation of gas hydrate below the seafloor occurs either as stratiform accumulation associated with a bottom simulating reflection (BSR) in the subsurface (*Shipley et al., 1979*) or as shallow gas hydrates accumulations preferentially localized along fault planes (*Simonetti et al., 2013*) and below pockmarks (*Marcon et al., 2014*).

The use of high-resolution three-dimensional seismic data brings new insight to the occurrence of gas hydrates, their dynamics of growth and demise, and relationship with venting points and deep plumbing systems. This includes sediment collapse and pockmarks formation due to hydrate dissolution forming specific features called “hydrate pockmarks” (*Sultan et al., 2010; Imbert & Ho, 2012; Riboulot et al., 2016*); local hydrate accumulations below the seabed forming “hydrate pingoes” (*Hovland & Svensen, 2006; Sérié et al., 2012*) and hydrate mounds (*Matsumoto et al., 2009; Nakajima et al., 2014*).

The Lower Congo Basin, offshore SW Africa, is a prolific petroleum province that has been extensively explored for more than 30 years, resulting in a growing quantity and

quality of exploration data (Séranne, 1999; Marton et al., 2000; Babonneau et al., 2002; Rouby et al., 2002; Fort et al., 2004; Broucke et al., 2004; Gay et al., 2006a; Andresen et al., 2011; Beglinger et al., 2012). Numerous studies have recognized the widespread occurrence of past and present fluid flow-related phenomena (Andresen et al., 2011; Gay et al., 2007), including the widespread occurrence of gas hydrates (Cunningham & Lindholm, 2000), pockmarks (Andresen et al., 2011; Gay et al., 2006a) and giant pockmarks that correspond to depressions whose diameter exceeds ca. 1000 m wide, generally found in the deep part of the basin (Marcon et al., 2014; Ondréas et al., 2005; Sahling et al., 2008). Pockmark commonly seems to be closely linked to gas hydrates occurrence either for some small-scale pockmarks deeply rooted with a BSR (Gay et al., 2006a) or for giant pockmarks showing the presence of gas hydrates in the shallow subsurface (Marcon et al., 2014; Ondréas et al., 2005; Sahling et al., 2008).

This study presents the discovery, on the upper part of the slope, of a new type of pockmark-like feature corresponding to seafloor fluid vents. These features are called “spider structures” because they combine a subcircular flat-bottomed pockmark (“body” of the spider) with furrows extending upslope over a distance comparable to the diameter of the pockmark (“legs”). This work is based on a highly diverse array of data that allow the well-constrained characterization of the newly defined spider structures. The results provide a potential insight into the processes of seabed fluid venting in the particular context of the pinch out of the BSR. This work aims to propose a genetic model of fluid migration from depth over time in relation to inferred gas hydrate formation near seabed and ongoing methane seepage. The main contribution of this work concerns how seabed vents record fluid flux through time, a process of which we still have a limited understanding (e.g. Foucher et al. 2009).

IV. GEOLOGICAL SETTING

The investigated area is located in the Lower Congo Basin, on the Congo slope, between 500 m and 1200 m water depth, north of the Congo canyon (Figure 42). The Lower Congo basin is one of many sub-basins along the West African continental margin which was initiated in the early Cretaceous during the opening of the South Atlantic Ocean (Brice et al., 1982; Karner et al., 1997; Marton et al., 2000).

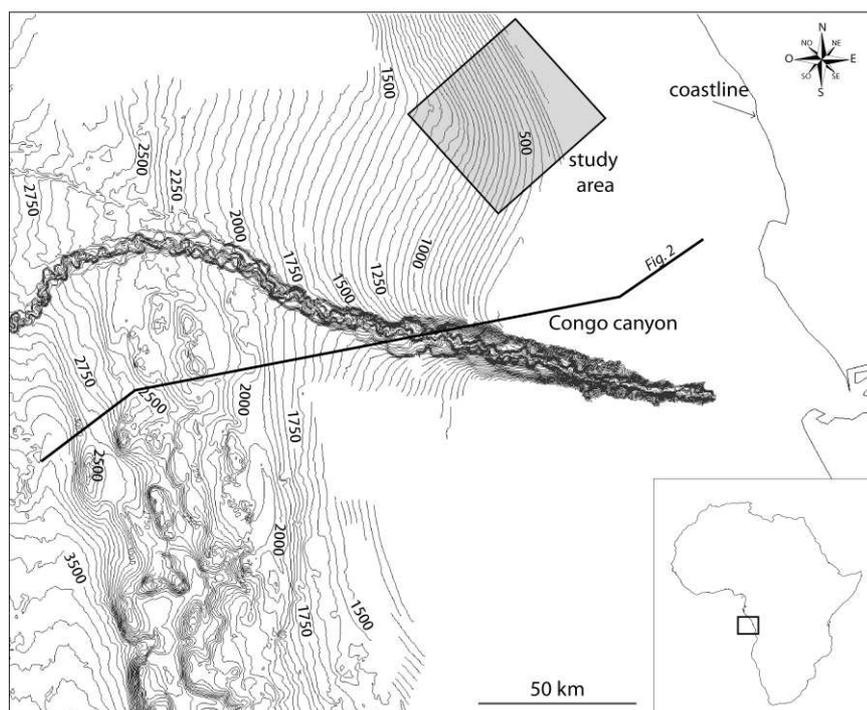


Figure 42 : Bathymetric map of the Lower Congo Basin from EM12 multibeam acquisition (Zaïango project, 1998-2000) showing the location of the study area, on the upper part of the slope.

Following the rifting, restricted-marine conditions allowed the deposition of up to 1 km of Aptian evaporites (the Loeme Formation), that constitute the decollement layer responsible for the salt tectonic that characterizes this part of the margin (**Figure 43**) (*Brice et al., 1982; Duval et al., 1992; Liro & Coen, 1995; Lundin, 1992; Valle et al., 2001; Uchupi, 1992*). The gravitational sliding of the sedimentary cover above the salt layer defines an upslope extensional domain characterized by rafts and grabens and a downslope compressive domain characterized by salt diapirs, canopies and walls, each domain being about 100 km wide within the Lower Congo Basin (*Duval et al., 1992; Fort et al., 2004; Lundin, 1992; Marton et al., 2000; Rouby et al., 2002*). The study area is located in the extensional domain and is structured into horsts and grabens bounded by listric faults (**Figure 43**).

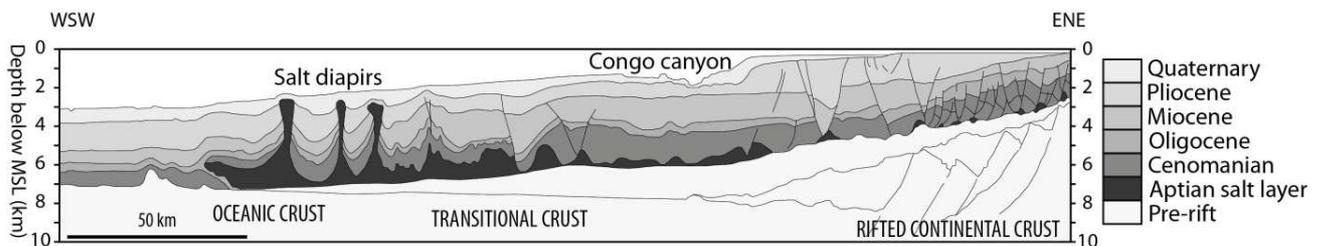


Figure 43 : Regional geoseismic section across the West African Margin illustrating the general stratigraphic architecture and salt tectonics (location on **Figure 42**), modified from *Babonneau et al., 2002*.

The stratigraphy of post-rift sediments consists of two major sequences; these are separated by the Oligocene Unconformity that reflects a major change in ocean circulation and climate (*Séranne et al., 1992; Séranne, 1999*). The latter sequence corresponds to the icehouse period that began in the early Oligocene. This sequence has been characterized by an overall regression superimposed by alternating dry and wet climate periods and high amplitude (>100m) high frequency (100 kyr) sea level oscillations (*Bartek et al., 1991; Miller et al., 2005; Seranne, 1999; Zachos et al., 2001*). During this period, sedimentation has been dominated by the progradation of a terrigenous wedge associated with the deep incision of the Congo submarine canyon (*Séranne, 1999*). The large amount of terrigenous material has led to the formation of the large turbidite systems of the Congo fan (*Brice et al., 1982; Broucke et al., 2004; Droz et al., 1996; Uchupi, 1992*). Deep thermogenic fluids (*Gay et al., 2006a*) migrating upward are preferentially trapped in sandy turbidite channel reservoirs. Significant oil and gas discoveries have been made in this basin over the last two decades (*Beglinger et al., 2012; Burwood, 1999; Cole et al., 2000*). Since the early Pliocene, the shelf and the slope have been bypassed because of the deep incision of the Congo canyon that directly connects the Congo River with the deep basin and the abyssal plain, down to 4000 m water depth (*Babonneau et al., 2002*). As a consequence, the slope, including the study area, has only been receiving sparse amounts of fine-grained sediments along with pelagic production (*Jansen et al., 1984; Pufahl et al., 1998; Uenzelmann-Neben, 1998*).

The Pliocene-present interval contains widespread fluid escape features, at seabed and in the subsurface, indicating past and ongoing bypass of the regional seal (*Andresen et al., 2011; Cartwright, 2011; Gay et al., 2006a*), which corresponds to a major polygonal fault system (*Cartwright, 2011; Gay et al., 2004*).

V. DATA AND METHODOLOGY

The dataset (**Figure 44**) includes multibeam bathymetry, seismic data, seafloor videos, seafloor samples geochemistry and chemistry of the water column. All these data have been acquired during several marine campaigns carried out over the last 15 years (Zaiango, 1999; Zairov, 2000, Biozaire, 2001, Total Geohazard, 2011).

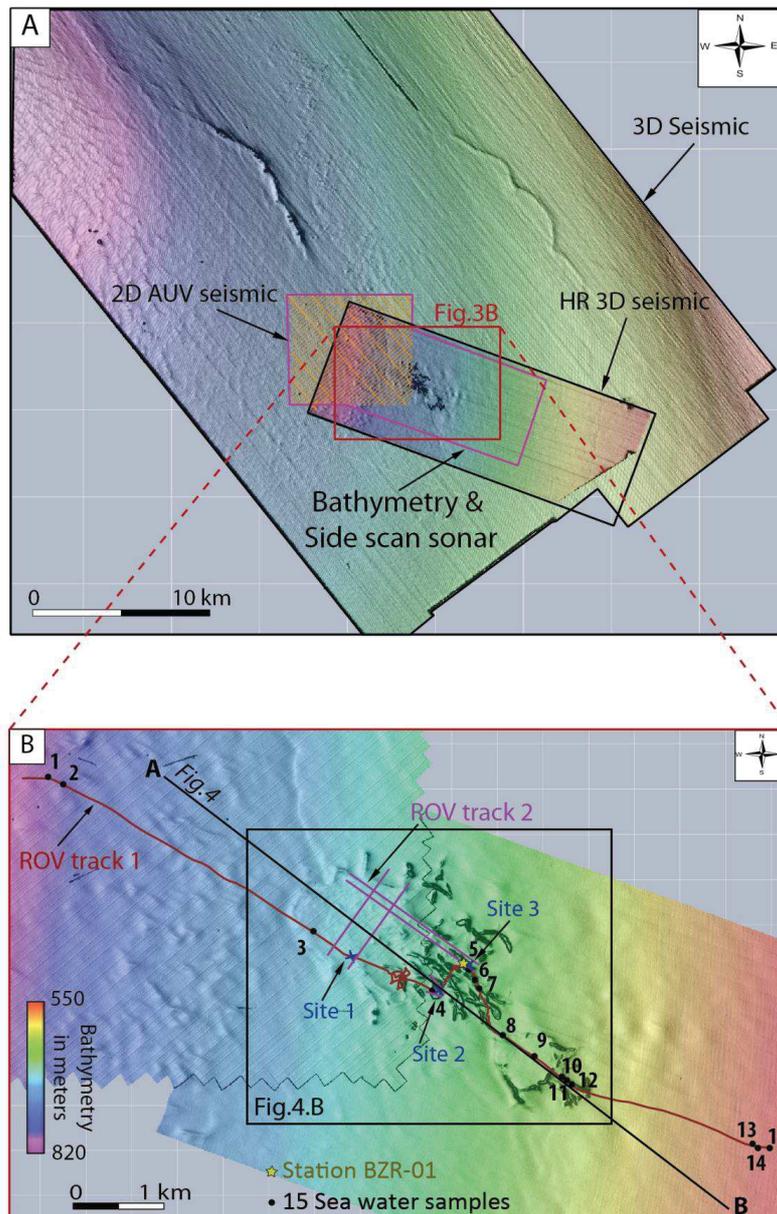


Figure 44 : **A.** Two-way time map of the seafloor with dip overlay showing the 2D and 3D seismic coverage and the area covered by side-scan sonar (red rectangle). **B.** Bathymetric map of the area of interest with the two ROV tracks (orange and purple) and the two sites where carbonates were sampled.

1. SEISMIC DATA

The study is based on both 3D seismic volumes and 2D, high resolution (HR) seismic profiles. The seismic interpretation and attribute analyses were performed with the SISMAGE software developed by Total ([Guillon & Keskes, 2004](#)). All data are displayed in two-way travel time (TWT) and values are expressed in s (TWT) or ms TWT. The average velocity in the upper section studied here is estimated at ca. 1500 m.s⁻¹ ([Sultan et al. 2007](#)), so that 100 ms TWT roughly correspond to 75 m.

A. Exploration and High resolution (HR) 3D data

Two 3d seismic volumes with a multichannel offset, acquired for hydrocarbon exploration are used for this study (**Figure 44**)

The first dataset covers about 1900 km² with a line spacing of 12.5 m and a cdp distance of 12.5 m. The dominant frequency is 70 hz in the upper 100 ms twt, with a significant frequency content up to 80-90 hz, giving a vertical resolution of ~ 4 m (at a velocity of 1700 m.s⁻¹) and a horizontal resolution of ca. 20 m; the vertical sampling is 4 ms twt.

The second dataset is a high-resolution 3d volume covering 120 km² with a line spacing of 6.25 m in both directions (in brown on **Figure 44**) and a sampling rate of 3 ms twt. The dominant frequency is 70 hz in the upper 100 ms twt (similar to the regional survey), but with a significant frequency content up to 100-110 Hz in the upper 100 ms twt of the sedimentary pile; this gives a vertical resolution of ca. 3 m for a velocity of 1700 m.s⁻¹. The seabed signal is not symmetrical, which means that the data are not zero-phase ([Brown, 2011](#)).

This study mainly used the amplitude, “dip” and coherence ([bahorich & farmer, 1995](#)) attributes. The coherency attribute estimates over a window selected by the interpreter the correlation between a seismic trace and the adjacent ones. The “dip” attribute is an approximation of the local slope gradient in degrees; it was calculated here at each sample over the 8 surrounding points.

B. High resolution 2D-AUV seismic data

High-frequency 2D seismic data with high resolution (HR) and low penetration (2D-AUV and Chirp for example) are generally used to study sub-seafloor anomalies ([Orange et al., 1999](#); [Savini et al., 2009](#)). All AUV data were acquired using C&C's **C-Surveyor I™**.

Roughly 300 km of high resolution (HR) 2D-AUV seismic profiles were used for the study (**Figure 44**). The AUV was equipped with an edge tech chirp subbottom profiler. The transmit pulses are generated in the frequency band between 2 and 8 kHz. The high-resolution 2D-AUV seismic profiles have a spacing of 175 m in a SW-NE direction and about 1000 m in the orthogonal direction over the area of interest. The signal has a penetration of about 100 ms *twt* and a resolution of 6 -10 cm. Due to the low penetration of the high frequency signal; no reflections were identified below around 70 m below the seafloor. These 2D seismic profiles were interpreted using a combination of the recorded amplitude and its “envelope”, a moving Root mean Square (RMS) average.

2. SEABED BATHYMETRY

Bathymetry data were acquired by the AUV equipped with a Simrad EM 2000 Swath bathymetry system collecting soundings in a 200-meter swath underneath. Multibeam data were processed at a 3-meter bin size using C&C's proprietary HydroMap software and the depth values are referenced to Lowest Astronomical Tide (LAT). Bathymetry data cover an area of about 400 km² (**Figure 44**) with a horizontal resolution of about 3 m. The vertical resolution provided by the 200 kHz source is a few cm.

3. SIDE SCAN SONAR (SSS) DATA

Side-Scan sonar data were collected by the AUV equipped with a dual frequency chirp Edge Tech Side Scan Sonar. It uses a calibrated wide band digital frequency modulated (FM) signal to provide high resolution, low-noise images. This sonar simultaneously transmits linearly swept FM pulses centered at two discrete frequencies: 120 kHz and 410 kHz with a maximum cross-track resolution of respectively 6.25 cm and 1.8 cm.

The acoustic penetration can reach several meters depending on the sediments at the sea bottom. The backscatter data are used for the impedance contrast detection in the seafloor sediments and in the shallow sub-seafloor. High backscatter intensity is displayed in dark tones (**Figure 44**).

4. SEAFLOOR VIDEOS AND SAMPLING

Two video transects were acquired during two surveys (**Figure 44**).

The first one (ROV track 1) corresponds to the ZAIANGO IFREMER/TOTAL-FINA-ELF program (Zairov mission in 2000) with the “ROV Victor” (Remote Operated Vehicle).

The second one (ROV track 2) corresponds to an industrial geotechnical campaign acquired by SEAROV in 2012 for Total with the “ROV Seaeye Panther”. The last ROV dive has allowed collecting pictures of the seafloor that have never been published yet. The ROV dives were partly dedicated to the sampling of massive carbonate crusts by video-controlled grab on 2 different sites (**Figure 44**).

5. ISOTOPIC ANALYSES

Isotope values of carbon and oxygen were obtained by with the Isotope-Ratio Mass Spectrometry (IRMS) method by the use of a Delta V+ spectrometer after extraction of the CO₂. Analytic precision of measurements is 0.1 ‰ for both δ¹⁸O and δ¹³C values.

The isotopic ratio of carbon represents the difference between the ¹³C / ¹²C values (**Tableau 3**) measured on a sample relative to the Pee Dee Belemnite (PDB) international standard.

The isotopic ratio of oxygen indicates the difference between the ¹⁸O / ¹⁶O ratio (**Tableau 3**) measured on a sample and an international standard corresponding to the SMOW (Standard Mean Ocean Water).

6. WATER COLUMN GEOCHEMISTRY

During the Zairov mission in 2000, water was sampled in several pressurized bottles, in both hydrocasts and ROV sampling, to measure the actual concentrations of dissolved methane and also the concentrations of iron, manganese and silicon dissolved.

Hydrocasts were also carried out using a SBE 9/11+ Seabird conductivity–temperature–depth (CTD) sensor with a Wet Labs nephelometer, at the BZR-01 Station (see **Figure 44.B** for location). This CTD/rosette was also equipped with 16 pressurized bottles of 8 l capacity in order to sample the water column.

In addition, a Victor ROV dive was carried out above the area of interest, between 550 m to 800 m water depth, in which 15 pressurized minibottles of water were sampled, 3 m above the seabed (**Figure 44.B**). Aliquots of 125 ml were immediately collected in glass bulbs with teflon stopcocks and analyzed on board using a chromatographic purge/trap technique (*charlou & donval, 1993; charlou et al., 1998*). Aliquots of 60 ml were acidified for Fe and Mn analysis.

VI. GEOPHYSICAL CHARACTERIZATION

1. MORPHOLOGY AND DISTRIBUTION OF SEAFLOOR MORPHOTYPES

In the Lower Congo Basin, multibeam data were combined with coherency maps derived from 3D seismic data in order to better characterize the seafloor morphology. Two kilometric scale anomalies were identified at about 600-700 m water depth (**Figure 45**). Three main seafloor morphotypes have been identified:

A. Morphotype A

At **Morphotype A**, the bathymetric and the slope gradient maps only show slight variations of slope angles (**Figure 45.A&B**). The seafloor is smooth and only a few depressions and mounds are visible in the north-western part.

The backscatter reflectivity has an average low value displayed as a light grey on **Figure 45.C**. The coherency is high and shows no major variations over the area (**Figure 45.D**). This morphotype is considered as the background regional seafloor.

B. Morphotype B

At **Morphotype B**, the bathymetric and the gradient maps show two sub-circular flat-bottomed depressions on the seafloor (**Figure 45.A&B**). They are 2-3 m meters deep on average and are characterized by a rough bottom surrounded by continuous edges. They are both elliptical in shape and their preferential elongation is close to the gradient of the regional NNW-SSE slope. The northwestern depression is approximately 1.5 km long and 1 km wide, representing an area of about 1.2 km². The southeastern depression is about 0.7 km long and 0.6 km wide covering a surface of 0.4 km². Within the flat depressions the backscatter reflectivity is low (**Figure 45.C**) and the coherency is generally medium (**Figure 45.D**). A few lower coherency anomalies are also visible on the coherency map. They appear as isolated irregular to crescent-shaped patches, a few tens of meters in length (**Figure 45.D**).

C. Morphotype C

At **Morphotype C**, the bathymetric map shows a set of elongated depressions, about 10-m deep (**Figure 45.A**). They have steep edges with slope angles reaching 35° as shown by **Figure 45.B**. Nearly 75 % of these elongated depressions trend in a NNW-SSE

direction, subparallel to the regional slope gradient. They are very narrow: about 50 m wide for a length ranging from 50 m to 1000 m. Some of the elongated depressions widen into elliptical patches, 200 m long and 100 m wide (Figure 45.A).

The backscatter map shows high reflectivity anomalies on the seafloor (Figure 45.C), including a few thin and elongated depressions and six of the broader anomalies corresponding to the elliptical patches described on the slope gradient map (Figure 45.C). Within this Morphotype C, all depressions are very low in coherency (Figure 45.D).

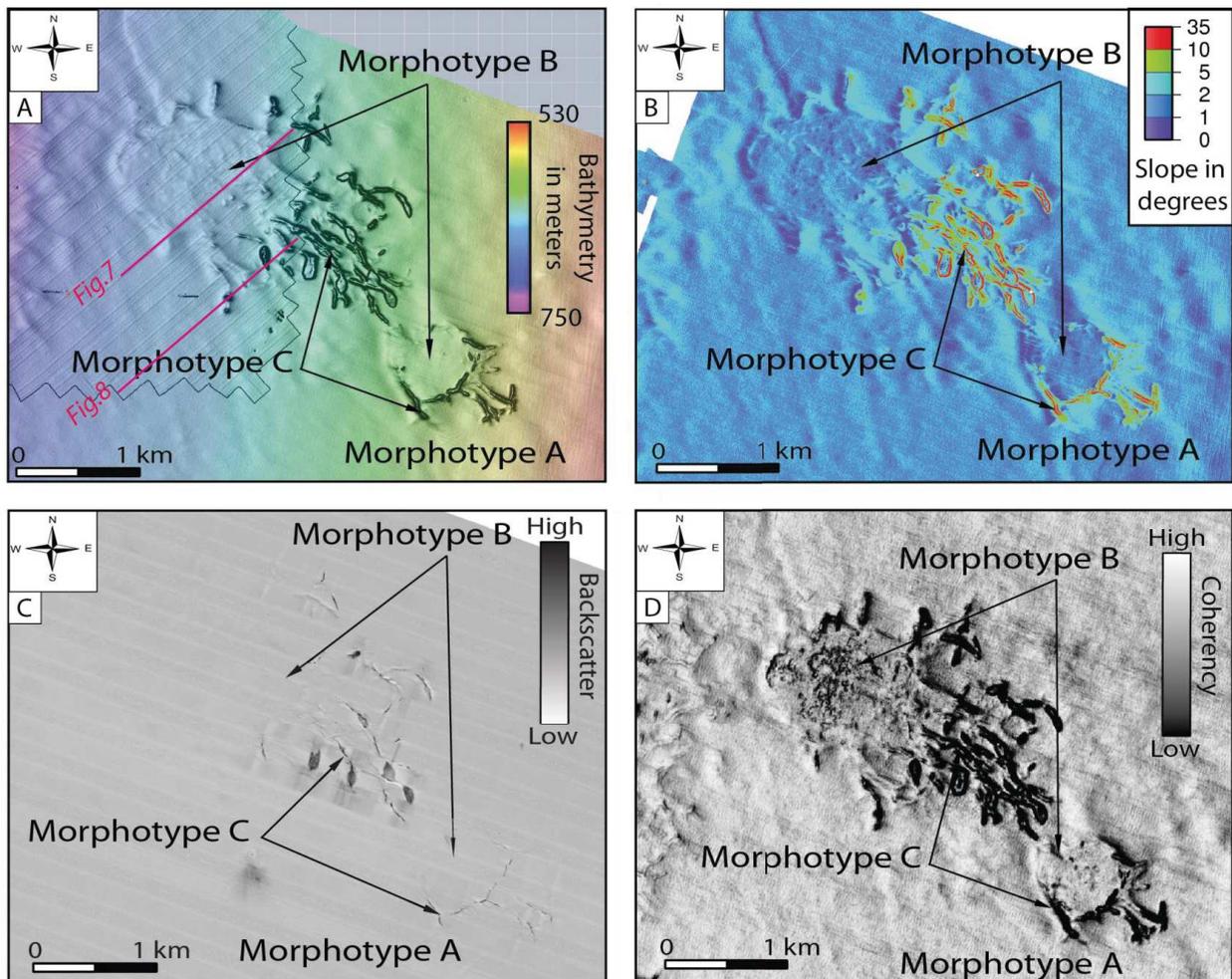


Figure 45 : **A.** Bathymetric map of the seafloor showing Morphotype A which is characterized by a smooth and regular morphology; Morphotype B, which is rougher and slightly depressed and Morphotype C, which consists of elongate depressions. **B.** Color-coded dip of the seabed calculated from the 3D two-way time map of the seafloor. Both Morphotype A and Morphotype B just show the regional dip, while Morphotype C is marked by high dips that correspond to the margins of the elongated depressions. **C.** Seabed reflectivity from the side scan sonar data showing Morphotype A and B with a low reflectivity, whereas Morphotype C is strongly reflective, indicating a higher acoustic impedance. Reflectivity highlights a series of elliptical patches that develop along the depressions of Morphotype C. **D.** Coherency map of the seabed from 3D seismic data highlighting the difference between Morphotype A (highest coherency), Morphotype B with an intermediate coherency (especially in the NW patch) and Morphotype C, with a very low coherency.

D. Morphotypes association

Morphotypes B and C are associated in two sets, each comprised of a patch of Morphotype B from whose periphery appear to emanate furrows of Morphotype C. In each set, the distribution of the furrows is strongly skewed towards the SE side of Morphotype B, with the orientation of individual furrows ranging from radial (with respect to Morphotype B) to southeastwards trending, the latter being dominant. For each set, the network of Morphotype C furrows reaches about one diameter of the patch of Morphotype B in a SE direction.

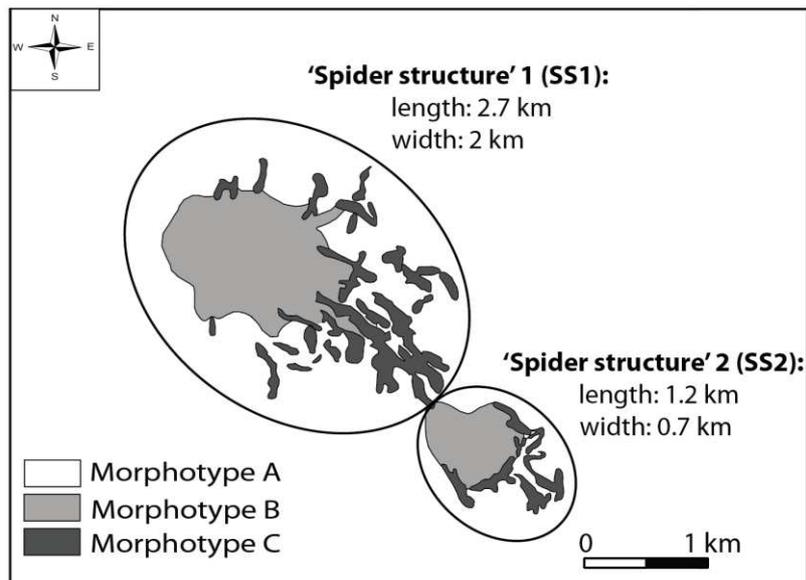


Figure 46 : Morphotypes distribution from the compilation of the maps of **Figure 45**. This composite map highlights the presence of two similar structures, each composed of a subcircular patch of Morphotype B with a set of peripheral elongated depressions (Morphotype C) dominantly extending to the SE of the

This association of Morphotypes B and C allows defining two main objects on the seafloor: the deeper one is 2.7 km long and 2 km wide and consists of a large patch of Morphotype B, with peripheral furrows of Morphotype C extending southeastwards; shallower on the slope, a similar feature covers 1.2 km in length and 0.7 km in width and also shows furrows developing upslope from a patch of Morphotype B. They are both called "Spider Structures" (SS) as they consist of a main "body" (*i.e.* sub-circular patch of Morphotype B) and peripheral "legs" (*i.e.* elongated Morphotype C). The "Spider Structures" are named SS1 (larger feature) and SS2 (smaller) (**Figure 46**).

2. LARGE AMPLITUDE ANOMALIES ON SEISMIC SECTIONS

The studied seismic interval shows several amplitude anomalies located just underneath the two spider structures previously identified (**Figure 47**). Two strong amplitude anomalies identified at 1100 ms TWT below seafloor (**Figure 47.C**) correspond to Miocene turbidite channels that have been exploited for over a decade. They are cut by listric normal faults that compartmentalize the reservoirs. Some of these faults reach the seafloor where they are expressed as curved depressions (**Figure 47.A**).

Two flat high-amplitude anomalies are also identified in the shallow subsurface just below the two spider structures (**Figure 47**). Although the used seismic dataset is not zero-phase, the flat reflections can be seen to have a polarity (white/black) opposite to that of the seafloor (black/white) (**Figure 47.C&D**). These anomalies are almost parallel to the seafloor, slightly converging upslope towards it; in those respects, they fulfill the criteria of BSRs (Bottom Simulating Reflections) and can thus be suspected to correspond to the Base of the Gas Hydrate Stability Zone (BGHSZ) (e.g. *Dillon et al., 1980*).

In order to test this interpretation, 5 couples of temperature/pressures have been estimated along the amplitude anomalies on the basis of their depth of occurrence (pressure) and geothermal gradient (temperature). Three gradients were used, based on the three measurements reported in the vicinity (*Sultan et al., 2004a*): 48 °C/km, 50 °C/km and 56 °C/km. The seabed temperature was estimated as the seabed intercept of Sultan et al.'s dataset at about 6.5 °C. The pressure was taken as hydrostatic, in accordance to what is normally observed at shallow depths with normal sedimentation rates (*Osborne & Swarbrick, 1997*). Time-depth conversion was carried out using a compressional acoustic velocity (V_p) of 1500 m.s⁻¹ in these very shallow, uncompacted and unlithified lithologies, as measured in previous studies (*Sultan et al., 2007*).

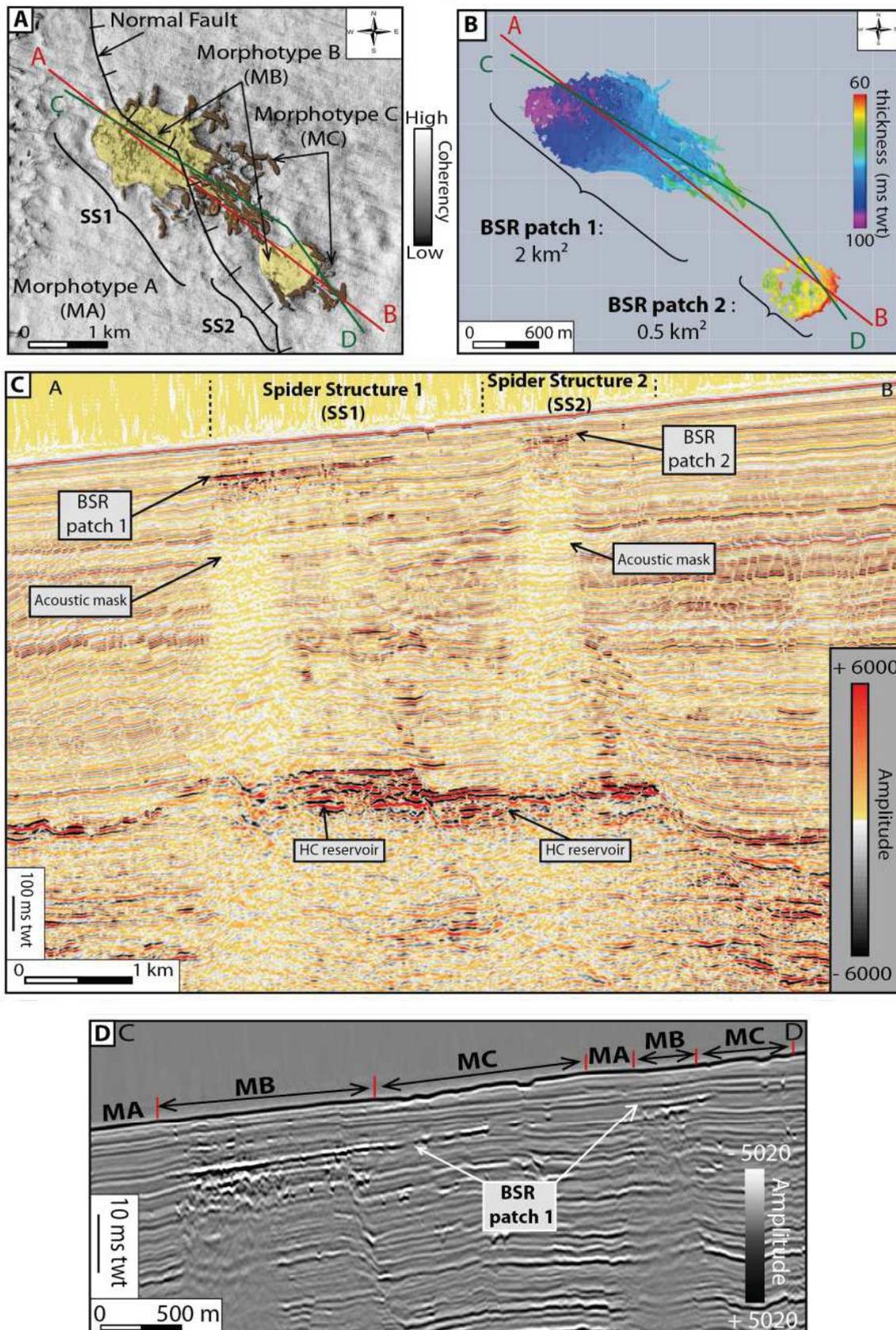


Figure 47 : **A.** Map of the seabed reflectivity showing the two spider structures (SS1 and SS2), the major normal faults and the location of the 2 seismic lines AB and CD. **B.** Isopach map of the interval between the seafloor and the BSR, showing that the BSR is distributed in two patches and that it is shallower in the SE than in the NE. **C.** Seismic section AB (see

Figure 48 shows the comparison between the five (P, T°) points estimated along the suspected BSR and hydrate stability curves for variable methane / ethane mixes, from 100 % to 90 % CH₄, as reported in (Sloan & Koh, 2007). There is a good consistency between the burial of the observed reflection and the base of the hydrate stability zone calculated using the locally measured (Sultan et al. 2004) for a gas mixture that contains more than 99 % methane. Other combinations like a gas more enriched in C₂H₆ (more stable) and a higher geotherm (pushing the stability domain upward) could give the same result, but such solutions seem too speculative to be retained in the absence of representative analyses of the gas at BSR level.

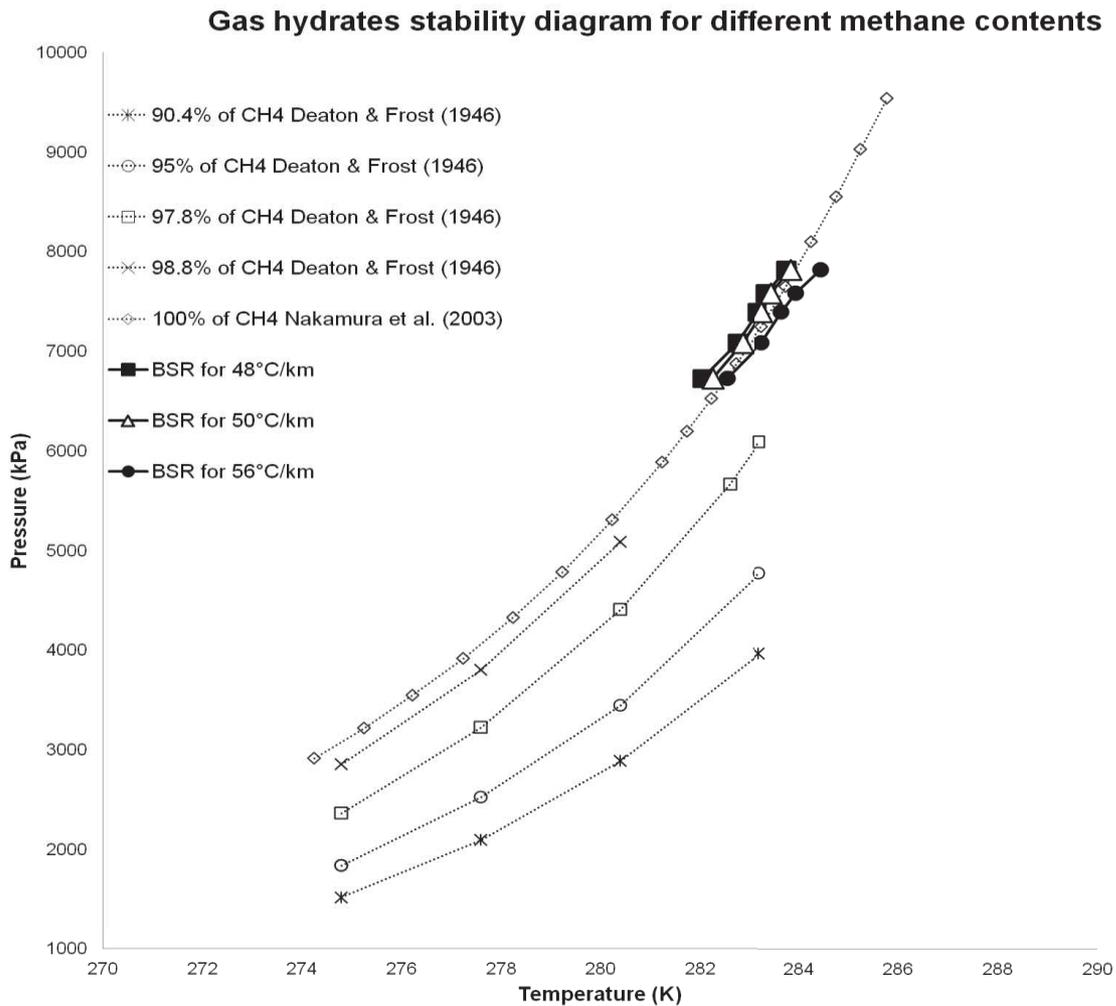


Figure 48 : Gas hydrates stability diagram for both pure methane and different proportions of methane (methane + ethane mixture) (from Sloan and Koh, 2007) on which are plotted several couples of temperature/pressure points corresponding to the observed patches of BSR. Calculation of the temperature at the BSR was made with 3 geothermal gradients obtained close to the structure of interest (Sultan et al., 2004a).

These two patches of BSRs are not strictly parallel to the seabed (**Figure 47.C&D**) but slightly oblique to it, with a depth below the seabed decreasing from 100 to 60 ms TWT in an upslope direction as the seabed shoals from 700 to 600 m water depth (**Figure 47.B**). Bottom-simulating reflections normally wedge upslope as they approach the wedge of gas hydrates, thereby reducing the thickness of the gas hydrate stability domain (*Field & Kvenvolden, 1985*). The tilting of the interpreted BSRs is consistent with the fact that the upslope wedge of gas hydrates is estimated to be located at a water depth around 550 m in the study area (*Sultan et al., 2004a*). On a map view, the high amplitude anomalies form two patches of BSRs, one covering about 2 km² and the other ca. 0.5 km² (**Figure 47.B**). The wider patch of BSR is located in an area where two faults are connected (**Figure 47.A**). Both BSR patches are associated with an underlying high amplitude chaotic and discontinuous zone, a few ms to 150 ms TWT thick (**Figure 47.C&D**). Such anomalies are commonly interpreted as free gas zones below the BSR (*Berndt et al., 2004; Bouriak et al., 2000*), as the BSR commonly marks the transition between gas hydrate-bearing sediments and the underlying free gas zone (e.g. *Dillon et al., 1980*). The dimming of seismic reflections forms two columns of about 1500 ms TWT high and 600 m wide that extend down to the underlying hydrocarbon reservoirs.

3. SHALLOW SUB-SEAFLOOR AMPLITUDE ANOMALIES

In the study area, 2D-AUV profiles were used to highlight subsurface anomalies in the first 70 m below seafloor. The 2D-AUV seismic profile CD crosses the main body of spider structure 1 from NE to SW (**Figure 49.A**; see **Figure 45** for location). The envelope attribute displays high-amplitude seismic anomalies as dark grey patches. Four levels of irregular high-amplitude anomalies were identified in the subsurface right below the main flat-bottom depression of morphotype B. On both sides of the depression the envelope attribute shows low amplitude parallel and continuous reflections. They correspond to the background seismic morphotype A in the area, as evidenced on all other 2D-AUV seismic profiles (see **Figure 44** for location).

The two deepest levels, level 1 (60 ms twt below seafloor) and level 2 (35 ms twt below seafloor), consist of high-amplitude reflections rather discontinuous, that concentrate under the SW part of morphotype B (**Figure 49.A**). On the contrary, the two shallowest levels, level 3 (25 ms twt below seafloor) and level 4 (10 ms twt below seafloor), are present under the whole depression of morphotype b (**Figure 49.A.B**). In contrast with deeper levels, “level 4” rather appears as an interval, 8 to 12 ms twt thick, composed of closely spaced amplitude anomalies 30 to 100 m wide each (**Figure 49.B**).

Figure 49.C illustrates on a 2D-AUV seismic profile (amplitude display) the relationships between reflections outside the anomalies and inside the patch of Morphotype B. Reflections visible laterally to the depression can be followed below the margin before they fade out. They consistently plunge down slightly towards the center of the depression. This combination of downwarping and progressive loss of amplitude may at first glance evoke diffraction hyperbolae at the edge of background reflections. However, real diffraction hyperbolae are clearly expressed around the main anomalies of level 4 for instance, and have a much steeper slope than the gentle downwarping at issue here. This downwarping can be followed at least down to below level 2 on the SW side of the seismic profile shown in **Figure 49.B**. The shape of the crest (in particular the location of the highest point) differs from one horizon to the other, as shown on **Figure 49.C**. This phenomenon indicates that the down-bending is not a seismic artifact but corresponds to a real geological feature.

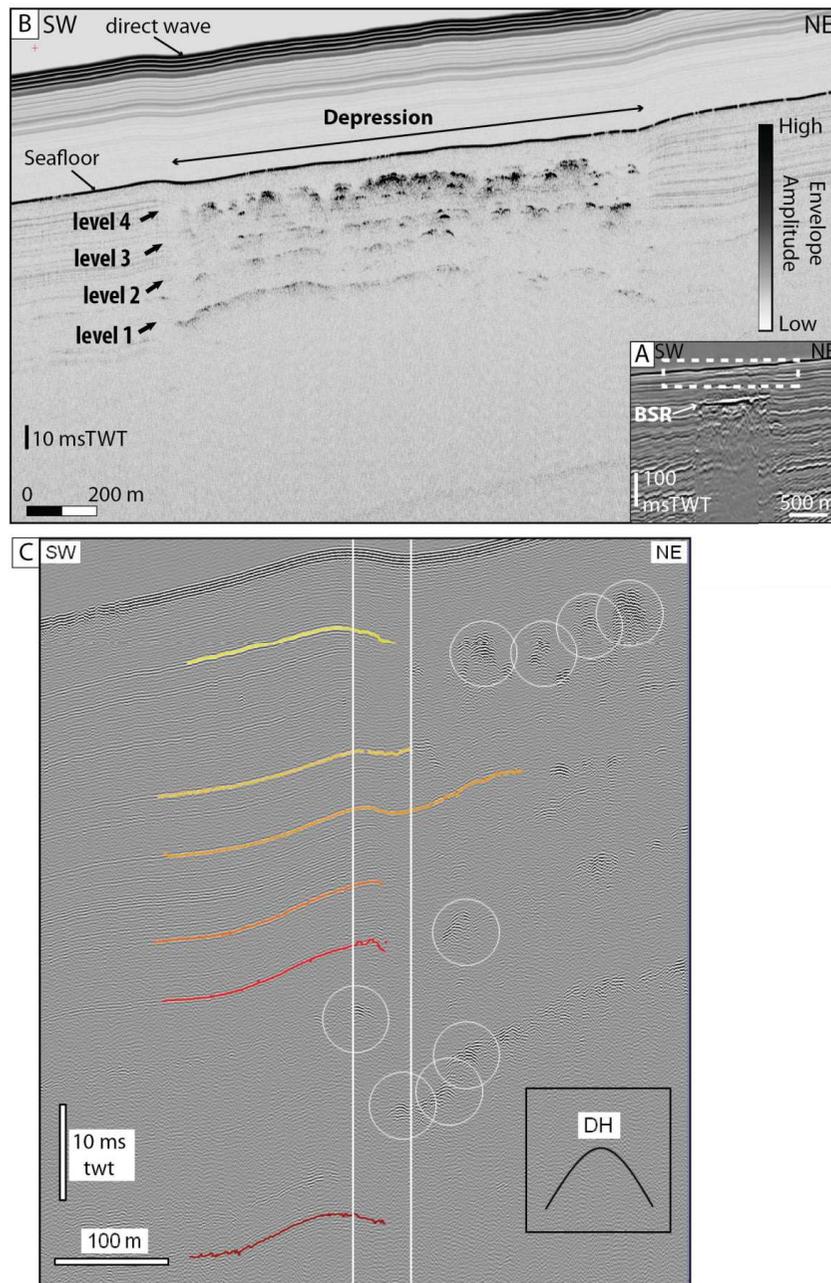


Figure 49 : Seismic sections (location shown on **Figure 45**) across the main patch of Morphotype B. **A.** Insert from 3D seismic data to show the context above the BSR. **B.** Close-up of the zone shown on A with a white rectangle on 2D-AUV data (envelope display, see text). This high-resolution display highlights the gentle depression associated with Morphotype B, and shows 4 levels of discontinuous sets of aligned reflections underneath, vertically spaced by 10 to 20 ms. The signal labeled “direct arrival” at the top is a seismic acquisition artifact and not a geological reflection. **C.** Amplitude display of the same seismic profile as B over the SW margin of the depression showing reflection geometry down to below level 1. Seven horizons have been picked and show downwarping below the margin of the depression. The two vertical seismic profiles show the exact location of the rim of the depression (left) and its lowest point (right). The highest point of the picked horizons is not perfectly aligned with the rim, showing that these horizons are not multiples. A number of diffraction hyperbolae can be seen (white circles) where the aligned reflections were observed on 7B. They all show the same curvature, idealized in the box labeled “DH”. The curvature of the NE edges of the picked horizons is much gentler, indicating that the reflections correspond to the presence and morphology of real reflectors in subsurface. Vertical scale is in seconds TWT.

Figure 50 shows 2D-AUV seismic profile EF (see Figure 45 for location). This profile is parallel to profile CD, and partly crosses Morphotype C. The dominant seismic facies is parallel and continuous (Mitchum et al., 1977). The seafloor shows 4 depressions, 5 to 8 ms TWT deep (i.e. 3 to 6 m with a water velocity of 1500 m.s⁻¹) and 50 to 120 m wide along the section; they are numbered 1 to 4 from SW to NE on Figure 50. Patches of high-amplitude anomalies develop beneath the depressions. Anomalies 1, 2, 3 and 4 are buried at about 6, 20, 4 and 5 ms TWT respectively below the corresponding depressions. They are all associated with an underlying acoustic mask that forms a very steep inverted V-shaped dimming structure. The seismic reflections are disrupted on both sides of the acoustic mask or they are dimmed and shifted downward suggesting a pull-down effect. The outline of the 2D-AUV profile EF is shown by a dotted rectangle (Figure 50.A) on a profile extracted from the 3D cube along the same line. It shows that shallow buried anomalies beneath elongated depressions (Morphotype C) are all located above the BSR that lies about 90 ms TWT below seafloor (Figure 47.D).

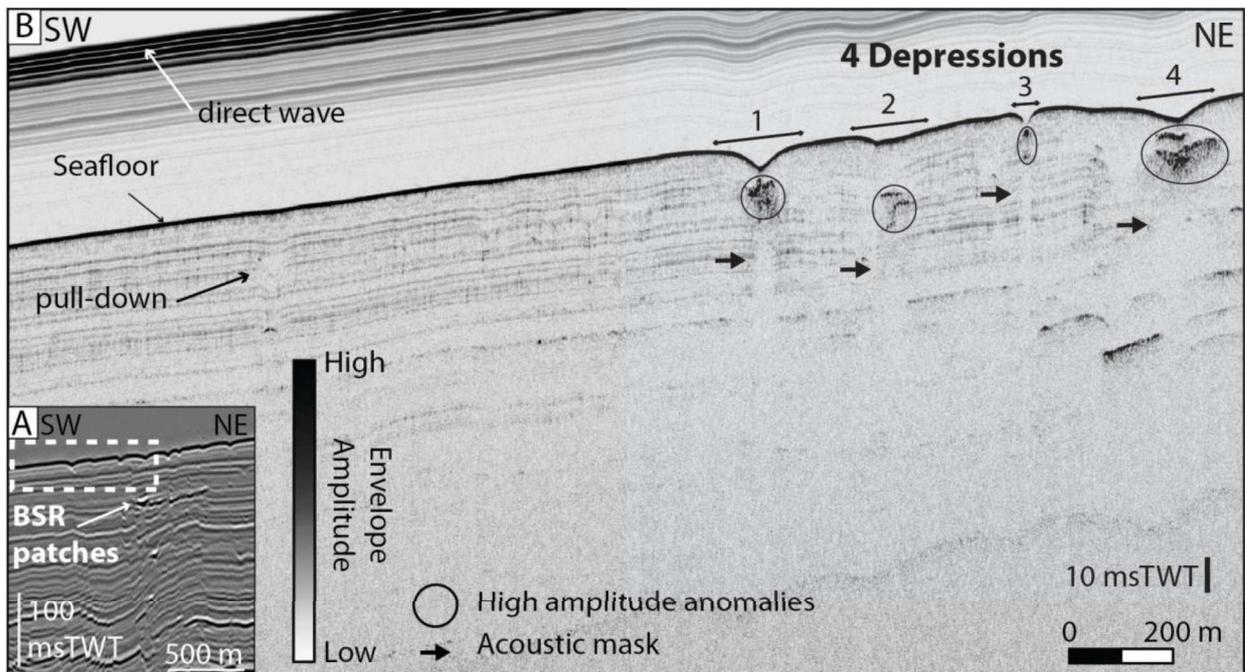


Figure 50 : A. Seismic section from 3D seismic data for the context (location shown on Fig.5) across the elongated depressions of Morphotype C, shown in a white rectangle. B. Section from 2D-AUV seismic data (envelope display). The seismic profile shows high-amplitude anomalies below each of the depressions, with the deepest anomaly below the gentlest surface depression.

VII. BIOLOGICAL AND GEOLOGICAL CHARACTERIZATION AT THE SEAFLOOR

1. VISUAL IDENTIFICATION OF SEAFLOOR MORPHOTYPES

On the slope of the Lower Congo basin, two ROV dives were used to investigate Spider Structures 1 and 2 located between 600 m and 700 m water depth. In particular, the ROV tracks crossed both the body (morphotype B) and the legs (morphotype C) of SS1 (**Figure 51**, see ROV tracks on **Figure 44** for location) without observing any gas bubbles escaping from the seafloor. Three sites were selected for representative pictures within SS1 (see **Figure 44** for location): site 1 in the flat-bottomed depression corresponding to morphotype B, and sites 2 and 3 in the elongated depressions corresponding to morphotype C.

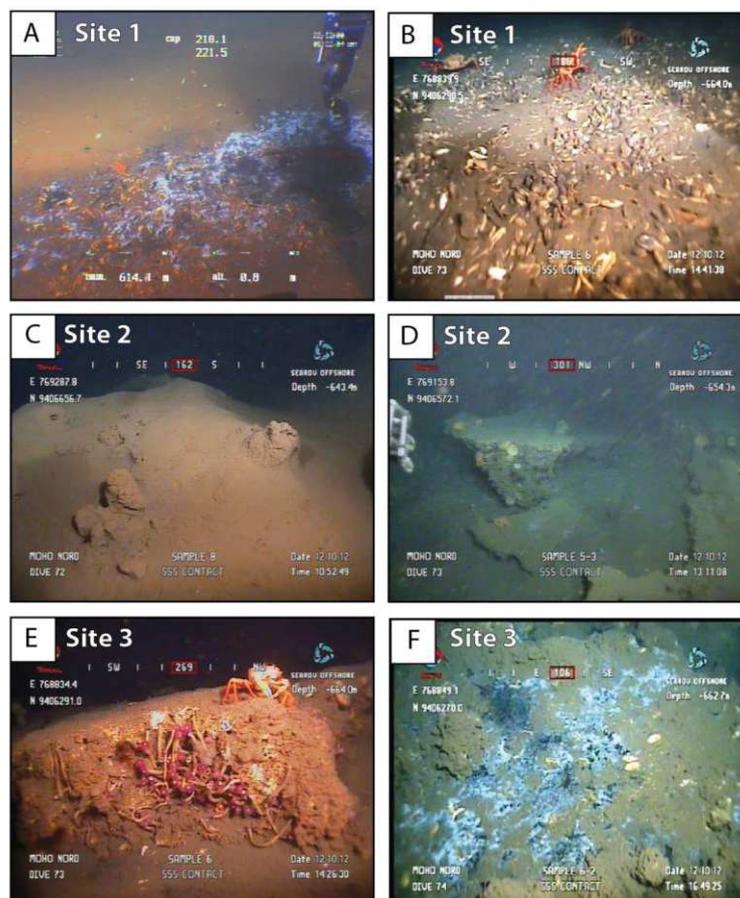


Figure 51 : Seafloor pictures from submersible dives, taken on three sites of Morphotypes B and C (locations shown on Fig.3). **A.** Bacterial mats (white patches) associated with black reduced sediments and empty shells of bivalves. **B.** Accumulation of empty bivalve shells scattered on hemipelagic sediments. **C.** Small mound formed by carbonate tubes popping through soft mud. **D.** Flat-topped carbonate crust with a conical shape emerging from the mud, which is highly broken, and crabs walking over. **E.** Flat-topped 'tabular carbonate crust', showing a high porosity with living tubeworms and crabs. **F.** Scrappy carbonate crust with white bacterial mats associated with black reduced sediments in between.

A. Morphotype B (MB)

Within the flat-bottomed depression of MB, pictures obtained during ROV dives on site 1 (see **Figure 44** for location) revealed the presence of white bacterial mats overlying blackish reduced sediments (**Figure 51.A**). Bacterial mats are discontinuous and consist of several closely spaced patches ranging in size from tens of square centimeters to tens of square meters (**Figure 51.A**).

Bacterial mats are associated with the presence of mostly empty shells of bivalves belonging to the thiotrophic family Vesicomidae (*Ondréas et al., 2005*) scattered all over the seafloor (**Figure 51.A**). Bivalve shells are sometimes grouped together in the periphery of the bacterial mats forming accumulations of empty shells (**Figure 51.B**) and sometimes associated with living bivalves.

B. Morphotype C (MC)

Within elongated depressions of MC, ROV dives on sites 2 and 3 (see **Figure 44** for location) revealed the occurrence of outcropping carbonates, with a variable degree of cementation (**Figure 51.C, D, E&F**). Carbonate outcrops can form tubular and/or nodular rocks partially or totally buried in the sediment which sparingly outcrop on the seafloor forming domes (**Figure 51.C**). Carbonate can also outcrop as thicker tabular carbonate pavements with a flat top (**Figure 51.D&E**). These carbonate crusts form massive slabs that are often tilted (**Figure 51.E**) and even fractured (**Figure 51.D**). The tilted crusts are a few cm to a few m in thickness. They cover an area of about a few hundred square meters. The white bacterial mats grew up directly on the carbonate pavements forming small and discontinuous patches (**Figure 51.D, E, F**), and they can be associated with black reduced sediments at the toe of carbonate pavements (**Figure 51.F**).

An abundant benthic life, such as tubeworms, anemones, Galathea and bivalves, has been identified on and around carbonate crusts as these provide a solid substrate to which sessile organisms can fix (**Figure 51.E**). Living bivalves and empty shells are scattered all over the seafloor of this area.

2. MORPHOLOGY OF SEAFLOOR CARBONATES

During the ROV dives, two main types of carbonate were sampled at sites 2 and 3 (see **Figure 44** for location): 1) Carbonate pavements, associated with bivalve shells, are the most common (**Figure 52.D&E**).

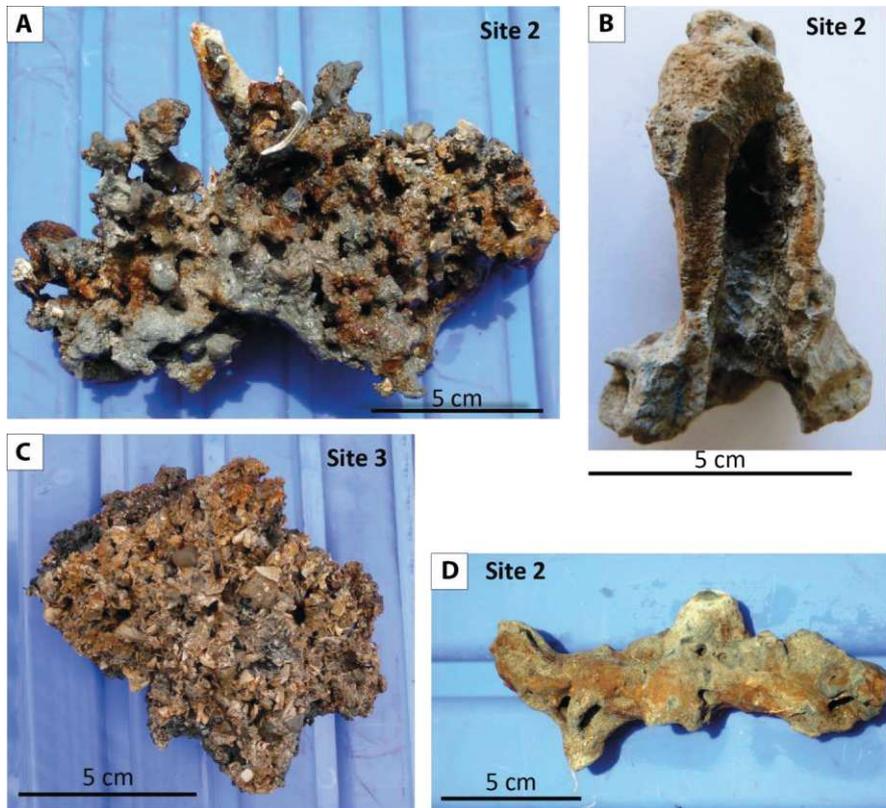


Figure 52 : Carbonate samples recovered from sites 2 (A, B, D) and 3 (C). **A.** Shell fragments, very heterogeneous in size, poorly cemented and showing a very high porosity. **B.** Section through a tubular carbonate showing the presence of a central conduit connected to peripheral conduits of smaller diameter. **C.** Crumbly carbonate made of cemented shell fragments with a high porosity. **D.** Well indurated tubular carbonate.

They consist of very poorly sorted shell fragments that are slightly cemented together. These carbonate rocks have a high porosity and are quite brittle due to the low amount of cement (**Figure 52.A&C**); 2) Nodular or tubular carbonates, which are less observed as they are often found buried within the sediment (**Figure 51.C**). The only tube-shaped carbonate recovered has a central conduit about 1 cm in diameter (**Figure 52.B**) connected to smaller secondary conduits of variable diameter which appear as small holes along the main tube (**Figure 52.D**). Nodules and pipes are much indurated and form hard carbonates.

VIII. CHEMICAL ANALYSES OF CARBONATES AND WATER SAMPLES

1. SEAFLOOR CARBONATES ISOTOPIC COMPOSITIONS

The isotopic composition of carbon and oxygen were analyzed on four samples taken from seafloor sites 2 and 3 in patches of Morphotype C (see **Figure 44** for location). Delta ^{18}O and $\delta^{13}\text{C}$ measurements for both sites are displayed on Tableau 3. The analyses on site 2 were made separately on the cement part and the shell part of the carbonate samples visible on **Figure 52.A**, and on a bivalve shell taken from the seafloor.

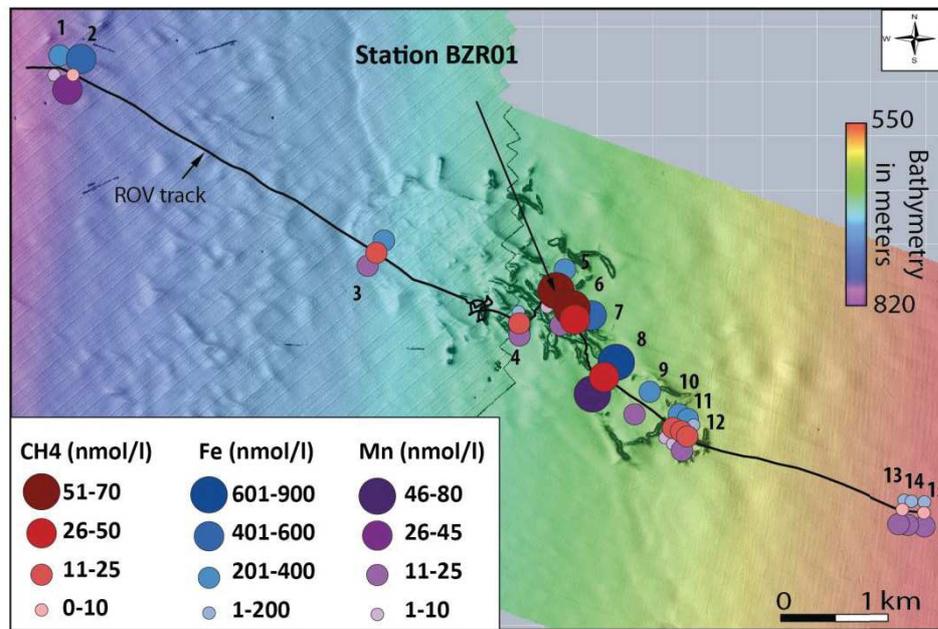
Tableau 3 : Isotopic analysis ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) made on carbonates samples recovered over Morphotype C on site 2 and 3. Samples analyzed on site 2 correspond to the cement fraction (C-c2) and the shell fraction (C-Sh2) of a carbonate sample of **Figure 52.A**, and an empty shell of bivalve (Sh2). The sample analyzed on site 3 corresponds to a carbonate (Carb3) of **Figure 52.C**.

	Samples	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	CaCO ₃ (%)
Site 2	Carbonate Cement fraction (C-c2)	-35,5	4,3	75,3
	Carbonate Shell fraction (C-Sh2)	-3,1	3,6	89,3
	Bivalve Shell (Sh2)	2,1	3,7	94,5
Site 3	Carbonate sample (Carb3)	-34,3	4,1	74,4

The measurement on site 3 was carried out on a carbonate sample visible on **Figure 52.C**. With negative values of $\delta^{13}\text{C}$ (-35.5 ‰ on Site 2 and -34.3 ‰ on Site 3 (**Tableau 3**), the carbon isotopic compositions on the carbonate cement fraction are nearly the same at both sites. However, the carbon isotopic compositions for the shell fraction of the carbonate sample (**Figure 52.A**) and for the isolated shell (both at site 2) show a major change, -3.1 ‰ and 2.1 ‰ respectively (**Tableau 3**). The $\delta^{18}\text{O}$ values for bulk carbonate fractions are in the range of +3.6‰ to +4.1 ‰ for sites 2 and 3 (**Tableau 3**).

2. NEAR-BOTTOM WATER CHEMICAL ANALYSIS

During the ROV dive near-bottom waters were regularly collected 1-2 m above the seafloor from the northwest corner to the southeast corner of the studied area (**Figure 53.A**). The water samples were then analyzed for dissolved methane (CH₄), iron (Fe), manganese (Mn) and silicon (Si).



Station BZR01

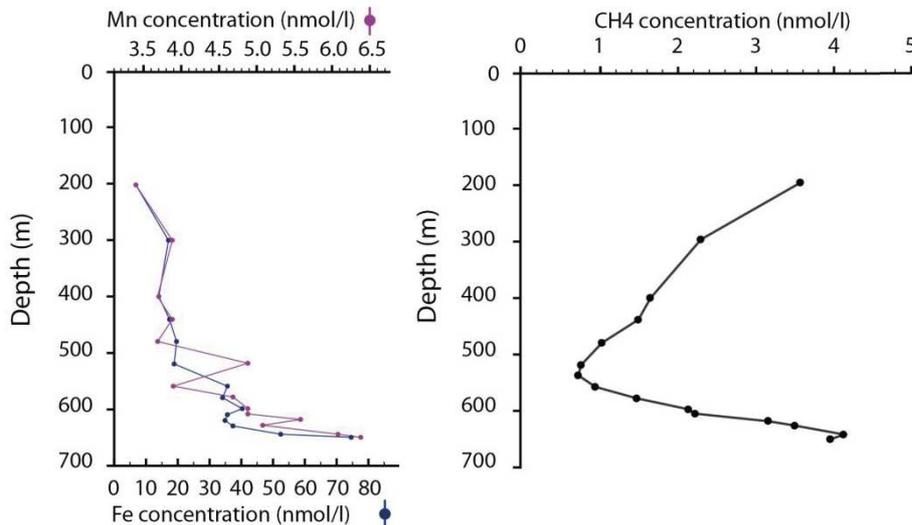


Figure 53 : Geochemical data. **A.** Concentrations of dissolved methane, iron and manganese measure: very close to the seabed, along the ROV track over Morphotypes A, B and C. Bathymetry in background. **B.** Vertical evolution of iron and manganese concentrations in the water column above station BZR01 (location on

Measurements 1-2 (about 820 m water depth) and 13-15 (about 550 m water depth) were made 2 km away from the seafloor anomalies. They were sampled over **Morphotype A** corresponding to the normal background seafloor. Except for point 2, measurements 1, 13, 14 and 15 range from 3 to 6 nmol/l for CH₄, 153,7 to 308,7 nmol/l for Fe, 9 to 16,9 nmol/l for Mn and 22,3 to 31,7 μmol/l for Si (**Figure 53.A** and refer to **Tableau 4.B** for exact values).

The only measurement made over **Morphotype B** at point 3 (**Tableau 4.B**) yielded a CH₄ concentration of 16 nmol/l.

Over **Morphotype C**, CH₄ concentration is higher with an average of 38 nmol/l and reached four times higher values at points 5 and 6 (**Tableau 4.B**). Dissolved methane concentrations measured over the Morphotype C of the deeper Spider Structure 1 (samples 4, 5, 6, 7 and 8) are higher than those measured over the Morphotype C of the shallower spider structure 2 (samples 10, 11 and 12) (**Figure 53.A, Tableau 4.B**).

Tableau 4 : Concentrations of dissolved methane, iron, manganese and silica measured 1 to 2 m above the seabed along the ROV track. These concentrations have been measured at 15 points in Morphotypes A, B and C, and evidence high lateral variability.

A. Hydrocats BZR01 samples:

Depth (m)	653	646	630	620	610	600	580	560	540	520	480	440	400	300	200	-
CH ₄ (nmol/l)	3,9	4,1	3,4	3,1	2,2	2,1	1,4	0,9	0,7	0,8	1	1,5	1,6	2,3	3,5	
Fe (nmol/l)	75,1	52,8	37,7	35,3	36,1	40,9	34,5	36,1		19,3	20,1	17,8	14,6	17,8	7,4	9
Mn (nmol/l)	6,4	6,1	5,1	5,6	4,9	4,9	4,7	3,9		4,9	3,7	3,9	3,7	3,9	3,4	3,7

B. ROV water samples :

Num d'ech (Zaïrov)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Seismic morphotypes	MA	MA	MB	MC	MC	MC	MC	MC	MB	MC	MC	MC	MA	MA	MA
CH ₄ (nmol/l)		3	16	23	70	68	42	43		18	20	24	6		3
Fe(nmol/l)	309	597	278	185	287		436	867	222	265	234	188	185	188	154
Mn (nmol/l)	9	45	17	13	3		21	74	13	9	6	14	17	11	11
Si (µmol/l)	22	39	40	35	35	36	36	36	33	33	32	33	32	31	31

Fe and Mn values measured over both Morphotype B and C are comparable to those over Morphotype A (**Tableau 4.B**), with the exception of a single sample (point 8). Calibration values are given by silica due to its low solubility in water. With values ranging from 22,3 to 39,1 µmol/l and a slight decrease with water depth, silica concentrations are consistent with dissolved ratios in seawater ([Cheong et al., 2014](#)).

3. WATER COLUMN CHEMICAL ANALYSIS

Complementary analyses have been conducted during the cruise. A vertical CTD / Rosette was operated in the water column over the seafloor anomaly (see **Figure 44** for location). The deepest measurement is very close to point 5 measured over the seafloor during the ROV dive.

The dissolved methane concentration decreases downward reaching a minimum value of 0.7 nmol/l at 540 m water depth (100 m above the seafloor). From this depth and downward the dissolved CH₄ shows a regular increase reaching its highest value of 4.1 nmol/l at 646 m water depth, close to the seafloor (**Figure 53.C** and **Tableau 4.A**).

The Fe and Mn vertical profiles show a slight increase down to about 540 m water depth (**Figure 53.B** and **Tableau 4.A**). From this depth downward the Fe and Mn concentrations increase more rapidly reaching the values of 75,1 nmol/l and 6,4 nmol/l respectively at 653 m water depth, close to the seafloor (**Figure 53.B**).

IX. DISCUSSION

Spider structures are made of a central depression forming a giant pockmark (Morphotype B) bordered by elongated depressions (Morphotype C) extending dominantly upslope. Flat-bottomed giant pockmarks reminiscent of Morphotype B have been reported in literature from the deeper parts of the Lower Congo Basin (e.g *Ondréas et al. 2005*) and the Western Mediterranean Sea (*Ingrassia et al., 2015*). The set of hydrate pockmarks reported by *Sultan et al., (2014)* in the deep Niger Delta are also flat-bottomed and exceed 500 m in diameter, making them quite similar to the other examples, although they were not formally referred to as “giant” by the authors. The pockmarks of the spider structures appear as isolated fluid flow features in associations of giant pockmarks with peripheral elongated depressions and have not been described yet. However a close look at Figure 1 of *Marcon et al. (2014)* shows 3 or 4 short (ca. 100-m-long) high-reflectivity furrows extending upslope of the giant Regab pockmark, but these are quite inconspicuous and have not been described as such by the authors. They might be seen as “short-legged spider structures” by reference to the example shown here.

In addition, the Spider Structures develop right above the structural culmination of a proven hydrocarbon reservoir, and are underlain by a seismic reflection that has all the characteristics of a hydrate BSR. Those three factors: 1) surface geometry analogue to that of hydrate pockmarks; 2) presence of a BSR underneath and 3) structural setting over a hydrocarbon field strongly suggest that the two observed Spider Structures could result from dysmigration of hydrocarbons from the underlying reservoir. The following discussion will challenge this hypothesis, starting from water column and seabed data and moving progressively down. The following issues will be addressed: do spiders reflect present seepage? The provenance of the fluids and the migration pathways will be discussed as well as the temporal variability and the origin of the pockmark depression. Finally, the resulting interpretation will be developed into a full genetic and evolutionary model of the Spider Structures.

1. ARE SPIDER STRUCTURES SEAFLOOR SEEPS?

A. Fluid venting activity within the spider structures

Background dissolved methane concentrations in the deep ocean are normally below 0.9 nmol/l (*Scranton & Brewer, 1978*). Significantly higher values just above seafloor or in the water column are considered indicative of significant fluid expulsion (*Gay et al., 2006b; Sassen et al., 1994, 2001; Suess et al., 1999*).

In the study area, three values of methane concentrations were measured away from the two venting sites, two at 3 nmol/l and one at 6 nmol/l. This is higher than values normally found as ocean background (*Scranton & Brewer, 1978*). This could be due to the proximity of active sites of gas release and the presence of an active hydrocarbon generating system in the area.

The values observed above Spider Structure 1 (SS 1) and 2 (SS2) are comprised between 16 and 70 nmol/l. This is about 10 to 80 times the upper limit of normal marine background values, and still 4 to 18 times the average value of the local background; however, these values remain about 3 orders of magnitude below the saturation value for the local thermodynamic conditions (ca. 60,000 nmol/l, <http://models.kl-edi.ac.cn/models/ch4-sea>, from (*Duan & Mao, 2006*), accessed 2016/06/21). These values indicate an actual anomaly of methane on both spider structures, albeit with a moderate flux, which is consistent with the fact that no gas bubbles release was observed at the seafloor. Such methane concentrations are not as large as those typically found in sites of gas venting, in particular in other parts of the Lower Congo basin (e.g. *Ondréas et al., 2005*). These relatively low methane concentrations measured over Morphotype B and C could be due to a progressive release of methane by steady dissolution of BSR hydrates, which are known to act as dynamic systems (*Sultan et al., 2014*).

Let us now examine the differences between the two spider structures: eight values of CH₄ concentration were recorded for Morphotype C, five of them over Spider Structure 1 (SS1) and three over SS2. The two sets are well contrasted, with an average of 50 nmol/l for SS1 and 20 nmol/l for SS2, in each case with pretty well clustered values. This strongly suggests that SS1 is currently more active than SS2.

It is then possible to examine the variability between the two Morphotypes: as mentioned above, only one single value was obtained for Morphotype B, in SS1, at 16 nmol/l. This single value is three times smaller than the average recorded over Morphotype C in the same SS1. In order to better assess the significance of this contrast, we compared the ROV observations made on Morphotypes B and C. Measurements of CH₄ concentrations capture one moment in time, and it is known that venting is an episodic phenomenon (*Tryon et al., 1999*). On the contrary, sustaining benthic life requires steady supply of nutrients (methane for chemosynthetic communities). The observation at the seafloor of bacterial mats in Morphotype B, and an active benthic life

combined with carbonate pavements in Morphotype C indicates sustained gas venting at both sites.

One hydrocast collected water samples above Morphotype C at various water depths (**Figure 53**). Dissolved methane decreases regularly upward from the lowest measurement up to ca. 550 m, which is interpreted to reflect the presence of a methane plume undergoing progressive dilution upwards. The lower 2 measurements have CH₄ concentrations of ca. 4 nmol/l, about 9 times what is considered as the upper limit normal oceanic background (*Scranton & Brewer, 1978*). Above 550 m, the values steadily increase upwards, a classical behavior in surface waters as methane is a product of metabolism in the intestinal tract of zooplankton and fish (*Dafner et al., 1998 ; Lamontagne et al., 1973 ; Oremland, 1979*). The hydrocast also recorded iron and manganese concentrations, which are well correlated with CH₄ in the lower part influenced by the plume. On board ROV measurements, 1-2 m above the seafloor, showed localized peaks of dissolved methane concentrations above both Morphotype B and C; this indicates that localized points of emission may be active simultaneously in both morphotypes; however methane venting is much more active over Morphotype C rather than over Morphotype B. The seepage sites have thus fed distinct methane plumes all contributing to a much larger plume identified in the water column using the hydrocast.

Although Fe and Mn concentrations seem to be correlated with methane venting in the hydrocast record, they do not show significant correlation with the dissolved methane concentration at the seafloor over Morphotypes B and C. The rapid oxidation of iron in the water column can explain the fact that iron concentrations at dissolved methane emission points are sometimes close to the ocean background, suggesting that such gas vents have a variable and maybe a lower activity. On the contrary, the high iron concentrations could correspond to an active gas plume with a steady flow. The in situ production/oxidation of methane can be coupled to the cycling of Mn (*Sujith et al., 2014*). The high concentration of Mn in pore water probably suggests the participation of subsurface microorganisms in the geochemical cycling of diverse substrates and their active involvement in the release of Mn (*Lovley, 1991*). It could also be attributed to the slower rate of oxidation compared to that of reduction in anoxic sediments (*Yadav, 1996*). Dissolved CH₄-Fe-Mn anomalies are the result of fluid seepage into the water column forming a 110-m plume (**Figure 53.B.C**).

Based on the chemical analyses in bottom seawater and in the water column (hydrocasts), Spider Structures 1 and 2 can be considered as large seafloor seeps resulting from the clustering of numerous smaller seepage sites, as shown for the Haakon Mosby Mud Volcano (*Milkov et al., 2004; Vogt et al., 1997*), in the Barents Sea (*Lammers et al., 1995*), on the Cascadia Margin (*Suess et al., 1999*) and in the Lower Congo Basin (*Charlou et al., 2003; Gay et al., 2006b*).

B. Flux vs carbonate development

Having established that the Spider Structures are sites of methane seepage, we will now address the issue of the spatial variability of methane flux, based both on the measured concentrations that reflect instantaneous flux and on the absence / presence / type of benthic communities of seep carbonates, which both inform on the mid-term flux.

First and foremost, in what conditions can methane seep up to the seabed? In normal subseafloor conditions without external input of dissolved methane, the sediment pile shows a bacterial zonation in which bacteria live on less and less energetically efficient redox pairs with increasing depth below seabed. The deepest zone corresponds to methanogenesis, while the one just above is the sulfate reduction zone. Dissolved methane generated by microbial activity is typically consumed within sediment by anaerobic oxidation coupled with reduction of sulfate diffusing from sea water at the interface between these two zones, known as the Sulfate-Methane Transition Zone (SMTZ). The SMTZ typically lies a few meters to a few tens of meters below seabed in normal conditions. The reaction is mediated by a Bacteria / Archaea consortium that produces hydrogen sulfide and HCO_3^- (Boetius *et al.*, 2000; Orphan *et al.*, 2001; Reeburgh, 1976; Valentine & Reeburgh, 2000).

When dissolved methane is actively supplied from deeper zones, its flux can result in the consumption of the entire sulfate available in the shallow section, so that the SMTZ may be pushed up to the seabed by dissolved methane in excess. In that case, dissolved methane can feed benthic life and escape into the water column (Gay *et al.*, 2006a), as observed in the Spider Structures.

As shown by **Figure 45.C** and **Figure 49.B**, the regional background (Morphotype A) shows neither seabed reflectivity nor amplitude anomalies in the subbottom, indicating that the limited methane flux observed there is insufficient to promote any significant carbonate development.

The more moderate CH_4 concentrations associated with bacterial mats observed over Morphotype B indicate moderate and possibly episodic fluxes of dissolved methane there. This ongoing venting of gas can only sustain the growth of microbial mats and locally of bivalve communities; conversely, the higher concentrations observed above Morphotype C attest to a higher and likely more permanent flux there, resulting in the development of thriving biological communities (Gay *et al.*, 2006b). The presence of carbonates over Morphotype C implies that even if the measured methane concentrations are quite low, compared for instance to what has been observed on the Regab pockmark (10 to 100 times higher) in the same basin (Ondréas *et al.*, 2005), methane fluxes must have been high and sustained enough over a long time to allow the formation of the massive carbonates observed on Morphotype C for instance (**Figure 51.D,E&F**). On the contrary, the low concentrations of dissolved methane recorded above Morphotype A are clearly insufficient to promote the development of carbonate

precipitation at the seabed. Overall, the comparison between CH₄ concentrations and the presence or absence of carbonates on Morphotypes A, B and C is interpreted to indicate that significant carbonate bodies can only develop at the seabed in conditions of high and steady enough methane supply.

2. ORIGIN OF FLUIDS

The next issue is the provenance of the seeping methane; it will be addressed using the isotope analyses of the carbon and oxygen of the carbonates. First, the carbon isotopic composition of authigenic carbonates serves as an indicator for the origin of carbon incorporated during carbonate precipitation (*Anderson & Arthur, 1983; Reeburgh, 1980; Ritger et al., 1987*).

The carbon isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$) of shell fractions collected at sites 2 and 3 on Morphotype C (see **Figure 44** for location) are -3.1 ‰ and 2.1 ‰ (**Figure 54**). These values are very close to the shell group defined by (*Campbell, 2006*), indicating that the carbon corresponds to dissolved inorganic carbon from seawater (*Campbell, 2006; Judd & Hovland, 2007*). The two cement fractions of carbonate samples collected on morphotype c have a very similar carbon isotopic composition with negative values of $\delta^{13}\text{C}$: -35.5 ‰ at site 2 and -34.3 ‰ at site 3 (**Figure 54**).

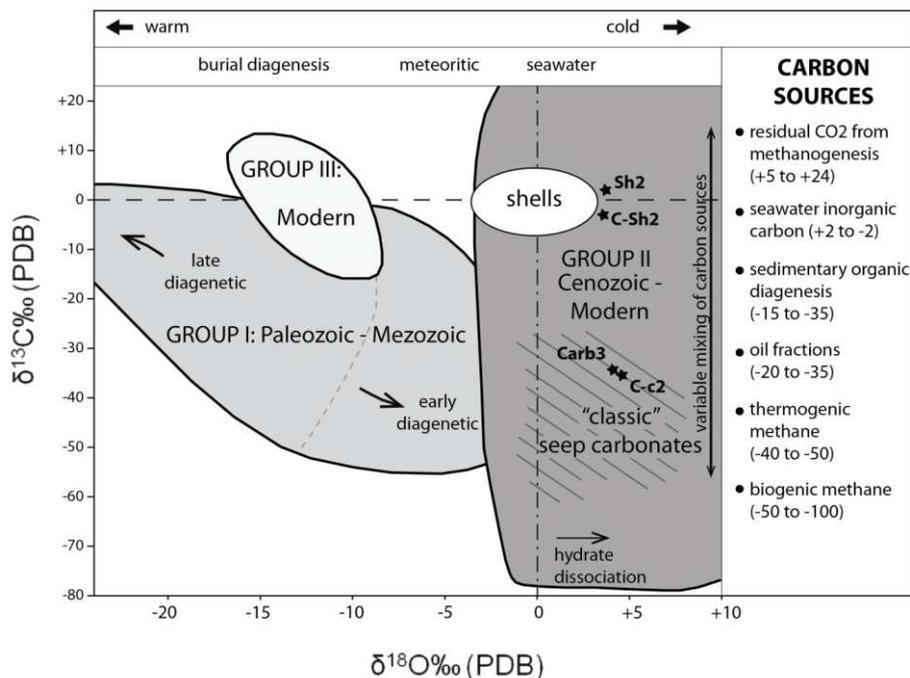


Figure 54 : Distribution of carbonate samples, recovered over Morphotype C (on sites 2 and 3), in a $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ diagram showing the possible sources of carbon (modified from *Campbell, 2006*).

According to *Aharon et al., (1997)* and *Whiticar (1999)*, sources of carbon to the pore fluids include (1) biogenic methane ($\delta^{13}\text{C} < -65 \text{‰ PDB}$) or thermogenic methane ($\delta^{13}\text{C}$ from -30‰ to -50‰); (2) sedimentary organic carbon ($\delta^{13}\text{C} \sim -25 \text{‰}$); and (3) marine biogenic carbonate or seawater CO_3^{2-} with a $\delta^{13}\text{C}$ value close to 0‰ . The amount of mixing between these different sources will determine the $\delta^{13}\text{C}$ value of any authigenic carbonate (*Paull et al., 1992*). According to (*Campbell, 2006*), the $\delta^{13}\text{C}$ value close to -35‰ measured on studied samples is located at the junction of three possible carbon sources (1) sedimentary organic diagenesis ($-15 \text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -35 \text{‰}$), (2) oil fractions ($-20 \text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -35 \text{‰}$) and (3) thermogenic methane ($-40 \text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -50 \text{‰}$) (**Figure 54**). Although the measured values of $\delta^{13}\text{C}$ are not conclusive by themselves here: they are compatible with an origin from thermogenic hydrocarbons, but also from a combination of biogenic methane and normal marine carbonates.

The stable oxygen isotopic composition of authigenic carbonates provides further information about environmental conditions such as the fluid source and temperature during precipitation (*Han et al., 2004; Kim et al. 2007*). Carbonate precipitation is accompanied by a temperature-dependent oxygen isotope fractionation relative to the water from which the carbonates precipitate. The $\delta^{18}\text{O}$ carbonate isotope analyses of the four samples show homogeneous values close to 4‰ V-SMOW (from 3.6 to 4.3‰ , **Figure 54, Tableau 3**), with no significant variations at sites 2 and 3 indicating uniform conditions during carbonate growth at the seafloor. According to *Rohling (2013)*, the values of $\delta^{18}\text{O}$ in surface water range worldwide between -7‰ in polar waters and $+2 \text{‰}$ in tropical waters, and the values along the west coast of Africa lie between $+0.5$ and $+1 \text{‰}$. In that respect, the observed values around $+4 \text{‰}$ are anomalous. Such anomalously positive $\delta^{18}\text{O}$ value of 4‰ V-SMOW have commonly been observed in seep carbonates resulting from gas hydrate dissociation (*Bohrmann et al., 1998; Feng et al., 2010; Greinert et al., 2001; Haas et al., 2010*). This is due to the fact that the water in the gas hydrate cages is enriched in ^{18}O by 2‰ to 3‰ relative to the primary pore-waters (*Davidson et al., 1983; Ussler & Paull, 1995*). The positive anomaly of $\delta^{18}\text{O}$ measured at both sites can thus be related to gas hydrate dissolution in underlying sediments.

Isotopic analyses are therefore not conclusive as regards the origin of the seeping methane; in other terms, both thermogenic hydrocarbons coming from the deep and biogenic gas generated in the shallow section could fuel the Spider Structures. The main indication for the distribution of dissolved methane in the area is provided by the two patches of BSR underneath the two Spider Structures (**Figure 47**). They are located right above two underlying vertical zones of reduced amplitude connecting at depth with Miocene turbidite channels (**Figure 47**). Hydrates are stable only in dissolved methane-saturated water (*Lapham et al., 2010*), *i.e.* in the presence of a continuous flux of gas (dissolved at saturation level or in gaseous state). Local generation of biogenic gas in the shallow section is not supported by any seismic observation, and it seems difficult to envision the presence of localized patches of organic matter in the hemipelagic context of the Pliocene of the area (*Uenzelmann-Neben, 1998*). The most likely source for the seeping methane is thus the underlying Miocene reservoir. The next section will discuss

the possible migration pathway for the methane from the reservoir up to the Spider Structures.

3. FLUID PATHWAYS

The presence of gas hydrates (whose formation requires active methane supply) just in the study area, major normal faults are associated with slight linear depressions on the seafloor (**Figure 44 & Figure 47**). However, they are not directly related to gas venting sites, except where they cross Miocene turbidite channels at depth. Here, deep-rooted faults individualized several half-grabens (**Figure 47**). The two patches of BSR and the two related seafloor seep sites are located over the crest of a horst block forming local culminations of the Miocene reservoirs. This suggests that the structural tops of the Miocene reservoirs act as leakage points for upward hydrocarbon migration. Some high-amplitude anomalies have been identified at variable levels at depth along major fault planes with variable polarities and may represent seep carbonates indicating past occurrence of gas seepage along some of the faults (positive amplitudes) or minor gas accumulations trapped in local reservoirs (negative patches).

The Pliocene to Present interval is highly affected by polygonal faulting ([Gay et al., 2004](#)). Polygonal faults may act as migration conduits for driving up fluids entrapped within underlying sandy reservoirs ([Gay et al., 2004](#); [Loneragan et al., 2000](#)), it has recently been argued that they could also seal early after burial in the same Lower Congo Basin, on the basis of a detailed analysis of the geometric relationships between high impedance seismic anomalies and polygonal fault pairs ([Ho et al., 2016](#)). There is no clear evidence on our dataset that these faults played any role in the formation of the Spider Structures in the area.

Both patches of BSR are partly underlain by columns of low-amplitude, commonly fuzzy reflections down to the top of the Miocene reservoirs; locally, these columns slightly widen downward (**Figure 47.B**). They could correspond either to an acoustic masking effect by the shallow free gas trapped under the BSR, or real evidence for the presence of free gas bubbles attenuating the signal. The only difference between these two hypotheses is the thickness of free-gas-bearing sediment: a few meters or tens of meters in the former, or the full column from reservoir to BSR in the latter. The seismic cube was processed for amplitude vs. offset studies (AVO), and both short and long offset cubes are available. Undershooting by far seismic offsets should narrow down the masking window at depth, while a continuous gas column down to the reservoir should have the same geometry on short and long offset data. A comparison of short and long offset cubes was undertaken, but did not prove conclusive due to the differences in frequency content between the two cubes.

Whatever the case, the patches of BSR match the local culminations of the underlying reservoirs. If the gas migrated along the normal faults that affect the series,

i.e. along oblique surfaces with a dip of ca. 45°, the BSR should be offset in the upslope direction of the faults. This is not the case, so that fault control on gas migration is negligible. As mentioned in the previous section, independent in situ generation of biogenic gas in the section overlying the reservoirs would imply that patches of source rock were deposited right above the culmination of the underlying reservoirs, which does not seem to make sense. We therefore conclude that gas migrated vertically upward through the seal, without being affected by faults.

4. METHANE SEEPAGE EVOLUTION OVER GEOLOGICAL TIME

A. Buried carbonates and seabed fluid fluxes in Morphotype B

The envelope display of a 2D-AUV profile across Morphotype B shows closely spaced patches of high amplitude buried within the first 60 ms TWT below the main seafloor depression of Morphotype B (**Figure 49.A&B**). In fluid venting zones, on siliciclastic mud-dominated slopes, positive high amplitude patches on seismic data are generally interpreted as the response of buried carbonate concretions (*Bayon et al., 2009; Ho et al., 2012; Römer et al., 2014; Savini et al., 2009*). These patches thus seem to correspond to buried seep carbonates that mainly concentrate along four laterally discontinuous levels under the depression of Morphotype B (**Figure 49**).

The distribution of amplitude anomalies into four levels suggests that fluid venting activity has been recently higher than at the present day (*Stakes et al., 1999*), with periods of massive dissolved gas release alternating with periods of low to very low seafloor fluid venting, possibly representing self-sealing of the seeps (*Gay et al., 2006b; Hovland, 2002*). The four levels of amplitude patches are not present on each high-resolution 2D seismic profile, and each level has a different lateral extension. The two deepest levels concentrate in the western part of the main depression (**Figure 49**), meaning that fluid venting was initially more active in this area. The two shallowest levels are more heterogeneous with high to very high amplitude patches (**Figure 49**). This could indicate zones where gas venting activity was locally higher. This has also been observed in the elongated depressions of Morphotype C, where sites of massive dissolved gas release (**Figure 53**) were correlated with high amplitude seafloor anomalies on seismic data (**Figure 50**).

The shallowest level, 10 ms TWT thick, is made of densely distributed high amplitude patches. This interval is buried at about 10 ms TWT below seafloor and it was identified on all high resolution 2D seismic profiles crossing Morphotype B. This suggests that the episode of massive dissolved gas release responsible for the formation of this uppermost concretion-bearing interval affected the entire depression of Morphotype B.

Morphotype B consists of two ellipsoidal flat-bottomed and 1-3 meters deep depressions with smooth edges (**Figure 45.A&B**). They are characterized by medium coherency values, indicating a rough bottom or subbottom due to the heterogeneous

distribution of the sub-seafloor anomalies. They are also characterized by a very low backscatter reflectivity (**Figure 45.C**), similar to the regional slope reflectivity. The vertical resolution of the latter tool being a few cm, this means that there is no buried hard structures are present in the first few cm below seafloor in Morphotype B. The bottom of Morphotype B only revealed the presence of wide white patches of bacterial mat settled on black reduced sediments, but neither associated with benthic life, nor with carbonate slabs (**Figure 51.A&B**). The low concentrations of dissolved methane with relatively low concentrations of dissolved Mn and Fe suggest a rather diffuse and low fluid venting activity. The patch of Morphotype B can thus be considered as a dying site, which is being draped by hemipelagic sediments and currently undergoing a low gas venting activity with low and probably discontinuous release of dissolved methane in the water column.

B. Seabed carbonates and fluid fluxes in Morphotype C

Where 2D-AUV profiles cross elongated depressions of Morphotype C, the seismic profiles show high amplitude patches located in the immediate sub-seafloor section (**Figure 50**). The size of these high-amplitude patches mostly depends on the width of the associated seafloor elongated depressions. The high amplitude patches visible on seismic data, are usually associated with an underlying acoustic blanking effect (**Figure 50**), which is quite commonplace on high-resolution shallow seismic profiles in areas where gas is present (*Judd & Hovland, 2007*).

At the seafloor, Morphotype C is characterized by low values of coherency (**Figure 45.D**), and high values of backscatter reflectivity, more particularly in the broadest depressions (**Figure 45.C**). This means that there is a significant contrast in lithology between the regional slope made of hemipelagic sediments and the bottom of elongated depressions. The in-situ seafloor observations obtained during ROV dives confirmed that the depressions of Morphotype C correspond to carbonates as massive slabs, nodules and tubes with a central conduit (**Figure 51.C to Figure 51.F, Figure 52**); the distribution of carbonates matches the extent of the high-coherency and high-reflectivity depressions. The authigenic carbonates of Morphotype C are associated with the extensive occurrence of microbial mats on blackish reduced, flat sediments outcropping between carbonate concretions (**Figure 51.F**), indicating widespread intense hydrocarbon seepage and active microbial dissolved methane conversion via anaerobic oxidation of methane (*Römer et al., 2014*). Carbonate slabs can form massive and large slabs many of which are tilted; this leads to the exhumation of a part of the slab while the other part is buried in the surrounding hemipelagic sediments (**Figure 51.D-E**). Most of these slabs, besides being tilted, are fractured and form several fragments, some of which collapsed onto the mud-covered floor of the adjacent furrow (**Figure 51.D**). The nodular and tubular carbonates with central conduits are partly buried although they generally form within the sediments suggesting a later erosion of covering hemipelagic sediments (**Figure 51.C**). The presence of authigenic carbonate slabs associated with an abundant benthic life as tubeworms

and bivalves (**Figure 51.E**) is an indicator for sustained seep activity ([Gay et al., 2006b](#); [Macelloni et al., 2013](#); [Olu et al., 2009](#)).

C. Temporal evolution

The vertical evolution of seismic reflectivity observed in subseafloor from level 1 to level 4 and at the seabed thus indicates that the high flux of dissolved methane seepage was initially concentrated in the western part of Morphotype B and progressively migrated eastwards. It is presently concentrated in Morphotype C, which is located E-SE of Morphotype B. This means that the lateral migration of the fluid seepage, since the emplacement of the deepest anomaly identified at 60 ms TWT below seafloor, has been following the same direction over time corresponding to an E-SE (*i.e.* upslope) migration of the fluid seepage.

We tried to assess the temporal variation of the fluid venting activity within the spider structure by estimating the sedimentation rate and then the ages of the buried levels of high amplitude under Morphotype B. The Pliocene interval of the study area is approximately 1 s twt thick. We used this assessment to estimate the sedimentation rate during the Pliocene interval, assuming an average velocity of 1800 m/s for the interval. The sedimentation rate with these parameters is estimated at around 20 cm/ky. This value is consistent with the sedimentation rates obtained in the shallower 80 m on ODP (Ocean Drilling Program) well 1076, which is 30 cm/ky. The deepest seismically visible level under Morphotype B (level 1) is located at around 60 ms twt below seafloor, corresponding to around 45 m with a velocity of 1500 m/s in the shallow subsurface ([Sultan et al. 2007](#)). Using the locally estimated sedimentation rate, Level 1 is dated at ca. 0.2 Ma, which would indicate that spider structure 1 has been active since the Ionian stage of the Pleistocene.

The shallowest anomaly (level 4) ca. 10 m below seabed could be dated around 50 ka with this estimate. Keeping in mind that the upper 10 m are significantly less compacted than deeper level, this value is likely to be a maximum.

5. ORIGIN OF THE DEPRESSION

Careful picking of the high-resolution 2D-AUV seismic profile crossing Morphotype B has shown that background horizons could be followed into the domain covered by Morphotype B (the seafloor depression) and that they show some downward bending below the edge of that domain. **Figure 49.C** indicates that horizons are affected down to below Level 1, suggesting local removal of material over the area of Morphotype B, below the deepest seep carbonate interval (Level 1).

Along with the presence of hydrates interpreted from the BSR underneath, this sagging is interpreted to reflect hydrate dissociation and removal like in hydrate pockmarks observed in Nigeria (*George & Cauquil, 2007*) and documented by (*Sultan et al., 2010*). The dimming of the reflections below Morphotype B makes it difficult to see whether sagging occurred in one episode or progressively over time.

6. GENETIC MODEL OF THE SPIDER STRUCTURE

A. Present-day situation

At present, both Spider Structures exhibit a similar style of venting, with lower activity in Morphotype B and higher activity in Morphotype C. The former is just sufficient to feed microbial mats at the seafloor and give a CH₄ concentration in surface sediments that exceeds the local background by a factor 3 or 4. In Morphotype C, CH₄ concentration is about 3 times higher than in Morphotype B of the same Spider.

The morphology of the two morphotypes are very contrasted, MB being smooth and very uniform whereas MC shows long furrows separated by plateaus of smooth seabed. Carbonates are widespread at the floor of the furrows and in their banks. As regards hydrates, Morphotype B is underlain by a continuous patch of BSR, while the BSR is much more subdued and discontinuous below Morphotype C. No BSR can be seen in areas of background Morphotype A. Morphotype A corresponds to very limited CH₄ supply if any, Morphotype B to areas of uniform low flux and Morphotype C to a clustering of linear domains of flux high enough to sustain abundant chemosynthetic life.

Let us now examine the recent evolution of the flux, integrating the shallow subsurface information below Morphotype B.

B. Evolution since the most recent carbonates (from level 4 to present)

Combining now subsurface observations with seafloor observations and analyses, it is possible to propose an evolutionary model depicting the two morphotypes as successive stages of evolution of the leakage system, as follows (**Figure 55**):

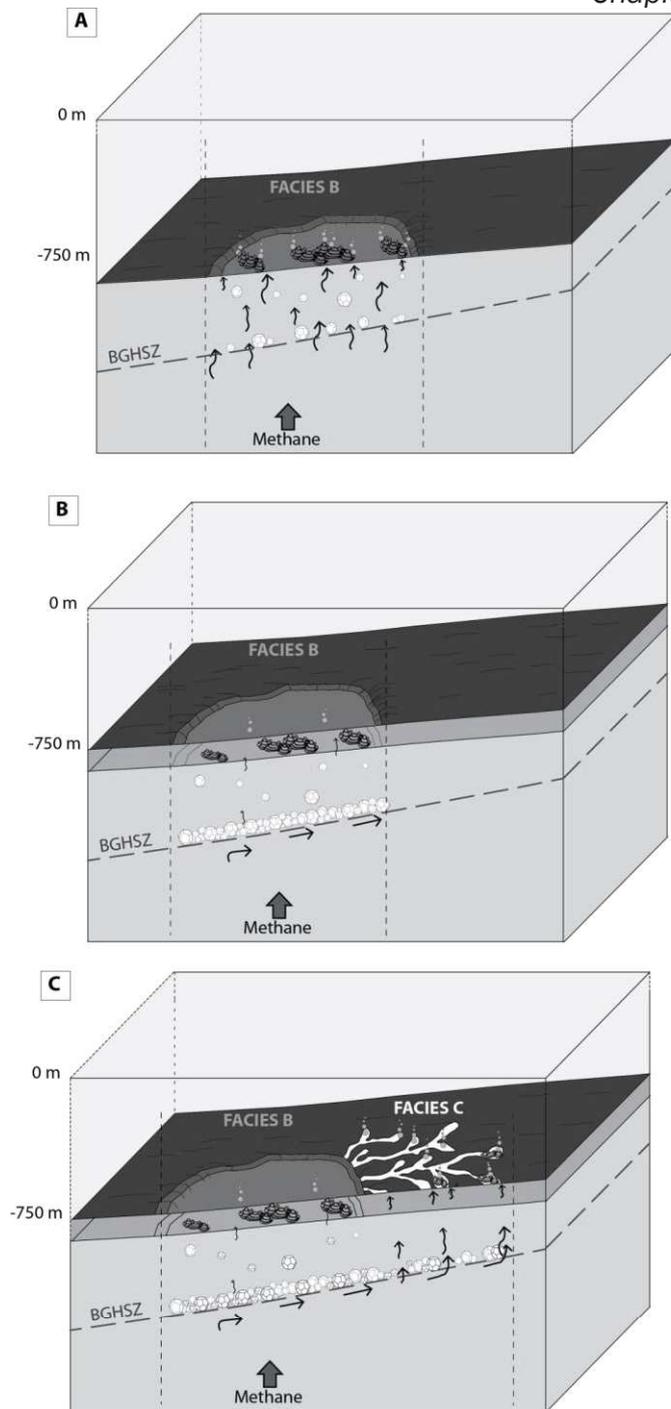


Figure 55 : Schematic evolution of the Spider Structures in relationship with a cycle of methane input linked with the dynamic of the gas hydrate formation. **A. (above):** Incipient methane supply, the gas starts feeding the BSR but high fluxes reach the seabed and feed an active fluid vent associated with well-developed seep carbonates. **B. (centre):** The BSR is fully developed and plugs the porosity, so that continuously incoming methane cannot reach the seafloor as before, but it is diverted upslope and starts spilling over to the east. **C. (below):** As methane spills over upslope, it allows the gradual growth of the BSR upslope. Methane starts escaping to the surface making the elongated depressions of Morphotype C that correspond to the active methane venting sites.

a. Active gas venting activity at the giant pockmark (MB)

In an early phase, methane migrating from the Miocene reached the seabed with fluxes high enough to promote the development of seep carbonates below what is currently Morphotype B (level 4 on **Figure 49**). Methane hydrates may have started to form during this phase or not; in any case, enough gas was supplied / the BSR was discontinuous enough to let abundant methane pass upwards through it and reach the seabed. **Figure 55.A** depicts the situation at that time, showing the situation where the

hydrate BSR was beginning to form in the area. No venting activity could be recorded below the “legs” of the spiders at that time.

b. Upslope shifting of the gas venting activity, from the giant pockmark (MB) to elongated pockmarks (MC)

At a certain point in time, the development of porosity-clogging hydrates was such that upwards migration of methane significantly decreased at Morphotype B, as shown on **Figure 55.B**. Methane went on diffusing from the hydrates above the BSR upwards to the seafloor through diffusion, with possibly some additional advective flux along fractures or other preferential pathways. This residual flux is able to sustain the growth of microbial mats, with the local development of small communities of pelecypods, but not to promote the development of widespread full communities as observed on Morphotype C. From this point on, the former seep carbonates were progressively buried by hemipelagic drape that smoothed the seabed over Morphotype B.

The dissolution of hydrates in the lower part of the hydrate stability zone (above the impervious BSR) results in progressive subsidence of the overlying series, forming the seafloor depression. The body of the spider can thus be viewed as a progressively collapsing hydrate pockmark, as described by ([Wei et al., 2015](#)) for an active example or ([Imbert & Ho, 2012](#)) for a cluster of fossil equivalents.

c. Setting of the current gas venting activity in elongated pockmarks (MC)

When there were enough hydrates to significantly decrease methane flux at Morphotype B, incoming methane was redirected below the BSR overall acting as seal and shifted upslope to the area of Morphotype C (**Figure 55.C**). Methane venting is currently ongoing there, as evidenced by the thriving biological communities present in and around the furrows, and it has been active long enough for thick carbonate crusts to develop. The furrows are interpreted as the linear equivalent of pockmarks, where leakage is responsible for removal of fine-grained material and excavation of the furrows.

The reason of this focusing of dissolved gas along linear features is not clear yet: some furrows appear to follow very shallow faults (less than 100 ms twt deep) while others develop without seismic evidence for a fault, at least with the resolution of the seismic data.

C. Speculative evolution of the fluid venting activity below the giant pockmark (MB), over four carbonates levels

How did the Spider Structures form in the first place? This section will propose a few elements that could guide further reflection about the issue, based on the previous discussed points, the presence of 4 stacked interpreted carbonate levels below Morphotype B and the estimated timing.

The estimate we could make for the full duration of the 4 successive stacked levels of interpreted carbonates underneath Morphotype B is ca. 200 ky. This is clearly to take as an order of magnitude, regarding the uncertainties on the precise rate of sedimentation in the area and its possible fluctuations through time. Using the same estimate, the emplacement of the upper level 4 could be dated around 50 ka. One possibility would be to have the 4 carbonate levels associated with the last 4 major low sea-level stands of the Quaternary ca. 350 ka (MIS 9), ca. 250 ka, ca. 150 ka and ca. 20 ka. (*Lobo & Ridente, 2013*). We speculate that these may correspond to times when the wedge of hydrates was displaced seaward of the Spider Structures, so that the full methane supply could reach the seabed directly.

X. CONCLUSION

Our multidisciplinary study of a site of dissolved methane leakage above a hydrocarbon-bearing reservoir has evidenced a specific type of gas escape feature, undocumented so far. This type of seabed anomaly, here called the “Spider Structure” has the following characteristics:

- A Spider Structure is comprised of a sub-circular, depression (“body” of the spider) from which a set of multi-m-deep furrows (“legs”) protrude, dominantly upslope
- In our study area, both the “body” and “legs” leak dissolved methane into the water column, but the “body” shows limited activity while the “legs” are very active.
- The two “spiders” we observed lie above the structural crest of an oil and gas reservoir, some 900 m below; patches of hydrate BSR are visible just below the body of each spider, about 100 m below seabed.
- Visual observation and sampling show carbonates at or just below the seabed in the “legs” of the spiders. Isotopic analysis indicates that these carbonates result from anaerobic oxidation of thermogenic methane.
- The “body” is underlain by at least 4 seismic horizons rich in patches of high-impedance material (interpreted as seep carbonates) in the uppermost 100 m of the sedimentary column.

- These seep carbonate levels are 10 to 20 m apart vertically, the shallowest being ca. 10 m below present-day seabed. The vertical stack is interpreted to reflect temporal variations in the emitted flux of dissolved methane.
- The activity of the seeps has been shifting upslope over time, with early stages essentially developed in the most downslope part of the “body”, subsequent ones filling the whole body, while at present the body is moribund and most of the dissolved gas currently leaks from the “legs”.
- The shift from “body” to “legs” is interpreted to reflect self-sealing of the hydrate BSR over time, as more dissolved gas is supplied since the base hydrate stability zone (GHSZ) reached its present position at the end of the Holocene transgression. The body still records episodic leakage of low fluxes, reflecting progressive dissolution of the starving upper part of the GHSZ.

This model makes the “Spider Structure” one highly dynamic end-member of the spectrum of hydrate-related leakage features, like hydrate pingoes, mounds and pockmarks. The body is comparable in many respects to hydrate pockmarks described in literature, with a dissociating body at depth leading to some collapse upon hydrate dissolution. The legs could be seen as a precursor stage of the leakage, before hydrate growth makes a continuous layer and clogs the leakage points. A “spider structure” would then be a snapshot of the shift from a dying early activity distributed over a subcircular patch and a later, more juvenile activity restricted to a network of furrows located upslope of the subcircular patch.

The present study has deciphered the recent evolution of the two “Spider Structures” of the area. The study of deeper anomalies on the available 3D seismic surveys should lead to a better understanding of the long-term evolution of the leakage system.

XI. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to acknowledge Total for the access to seismic dataset and for financing the PhD work of Viviane Casenave. The authors would like to thank Ifremer for the access to the ZAIANGO dataset and Eric Cauquil (TOTAL) for his stimulating insight and encouragements to undertake this study. We also thank Sidonie Révillon for her contribution in carbonate isotopic analysis. We would like to thank the reviewers D. Praeg and N. Sultan for their helpful suggestions and constructive comments.

XII. ANALYSES PETROGRAPHIQUES DES CARBONATES PRESENTS DANS LES POCKMARKS ALLONGES (MORPHOTYPE C)

Deux structures d'échappement de fluides avec la même organisation interne ont été identifiées en fond de mer, sur le talus dans la zone de Moho : les structures en araignées (**Figure 46**). Elles se mettent en place à l'aplomb de structures focalisant les fluides en profondeur, ce qui correspond d'une part à un point haut d'un réservoir d'hydrocarbures (enfoui à 900 m sous le fond de mer) et d'autre part à des hydrates de gaz formant un BSR (à environ 100 m du fond de mer) (**Figure 47**). Les processus de formation et de fonctionnement de ces structures d'échappement de fluides ont été détaillés dans la section 6 de la discussion de la publication, et semblent indiquer que les structures en araignées sont intimement liées aux processus dynamiques de formation/ dissolution des hydrates de méthane, dans le contexte particulier du biseau des hydrates de gaz, formant un BSR penté (**Figure 55**).

L'étude pluri-disciplinaire de ces structures libérant du méthane dissous dans l'eau de mer a révélé la spécificité de ce type d'échappement de fluides appelé structures en araignée, type qui n'a pas encore été documenté dans la littérature scientifique. Ces structures en araignée sont constituées de dépressions sub-circulaires à fond plat (morphotype B), constituant le corps de l'araignée, et sur la périphérie, des dépressions allongées plus incisées (morphotype C), formant les pattes de l'araignée, qui se mettent en place vers le haut de pente (**Figure 45**). Les échappements de méthane au sein de ces structures sont plus importants dans les pockmarks allongés du morphotype C que dans les pockmarks géants du morphotype B (**Figure 53**). Ces échappements de méthane ont permis la formation, sur le fond de mer du morphotype C, d'une oasis de vie sous-marine ainsi que des carbonates méthanogènes (**Figure 54**) visibles sur le fond de la mer dans cette zone (**Figure 51**).

Plusieurs échantillons de roches carbonatées ainsi que des coquilles vides ont été prélevés sur le fond de la mer au niveau des pockmarks allongés du morphotype C, à deux sites différents (voir la localisation sur la **Figure 44**). Le faciès macroscopique de ces échantillons a été décrit dans la section VII de la publication, et illustre sur la **Figure 52**. Les roches prélevées correspondent d'une part à des débris coquilliers mal cimentés formant le « type 1 » (**Figure 52.A&C**), et d'autre part à des carbonates tubulaires très indures présentant un conduit central et des conduits secondaires formant le « type 2 » (**Figure 52.B&D**).

Dans cette partie, l'analyse macroscopique des carbonates est complétée par des observations réalisées sur des lames minces au microscope optique et au MEB, afin de mieux comprendre l'environnement de dépôt et d'essayer de détecter la présence de bactéries méthanotrophes dans ces zones d'échappement de méthane.

1. ANALYSE DES LAMES MINCES DE CARBONATES AUTHIGENES

A. Les cheminées

Les lames minces prélevées dans les carbonates tubulaires (**Figure 52.B&D**) montrent que ces cheminées correspondent à des *wackestones* dans la classification de Dunham (**Figure 56**) avec environ 10 % de bioclastes non jointifs emballés dans une matrice micritique (*Dunham, 1962*).

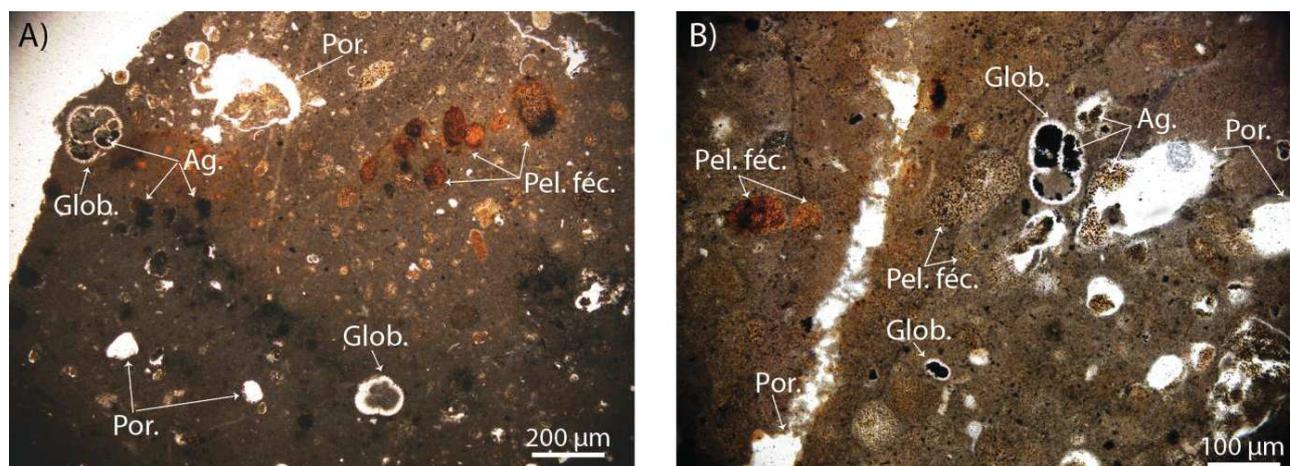


Figure 56 : Photographies au microscope polarisant en Lumière Naturelle (LN) des lames minces réalisées dans les carbonates tubulaires (**Figure 52.B&D**) qui mettent en évidence la porosité (Por.), les pellets fécaux (Pel.féc.), les globigérines (Glob.), les agrégats noirs (Ag.).

Les bioclastes présents sont principalement des foraminifères (majoritairement des globigérines) mais également des gastéropodes et des débris de bivalves (**Figure 56**). Ces bioclastes sont souvent micritisés, et leurs loges sont partiellement remplies de ciment micritique et également de minéraux noirs opaques (**Figure 56**). Les analyses au MEB ont révélé que ces minéraux noirs opaques, situés dans les loges des foraminifères et également dans le ciment micritique, correspondent systématiquement à des précipitations de pyrite framboïdale (**Figure 57 & Figure 58 A.B.**).

La matrice contient également des éléments non biogéniques qui correspondent généralement à des peloides de couleur orangée, sans structure interne, et qui sont interprétés comme des pellets fécaux (**Figure 56**).

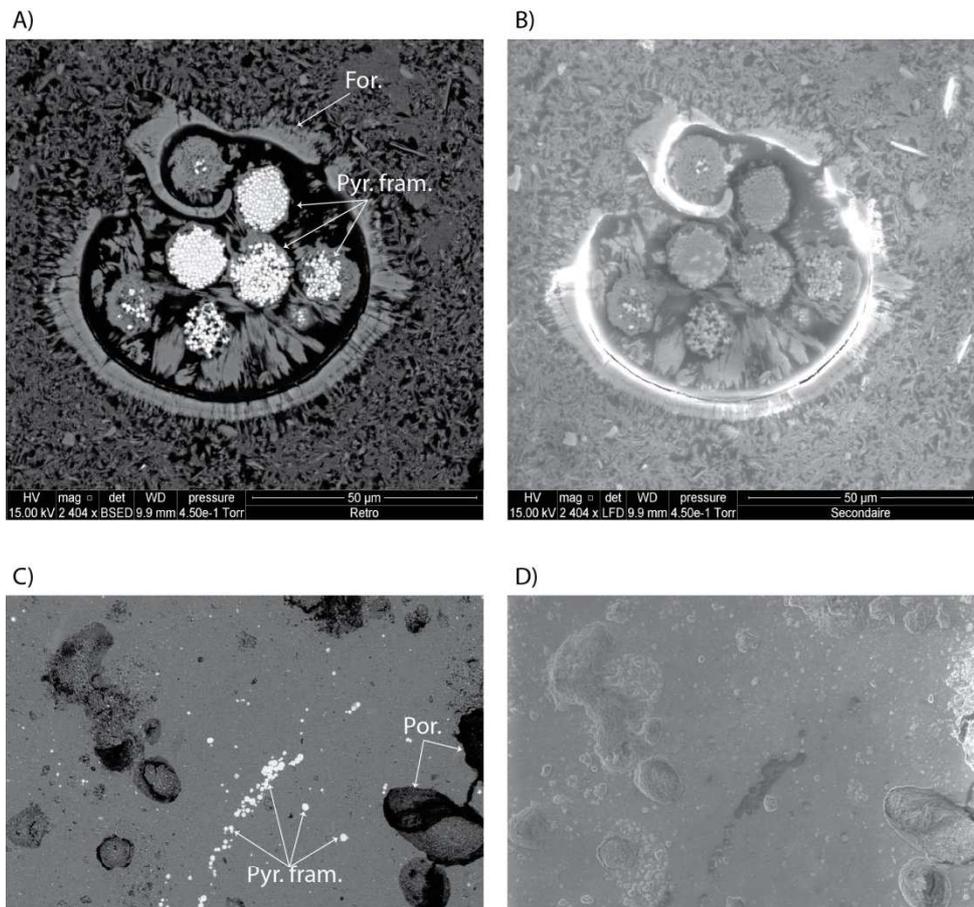


Figure 57 : Photographies issues du MEB, donnant des images rétrodiffusées (A et C) et des images secondaires (B et D). A. & C. Les nuances de gris des images rétrodiffusées nous renseignent sur la chimie du minéral et mettent en évidence la présence de pyrite framboïdale (Pyr.fram.). B. & D. Les images secondaires indiquent le relief des structures (creux / bosse), ce qui met notamment la porosité en évidence.

Les clastes sont généralement immergés dans une matrice à grains fins, *i.e.* micritique, correspondant à de la calcite microcristalline dont la couleur va de l'orange clair au brun foncé, et qui a une apparence « nuageuse », envahie de petits agrégats noirs (Figure 56 & Figure 57.C).D)). La couleur du ciment semble varier de manière concentrique autour du conduit central de la cheminée, et passer successivement à des cimentations sombres à claires. Ces différences de teintes semblent indiquer différentes phases de cimentation avec des ciments de typologie différentes.

B. Les carbonates à débris coquilliers

Les lames minces effectuées au sein des carbonates à débris coquilliers (**Figure 52.A&C**) mettent en évidence qu'il s'agit de *packstones* (*Dunham, 1962*), avec un aspect pseudo-bréchiq. L'observation des lames minces permet également de souligner la répartition irrégulière des bioclastes et des lithoclastes, ainsi que la grande diversité des ciments et des différents stades de remaniement et de bréchification des clastes, ce qui confère à ces échantillons une structure chaotique (**Figure 58**).

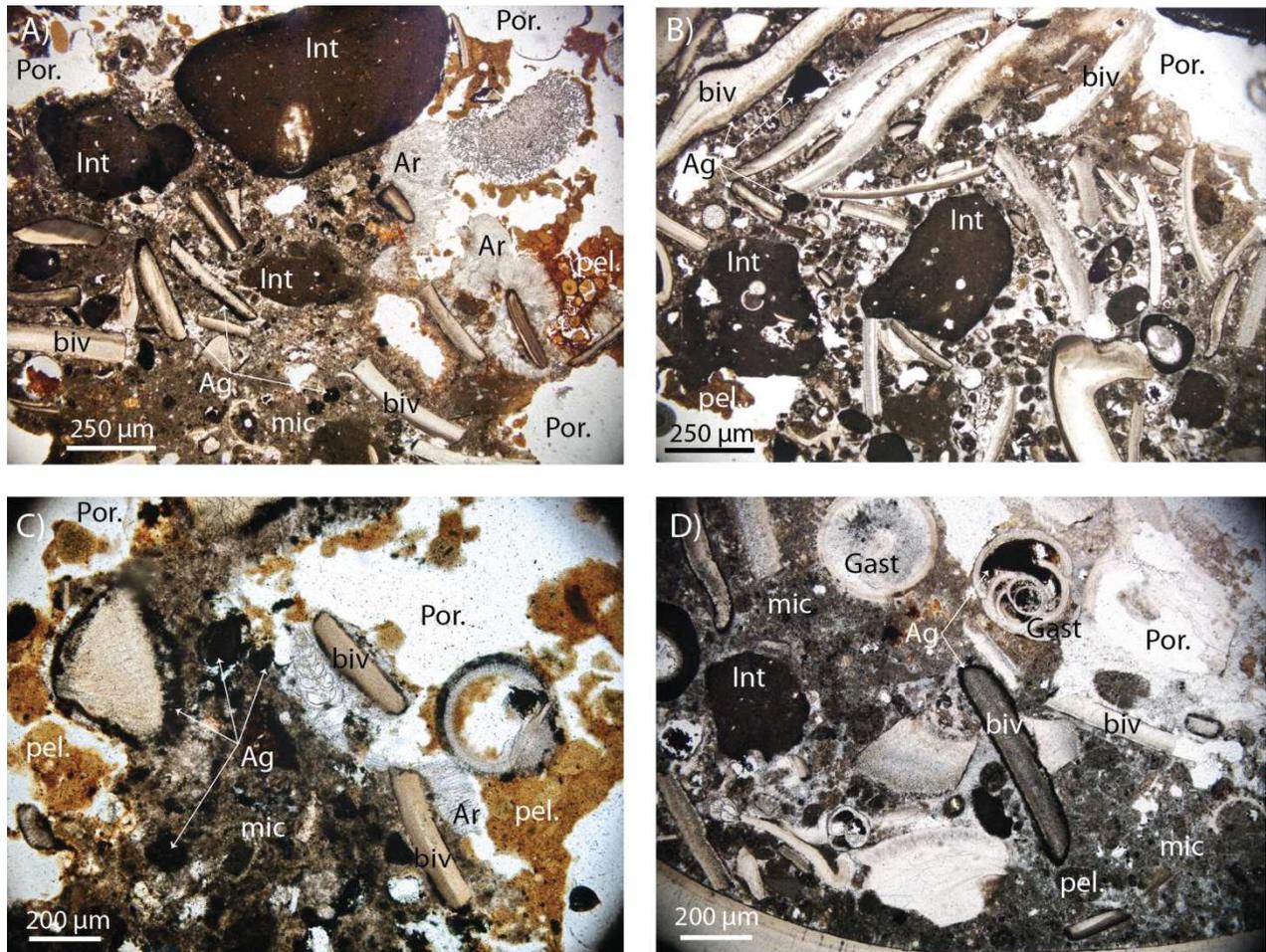


Figure 58 : Photographies des lames minces montrant les caractéristiques principales des carbonates à débris coquilliers mettant en évidence l'importante porosité (Por.), la présence de tests anguleux de bivalves (biv), de gastéropodes (Gast), de péloïdes (pel.) et d'intraclastes (Int) dans une matrice micro-sparitique (mic) et par endroit la présence d'un ciment d'aragonite aciculaire (Ar). De nombreux agrégats de minéraux noirs opaques (Ag) formant des lisérés autour des bioclastes ou remplissant les loges des foraminifères et/ou des gastéropodes ou encore formant des nodules dans la matrice sont également présents.

Les bioclastes présents sont généralement bien conservés et correspondent principalement à des débris de bivalves (bi-couches : une couche claire et une couche brune). La surface de ces coquilles est irrégulière, ce qui se traduit par des bords dentelés sur les sections de ces coquilles, sur lesquels précipite de la calcite micritique. Cela est dû à un phénomène de micro-corrosion sur la périphérie externe de la coquille. Ces débris de coquilles dont la surface est corrodée sont très souvent bordés par un liseré noir plus ou moins épais, formé de petits minéraux noirs opaques jointifs (**Figure 58**), que les analyses MEB permettent d'identifier comme de la pyrite framboïdale, ce qui a déjà été commenté dans la littérature (e.g. *Campbell et al., 2002*). Bien que ces liserés de pyrite puissent être interprétés comme postérieurs à cette phase de corrosion, ils peuvent également en résulter, ce qui a déjà été observé par ailleurs (*Peckmann et al., 2003*).

De plus, ces coquilles de bivalves sont également affectées par des micro-fractures dans lesquelles de la calcite secondaire précipite. D'autres bioclastes sont également présents, notamment des foraminifères (principalement de type textularia et globigérines) ainsi que des gastéropodes dont les loges/conduits centraux sont très souvent partiellement remplies de minéraux noirs opaques (**Figure 58**), correspondant à de la pyrite framboïdale (**Figure 57**).

Des lithoclastes sont également présents au sein de la matrice. Ils correspondent d'une part à des structures peloïdales de même type que celles observées dans les carbonates tubulaires, et interprétées comme des pellets fécaux, et d'autre part à des intraclastes, tous deux très abondants (**Figure 58**). Les intraclastes ont une forme sub-arrondie à arrondie et sont constitués de micrite contenant des tests de foraminifères et des pellets.

Le ciment est principalement de type aragonitique botryoïdal, formant des structures aciculaires qui croissent perpendiculairement et entre les différents clastes biogéniques ou détritiques, remplissant partiellement la porosité. A d'autres endroits la matrice correspond à une micrite nuageuse (« mic » sur la **Figure 58**) identique à celle des carbonates tubulaires. Elle contient également des sphérulites correspondant à des cristaux de calcites présentant une extinction roulante en lumière polarisée analysée, ce qui est dû à une anomalie dans le réseau cristallin.

La présence de pyrite framboïdale mise en évidence par le MEB permet de distinguer un front dans la formation de la pyrite framboïdale : la pyritisation est d'autant plus élevée que l'on se rapproche de la périphérie externe de la structure de départ (**Figure 59**). La pyritisation se produit au sein de structures sphériques héritées et montre différents stades de pyritisation : certaines sphères sont complètement pyritisées, d'autres sont intactes et enfin certaines sont en cours de pyritisation (**Figure 59**).

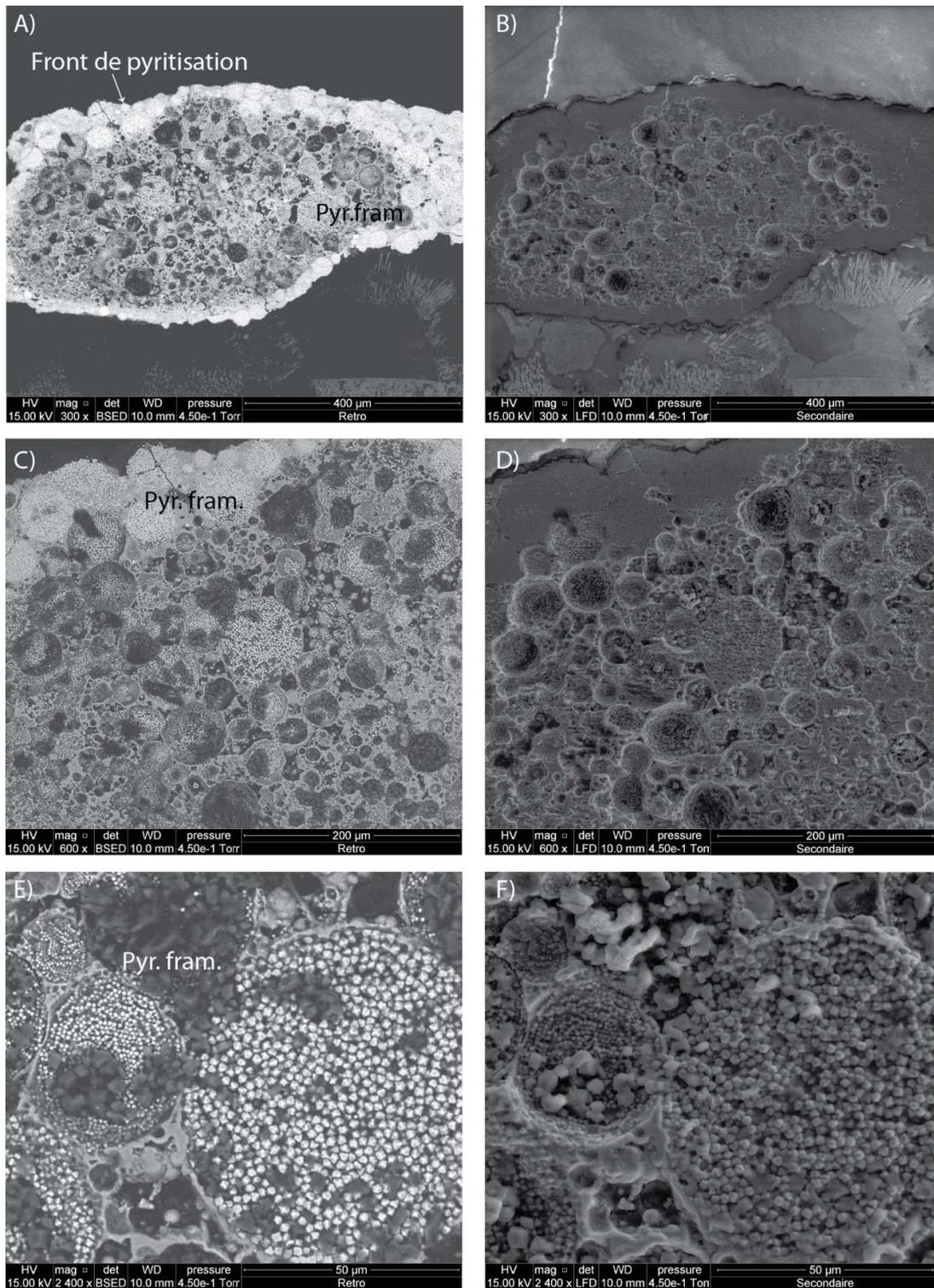


Figure 59 : Photographies issues du MEB, donnant des images rétrodiffusées (**A, C et E**) et des images secondaires (**B, D et F**). **A., C. & E.** Les nuances de gris des images rétrodiffusées nous renseignent sur la chimie du minéral et mettent en évidence la présence de pyrite framboïdale (pyr.fram.), associée à un front de pyritisation depuis l'extérieur des structures vers l'intérieur (**A. et C.**). **B., D. & F.** Les images secondaires indiquent le relief des structures ce qui met en évidence la structure globulaire pyritisée ou en cours de pyritisation, et le relief associé à ce phénomène progressif.

C. Interprétation

La pyrite, typiquement sous forme framboïdale, est le minéral non carbonaté le plus fréquemment présent au sein des carbonates méthanogènes (*Peckmann et al., 2004*). Dans les sites d'échappement de méthane et au niveau des zones à hydrates de gaz, les *archaea* oxydant le méthane (AMO) et les bactéries sulfato-réductrices agissent conjointement pour provoquer l'oxydation du méthane en dioxyde de carbone et la réduction du sulfate de l'eau de mer en sulfure d'hydrogène (*Valentine et al., 2000*), ce qui produit la cristallisation de carbonates et de pyrite (*Aharon et al., 1994; Roberts et al., 1994; Cavagna et al., 1999; Stakes et al., 1999; Peckmann et al., 2001*).

L'abondance de pyrite dans les carbonates diagénétiques des structures en araignée du talus du Congo permet ainsi de mieux définir l'environnement de dépôt comme étant un milieu anoxique. Cela suggère également que la réduction du sulfate du fait de l'activité microbienne a été un processus très actif avant et pendant la précipitation du carbonate dans les structures en araignées de Moho. La présence d'un front de pyritisation avec une pyritisation plus importante sur la périphérie des structures (visible sur la **Figure 59**) suggère que la pyritisation est un phénomène actif au sein des carbonates.

Parallèlement à ce phénomène, un processus de micritisation très actif se produit dans ces environnements. Cela se voit notamment au niveau des débris de bivalves, pour lesquels il est difficile de distinguer les fibres aragonitiques ainsi qu'avec la présence d'une matrice micritique nuageuse avec des globigérines micritisées. Cela suggère que les tests de foraminifères et les débris coquilliers, à leur mort, tombent dans une « soupe acide qui les micritise ».

De plus, les bords foncés autour de beaucoup des intraclastes peuvent correspondre à des croûtes de dissolution contenant moins de Ca CO_3 . L'interaction des fluides enrichis en sulfures avec l'eau de mer oxygénée produit localement de l'eau acide (*Paull and Neumann, 1987*), ce qui génère de la dissolution dans les carbonates à l'interface eau / sédiments. Les surfaces rugueuses et partiellement dissoutes des coquilles aragonitiques de bivalves indiquent également une exposition (soit syn-dépositionnelle soit post-dépositionnelle) à un environnement localement corrosif sur le fond marin. La juxtaposition complexe de surfaces de dissolution avec des sédiments cimentés suggère que la position de l'interface oxic-anoxique peut fluctuer au fil du temps, peut-être en réponse aux variations du flux de méthane migrant depuis les sédiments profonds (*Borowski et al., 1996; Naehr et al., 2000; Gay et al., 2007*).

La présence des débris de bivalves anguleux et des intraclastes indique un remaniement important provoqué par une forte énergie. Cela pourrait être dû à la présence de courants de fonds, ce qui ne concorde pas avec les faibles mesures de courant mesurées dans la zone (*Zaiango report, 2000*). Cela pourrait également résulter de l'activité biologique, et de la présence d'espèces lithophages dans ces zones où la vie

benthique foisonne. Ce remaniement pourrait également être le résultat de surpressions de fluides, car même si les taux de méthane mesurés sont relativement faibles pour une zone de suintement froid, les échappements de méthane sont des phénomènes épisodiques (e.g. *Tryon et al., 1999*). Lors d'épisodes ponctuels et intenses d'échappements de méthane dans les structures en araignées, les surpressions de fluides pourraient alors générer des pressions suffisamment importantes pour casser les carbonates méthanogènes peu consolidés, ce qui permettrait de former le facies bréchiq ue constituant les carbonates prélevés dans la zone.

2. FORMATION DES CARBONATES AUTHIGENES

Dans les environnements de suintement froid, des quantités abondantes de méthane sont amenées au fond marin par des migrations ascendantes de fluides (**Figure 60**). Le méthane est essentiellement oxydé en conditions anaérobiques (AOM : *anaerobic oxydation of methane*), à la limite sulfate / méthane (SMTZ : *sulfate methane transition zone*) dans les sédiments (**Figure 60**), comme le montrent les distributions verticales des concentrations de méthane et de sulfate (*Reeburgh, 1980; Iversen and Jørgensen, 1985; Blair and Aller, 1995; D'Haese et al., 2003; Joye et al., 2004*).

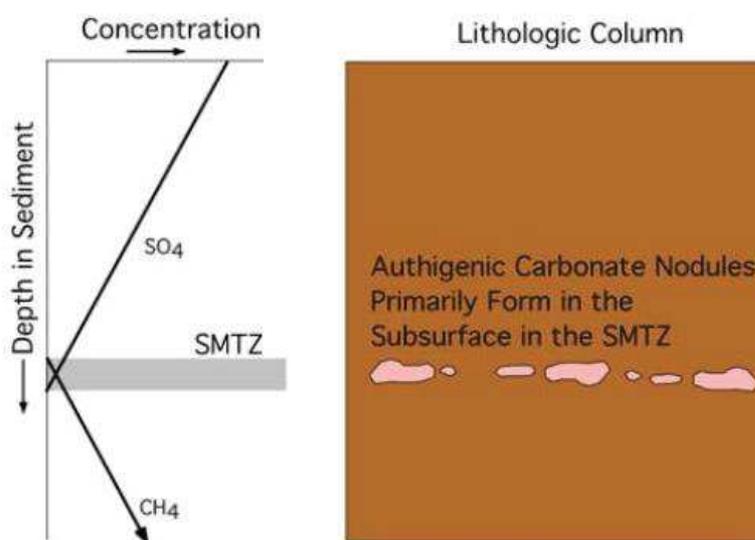


Figure 60 : Schéma montrant la symétrie entre les concentrations de méthane et de sulfate par rapport à la position de la SMTZ (*sulfate methane transition zone*) ainsi que la localisation des précipitations des MDAC (*methane derived authigenic carbonates*) associé à l'oxydation anaérobie du méthane (AOM) (d'après *Paull & Ussler, 2008*).

L' AOM favorise un transfert interspécifique d'électrons entre le méthane et le sulfate (Reeburgh, 1980; Ritger et al., 1987; Hoehler et al., 1994; Boetius et al., 2000), qui correspond à une réaction biogéochimique médiée par divers consortiums microbiens (Hinrichs et al., 1999, 2000; Pancost et al., 2000; Elvert et al., 2000; Valentine and Reeburgh, 2000; Boetius et al., 2000; Orphan et al., 2001; Michaelis et al., 2002; Wakeham et al., 2003) de bactéries sulfato-réductrices utilisant du dihydrogène (H₂) ou de l'acétate et des *archaea* méthanotrophes capables d'inverser leur métabolisme (Hoehler et al., 1994). Une partie importante des ions bicarbonate produits par l'AOM augmente l'alcalinité du carbonate et précipite sous forme de carbonates authigènes dans le sédiment (Ritger et al., 1987; Hovland et al., 1987; Jørgensen, 1992; Paull et al., 1992; Roberts and Aharon, 1994; Von Rad et al., 1996; Bohrmann et al., 1998; Stakes et al., 1999; Peckmann et al., 1999, 2001; Aloisi, 2000; Aloisi et al., 2000, 2002; Greinert et al., 2001; Peckmann and Thiel, 2004; Stadnitskaia et al., 2005) au niveau de la SMTZ (Figure 60 & Figure 61). La Figure 61 montre qu'au niveau des zones d'échappement de méthane sur le fond de l'eau, les quantités de méthane ascendant et de sulfure d'hydrogène produit par l'AOM sont des phénomènes suffisamment superficiels pour alimenter des communautés chimiosynthétiques (CBC) sur le fond de la mer ainsi que la formation de carbonates authigènes (Paull & Ussler, 2008).

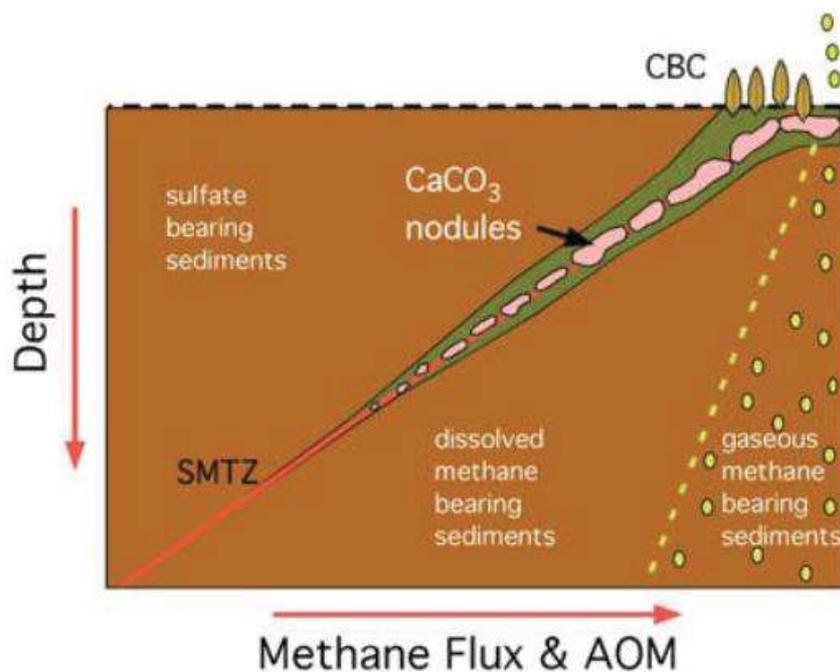


Figure 61 : Schéma illustrant la variation de la profondeur de la zone de transition sulfate/méthane (SMTZ) en fonction du flux de méthane ascendant, et donc à l'approche d'un site d'échappement de fluides (Paull & Ussler, 2008). La SMTZ est continue dans les sédiments entre les zones de fort et de faible flux de méthane. Les carbonates authigènes (MDAC) qui se forment au niveau de la SMTZ sont d'autant plus abondants que le flux de méthane est élevé. Les MDAC vont alors disparaître au fur et à mesure que la profondeur de la SMTZ augmente (*i.e.* que le flux de méthane diminue).

D'autres minéraux authigènes sont également présents dans les environnements de suintements froids et fournissent des informations sur la chimie des fluides diagénétiques. L'association des carbonates authigènes et de la pyrite a déjà été observée dans les suintements fossiles (*Peckmann and Thiel, 2004*) et sur les sites actuels (*Ritger et al., 1987; Hovland et al., 1987; Stakes et al., 1999; Aloisi et al., 2000*). L'apparition de la pyrite indique que la formation du carbonate s'est produite dans des conditions anoxiques à la suite de l'oxydation du méthane dans la zone de réduction des sulfates.

Bien que la formation d'aragonite soit généralement associée à des environnements oxiques au niveau du fond de l'eau ou à faible enfouissement (*Longman, 1980; Hovland et al., 1987*), l'observation conjointe d'aragonite et de pyrite authigénique dans les carbonates des structures en araignées (**Figure 56** et **Figure 57**) est difficile à concilier avec des conditions oxiques, la pyrite ne pouvant se former qu'en conditions anoxiques dans des environnements sulfato-réducteurs. Ainsi le ciment aragonitique doit s'être formé tout près de l'interface eau/sédiment dans un environnement pauvre en oxygène, où la génération de HCO_3^- par oxydation anaérobique du méthane conduit à une sursaturation (*Naehr et al., 2000*).

3. CONCLUSION

Les carbonates authigènes récoltés dans les structures en araignées correspondent bien à des carbonates dérivés du méthane, et l'activité bactérienne dans ces environnements a également pu être mise en évidence grâce à la présence de pyrite framboïdale.

Ces carbonates sont constitués de bioclastes (coquilles de bivalves, gastéropodes, foraminifères) et de lithoclastes (pellets fécaux et intraclastes), qui sont principalement cimentés, dans un premier temps, par de la calcite micritique principalement et par de l'aragonite aciculaire. Dans un second temps, la présence de sulfures d'hydrogènes dans l'eau de mer va provoquer une acidification du milieu et dissoudre les carbonates, notamment à la périphérie des coquilles. Les sulfures d'hydrogène présents dans l'eau de mer vont ensuite réagir avec le fer pour former de la pyrite framboïdale qui précipite dans les loges des bioclastes et également sur les bordures des coquilles, ce qui apparaît alors sous la forme d'un liseré noir.

CONCLUSION DU CHAPITRE 3

Cette étude a permis une caractérisation fine des structures en araignées identifiées sur le fond de l'eau. Elles sont composées d'un pockmark géant à fond plat (morphotype B) et de pockmarks allongés plus incisés (morphotype C) et correspondent à des structures d'échappement de fluides émettant principalement du méthane. Ce méthane, présent dans des quantités supérieures à ce que l'on trouve habituellement à 650 m de profondeur d'eau, est le premier maillon alimentaire de l'oasis de vie présente dans ces structures en araignée comprenant des tapis bactériens et des organismes benthiques. Il est également à l'origine de la formation de carbonates méthanogènes se formant au cœur des dépressions allongées (morphotype C) du fait de l'activité bactérienne intense dans ces environnements.

L'étude de ces structures en araignées a permis essentiellement d'associer les patches d'anomalies de forte amplitude visibles sur les données sismiques à la présence de carbonates méthanogènes et ainsi d'avoir un point de calibration actuel pour l'interprétation d'anomalies d'amplitudes similaires, présentes latéralement ou enfouies. Cette étude a également permis de faire le lien entre la présence d'un réservoir d'hydrocarbures du Miocène supérieur, exploité par l'industrie pétrolière, et la présence de structures d'échappements de fluides localisées directement au-dessus de ce dernier. Les structures en araignée sont ainsi interprétées comme des échappements de fluides focalisées au-dessus d'un réservoir.

Ces structures en araignées semblent être étroitement liées à la présence du biseau des hydrates de gaz, associé à la présence d'un BSR penté. Elles sont interprétées comme des pockmarks qui se mettent en place du fait de la formation/dissolution des hydrates de gaz, dont la morphologie est étroitement liée à la croissance du BSR sous-jacent, vers l'amont de la pente, dans le contexte particulier du biseau des hydrates.

Les premières estimations d'âge effectuées sur les 4 niveaux de forte amplitude présents en-dessous du pockmark géant du morphotype B sont compatibles avec les périodes de baisses régionales du niveau marin. Afin de corroborer cette hypothèse, d'autres analyses et d'autres mesures seraient nécessaires comme notamment une datation plus précise par carottage de la structure en araignée.

L'étude de ces structures en araignée constitue le point de départ de l'étude des échappements de fluides dans la zone de Moho, en permettant une caractérisation précise d'un échappement de fluide actuel, focalisé au-dessus d'un réservoir, le réservoir de Moho. Ces structures en araignée serviront d'une part, de point de calibration pour la détection de structures similaires enfouies en-dessous de la structure actuelle (qui seront détaillées dans le chapitre 5), et d'autre part pour la détection d'une bande d'anomalie similaires, présente en fond de mer et ressemblant fortement au morphotype C (qui sera développée dans le chapitre 4).

Les structures en araignées semblent être, elles aussi, liées au processus de formation/ dissolution des hydrates de gaz. Elles présentent toutefois des différences significatives comme notamment l'absence de la forme conique sous-jacente au pockmark central ou encore comme la présence de pockmarks allongés vers l'amont de la pente s'enracinant sur la périphérie du pockmark central. Cela semble indiquer que même si les pockmarks à hydrates et les structures en araignée sont liés à la présence des hydrates de gaz, ils ne semblent pas avoir le même fonctionnement.

CHAPITRE QUATRIÈME :
ÉTUDE DES INDICES DE MIGRATIONS DE FLUIDES (IMFs)
DE SUBSURFACE EN LIEN AVEC LES HYDRATES DE GAZ

INTRODUCTION

De grandes quantités de méthane sont présentes sous forme de gaz libre, dissous dans les fluides interstitiels ou piégés dans les hydrates de gaz solides dans les sédiments marins (*Milkov et al., 2004*). Les hydrates de gaz sont généralement présents sur les marges continentales, là où combinaison des conditions de pression-température appropriées et des sédiments enrichis en composés organiques sont propices à une production abondante de méthane. La stabilité des hydrates de gaz est principalement affectée par la température et la pression. Des changements importants dans l'épaisseur de la zone de stabilité des hydrates de gaz (GHSZ), entraînés par un réchauffement de l'eau de fond et / ou par une diminution de la pression, vont alors causer la dissociation des hydrates de gaz et la libération d'une quantité importante de méthane (*Dickens et al., 1995 ; Kennet, 2003 ; Reagan et al., 2011 ; Marín-Moreno et al., 2013*). Le transfert de ce méthane à la colonne d'eau peut amplifier l'acidification et la désoxygénation des océans et, peut également augmenter les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre (*Revelle, 1983 ; Valentine et al., 2001 ; Reeburgh, 2007*).

Des études récentes, sur la dynamique des hydrates de gaz associée au réchauffement climatique récent, se sont concentrées sur l'Arctique (*Westbrook et al., 2009 ; Biastoch et al., 2011 ; Reagan et al., 2011 ; Thatcher et al., 2013 ; Berndt et al., 2014*), en accordant moins d'attention aux réservoirs de méthane, beaucoup plus importants, présents à des latitudes plus basses (*Phrampus & Hornbach, 2012 ; Hautala et al., 2014*). Les hydrates de gaz sont stables dans des conditions de basse température et de haute pression, et ils existent typiquement dans les quelques centaines de mètres supérieures des sédiments de la pente continentale. La profondeur à laquelle la zone de stabilité des hydrates de gaz (GHSZ) se biseaute et disparaît (généralement le long de la pente continentale supérieure) est dépendante de la température de l'eau de fond et des gradients géothermiques locaux et représente l'une des limites les plus sensibles aux variations climatiques (*Boswell & Collett, 2011 ; Ruppel, 2011*).

Les hydrates de gaz du talus continental supérieur sont plus sensibles au réchauffement que les autres dépôts en raison de leur localisation dans une zone de températures transitoires des eaux de fond. Ces variations rapides des températures en fond de mer permettent une dissociation des hydrates de gaz sur des périodes relativement courtes de quelques décennies, comparativement à une centaine d'années pour d'autres réservoirs sensibles au climat, comme ceux associés à l'amincissement du pergélisol de l'Arctique (*Ruppel, 2011 ; Berndt et al., 2014*). Des études récentes sur le terrain et sur la modélisation montrent qu'une partie du méthane libéré dans l'océan Arctique au niveau du talus continental supérieur au Svalbard occidental est dû à une

dissociation continue des hydrates de gaz en réponse au réchauffement de l'eau de fond (*Westbrook et al., 2009 ; Reagan et al., 2011 ; Thatcher et al., 2013; Berndt et al., 2014*). Bien que les hydrates de latitude inférieure représentent un pourcentage important de l'inventaire mondial du méthane, il existe peu d'études sur la vulnérabilité de ces systèmes face au réchauffement des eaux de fond (e.g *Kennett et al., 2003*).

Les structures d'échappement de fluides associées à la libération de méthane, lors de la dissolution des hydrates de gaz, et leur dynamique ont été particulièrement étudiées ces dernières décennies, autant pour leur rôle potentiel dans les changements climatiques globaux (*Maslin et al., 2010*) que pour l'étude de la stabilité des pentes continentales (e.g. *Sultan et al., 2004a*). Les accumulations d'hydrates de gaz dans les sédiments marins de sub-surface peuvent former un réflecteur sismique de type BSR (*Bottom Simulating Reflector*) marquant la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz (BGHSZ) (*Shipley et al., 1979*). Les hydrates de gaz peuvent également être présents dans la zone de stabilité des hydrates de gaz (GHSZ) sous forme d'accumulations préférentiellement localisées dans les plans de failles (*Simonetti et al., 2013*) ou en-dessous des pockmarks (*Marcon et al., 2014*). Les structures d'échappement de fluides, en particulier les pockmarks, semblent être étroitement liés à la présence d'hydrates de gaz, qu'il s'agisse de pockmarks de petite taille, enracinés en profondeur avec un BSR (*Gay et al., 2006a*) ou bien de pockmarks géants contenant des hydrates de gaz en sub-surface (*Marcon et al., 2014; Ondréas et al., 2005; Sahling et al., 2008*).

Ce chapitre sera principalement consacré à l'étude des hydrates de gaz et du biseau des hydrates dans la zone de Moho (bassin du Bas Congo), dans le but de mieux comprendre les conséquences des variations de la BGHSZ et les échappements de gaz associés à la dissolution des hydrates de gaz dans cette zone. Dans ce cadre, un intérêt important a été porté sur l'étude d'une bande d'anomalies sismiques de forte amplitude suivant globalement la bathymétrie. Ce travail permet de mieux comprendre ce type d'indice de stockage temporaire de gaz, grâce à des données sismiques à très haute résolution en sub-surface et à l'apport de données géotechniques.

Ce chapitre s'organise en 4 parties. Une première partie présentera **le BSR (*Bottom Simulating Reflection*) actuel** : sa cartographie, ses particularités ainsi que son origine. Une seconde partie abordera l'étude d'une bande régionale de forte amplitude interprétée comme **un épisode de dégazage régional** lié à la dissociation du paléo-BSR du dernier bas niveau marin. Une troisième partie présente **un modèle évolutif** depuis le BSR du dernier bas niveau marin jusqu'au BSR actuel, ainsi que la fluctuation de la localisation du biseau des hydrates entre les deux époques. La dernière partie présentera les principales **conclusions** de ce chapitre.

I. LE BSR (BOTTOM SIMULATING REFLECTION) ACTUEL

1. CARACTERISTIQUES SISMOIQUES DU BSR

A. Description du facies sismique du BSR

Les données 3D ont permis d'identifier des réflexions sismiques présentant une polarité inverse (négative, représentée par un blanc sur les figures) par rapport à celle du fond de l'eau (positive et en noir), comme le montre la **Figure 62**. Cette polarité inverse s'explique par une diminution de l'impédance acoustique vers le bas alors que le fond de l'eau correspond à une augmentation de cette impédance.

Ces réflexions sismiques négatives ne sont pas continues et forment de petites plages rapprochées de forte amplitude par rapport aux réflexions environnantes. Ces zones d'amplitude négative semblent s'aligner le long d'une ligne parallèle au fond de l'eau, située à une même profondeur-temps d'environ 170 ms *twt* en dessous-du fond de l'eau (**Figure 62**).

Ces réflexions sismiques de polarité négative et globalement parallèles au fond de l'eau remplissent les critères qui définissent le BSR (*Bottom Simulating Reflection*), qui marque la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz (*Shipley et al., 1979*).

Le BSR est dû à un contraste d'impédance associé à une diminution des vitesses de propagation des ondes sismiques entre un niveau superficiel chargé d'hydrates de gaz et un niveau sous-jacent ne contenant pas d'hydrates mais potentiellement du gaz libre (*Tucholke et al., 1977; Shipley et al., 1979*). La grande majorité du BSR présent dans la zone d'étude ne montre pas d'évidences de gaz libre piégé en-dessous hormis au niveau des zones d'échappements de fluides actives sur le fond de l'eau correspondant à certains pockmarks (**Figure 63**) et aux deux structures en araignée.

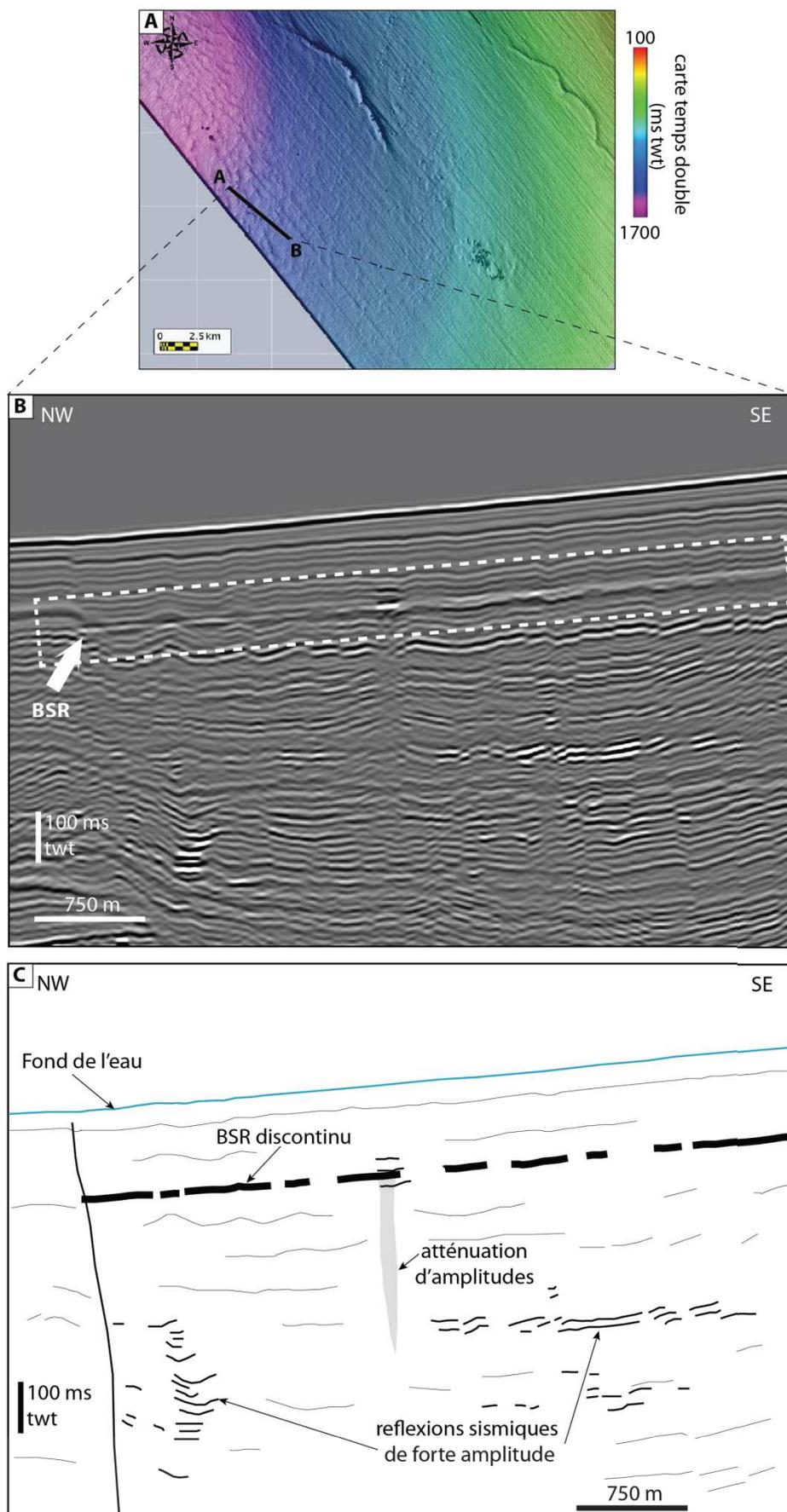


Figure 62 : **A.** Localisation du profil sismique dans la partie sud-ouest de la zone d'étude. **B.** Profil sismique illustrant le BSR dans la zone d'étude qui correspond à des plages d'amplitudes négatives rapprochées entre elles. **C.** Line drawing de la section sismique **B.** illustrant le BSR contre la faille

De plus, ces anomalies de BSR sont associées à un alignement vertical d'anomalies d'amplitude (**Figure 63**) correspondant à des patchs de forte amplitude associés à des zones d'amplitude réduite pouvant être affectée par un effet de « *pull-down* » (réflexions sismiques déformées vers le bas). Le phénomène de « *pull down* » est produit par un retard de l'arrivée du signal sismique, qui traverse un milieu à vitesse plus lente (généralement du fait de la présence de gaz), ce qui crée une anomalie de vitesse plus faible que les vitesses environnantes (*Hustoft et al., 2007*).

L'empilement vertical de ces anomalies d'amplitude correspond à des « pipes » définis par *Loseth et al., 2001*, également appelés des cheminées sismiques, pouvant indiquer la migration verticale de fluides depuis des niveaux plus profonds (*Tingdahl et al., 2001; Hempel et al., 1994*) ou depuis des réservoirs d'hydrocarbures enfouis (*Hegglund, 1998*). La présence de « *pull down* » au sein des cheminées suggère que l'expulsion de gaz à travers ces dernières est un phénomène toujours actif et que ces cheminées contiennent actuellement du gaz libre responsable de la distorsion sismique observée (*Hustoft et al., 2007 ; Moss et al., 2012*).

Ces observations indiquent qu'un système pétrolier a été actif récemment dans le bassin (*England, 1987*), et que la migration verticale du gaz, toujours active aujourd'hui, se produit de manière périodique depuis une période relativement récente, i.e le Néogène (e.g. *Cunningham & Lindholm, 2000*). La présence de « *pull down* » au sein des cheminées associées à des anomalies de BSR en « *chapeau chinois* » permet de conforter l'hypothèse que les pockmarks observés sur le fond de l'eau, à l'aplomb de ces anomalies de BSR, sont des structures d'émission de gaz encore actives aujourd'hui.

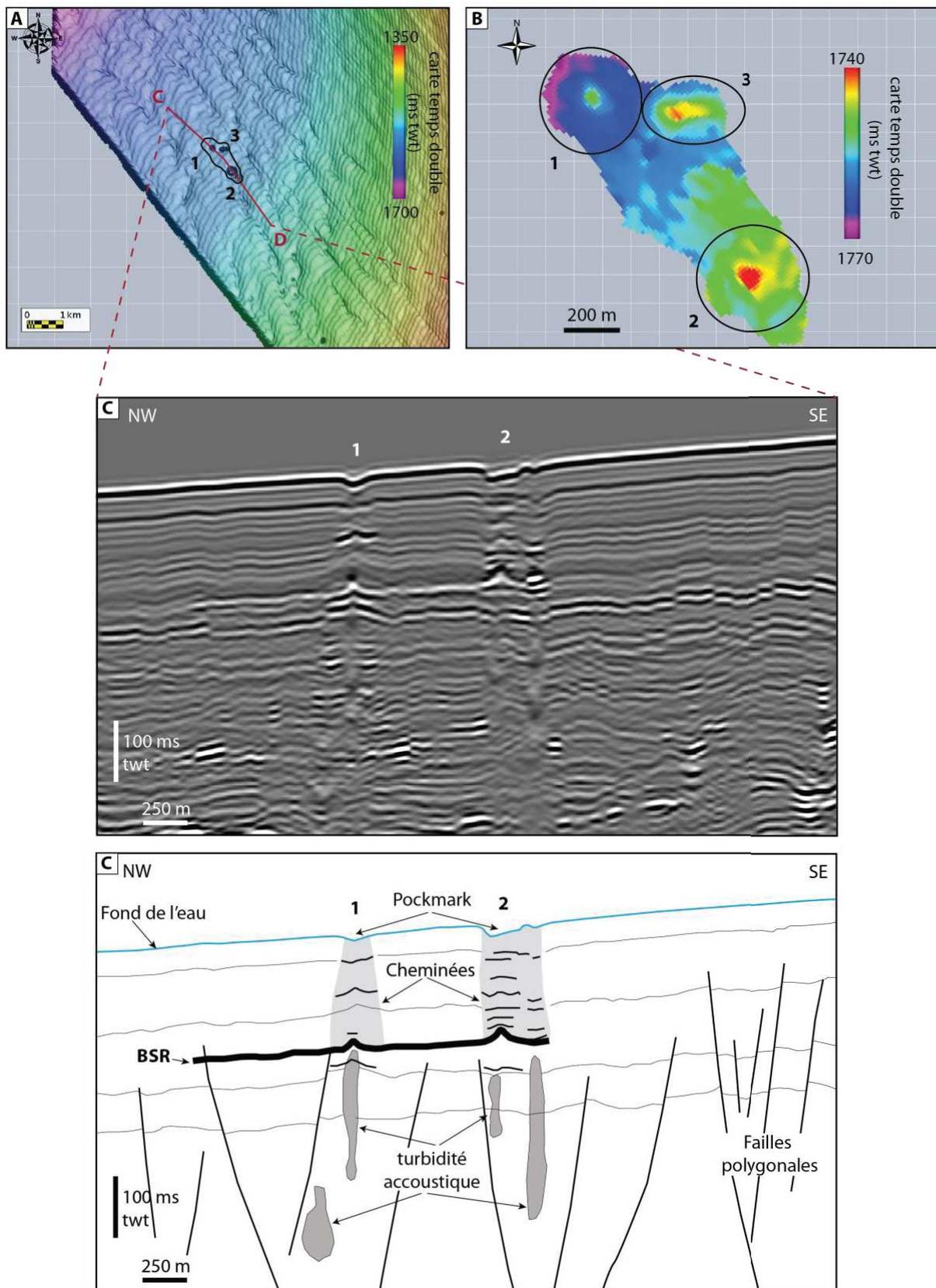


Figure 63 : A. Carte du fond de l'eau localisant le profil CD. B. Carte du BSR montrant les anomalies en « chapeau chinois » à l'aplomb des 3 pockmarks de la carte en A.. C. Profil sismique CD. C. Interprétation du profil sismique CD illustrant la présence d'un BSR en-dessous de

B. Cartographie du BSR actuel

Le BSR est constitué de plusieurs plages de tailles variables qui ont été cartographiées (**Figure 64**). Ils se situent dans la partie ouest de la zone d'étude, sous des profondeurs d'eau comprises entre 600 m et 1 200 m.

Le BSR est majoritairement constitué de deux grosses zones localisées entre deux failles normales individualisant le plus large mini-bassin de la zone d'étude (**Figure 64**). Ces deux zones s'initient au niveau des deux failles normales bordières et traversent entièrement le mini-bassin dans le sens de la largeur.

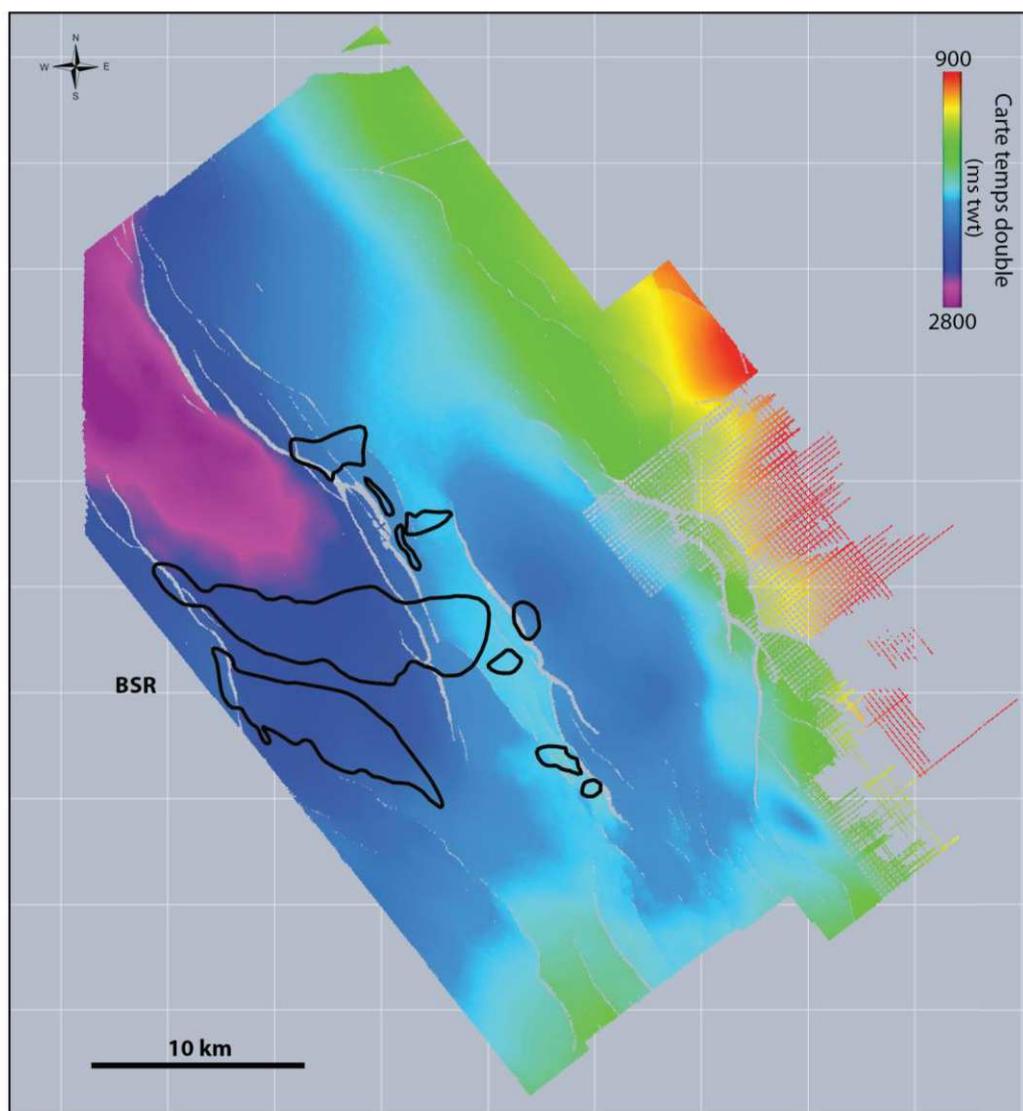


Figure 64 : Carte de la répartition du BSR dans la zone d'étude reportée sur une carte isochrone de la base du Pliocène indiquant la position des failles et des axes des mini-bassins.

Dans la zone d'étude, le BSR est systématiquement positionné au niveau d'une faille normale, le plus souvent dans le compartiment 'mur' de ces failles (**Figure 64**). La localisation du BSR semble ainsi être liée à la présence de failles normales, au-dessus desquelles une lentille de BSR plus ou moins grande se met en place, pouvant être associée à la présence de gaz libre sous-jacent, comme cela a déjà été observé dans plus au sud dans le bassin du Bas Congo (*Gay et al., 2006b*), et également dans d'autres bassins, comme le bassin du Nicaragua, dans le Pacifique (*Talukder et al., 2008*).

2. L'INTERVALLE FOND DE MER - BSR

A. Une zone contenant du gaz

Selon un rapport interne (*Doan, 2012 – Rapport interne Total*), les données de pénétration (CPT) (**Figure 65**) ont révélé des anomalies sur plusieurs intervalles situés entre 20 et 60 m de 4 carottes géotechniques. Ces anomalies sont regroupées sur la **Figure 66.B** et correspondent soit à une résistance à la pénétration anormalement faible, soit à une différence significative entre la mesure continue de CPT réalisée par sondage géotechnique proche d'un forage et la mesure séquentielle de CPT réalisé lors d'un forage (**Figure 65**).

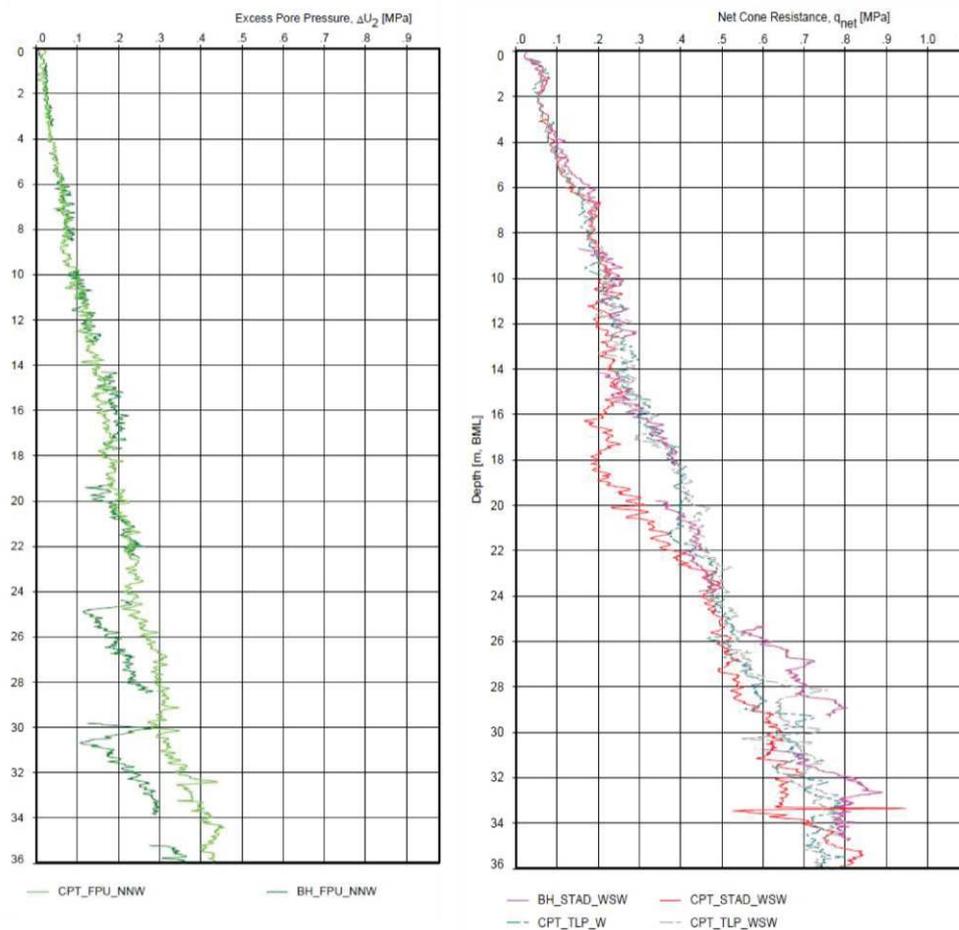


Figure 65 : A gauche : Logs de CPT correspondant au puits FPU_NNW mettant en évidence les différences entre les deux courbes du CPT continu (vert clair) et du CPT séquentiel (vert foncé). A droite : Logs de CPT correspondant au puits BH_STAD_WSW mettant en évidence les différences entre les deux courbes du CPT continu (rose) et du CPT séquentiel (rouge), ainsi qu' une résistance à la pénétration anormalement faible surtout sur la courbe rouge.

Selon le rapport interne, (*Doan, 2012 - Rapport interne Total*), ce phénomène peut être attribué à un endommagement des argiles du fait de la présence de gaz ; bien qu'une plus faible résistance, en raison d'une hétérogénéité "naturelle" liée à une certaine perturbation dans le processus de sédimentation, ne peut pas être totalement exclue. La présence de gaz diminuerait ainsi la cohésion des sédiments et par conséquent sa résistance à la pénétration du CPT.

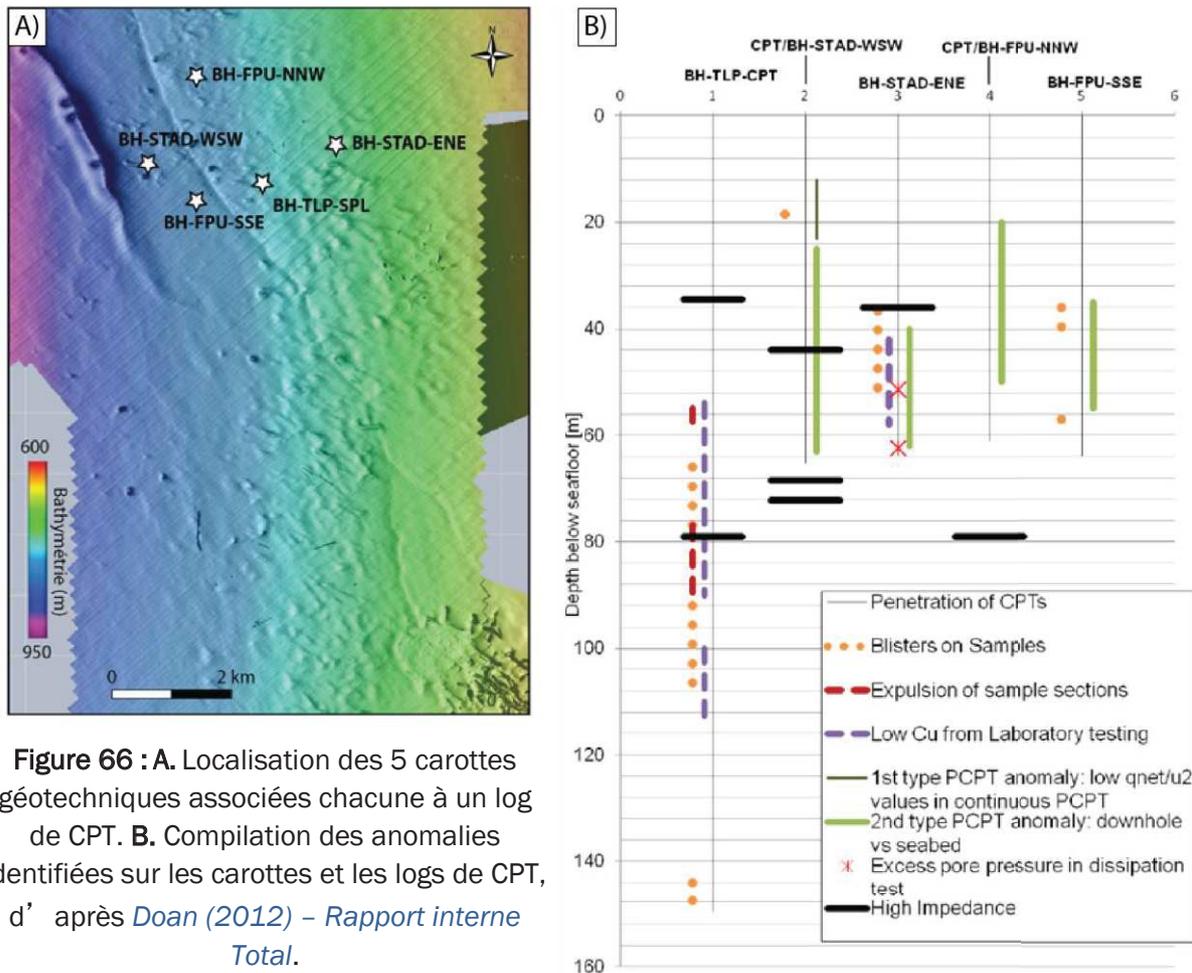


Figure 66 : A. Localisation des 5 carottes géotechniques associées chacune à un log de CPT. B. Compilation des anomalies identifiées sur les carottes et les logs de CPT, d'après Doan (2012) – Rapport interne Total.

Selon le rapport interne (Doan, 2012 – Rapport interne Total), la présence de gaz a également été identifiée grâce à différents indicateurs (des phénomènes de boursouffures, de bullage et d'expulsions à l'ouverture des sections de carotte) sur de nombreuses carottes géotechniques. Quatre carottes géotechniques ont manifesté la présence de gaz sous forme de petites boursouffures au sein des argiles (Figure 66), visible sur des sections de moins d'1 mètre à une quinzaine de mètres (en orange sur la Figure 66.B). La forme des boursouffures (Figure 67) suggère qu'elles sont le résultat de la croissance de bulles de gaz en forme de disque qui se sont formées localement dans des fentes de tension, tel que décrit par Johnson et al., 2002 et Sills et al., 2001.

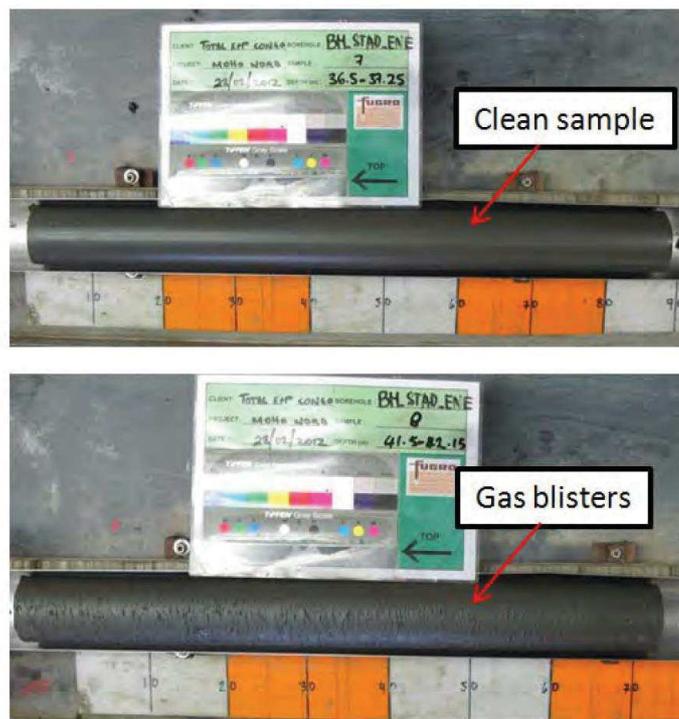


Figure 67 : Comparaison de deux sections de la carotte BH_STAD_ENE montrant des boursouflures (en bas) par rapport à une section propre (en haut), d'après [Doan \(2012\) – Rapport interne Total](#).

De plus le phénomène de bullage à la surface des carottes a également été fréquemment mentionné lors de l'acquisition des carottes ([Doan, 2012 – Rapport interne Total](#)).

Et enfin, à plusieurs reprises, lors de l'extrusion des sections de carotte en laboratoire, des échantillons ont été plus ou moins violemment expulsés (en rouge sur la **Figure 66.B**). Ces «extrusions explosives» démontrent qu'une certaine quantité de gaz libre est présent dans les carottes au moment de l'extrusion, qui peut provenir notamment de la fonte d'hydrates de gaz piégés dans la carotte. Ce phénomène de surpression provient de l'augmentation de volume lié au passage à l'état gazeux du gaz contenu en solution dans les pores du sédiment, du fait de l'augmentation de la température lors du prélèvement des carottes ([Sultan et al., 2007](#)).

Selon le rapport interne ([Doan, 2012 – Rapport interne Total](#)), d'autres anomalies dues à la présence de gaz ont également été identifiées lors des analyses en laboratoires et correspondent à des valeurs anormalement faibles de la contrainte cisailante (en violet sur la **Figure 66.B**) ainsi qu'à des mesures anormalement élevées de pression de pore (astérisque rouge sur la **Figure 66.B**).

L'observation de toutes ces anomalies dans les données géotechniques (**Figure 66**) confirme la présence de gaz dans les sédiments superficiels de la zone investiguée. Ce gaz peut provenir soit de la dissolution des hydrates de gaz lors de la remontée des carottes, soit à du gaz libre effectivement présent dans les sédiments, à l'intérieur de la zone de stabilité des hydrates. La coexistence de gaz libre et d'hydrates de gaz a par ailleurs déjà été observée au niveau de zones d'échappement de fluides sur la marge continentale de l'Oregon (*Hydrate Ridge*) ; où, selon différents auteurs, la salinité élevée a changé localement les conditions thermodynamiques de stabilité des hydrates de gaz permettant le mouvement du gaz libre à travers la zone de stabilité (*Tréhu et al., 2003; Milkov et al., 2004; Torres et al., 2004; Liu et al., 2006*). La présence de gaz libre associée à des carbonates et/ ou des hydrates est donc un phénomène tout à fait possible dans la zone d'étude. Des mesures de vitesse des ondes P (V_p) pourraient être effectuées, comme cela a déjà été fait dans d'autres études (e.g. *Sultan et al., 2007*), pour déterminer la présence de gaz libre (faible vitesse des ondes P) et des niveaux contenant des hydrates de gaz/carbonates (vitesse élevée des ondes P).

B. Des niveaux à carbonates et/ou à hydrates

Les carottes géotechniques et les logs CPT ont été replacés sur la sismique 2D, ce qui a permis de corréliser l'ensemble des informations sur les 3 types de données (**Figure 68**).

Dans un premier temps, cela a permis de mettre en évidence la présence de niveaux très réfléchissants sur la sismique 2D THR (**Figure 68**). Ces niveaux de forte amplitude sont similaires aux 4 niveaux observés en dessous du corps de l'araignée (cf chapitre 3), qui ont été interprétés comme des niveaux concentrant des nodules de carbonates. Sur la **Figure 68**, les niveaux de forte amplitude identifiés (flèches blanches) pourraient également correspondre à des nodules de carbonates (*Petersen et al., 2009*) , et/ou à des nodules d'hydrates de gaz étant donné que l'on se situe à l'intérieur de la zone de stabilité des hydrates de gaz à ces profondeurs. La seule utilisation des données sismiques ne permet pas de distinguer la présence de carbonates et/ou d'hydrates de gaz, comme étant responsables des niveaux de forte amplitude observés (e.g. *Sultan et al., 2007*). Dans d'autres études de sismique 2D THR, un niveau de forte amplitude et de forme irrégulière a également été observé et a été interprété comme l'expression sismique d'un front ascendant de gaz (*Klaucke et al., 2010 ; Moss et al., 2012*). Toutefois dans ces études, un seul niveau était présent et il était totalement irrégulier et sécant à la stratification, ce qui n'est pas le cas sur les données THR de la zone de Moho, dont les multiples niveaux de forte amplitude, et globalement parallèles à la stratification, ne semblent pas correspondre à la présence d'un front de gaz.

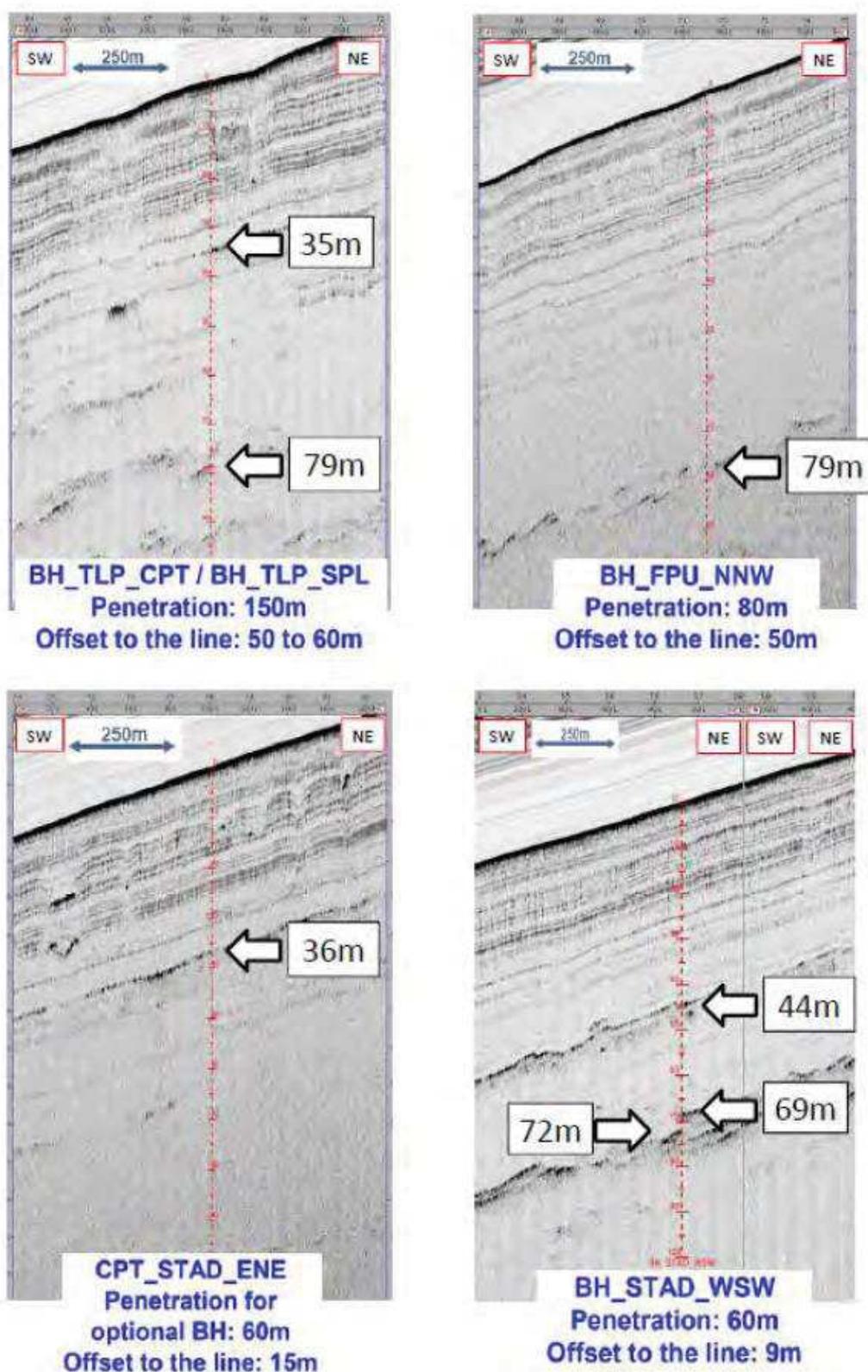


Figure 68 : Profils sismiques 2D-AUV sur lesquels sont reportées les positions de 4 logs de CPT et les carottes qui ont révélé la présence de niveaux avec une forte amplitude, à certaines profondeurs indiquées sur chaque profil. Le BSR (quand il est présent) n'est pas visible sur ces profils car il est situé plus bas aux alentours de 120 m.

Ces niveaux présentant un fort contraste d'impédance sur les données sismiques 2D THR n'ont pas de correspondance sur les logs de CPT. En effet, ils ne sont associés à aucune anomalie sur le CPT, alors qu'on s'attendrait à ce qu'ils présentent une forte résistance à la pénétration. Cela est peut être dû au caractère discontinu de ces niveaux réfléchifs (**Figure 68**) permettant au CPT d'éviter les nodules d'hydrates et/ou de carbonates et de pénétrer normalement dans le sol.

Sur les données de carottes, le niveau très réfléchif identifié sur les données 2D, situé à 35 m sur BH-TLP-SPL, concorde avec la présence d'un niveau de concrétions carbonatées, de la taille de graviers modérément cimentées entre elles. Mais c'est le seul niveau réfléchif qui a pu être corrélé avec une lithologie indurée de type carbonatée. Les autres niveaux réfléchifs ne correspondent pas à une lithologie particulière sur les carottes, et ne peuvent donc pas être associés à des carbonates. Cette absence de relation peut être due au caractère discontinu des deux niveaux de forte amplitude et également à la densité variable des nodules de carbonates au sein du sédiment (*Paull & Ussler, 2008*). L'information donnée par les carottes ne serait alors pas représentative de ces niveaux de forte amplitude, qui pourraient contenir des nodules de carbonates peu denses, suffisamment épars pour ne pas avoir été prélevés.

Ces niveaux réfléchifs identifiés sur la sismique 2D THR sans correspondance sur les carottes peuvent également être interprétés comme des niveaux enrichis en hydrates de gaz qui n'auraient pas été préservés lors de la remontée des carottes. Cette interprétation est cohérente avec le caractère discontinu des hydrates de gaz qui se forment le long de petits intervalles chargés en hydrates et/ou de nodules. Lors de la remontée des carottes, les conditions de pression/ température changent, ces hydrates de gaz ne sont plus stables et fondent, libérant de ce fait du gaz dans la carotte. Cette interprétation est compatible avec l'observation de petites poches de gaz en forme de disque (**Figure 67**) ainsi que l'ouverture plus ou moins explosive de certains tronçons de carotte (**Figure 66.B**).

L'intervalle compris entre le fond de l'eau et le BSR, situé globalement autour de 120 m de profondeur d'eau, montre ainsi de nombreuses évidences de présence de gaz dans le sédiment. Ce gaz pourrait provenir de la dissolution des hydrates de gaz présents dans les carottes, qui pourraient être à l'origine des niveaux réfléchifs observés sur la sismique 2D THR. De plus, le caractère discontinu des niveaux réfléchifs, correspondant possiblement à des hydrates de gaz, pourraient expliquer le caractère discontinu du BSR. Cependant ces niveaux de forte amplitude pourraient également être dus à la présence de concrétions de carbonates et il n'est pas possible de faire la différence entre les deux possibilités avec les données disponibles. *Sultan et al., 2007* ont montré qu'il était possible de distinguer les concrétions de carbonates des nodules d'hydrates de gaz, en utilisant des mesures complémentaires d'excès de pression interstitielle réalisées simultanément à la pénétration du CPT (qui ne sont pas disponibles dans cette étude). Dans les zones contenant des hydrates de gaz, les pressions interstitielles mesurées

montrent de fortes surpressions tandis que dans les zones contenant des carbonates les pressions interstitielles sont plus faibles, parfois même plus faibles que la pression hydrostatique (*Sultan et al., 2007*).

3. SOURCE ET CHEMINS D'ALIMENTATION DU BSR

A. Les chenaux turbiditiques du Miocène supérieur

Le bassin du Bas-Congo et en particulier la zone d'étude (Moho) est marqué par le dépôt de chenaux turbiditiques au Miocène supérieur (*Droz et al., 1996; Sikkema and Wojcik, 2000; Broucke et al., 2004*) ce qui permet la formation d'un intervalle de chenaux turbiditiques d'environ 200 ms *tw*t d'épaisseur (**Figure 69**). Cet épais niveau est facilement identifiable sur les données de sismique 3D grâce à son facies sismique chaotique caractérisé par de fortes amplitudes sur les sections sismique (**Figure 69**) associé à des géométries méandriformes et lobées également de forte amplitude sur les vues en cartes réalisées au sein de cet intervalle (**Figure 70**).

Les chenaux turbiditiques proviennent du sud-est de la zone d'étude et sont principalement orientés ESE-WNW dans la partie est de la zone d'étude, leur direction ne semble ainsi pas être affectée par la présence des failles normales (**Figure 69 & Figure 70**). Dans la partie ouest de la zone d'étude, la direction des chenaux se réoriente progressivement le long de l'axe du graben pour atteindre l'orientation SSE-NNW (**Figure 69 & Figure 70**). Ce changement d'orientation coïncide avec la présence du graben de la partie ouest de la zone d'étude (**Figure 69**), qui constitue un dépo-centre local, et qui compartimentalise les dépôts turbiditiques, au sein de ce graben (**Figure 69 & Figure 70**). La dépression créée par les deux failles normales bordières (**Figure 69**) a permis de canaliser les dépôts turbiditiques localement, induisant ainsi un léger changement de leur orientation ainsi que leur empilement au cœur du graben, ce qui est visible sur les sections sismiques (**Figure 69 & Figure 70**).

Les complexes de chenaux turbiditiques (dont fait partie le complexe de la zone d'étude visible sur les **Figure 69 & Figure 70**) représentent un excellent corps réservoir pour les hydrocarbures et contiennent de nombreux champs pétroliers ou gaziers découverts ces 20 dernières années (*Burwood, 1999; Cole et al., 2000; Gay et al., 2006b; Liu et al., 2008*). Dans le cas du complexe turbiditique de la zone d'étude, il est bien délimité à l'est et à l'ouest grâce à des failles normales bordières d'orientation NW-SE, cependant il n'est pas déconnecté de sa source d'apports, au sud, ce qui constitue un point de fuite majeur (**Figure 69 & Figure 70**). La configuration de ce complexe de chenaux turbiditiques ne peut ainsi pas être considérée comme un bon piège du fait de la configuration de bassin. Cependant de nombreuses anomalies de fortes amplitudes sont observées au sein de ce complexe (**Figure 69**), parfois associées à une atténuation

des amplitudes sous-jacentes, et qui pourraient correspondre à la présence de gaz. Ces anomalies correspondent à des réflexions de polarité inverse par rapport à celle du fond de l'eau (qui indique un contraste d'impédance « mou/dur »), elles sont interprétées comme des indices de gaz, car elles traduisent un contraste d'impédance « dur/mou », contrairement à ce qui est observé pour un passage argile/sable classique (**Figure 69**). Cela pourrait être dû à un piégeage local des hydrocarbures contre les failles, présent à plus petite échelle. Ce piégeage pourrait d'une part correspondre à un piégeage sédimentaire du fait d'hétérogénéités sédimentaires latérales au sein des turbidites et d'autre part provenir d'un piégeage structural local contre les failles de type « rollover », visible contre la faille bordière SW de la Erreur ! Source du renvoi introuvable.**Figure 69**.

La cartographie du BSR (**Figure 64**) a mis en évidence que BSR actuel se concentre au-dessus d'un bassin limité par deux failles normales bordières suggérant une étroite corrélation entre la présence d'un BSR et la présence de failles normales. De plus, le BSR est présent sous forme de lentilles qui se forment contre les failles bordières du graben (**Figure 64 & Figure 69**), qui semblent jouer un rôle majeur dans la formation du BSR dans cette zone.

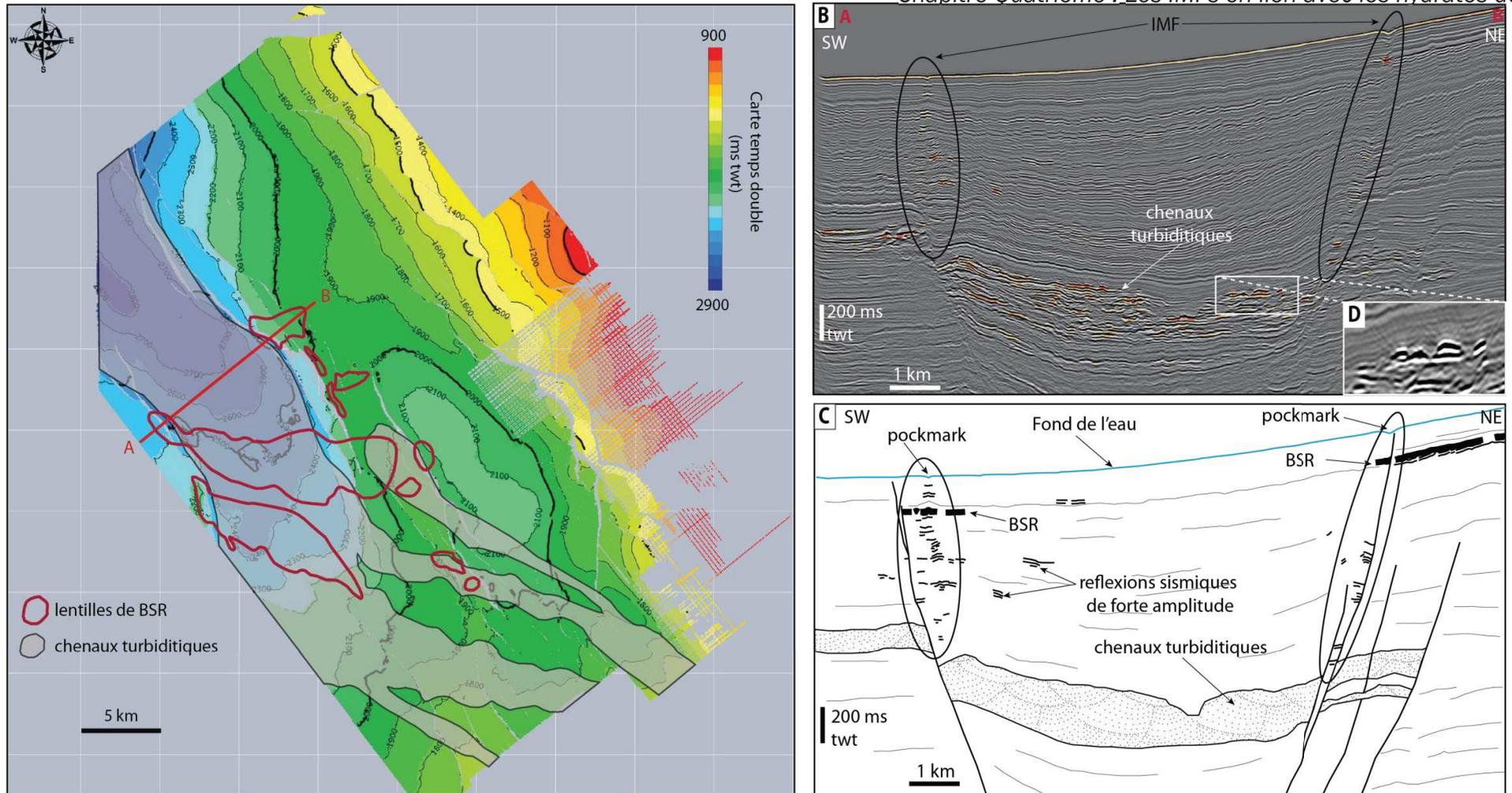


Figure 69 : A. Cartographie du complexe de chenaux turbiditiques miocènes superposés à la carte de la base du Pliocène (en gris) et à la répartition du BSR actuel (en rouge), sur laquelle est reportée la localisation du profil AB. B. Profil de sismique 3D AB illustrant la présence d'un intervalle de chenaux turbiditiques localisé entre deux failles normales présentant de nombreux indices de migration de fluides (IMF). C. *Line drawing* du profil AB illustrant la position de deux lentilles de BSR au contact des deux failles normales bordières, et de nombreux patches de forte amplitude. D. Zoom sur les patches d'amplitudes du sommet de l'intervalle turbiditique, indiquant la présence de gaz (un blanc entre deux noirs), du fait de la polarité inverse par rapport à celle du fond de l'eau (correspondant à un blanc entre deux noirs).

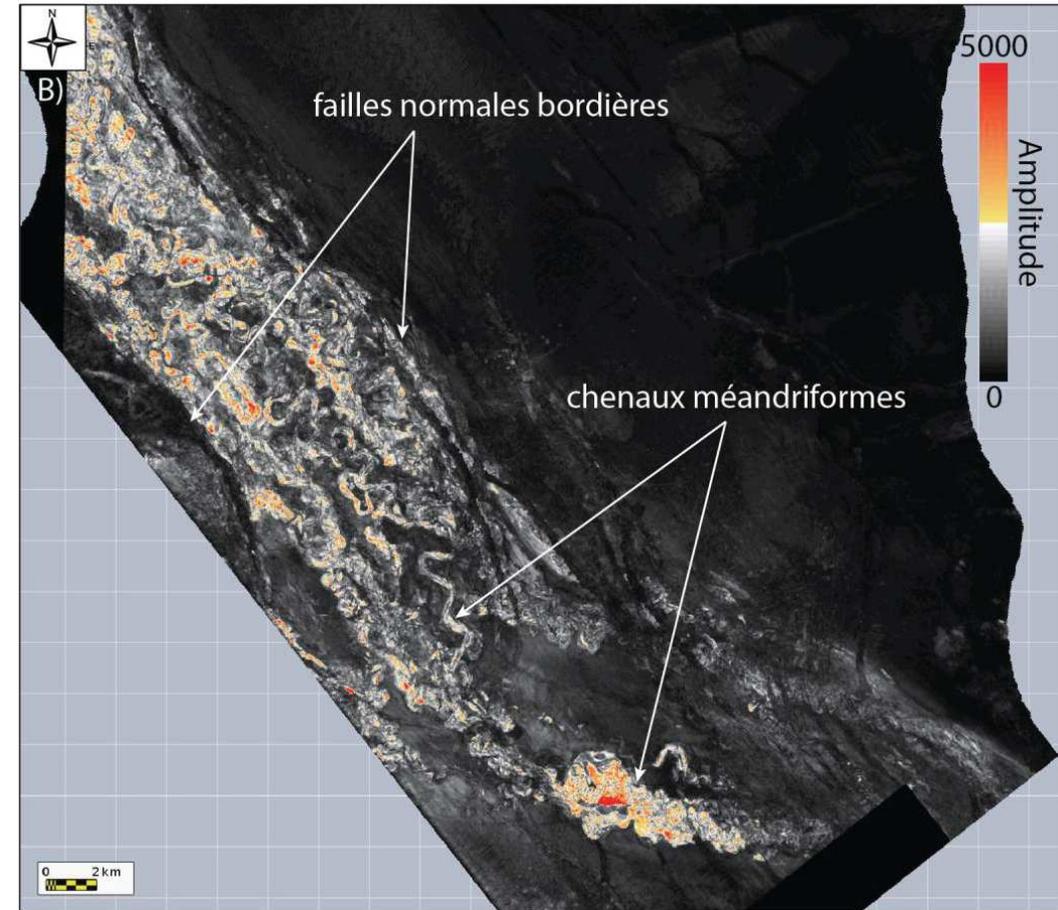
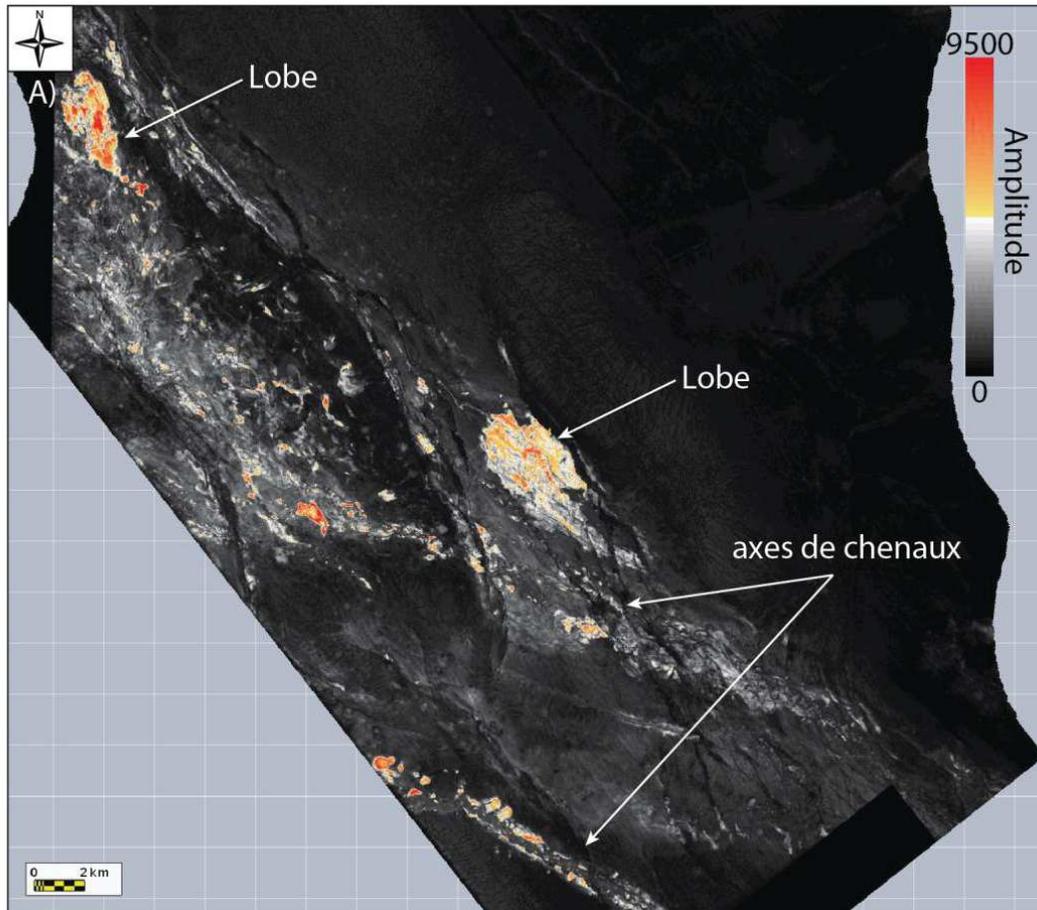


Figure 70 : Cartes isoproportionnelles RMS (*root mean square*), en amplitude, réalisées au sein de l'intervalle de chenaux turbiditiques Miocène supérieur (identifiés sur la **Figure 69.B**) : **A.** Environ 10 ms twt au-dessus de l'intervalle de chenaux turbiditiques. **B.** Au cœur de l'intervalle de chenaux turbiditiques

B. Les indices de migration de fluides Pliocène-actuel

De nombreux indicateurs de migration de fluides (IMF) sont observés au-dessus de ce complexe de chenaux turbiditiques, à diverses profondeurs de l'intervalle Mio-Pliocène et correspondent principalement à des anomalies de forte amplitude formant de petits patches qui s'empilent parfois sur plusieurs niveaux, formant des cheminées sismiques ou *pipes* identiques à celles décrites au Nigéria par *Løseth et al., 2001* et observées dans de nombreuses études sismiques (*Bünz et al., 2003; Cartwright et al., 2007; Moss and Cartwright, 2010a,b; Trincardi et al., 2004*). Ces cheminées sismiques se concentrent surtout dans les plans des deux failles bordières (**Figure 69 & Figure 70.B**) et sont moins nombreuses au cœur du bassin. La forte présence de ces indices dans les plans de failles suggère que ces dernières ont pu jouer, à certains moments, un rôle de drain, facilitant la migration verticale du gaz depuis des pièges localisés contre ces failles, au sein du complexe de chenaux turbiditiques, comme cela a déjà été interprété dans d'autres bassins (*Cartwright et al., 2007 ; Ilg et al., 2012*).

D'autres indices de migration de fluides, de type « cheminée sismique », associées à des effets de *pull-down* (lié à la présence de gaz), ont été identifiés dans la zone d'étude (**Figure 63**). Ils correspondent souvent à des cheminées sismiques enracinées en profondeur avec la présence d'un BSR (*Gay et al., 2006a*) ainsi qu'à des cheminées sismiques qui traversent la pile sédimentaire y compris la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz (BGHSZ) (**Figure 69 & Figure 70.B**). Ces migrations verticales, si elles sont suffisamment continues verticalement, peuvent contribuer à alimenter le BSR au cœur du bassin.

Le BSR qui se forme dans la zone d'étude pourrait être alimenté en grande partie par la migration des hydrocarbures depuis ce niveau turbiditique. En effet, les nombreux IMF observés dans les plans de failles permettent de penser que les fluides utilisent les failles normales, qui fonctionnent alors comme des drains, leur permettant de migrer vers la surface. Lorsque le gaz remonte le long des failles normales et qu'il atteint la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz (BGHSZ), des hydrates vont se former et un BSR local va alors apparaître (*Shiple et al., 1979*), qui a été cartographié sur la **Figure 64**. Ce BSR présente des anomalies en forme de chapeaux chinois (*Gay et al., 2006b, Crutchley et al., 2014*) qui se situent au-dessus d'une remontée de gaz active (**Figure 63**). Si le flux de gaz ascendant est suffisamment important, le BSR va alors grandir latéralement, toujours alimenté par cette même faille. Dans le bassin formé par les deux failles bordières de la **Figure 64**, le gaz remonte le long des deux failles normales (*Knapp et al., 2010; Macelloni et al., 2012 ; Cremière et al., 2016*), et lorsqu'il atteint la BGHSZ, il migre vers le haut de pente par différence de densité, selon le principe d'Archimède. Le BSR va alors s'élargir latéralement et vers le haut de pente.

Selon *Trehu et al., 2006*, des sources à la fois biogéniques et thermogéniques sont à l'origine du gaz stocké dans les nodules d'hydrates de gaz. Le méthane biogénique

est produit à partir de la matière organique lorsqu'elle est en présence d'un consortium microbien approprié (*Davie & Buffett, 2001*). Cependant les mécanismes de formation du gaz biogénique ne permettent pas toujours de produire des quantités et un flux de méthane suffisant pour alimenter les hydrates de gaz car ces derniers ont un fonctionnement dynamique, *i.e.* que leur formation et leur pérennité nécessitent un flux de méthane rapide et suffisamment important pour que le milieu soit saturé en méthane (*Trehu et al., 2006 ; Sultan et al., 2010*). Le BSR peut également être alimenté par du gaz thermogénique migrant depuis des réservoirs enfouis (e.g. *Macelloni et al., 2012*), le long de failles normales (*Simonetti et al., 2006*). Cela est concordant avec les observations effectuées sur les données sismiques qui montrent un BSR localisé contre les failles normales listriques. Ces dernières structurent les corps turbiditiques réservoirs du Miocène supérieur, présentant de nombreux indices de présence de gaz (**Figure 70**). Ces failles normales bordières serviraient ainsi de drain vertical pour les fluides thermogéniques (*Simonetti et al., 2006*) stockés localement dans les corps turbiditiques du miocène supérieur.

II. UN EVENEMENT DE DEGAZAGE REGIONAL

1. CARACTERISTIQUES DE L'EVENTEMENT

A. Définition du Morphotype D sur le fond de l'eau

Sur le fond de l'eau, la structure en araignée a précédemment été mise en évidence dans le chapitre 3. Elle se compose des morphotypes B et C correspondant respectivement à des pockmarks géants à fond plat et de très faible profondeur et des pockmarks allongés dénotant franchement avec la pente régionale associée au morphotype A (**Figure 71**).

Un autre morphotype a été défini sur le fond de l'eau : le morphotype D. Il est constitué de petites dépressions allongées de faible profondeur (1 à 3 m) qui mesurent entre 50 et 200 m de long (**Figure 71. A**). Ces petites dépressions ne montrent pas d'anomalies d'amplitude particulières mais des anomalies de cohérence systématiques (**Figure 71.B**).

Ces petites dépressions allongées sont très rapprochées les unes des autres et ne semblent pas s'organiser selon une orientation particulière. Ce réseau dense de dépressions de tailles et de forme homogènes confère au morphotype D un aspect « grumeleux » très particulier, facilement identifiable sur le fond de l'eau (**Figure 71**), qui n'a pas été décrit dans la littérature.

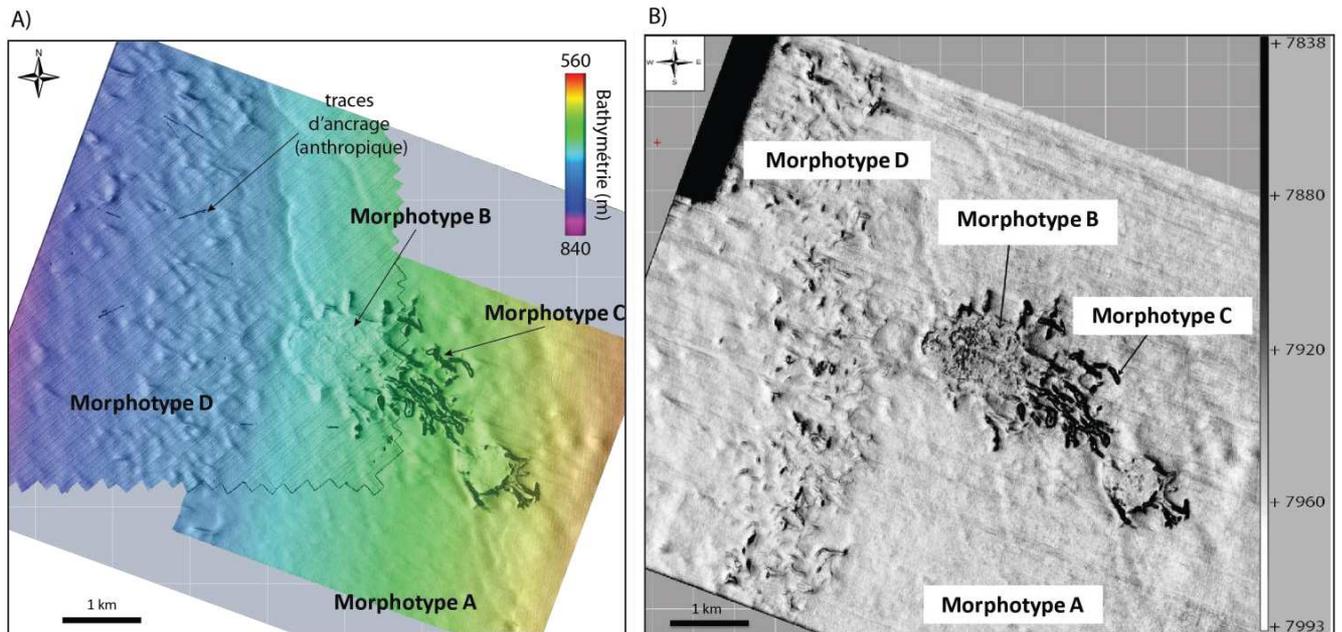


Figure 71: A) Carte bathymétrique du fond de l'eau des Morphotypes A, B, C et D. B) Carte de cohérence sur la sismique 3D présentant la signature des 4 morphotypes.

Ces caractéristiques ont permis d'identifier une bande continue de morphotype D, situé à l'ouest de la structure en araignée, mesurant en moyenne environ 1 km de large, (Figure 72).

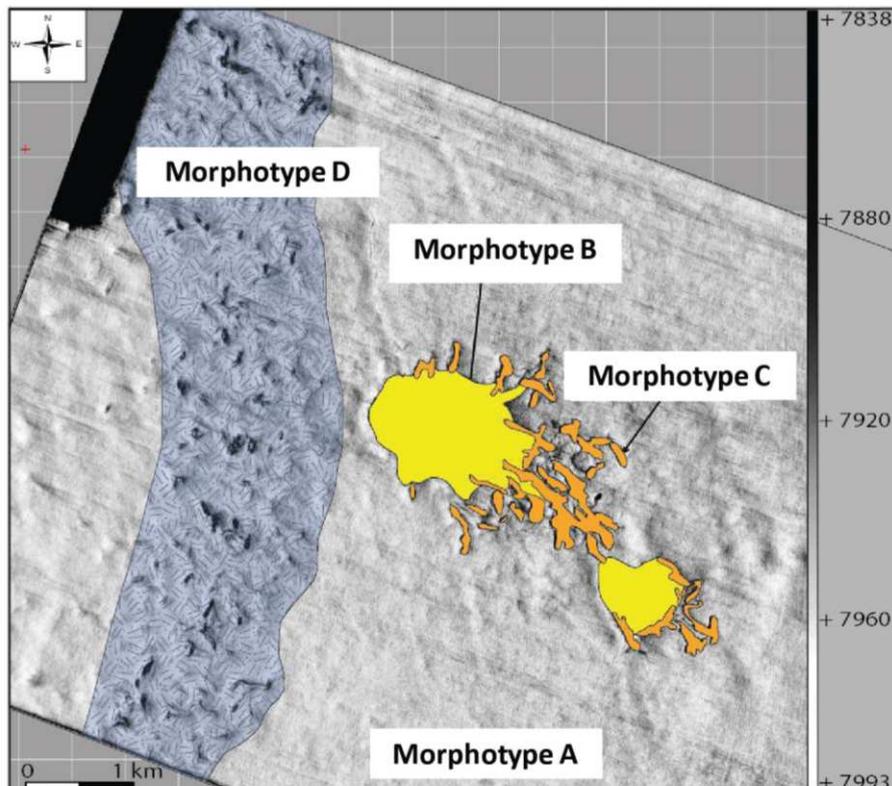


Figure 72 : Carte interprétée du fond de l'eau (cohérence) sur laquelle sont reportés les morphotypes A, B, C et D.

B. Caractéristiques sismiques 3D

Les données de sismique 3D montrent que le morphotype D identifié sur le fond de la mer correspond au drapage d'un niveau très superficiel H1 (**Figure 73 & Figure 74**) qui est constitué de dépressions allongées d'environ 10 m de profondeur (**Figure 73**). Ce niveau H1 est situé environ 15 m sous le fond de l'eau bien au-dessus du réseau de failles polygonales (**Figure 73**).

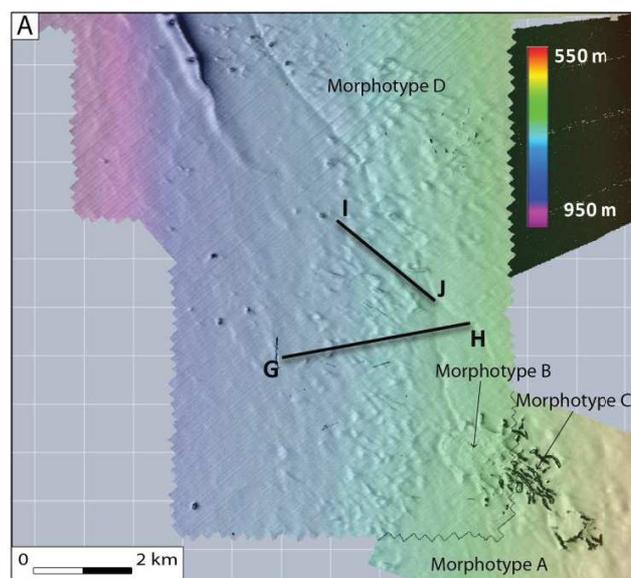
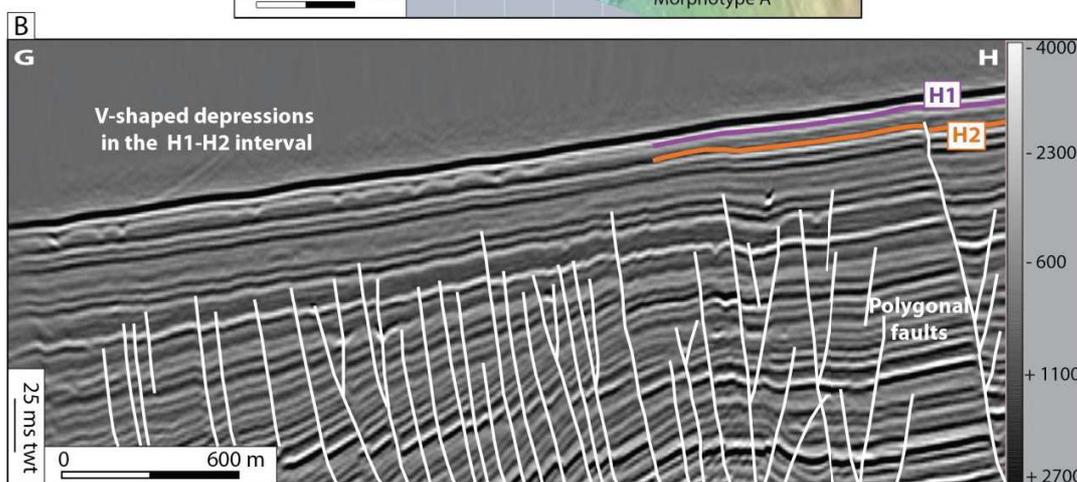


Figure 73 : A. Carte bathymétrique du fond de l'eau avec la localisation des profils GH et IJ. **B.** Profil GH issu de la sismique 3D, illustrant le morphotype D localisé au niveau de H1.



L'horizon H1 est constitué de pockmarks ayant une forme allongée, mesurant environ 25 m de large et pouvant atteindre jusqu'à 250 m de long (**Figure 74**). Ils sont caractérisés par des anomalies de faible amplitude (**Figure 74**), similaires à celles observées sur le fond de l'eau au niveau des pockmarks allongés des structures en araignées et qui ont été interprétés comme des carbonates méthanogènes. De plus, aucun indice de migration de fluide (IMF), ni aucune autres zone de forte amplitude n'ont été observés en-dessous de ce niveau H1, qui pourraient suggérer une quelconque migration verticale de gaz susceptible d'alimenter ces pockmarks.

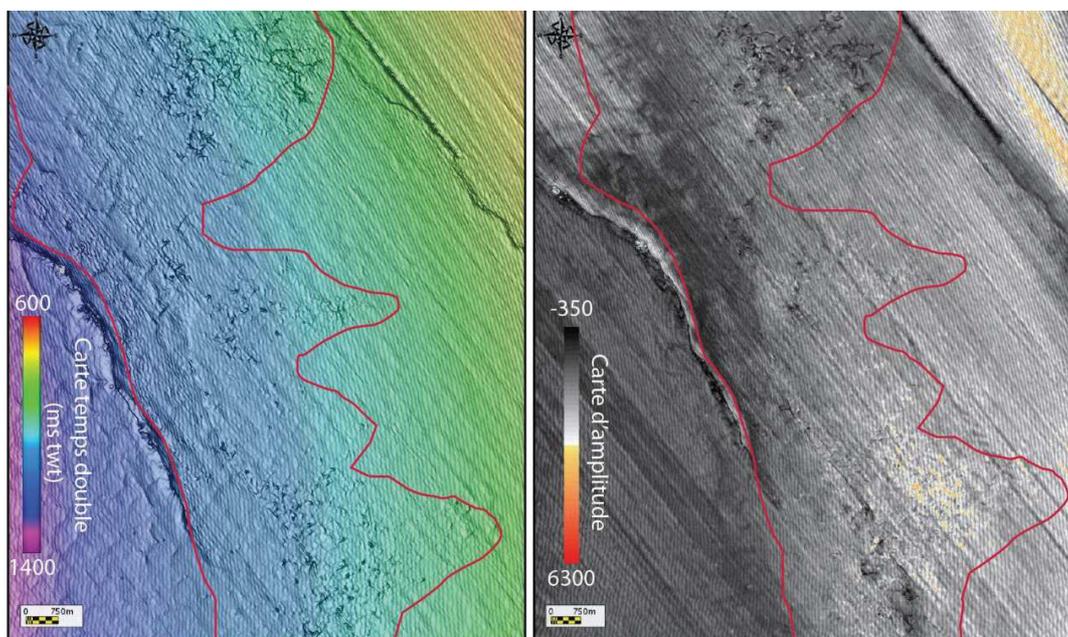


Figure 74 : A gauche, carte en temps double de l' horizon H1 superposé à une carte de pendage pour voir le relief de cet horizon. A droite, carte d' amplitude de cet horizon H1.

C. Caractéristiques sismiques 2D

Les données de sismique 2D mettent en évidence que l'horizon H1 correspond à des dépressions plus incisées (environ 10 m) qui sont ensuite drapées pour se réduire à des dépressions d'environ 2-3 m de profondeur, au niveau du fond de l'eau (**Figure 75**). La plupart de ces dépressions sont associées à la présence d'une anomalie d'amplitude située en-dessous de la dépression (entre les horizons H1 et H2), au niveau de son apex (**Figure 75**). De telles anomalies de forte amplitudes sont couramment observées dans les structures d'échappement de fluides, que ce soit dans des pockmarks sur le fond de l'eau (e.g. *Moss et al., 2012*) ou encore le long de cheminées sismiques (e.g. *Ho et al., 2012*). Ces anomalies d'amplitude sont similaires à celles observées au cœur des pockmarks allongés des structures en araignée (**Figure 45**) où les patches de forte amplitude ont été corrélés à la présence de carbonates méthanogènes se mettant en place au cœur des pockmarks (*Casenave et al., in press*). De telles dépressions allongées en lien avec les migrations de fluides ont déjà été observées dans d'autres bassins comme en mer du Nord (*Hovland et al., 1984*) ou encore en mer de Chine (*Chen et al., 2015*), où elles ont été interprétées comme des pockmarks allongés. Les pockmarks correspondent généralement à des dépressions coniques, décrits pour la première fois par *King & MacLean, 1970*. Les dépressions allongées du morphotype D semblent ainsi correspondre à des pockmarks allongés sur l'horizon H1. Les pockmarks allongés décrits dans la littérature sont généralement orientés dans une même direction car ils résultent d'une interaction entre les courants de fond et les fuites de gaz sur le fond de l'eau (*Bøe et al. 1998 ; Pilcher & Argent, 2007*). Les pockmarks allongés formant le morphotype D ne présentent pas une direction particulière, ce qui laisse supposer un autre processus de formation.

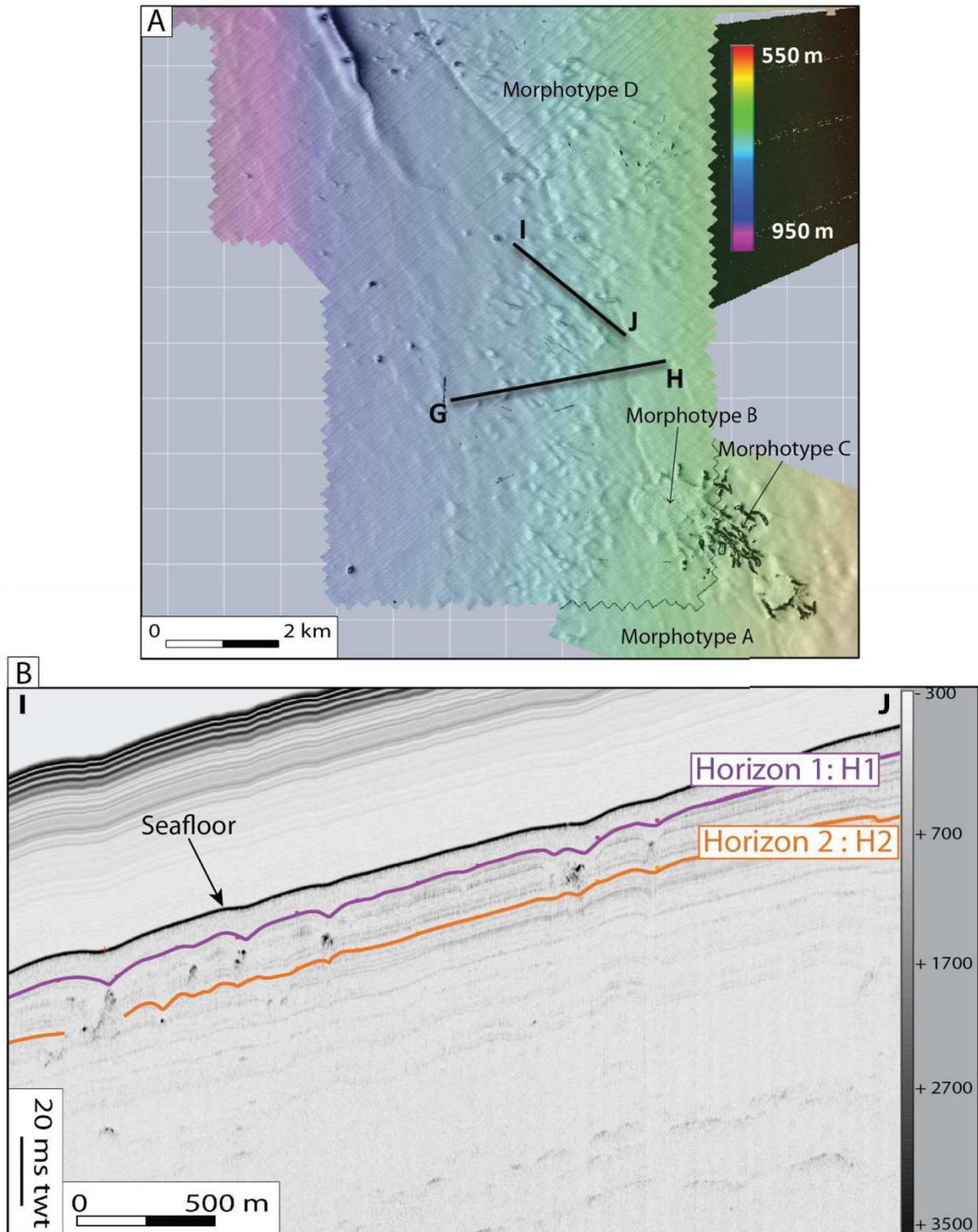


Figure 75 : A) Carte bathymétrique du fond de l'eau avec la localisation des profils GH et IJ. B) Profil IJ issu de la de sismique 2D, illustrant le morphotype D, localisé entre H1 et H2.

2. CARTOGRAPHIE DU MORPHOTYPE D

L'identification du Morphotype D, sur le fond de l'eau ainsi que sa signature sur les données de sismique 2D et 3D ont permis de cartographier sa distribution régionale . Sur la carte de la **Figure 76**, deux types de morphotypes D ont été différenciés : 1) le morphotype D constitué de pockmarks allongés très denses (en bleu foncé) et 2) le morphotype D constitué de pockmarks allongés plus épars (en bleu clair). Au sein du morphotype D, les dépressions denses sont situées en amont tandis que les dépressions plus éparses sont situées dans la partie ouest de la zone d'étude (**Figure 76**).

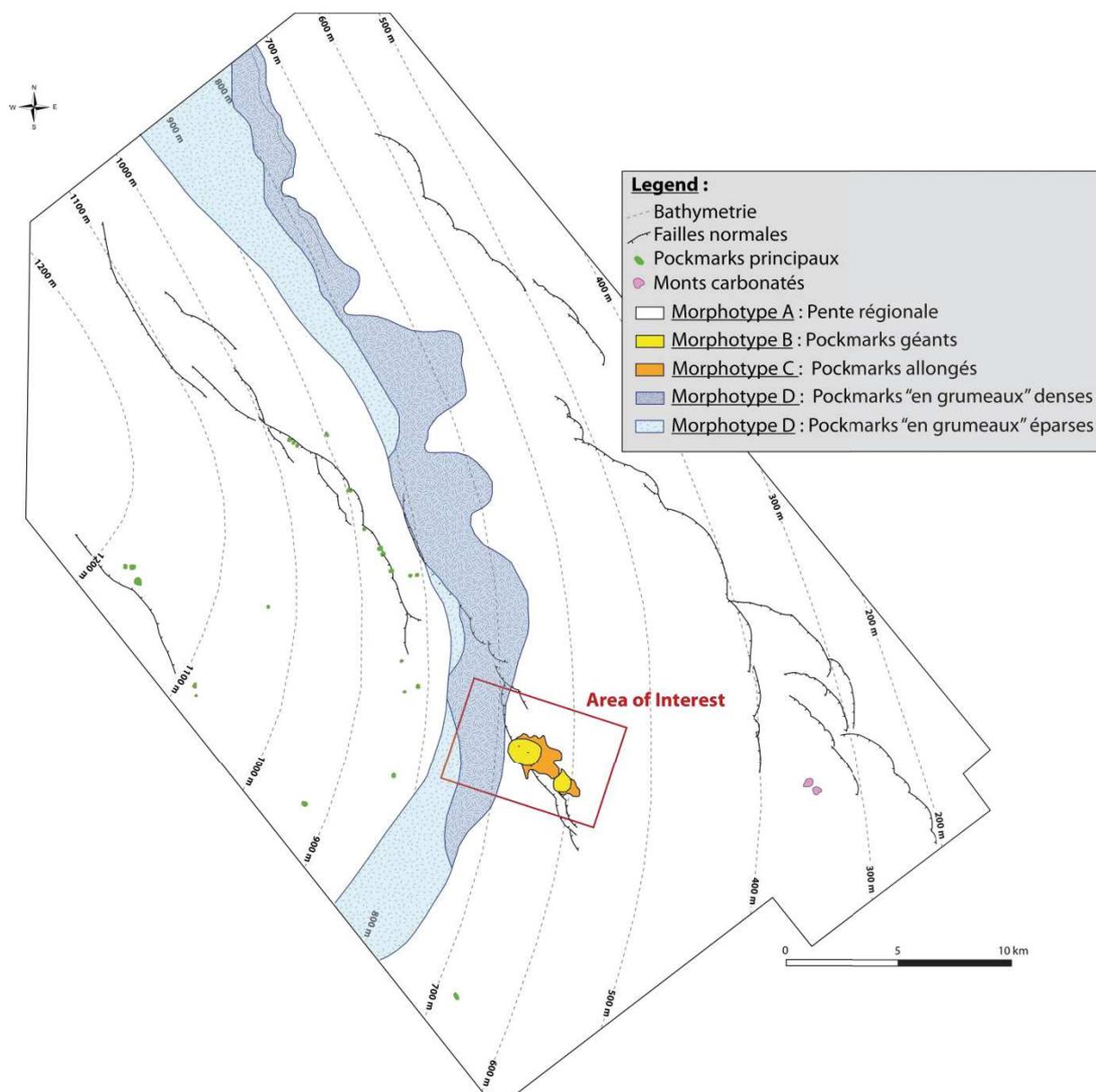


Figure 76 : Carte interprétative des indices de migrations de fluides (IMF) présents sur le fond de la mer sur laquelle sont reportées les courbes bathymétriques.

Sur le fond de l'eau, dans la partie sud, le morphotype D forme une bande de forme homogène d'environ 1 km de large (**Figure 76**). Dans la partie médiane et dans la partie nord de la zone, cette bande est beaucoup plus irrégulière, avec une largeur moyenne de 1 km pouvant atteindre localement des largeurs plus importantes (**Figure 76**).

Le morphotype D se situe à des profondeurs d'eau comprises entre 650 m et 950 m, qui correspond à une amplitude bathymétrique de 300 m. Cependant, si on considère la largeur moyenne du morphotype D, il semblerait que cette bande suive globalement les lignes bathymétriques actuelles, avec toutefois une forme légèrement plus incurvée (**Figure 76**). *Sultan et al., 2004a* ont observé une bande d'anomalie d'amplitude d'environ 1 km dans la zone d'étude, aux alentours de l'isobathe 550 m, et ils l'ont interprétée comme la limite proximale des hydrates de gaz, *i.e.* le biseau des hydrates. La bande d'anomalies d'amplitudes formant le morphotype D, localisé sur l'horizon H1 pourrait ainsi être interprétée comme étant un biseau des hydrates plus ancien (paléo-biseau des hydrates), dont l'âge correspondrait à celui de l'horizon H1.

3. INTERPRETATION ET DISCUSSION

A. Estimation de l'âge de l'évènement

Nous avons essayé d'évaluer l'âge de la formation des dépressions composant le morphotype D en estimant tout d'abord la profondeur du niveau à dépressions (H1), ainsi que le taux de sédimentation. Compte tenu de l'incertitude liée au manque de précision du taux de sédimentation, cette estimation de l'âge du niveau à dépression permet uniquement de donner un ordre de grandeur.

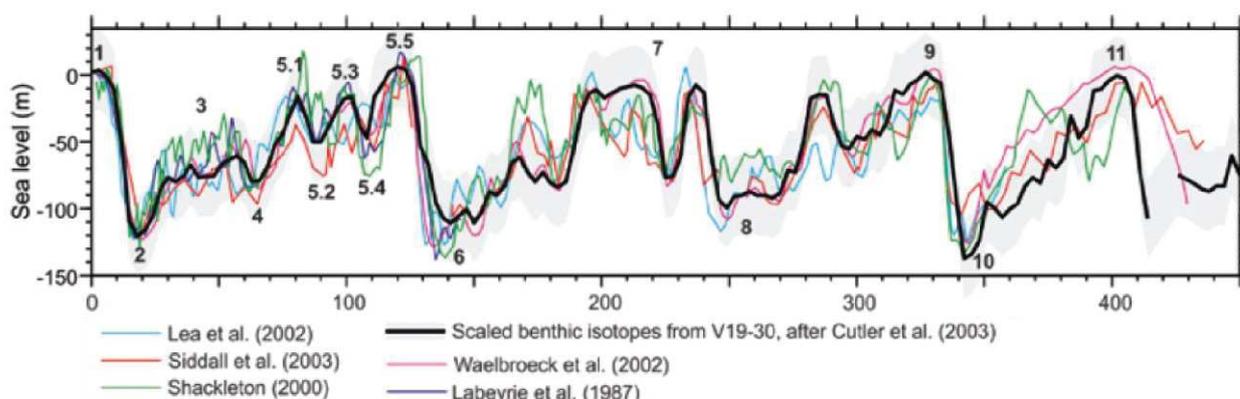


Figure 77 : Estimation de la variation du niveau marin depuis 450 000 ans obtenue à partir de différentes sources d'isotopes de l'oxygène (d'après *Lobo & Ridente, 2013*, modifié d'après *Siddall et al. 2007*).

Le niveau à dépressions H1 se situe à environ 8 ms twt sous le fond de l'eau. Si on considère une vitesse des ondes P de 1500 m/s, ce qui est généralement le cas dans les sédiments superficiels qui sont encore gorgés d'eau (Sultan et al., 2007), le niveau H1 se situe alors à environ 6 m sous le fond de l'eau.

Dans la partie superficielle, les taux de sédimentation, selon le forage ODP le plus proche (ODP-1076) correspondent à 31 cm/ka (Wefer et al., 1998). Cela concorde avec les taux de sédimentation moyen évalués sur les 4 carottes Kullenberg dans le chapitre 1 qui est de 28 cm/ka. Si on considère une valeur de 30 cm/ka, pour donner un ordre de grandeur, le niveau à dépressions aurait environ 20 000 ans. Cette datation d'environ 20 000 ans concorde avec le dernier maximum glaciaire (LGM) associée à la dernière baisse maximale du niveau marin de 120 m par rapport à l'actuel, il y a 20 000 ans (Figure 77). Cependant la datation du niveau H1, estimée à 20 000 ans ne correspond qu'à un ordre de grandeur. L'utilisation de deux types d'estimation différents pour l'âge de H1 concorde sur 20 000 ans, ce qui permet d'interpréter que cet âge est une approximation cohérente. Le niveau H1 coïncide ainsi avec une période de baisse du niveau marin, ce qui suggère que les échappements de fluides présents sur H1 sont dus à cette variation eustatique.

Le caractère régional du morphotype D, associé à l'horizon à dépression sous-jacent, pourrait ainsi être dû à un phénomène régional, comme une baisse massive et régionale du niveau marin qui a atteint - 120 m par rapport à l'Actuel (Figure 77), ayant engendré la dissociation des hydrates au niveau de la zone du biseau. H1 correspondrait ainsi au paléo-biseau des hydrates d'il y a 20 000 ans.

B. Interprétation de l'origine de l'évènement

Le niveau H1 à dépressions est constitué de pockmarks allongés et profonds d'environ 10 m que l'on retrouve le long d'une bande de largeur variable sur toute la zone d'étude. Les pockmarks sont formés lors d'expulsions de fluides sur le fond de l'eau. Sur le niveau H1, les pockmarks ont alors été tous actifs simultanément et de manière homogène, au cours d'un épisode de dégazage massif et surtout régional. Cette activité d'échappement de fluides se concentre au niveau de l'horizon H1 uniquement, qui a été daté approximativement à -20 000 ans, et n'a ensuite pas perduré dans le temps. Cette activité d'échappement de fluides limitée dans le temps a permis le drapage des pockmarks formés sur le niveau H1, qui ne font plus que 2-3 m de profondeur sur le fond de l'eau. L'extension latérale de cet ensemble de pockmarks de H1 indique qu'ils sont sûrement liés à un évènement lui-même d'amplitude régionale.

Hypothèse 1 : La datation de cet horizon H1 permet d'avoir un ordre de grandeur de son âge. Dans un premier temps, on a considéré que l'âge estimé de 20 000 ans était vraisemblable. Dans ce cas, comme le montre la **Figure 77**, il y a 20 000 ans, le niveau marin était au plus bas (- 120 m par rapport à l'actuel), puis il est monté de 120 m en 12000 ans pour atteindre sa valeur actuelle (0 m), sans compter les effets liés au rebond isostasique. L'horizon H1 à dépression (environ -20 000 ans) se situe alors dans cette période de transition entre la fin de la baisse du niveau marin mondial et le début de la phase de remontée des océans mondiaux. L'origine de cet épisode ponctuel de dégazage régional pourrait ainsi être liée au passage à une remontée du niveau marin à cette époque (**Figure 77**), ce qui engendre une augmentation de la pression au fond de la mer, ce qui va provoquer le déplacement de la base de la zone de stabilité des hydrates (BGHSZ) vers le bas (**Figure 78**). Dans ce cas, les hydrates formant le paléo-BSR se situent à l'intérieur de la zone de stabilité des hydrates, ils ont donc peu de chance de se dissocier, ce qui peut conduire à la formation d'un double BSR (*Foucher et al., 2002*). La dissociation progressive des hydrates de gaz du paléo-BSR pourrait se produire si la saturation en gaz dissous dans le sédiment environnant devenait trop faible, notamment si les hydrates de gaz se forment à la nouvelle BGHSZ, ne permettant plus au paléo-BSR d'être alimenté en gaz. Dans ce cas, la dissolution des hydrates se fait selon un processus lent et progressif (*Sultan et al., 2007*) qui n'est pas compatible avec la formation de figures d'échappements de fluides telles que les pockmarks. Une augmentation du niveau marin a ainsi très peu de chance de provoquer un épisode de dégazage régional. Les pockmarks du niveau H1 ne peuvent donc pas s'être formés lors d'une phase de hausse du niveau marin.

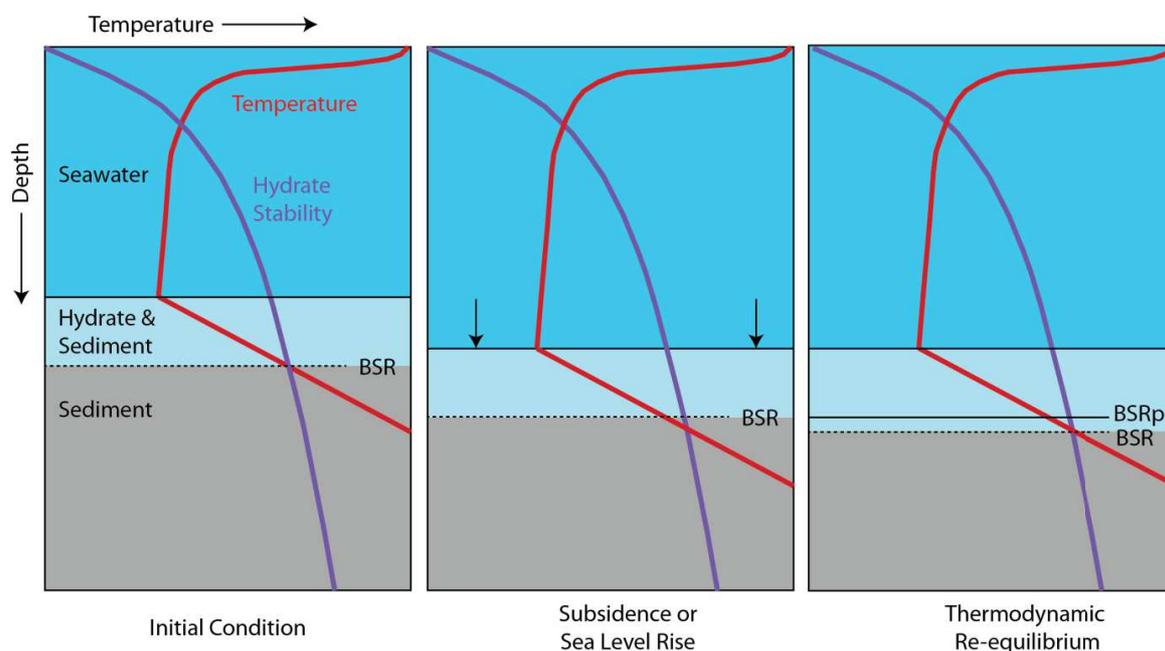


Figure 78 : Schéma montrant les effets d'une hausse du niveau marin (ou de la subsidence) sur la zone de stabilité des hydrates. L'augmentation de pression qui en résulte va provoquer la migration vers le bas du BSR (modifié d'après *Trehu et al., 2006*).

Hypothèse 2 : La datation de cet horizon H1 à 20 000 ans permet d'avoir un ordre de grandeur de l'âge de cet horizon, de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années. Il pourrait être un peu plus récent (10 000 ans) ou plus ancien (30 000 ou 40 000 ans). Les variations récentes du niveau marin incluent une phase de remontée du niveau marin de 120 m de -20 000 ans à aujourd'hui et une phase de baisse mondiale du niveau marin entre -30 000 ans et -20 000 ans (**Figure 77**). Compte tenu de l'incertitude du calcul de l'âge de l'horizon H1, il pourrait tout à fait s'être formé à cette période, pendant une phase de baisse mondiale du niveau marin qui a baissé de 40 m en 10 000 ans (**Figure 77**), sans compter l'effet du rebond isostasique. L'origine de cet épisode ponctuel de dégazage régional au niveau de l'horizon H1 pourrait ainsi être lié au passage à une baisse du niveau marin à cette époque (**Figure 77**), ce qui engendre une diminution de la pression au fond de la mer, ce qui va provoquer le déplacement de la base de la zone de stabilité des hydrates (BGHSZ) vers le haut (**Figure 79**).

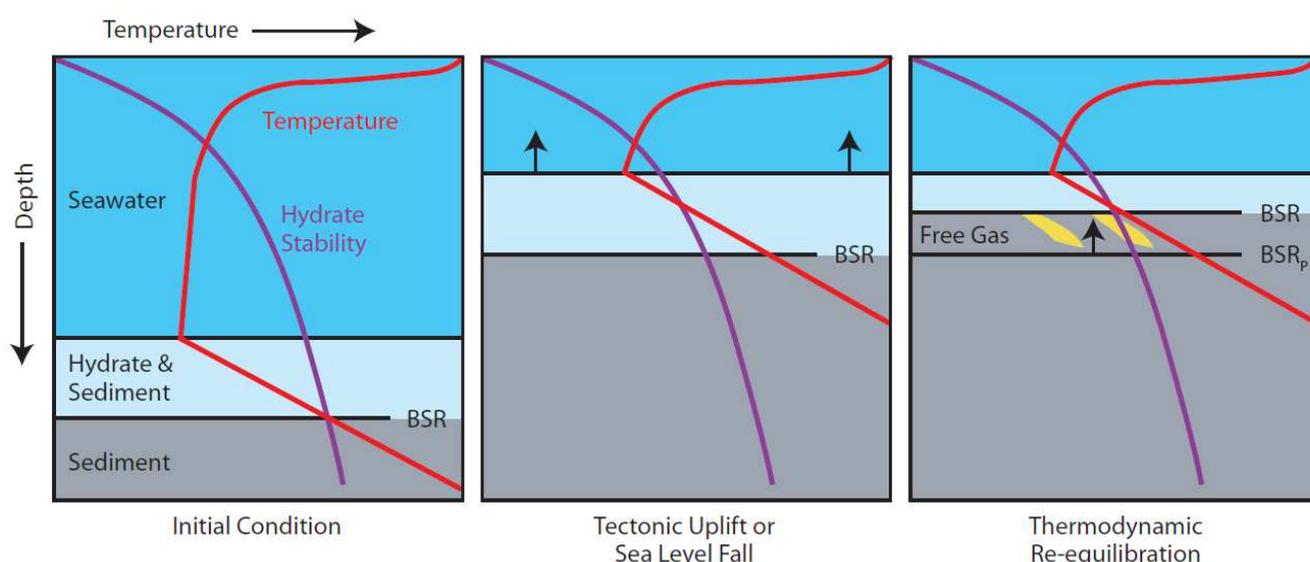


Figure 79 : Schéma montrant les effets d'une baisse du niveau marin (ou d'un uplift) sur la zone de stabilité des hydrates. La baisse de pression qui en résulte va provoquer le déplacement vers le haut du BSR (modifié d'après *Trehu et al., 2006*).

Dans ce cas, les hydrates formant le paléo-BSR vont alors se dissocier car ils ne se situent plus à l'intérieur de la zone de stabilité des hydrates, mais en dessous, et ne sont donc plus stable (**Figure 79**), comme cela a déjà été observé en Scandinavie (*Cremière et al., 2016*). Les hydrates de gaz du paléo-BSR vont alors fondre, ce qui peut générer un épisode de dégazage avec une large extension latérale correspondant à la localisation du paléo-BSR. Selon *Sultan et al., 2007*, la dissolution des hydrates est un phénomène progressif libérant tranquillement du gaz dissous, ce qui est peu compatible avec la formation de pockmarks incisés. Cependant, la fonte massive des hydrates de gaz pourraient provoquer la sursaturation du milieu en gaz dissous, ce qui a pour

conséquence de libérer des bulles de gaz, qui peuvent permettre la formation de structures d'échappement de fluides telles que les pockmarks.

De plus, l'horizon H1 présente des pockmarks associés à des anomalies d'amplitudes, qui ont été interprétés comme des carbonates méthanogènes, similaires à ceux observés dans les pockmarks allongés des structures en araignée (décrites au chapitre 3). La formation de ces pockmarks et des carbonates associés sont le résultat de fuites de méthane sur le paléo-fond de mer de l'époque (il y a quelques 20 000 – 30 000 ans). Ce phénomène d'échappement de fluides a duré suffisamment longtemps pour être enregistré par ces pockmarks et ces carbonates méthanogènes mais il est suffisamment limité dans le temps pour être enregistré uniquement sur l'horizon H1. Ce phénomène est compatible avec le caractère progressif et lent de la dissolution des hydrates, qui se produit notamment lors d'une remontée de la BGHSZ, et qui permet la libération de gaz biogénique et/ou thermogénique sur une longue période de temps. Une diminution du niveau marin peut ainsi provoquer un événement de dégazage régional du fait de la dissolution des hydrates de gaz situés au niveau du paléo-BSR. La formation des pockmarks et des anomalies d'amplitudes associées sur l'horizon H1 sont ainsi compatibles avec une phase de baisse du niveau marin mondiale.

Le domaine de stabilité des hydrates de gaz est régi par un équilibre entre la pression et la température. Les variations mondiales du niveau marin produisent un effet important sur les conditions de pressions en faisant varier le volume d'eau, et la variation de ces courbes eustatiques au cours du temps est assez bien connue (voir **Figure 77** par exemple) . Ce phénomène a été pris en compte dans les hypothèses 1 et 2 qui ont permis d'évaluer les effets d'une diminution de pression (baisse du niveau marin) et d'une augmentation de pression (hausse du niveau marin).

Mais la seconde variable permettant de déterminer la zone de stabilité des hydrates, à savoir la température, n'a pas été appréhendée dans cette étude. Les variations de la température dans les fonds océaniques au cours du temps sont méconnues dans la littérature, elles peuvent être dues à des fluctuations dans les courants océaniques (*Phrampus & Hombach, 2012*) ou encore à des variations climatiques. Pendant une période de réchauffement climatique, le niveau de la mer augmente du fait de la fonte de la glace et la température globale se réchauffe, ce qui engendre un amincissement de la GHSZ, bien que de telles variations de températures requièrent plusieurs milliers d'années pour se propager dans les sédiments (*Xu, 2004; Mienert et al., 2005; Bangs et al., 2005 ; Trehu et al., 2006*).

C. Timing des échappements de méthane par dissolution des hydrates de gaz

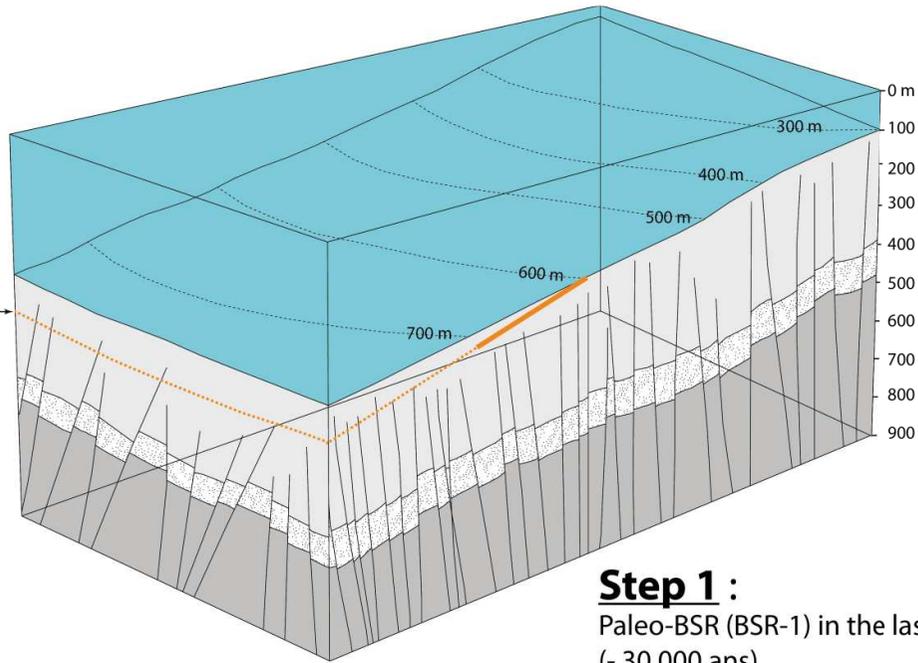
Le transfert de méthane du fond de la mer dans la colonne d'eau est généralement détecté par un faisceau de gaz dans la colonne d'eau, visible sur des données acoustiques ou 2D THR ; ces observations étant limitées à des échelles de temps de moins de quelques décennies (*McGinnis et al., 2006 ; Skarke et al., 2014*). Cependant, les évaluations des échelles de temps, sur lesquelles les systèmes d'hydrates de gaz réagissent aux processus qui entraînent des changements de pression et de température dans les sédiments de sub-surface sont limitées. Les études effectuées à partir du biseau des hydrates de gaz indiquent que les sédiments de la proche sub-surface ont une réponse rapide aux changements de température, d'environ quelques décennies (*Phrampus & Hombach, 2012 ; Marín-Moreno et al., 2013*). Les résultats des modélisations montrent que le transfert de chaleur et le rééquilibrage des températures pour environ 100 m de sédiments marins prendraient entre 100 et 1000 ans (*Bayon et al., 2009 ; Marín-Moreno et al., 2013*) et que le gaz migrant vers la surface, à partir de cette profondeur, peut prendre un millier d'années supplémentaire pour atteindre le fond de l'eau (*Darnell & Flemings, 2015*).

III. MODELE

Le modèle présenté dans cette partie met en avant l'hypothèse 2 développée ci-dessus, qui semble être, à ce jour, le scénario le plus compatible avec les observations présentées dans cette partie. Les dépressions du niveau H1 se sont formées grâce au gaz libéré par la fonte du paléo-BSR, lors d'une phase de baisse mondiale du niveau marin. La **Figure 80** met en scène les 3 étapes constituant cette migration du BSR :

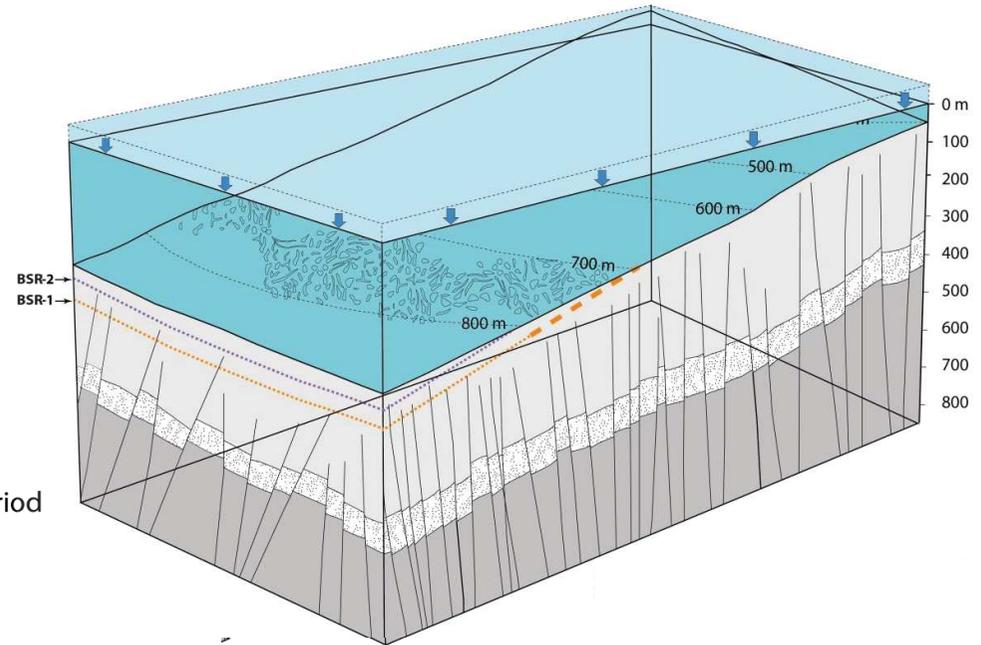
- **Step 1** : Il y a 30 000 ans, le niveau marin était plus bas qu'aujourd'hui d'environ 70 m. Le BSR de l'époque correspond sur la **Figure 80** au BSR orange (BSR-1).
- **Step 2** : Entre 30 000 et 20 000 ans, le niveau marin a globalement diminué pour atteindre -120 m par rapport à aujourd'hui, soit une baisse de 50 m en environ 10 000 ans. Les conditions de stabilité des hydrates de gaz permettant la formation du BSR-1 ne sont ainsi plus remplies et la BGHSZ est déplacée vers le haut (en violet sur la **Figure 80**). Le BSR-1 se retrouve alors en dehors du domaine de stabilité des hydrates de gaz et va alors se dissocier (**Figure 80**). C'est cette dissociation des hydrates qui est proposée comme étant à l'origine de la formation de la bande de pockmarks de l'horizon H1 (morphotype D), qui se produit au niveau du paléo-biseau des hydrates de gaz du BSR-2 (orange sur la **Figure 80**), correspondant ainsi à un évènement de paléo-dégazage d'échelle régionale.

- **Step 3** : Le niveau marin relatif subit une augmentation de 120 m pour atteindre le niveau actuel, ce qui augmente la pression au fond de l'eau (**Figure 80**). Pendant cette augmentation du niveau marin, la BGHSZ est déplacée vers le bas (passant de la position orange à la position rouge sur la **Figure 80**) dans la pile sédimentaire. Le biseau des hydrates de gaz va alors être déplacé latéralement vers le haut de pente (en rouge sur la **Figure 80**). Ces nouvelles conditions de pression vont ainsi permettre de former un BSR plus profond dans la pile sédimentaire (en rouge sur la **Figure 80**). Le biseau actuel du BSR est ainsi localisé au niveau des 2 structures en **araignée** mises en évidence dans le chapitre 3. Par ailleurs, la sédimentation se poursuivant, le niveau à pockmarks H1 va être drapé, ce qui va atténuer le relief de ces pockmarks.



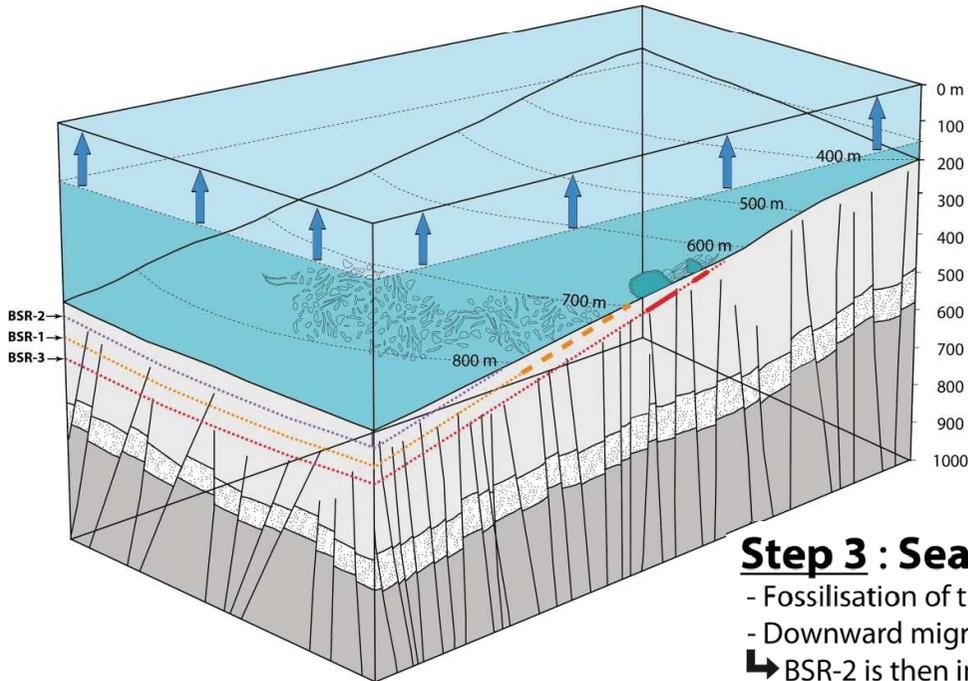
Step 1 :

Paleo-BSR (BSR-1) in the last high-stand period (- 30 000 ans)



Step 2 : Sea level fall (- 50 m)

- Upward migration of the gas hydrate stability domain (BGHSZ)
- BSR-1 is then inactive. No more gas feed the BSR-1
- ↳ Dissociation of the gas hydrates at the BSR-1
- ↳ Formation of a network of pockmarks at the seafloor (formation of H1 level)
- Upward formation of BSR-2



Step 3 : Sea level rise (+ 120 m)

- Fossilisation of the pockmarks of H1
- Downward migration of the BGHSZ
- ↳ BSR-2 is then inactive
- Formation of a new downward BSR (BSR-3)
- ↳ Upslope migration of the wedge of gas hydrates

Figure 80 : Schéma synthétique simplifié mettant en scène les variations de la BGHSZ et ainsi du BSR entre la période de haut niveau marin, il y a 30 000 ans, la dernière période de bas niveau marin (-120 m) il y a - 20 000 ans et la période actuelle où le niveau marin est remonté jusqu'à 0.

IV. CONCLUSION

L'étude du BSR actuel de la zone de Moho a permis de mettre en évidence sa distribution sous forme de lentilles, qui semblent être alimentées par du gaz thermogénique migrant vers la surface principalement le long des failles normales, ce qui conforte les études antérieures menées dans d'autres bassins (*Cartwright et al., 2007 ; Knapp et al., 2010 ; Ilg et al., 2012 ; Macelloni et al., 2012 ; Cremière et al., 2016*).

Le BSR actuel est plus profond que celui correspondant à la dernière période de bas niveau marin, il y a 20 000 ans (**Figure 80**). La période de baisse du niveau marin entre -30 000 et -20 000 ans, semble avoir provoqué la dissolution du paléo-BSR de l'époque (BSR-2) au niveau du paléo-biseau des hydrates, particulièrement sensibles aux variations de pression et de température (*Boswell & Collett, 2011; Ruppel, 2011*). Un réchauffement climatique ainsi qu'une baisse du niveau marin ont les mêmes effets de diminution de la GHSZ, entraînant notamment un phénomène de dissolution des hydrates dans la zone du biseau, ce qui a déjà été observé dans d'autres bassins (*Boswell & Collett, 2011; Ruppel, 2011 ; Hautala et al., 2014 ; Cremière et al., 2016*). Ces études ont montré que le réchauffement climatique récent est associé à une dissolution massive des hydrates de gaz, enregistrée dans les sédiments (*Hautala et al., 2014 ; Cremière et al., 2016*). Ces études ne montrent pas l'effet régional d'une telle dissolution, ni leur signature sur des données sismiques.

La datation de l'évènement de paléo-dégazage d'échelle régionale, formant une bande de pockmarks, enfouis juste sous le fond de mer, est cohérente avec une dissolution des hydrates, associée à une phase de baisse du niveau marin. Cette interprétation s'appuie sur le caractère régional des structures d'échappement de fluides le long d'une bande suivant globalement la bathymétrie ainsi que sur l'estimation de l'âge de cet évènement. Cette étude fournit ainsi une description sismique à l'échelle régionale, d'une dissociation des hydrates au niveau d'un paléo-biseau des hydrates de gaz sur la marge congolaise, ce qui est peu documenté dans la littérature.

L'épisode de paléo-dégazage régional et les structures en araignée liées au BSR actuel sont donc tous les deux liés au fonctionnement des hydrates de gaz et aux fluctuations de la BGHSZ. Le principal facteur contrôlant les conditions thermodynamiques de formation/ dissolution des hydrates de gaz, au niveau du biseau des hydrates de la zone de Moho est la variation du niveau marin.

Ce chapitre met également en évidence l'origine du gaz contenu dans les hydrates de gaz de la zone d'étude, qui semble avoir une contribution essentiellement thermogénique. Cette migration de gaz thermogénique se produit de manière focalisée au niveau de points de fuites correspondant, d'une part à des points hauts du réservoir (notamment pour les structures en araignée et les cheminées sismiques au cœur du

bassin) ; et d'autre part le long des failles normales majeures recoupant le réservoir, qui semblent alimenter principalement le BSR actuel.

Les structures d'échappement de fluides étudiées, que ce soit les structures en araignée (chapitre 3) ou l'évènement de paléo-dégazage régional au niveau du paléobiseau des hydrates de gaz (chapitre 4), constituent des analogues actuel à très récent et sont une base solide pour l'étude et la détection de structures plus anciennes, enfouies dans la zone d'étude.

**CHAPITRE CINQUIEME : LES TEMOINS D'UNE ACTIVITE
D'ECHAPPEMENTS DE FLUIDES ANCIENNE (MIO-
PLIOCENE) : LES PALEO-ARAIGNEES ET LES BANDES DE
POCKMARKS DE FORTE AMPLITUDE**

I. INTRODUCTION

L'intervalle plio-pléistocène de la zone d'étude comprend de nombreuses anomalies d'amplitudes. Des structures subactuelles correspondant à des structures en araignées ainsi qu'à une bande étroite d'anomalies d'amplitudes, mesurant environ 300 km de large et suivant la bathymétrie actuelle, ont respectivement été étudiées dans les chapitres 3 et 4. Les structures en araignées ont été interprétées, dans le chapitre 3, comme des associations de pockmarks dans lesquels des carbonates méthanogènes se mettent en place (**Figure 55**). La bande d'anomalies d'amplitudes a été interprétée dans le chapitre 4 comme résultant d'un paléo-dégazage régional de sub-surface, lui-même lié à la dissolution des hydrates (en période de bas niveau marin), au niveau de la zone du biseau (**Figure 80**).

Dans l'intervalle plio-pléistocène, des structures similaires à celles observées en sub-surface ont été observées et elles ont été décrites à la lumière des structures de sub-surface. Toutefois, l'enfouissement des structures d'échappement de fluides en profondeur va diminuer leurs reliefs, et ainsi atténuer leurs morphologies. De plus, cette perte physique d'épaisseur est amplifiée par la diminution de la résolution des données sismiques avec la profondeur, qui va elle aussi tendre à atténuer les reliefs. Tous ces paramètres font qu'il va être de plus en plus difficile de détecter des structures d'échappement de fluides anciennes similaires aux structures sub-actuelles, car la « ressemblance » sismique entre les deux sera de moins en moins bonne.

La première partie de ce chapitre est consacrée à **la description de ces paléo-structures en araignée et des bandes de sillons de forte amplitude**. La seconde partie de ce chapitre concerne l'interprétation et la discussion du fonctionnement de ces structures à la lumière des **relations entre les paléo-structures et les structures actuelles**, puis la **variabilité spatio-temporelle** de ces structures et enfin leur **origine**.

II. DESCRIPTION DES PALEO-STRUCTURES D'ÉCHAPPEMENT DE FLUIDE PLIO-PLÉISTOCÈNES

1. CARACTÉRISTIQUES SISMOLOGIQUES DES FACIES EN PROFONDEUR

Les indices de migration de fluides (IMF) de l'intervalle Plio-Pléistocène ont été étudiés aux moyens de deux types de cartes d'amplitude :

- **Des cartes sur horizons obtenus par « propagation »** à l'aide d'un pointé semi-automatique, ce qui en fournit directement l'amplitude en chaque point. Ces horizons ont été choisis en fonction de leur signature sismique (ils sont positif ou négatif, bien continus et réfléchissants) afin de fournir une information sur l'ensemble de la zone étudiée.
- **Des cartes d'amplitude moyenne par intervalle** obtenues de la façon suivante : Afin de détecter la présence d'IMFs entre les horizons précédemment propagés, l'intervalle sismique compris entre chacun des horizons propagés et le suivant a été subdivisé en tranches d'égale épaisseur, de façon à ce que les sous-intervalles ainsi définis aient des épaisseurs équivalentes sur l'ensemble de l'intervalle d'étude, de l'ordre de 10 à 15 ms *twt*. La moyenne quadratique des amplitudes a été calculée sur chaque sous-intervalle, et permet de mettre en évidence les anomalies locales d'amplitude. .

Les horizons cartés par propagation semi-automatique (HR-00 à HR-08) et les horizons centrés sur chaque intervalle obtenu par découpage isoproportionnel (aussi appelé *layer*) (HR-05.layer 1 et 2 et HR-07.layer 1 à 4) correspondent aux horizons de couleur sur la section sismique de la (**Figure 81**). Ils ont été sélectionnés afin de mettre en évidence les variations de la répartition des IMFs, qui sont présents de manière non exhaustive dans l'intervalle Plio-Pléistocène.

L'analyse de ces horizons et des ces layers a permis de mettre en évidence des structures de forme circulaire à allongée et de taille variable, qui présentent de fortes anomalies d'amplitude (e.g. **Figure 82**). Plusieurs catégories d'anomalies d'amplitudes ont été définies à la lumière des structures de sub-surface étudiées précédemment dans la partie 2 :

- **Le Faciès sismique A (FA)** correspond au faciès sismique régional qui se caractérise par des amplitudes faibles ; il est figuré en blanc sur les cartes interprétées des **Figures 82 à 86**. Le Faciès A est généralement affecté par des failles normales correspondant d'une part à des failles tectoniques et d'autre part à des failles polygonales. Les failles tectoniques majeures sont à l'origine d'escarpements visibles en carte qui génèrent un relief marqué, de l'ordre de la dizaine de mètres. En-dehors de ces zones de failles, le Faciès A est caractérisé par un relief doux et peu marqué atteignant tout au plus quelques mètres.
- **Le Faciès sismique B (FB)** correspond à deux zones de forme grossièrement ellipsoïdale (figuré en jaune, sur la partie interprétée des **Figures 82 à 86**). Ce faciès B est localisé à l'aplomb du morphotype B actuel, qui se compose de dépressions ellipsoïdales à fond plat (décrites dans le chapitre 3). Le morphotype B se met en place sur le fond de l'eau au-dessus de deux patches de BSR marquant le sommet de deux colonnes de turbidité acoustique d'environ 1 s twt d'épaisseur, affectant tout l'intervalle pliocène et une partie du Miocène supérieur. Le Faciès B, se situant en-dessous du Morphotype B actuel, correspond ainsi à la projection sur une vue en carte de ces deux colonnes de forte turbidité acoustique. Ces dernières peuvent correspondre à un masque acoustique, causé par la présence de gaz sous le BSR, ou bien constituer de réelles cheminées sismiques, ce qui est l'interprétation la plus probable, conformément à la section 3 de la discussion du chapitre 3. Ainsi, le faciès B correspond soit à un masque acoustique provoqué par la présence des deux cheminées sismiques, soit à une réalité géologique correspondant à une zone d'échappement de fluide enfouie (de type morphotype B fossile), soit à un mélange des deux phénomènes. Ce qui est sûr, c'est que la présence de ces deux cheminées induit une turbidité acoustique importante considérée responsable de la propagation irrégulière à absente (présence de trous) au sein du faciès B. Lorsque la propagation a pu être réalisée même partiellement, le Faciès B correspond à des cohérences faibles ainsi que de faibles amplitudes. Des fortes amplitudes ont été observées dans le Faciès B de manière ponctuelle (pour les horizons HR-00, HR-01, HR-04 et HR-05).
- **Le Faciès sismique C (FC)** correspond à des dépressions allongées, caractérisées par de fortes amplitudes, et formant un réseau plus **ou moins** grand (en orange, sur les cartes interprétées des **Figure 82 à 86**). Le Faciès C a été défini par référence au Morphotype C (décrit dans le chapitre 3) actuel

qui est également composé de dépressions allongées de forte amplitude. Le Faciès C est systématiquement juxtaposé au Faciès B et il se développe sur le bord du Faciès B, vers l'amont de la pente. Ce réseau de pockmarks allongé enfoui est complètement indépendant pour chacune des cartes, c'est-à-dire, que les dépressions allongées du faciès C ne se superposent pas d'une carte à l'autre.

- **Le Faciès sismique D (FD)** correspond également à des bandes de dépressions allongées de forte amplitude se concentrant dans la partie nord-ouest de la zone investiguée (figuré en bleu foncé sur les **Figures 82 à 86**). Ces anomalies d'amplitude forment une bande d'orientation N-S avec une épaisseur comprise entre 250 m et 750 m.

Les **Figures 82 à 86**. mettent en évidence que les faciès sismiques B et C sont toujours présents simultanément et forment ainsi une association de faciès BC. De plus, le faciès D n'est pas présent systématiquement et sa localisation a une certaine variabilité latérale de l'ordre de la centaine de mètres.

2. CARTOGRAPHIE DES FACIES EN PROFONDEUR

La cartographie des horizons du Pliocène a permis de mettre en évidence la présence des faciès B, C et D ainsi que de l'association de faciès de type BC, sur plusieurs horizons du Pliocène supérieur. Ces structures sont observées sur plusieurs niveaux, depuis la sub-surface immédiate (HR-00) jusqu'à environ 600 ms twt (HR-08) sous le fond de mer, sur une série d'horizons et de cartes isoproportionnelles (*layers*) correspondant aux lignes de couleur sur la **Figure 81**.

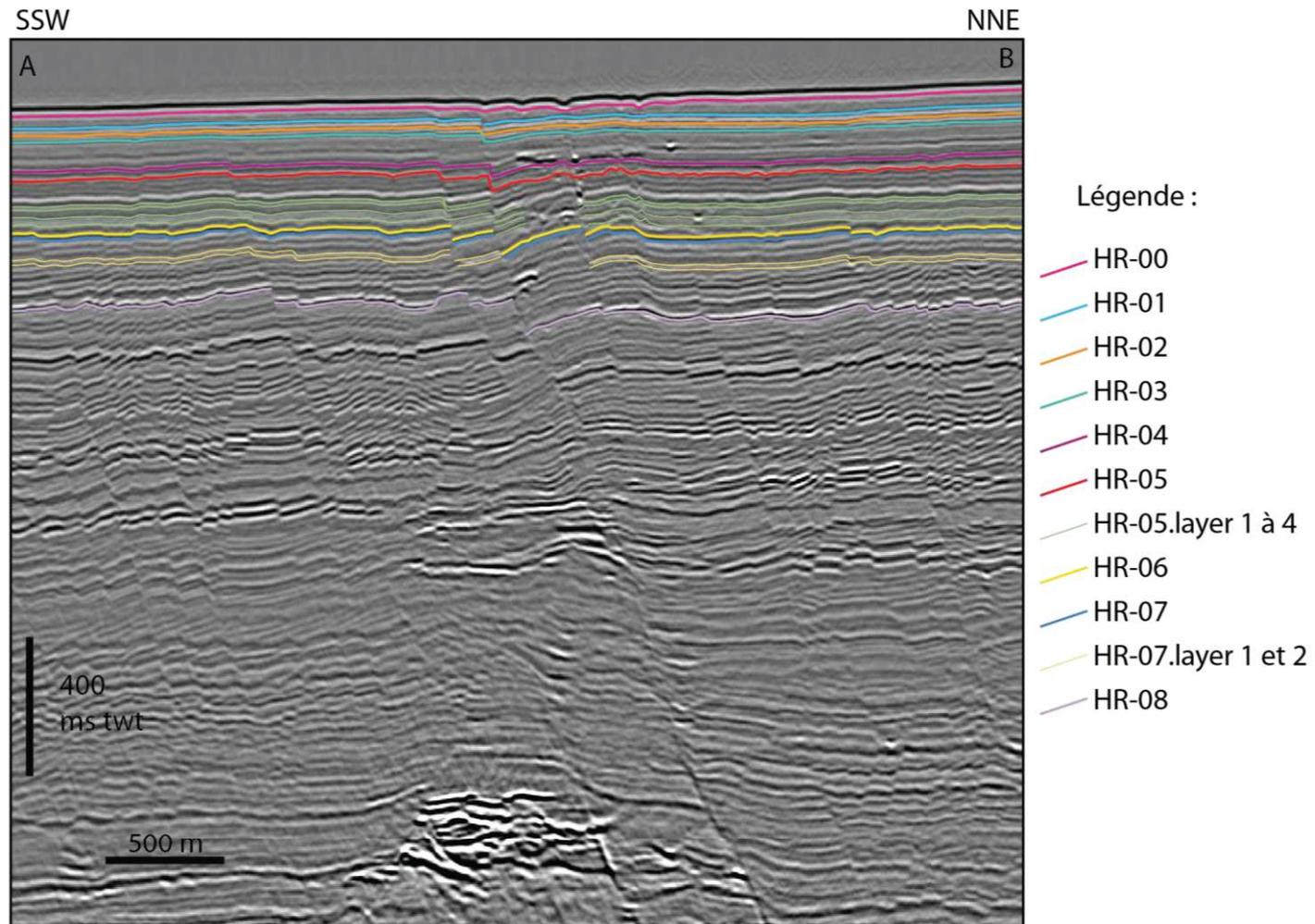


Figure 81 : Profil sismique AB sur lequel sont positionnés les différents horizons correspondant aux cartes des Figures 82, 83, 84, 85 et 86.

L'horizon HR-00

Les cartes A et A' sur la **Figure 82** sont respectivement la carte d'amplitude de l'horizon HR-00 et une interprétation en faciès sismique. Cet horizon est enfoui à environ 10 ms *twt*, il est donc très superficiel. HR-00 comprend deux dépressions elliptiques associées au faciès B, qui présentent ici de nombreuses plages d'amplitudes élevées (environ 3000 par rapport à un background océanique situé aux alentours de 150), révélant ainsi des anomalies d'amplitude avec un fort contraste d'impédance. Les dépressions allongées du faciès C se mettent en place dans la partie sud-est des deux ellipses du faciès B (vers l'amont de la pente) et s'étendent sur une distance similaire à la taille du faciès B adjacente, *i.e* quelques centaines de mètres. Elles sont caractérisées par des amplitudes élevées (environ entre 3000 et 5000). L'association des faciès B et C permet ainsi d'identifier deux structures distinctes composées chacune d'une ellipse de FB et de dépressions allongées FC sur la partie SE du FB.

Au nord-ouest de ces deux structures, les dépressions allongées forment une bande d'environ 750 m de large qui forme le faciès D, constituée d'anomalies de très fortes amplitudes (entre 3000 et 5500).

L'horizon HR-01

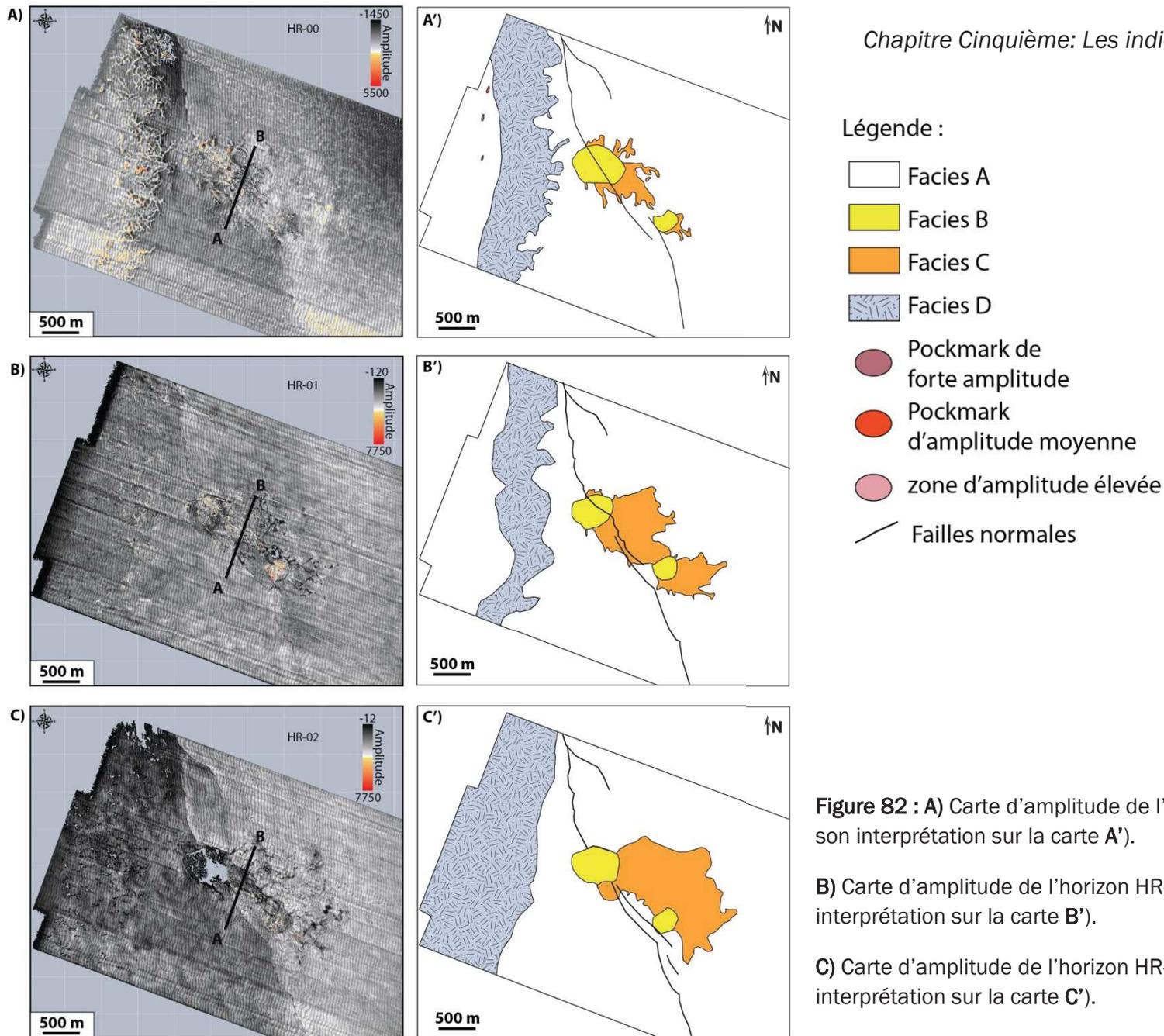
Cet horizon est représenté par les cartes B (amplitude) et B' (interprétation en faciès) de la **Figure 82**. Il est enfoui à environ 35 ms *twt*. Les deux dépressions du faciès B sont caractérisées ici encore par la présence de nombreuses plages de forte amplitude (aux alentours de 4000 et 7750 par rapport à un fond de mer aux alentours de 150). Les dépressions allongées du faciès C sont formées de nombreux patchs d'anomalies de forte amplitude comprises entre 4000 et 7750. Le faciès C est ici beaucoup plus étendu que sur l'horizon HR-00, et couvre une surface globalement deux fois plus grande (de l'ordre du kilomètre). Cela a pour conséquence que les deux associations de faciès B et C se touchent.

Le faciès D correspond ici à des dépressions allongées de fortes amplitudes, moins incisées et environ deux fois plus fines que sur l'horizon HR-00. Il forme une bande plus étroite que sur l'horizon HR-00, avec une largeur d'environ 500 m.

L'horizon HR-02

Cet horizon est représenté par les cartes C (amplitude) et C' (interprétation en faciès sismiques) sur la **Figure 82**. Il est enfoui à environ 50 ms *tw*. La dépression nord-ouest du faciès B n'a pas pu être complètement pointée automatiquement sur cet horizon. La dépression sud-est du faciès B est caractérisée par de patchs d'anomalies d'amplitudes peu nombreux. Les dépressions allongées du faciès C sont ici encore plus grandes que précédemment et s'étendent vers le nord-ouest, ce qui a pour conséquence que les faciès C de la structure en araignée nord ouest et de celle du sud-est sont fusionnés. Les deux structures formées par les associations de faciès B et C ne peuvent donc pas être différenciées l'une de l'autre.

Sur cet horizon le faciès D est constitué de dépressions allongées qui forment des « trous » car la propagation ne s'est faite que partiellement à ces endroits. Aucune anomalie d'amplitude n'a par ailleurs pu être identifiée dans la bande formée par le faciès D.



L'horizon HR-03 :

Les cartes A et A' sur la **Figure 83** sont respectivement la carte d'amplitude de l'horizon HR-03 et une interprétation en faciès sismique. Cet horizon est enfoui à environ 65 ms *tw*t. Les deux dépressions du faciès B sont caractérisées par la présence de quelques anomalies d'amplitudes très isolées, montrant un fort contraste d'amplitude avec le fond de la mer. Les dépressions allongées du faciès C forment ici des anomalies d'amplitudes atteignant jusqu'à 9500, qui sont nettement plus marquées dans la structure sud-est. Le faciès C s'individualise bien pour chacune des deux associations de faciès B et C, qui forment ainsi deux structures bien distinctes.

Aucun sillon pouvant appartenir au faciès D n'a pu être identifié sur cet horizon.

L'horizon HR-04 :

Il correspond aux cartes B (amplitude) et B' (interprétation en faciès) sur la **Figure 83**. Cet horizon est enfoui à environ 170 ms *tw*t. Les deux dépressions du faciès B sont caractérisées par des gammes d'amplitudes très différentes l'une de l'autre : la dépression nord-ouest correspond à des gros patches d'anomalies de très forte amplitude, atteignant jusqu'à 14 000, alors que la dépression sud-est correspond à des anomalies d'amplitudes moins fortes (aux alentours de 2000 à 6000) et plus dispersées. Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies d'amplitudes positives beaucoup moins étendues que sur les horizons précédents. Les deux associations de faciès B et C présentes sur cet horizon forment ici des structures plus petites que sur les horizons plus superficiels, et bien différenciées l'une de l'autre. Une anomalie circulaire, d'environ 100 m de diamètre a été identifiée sur la bordure nord de la dépression du Faciès B située la plus au sud-est. Elle est caractérisée par des fortes amplitudes (de l'ordre de 3000 à 6000), proches de du Faciès B.

Aucune dépression pouvant indiquer la présence du faciès D n'a pu être identifiée sur cet horizon.

L'horizon HR-05 :

Cet horizon est représenté par les cartes C (amplitude) et C' (interprétation en faciès sismiques) sur la **Figure 83**. Il est enfoui à environ 200 ms *tw*t. Seule la dépression nord-ouest du faciès B a pu être propagée sur cette carte, et elle est caractérisée par des amplitudes très fortement négatives (de -6000 à -10700). Les dépressions allongées du faciès C sont caractérisées par des anomalies d'amplitudes négatives à très négatives (allant globalement de -1000 à -8000). Le faciès C est ici beaucoup plus étendu que sur l'horizon HR-04, et couvre une surface environ quatre fois plus grande, ce qui a pour conséquence que les deux structures formées par les associations de faciès B et C, sont trop proches l'une de l'autre pour être différenciée. Au nord de la dépression sud-est, une anomalie circulaire caractérisée par des amplitudes fortement négatives (aux alentours de -2000) est également présente.

Le faciès D correspond ici à des dépressions allongées associées à des anomalies de faible amplitude (majoritairement de l'ordre de -500), et de quelques anomalies de forte amplitude négative (pouvant atteindre -107 00). Ces anomalies d'amplitudes correspondent à des sillons très rapprochés les uns des autres, formant une bande plus large dans la partie nord que dans la partie sud. Dans la partie ouest de cette bande, les sillons sont plus espacés les uns des autres et ils sont également moins incisés.

La carte isoproportionnelle HR-05.layer1 :

Les cartes A et A' sur la **Figure 84** sont respectivement la carte d'amplitude RMS du layer HR-05.layer1 et une interprétation en faciès sismique. Cette carte isoproportionnelle correspond à la moyenne quadratique des amplitudes sur un intervalle de 15 ms centré sur l'horizon HR-05.layer1, enfoui à environ 260 ms *tw*t. Les deux dépressions du faciès B sont associées à une absence de propagation. Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies d'amplitudes exclusivement positives, du fait de l'utilisation du RMS, allant jusqu'à 6000 (par rapport à un fond de mer aux alentours de 500). Le faciès C est très étendu et couvre une surface environ deux fois supérieure à celle de l'horizon HR-05, et forme un réseau d'anomalies particulièrement développé pour la structure sud-est. Les deux structures formées par les associations des faciès B et C sont trop proches l'une de l'autre pour être distinctement individualisées.

Le faciès D correspond ici à des patches d'anomalies d'amplitude faiblement positive, qui forment une large bande d'environ 1.5 km située à l'ouest de la carte.

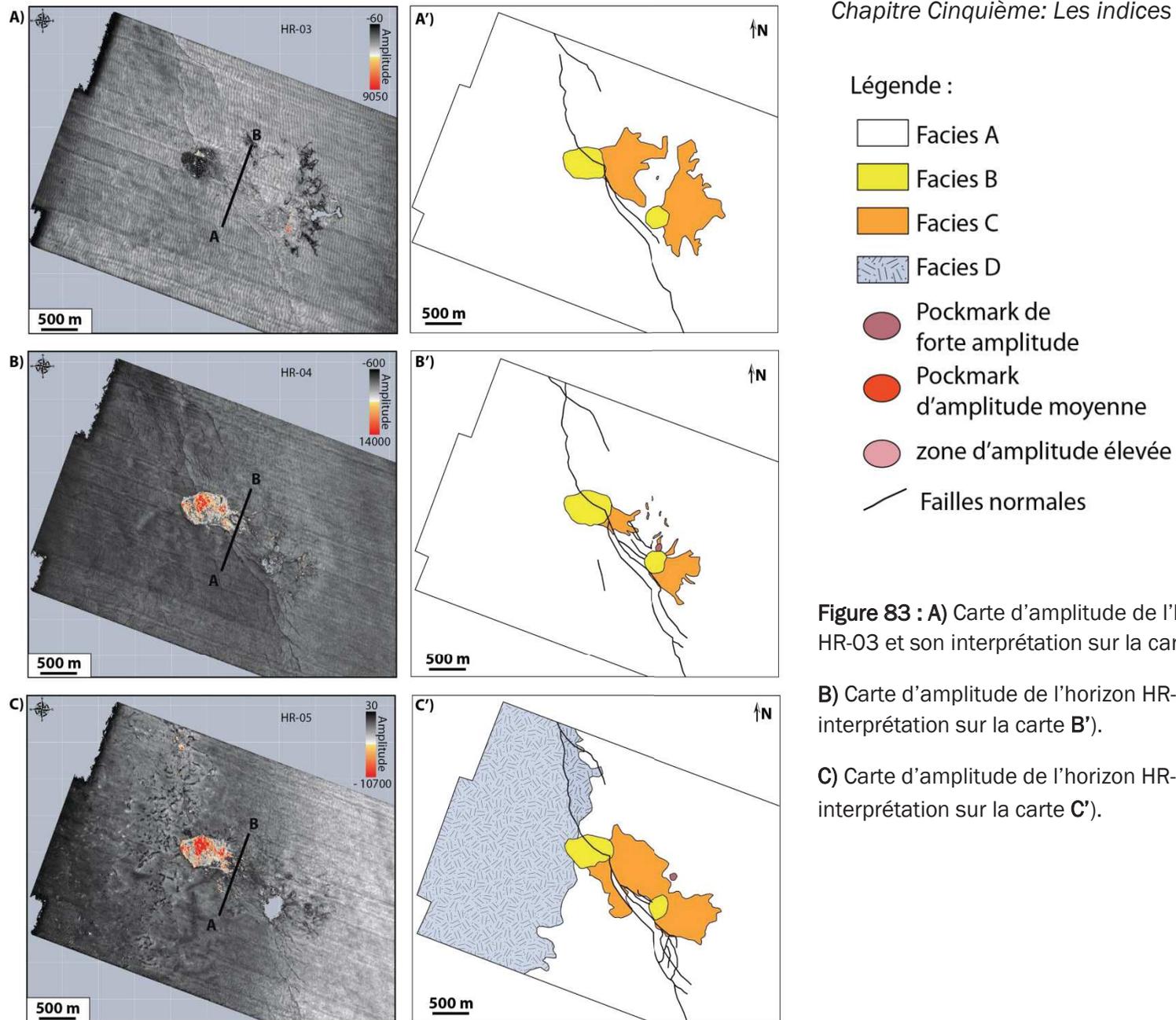


Figure 83 : A) Carte d'amplitude de l'horizon HR-03 et son interprétation sur la carte A').

B) Carte d'amplitude de l'horizon HR-04 et son interprétation sur la carte B').

C) Carte d'amplitude de l'horizon HR-05 et son interprétation sur la carte C').

La carte isoproportionnelle HR-05.layer2 :

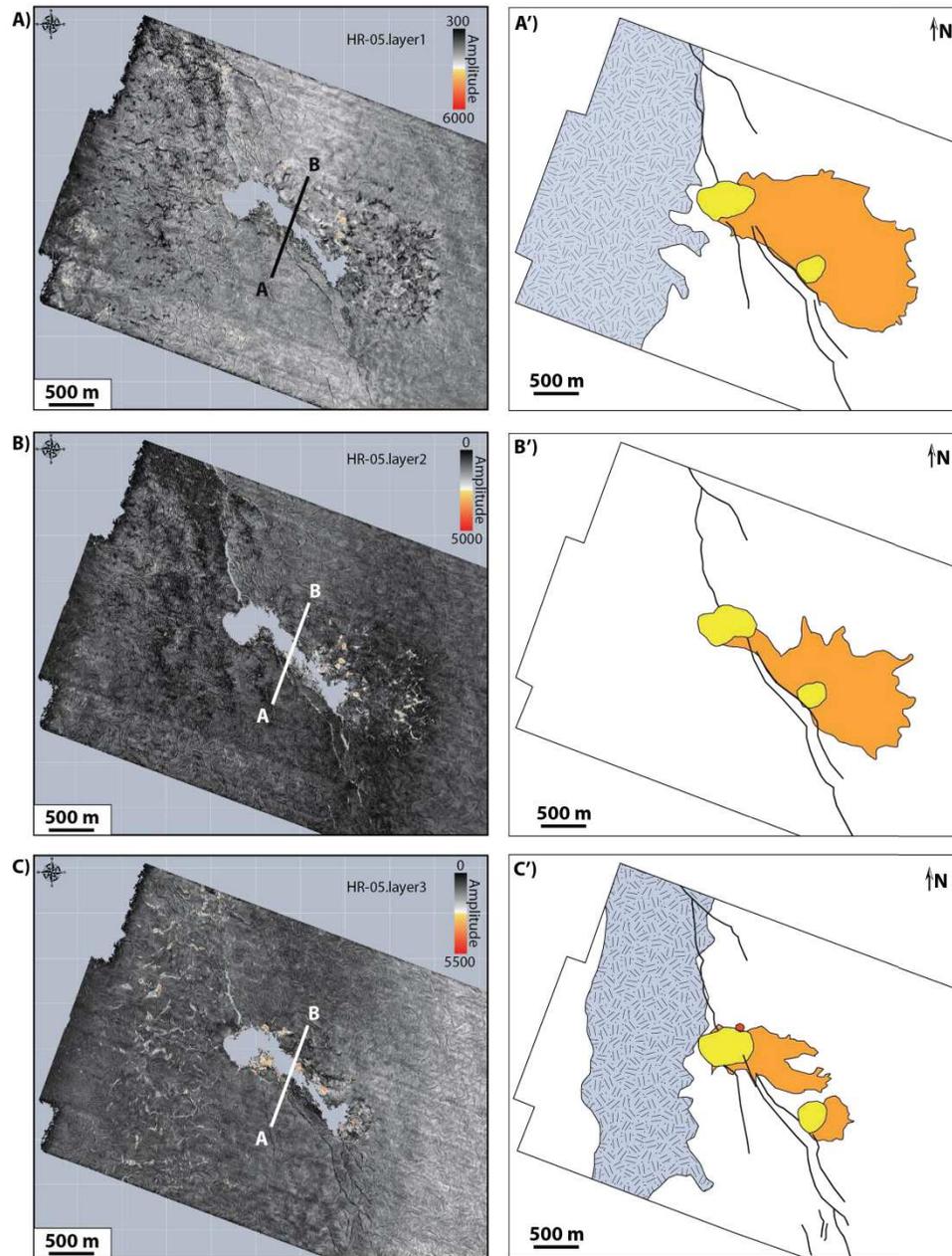
La carte isoproportionnelle HR-05.layer2 est représenté par les cartes B (amplitude RMS) et B' (interprétation en faciès) de la **Figure 84**. Cette carte isoproportionnelle correspond à la moyenne quadratique des amplitudes sur un intervalle de 15 ms centré sur l'horizon HR-05.layer2, enfoui à environ 275 ms *tw*t. Les deux dépressions du faciès B sont associées à une absence de propagation. Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies de forte amplitude (jusqu'à 5000). L'association des Faciès B et C forment deux structures trop proches l'une de l'autre pour être clairement individualisées. Le faciès C de la structure sud-est est néanmoins plus développé que pour la structure nord-ouest.

Aucune dépression pouvant former le faciès D n'a pu être identifié sur cet horizon.

La carte isoproportionnelle HR-05.layer3 :

La carte isoproportionnelle HR-05.layer3 correspond aux cartes C (amplitude RMS) et C' (interprétation en faciès sismique) de la **Figure 84**. Cette carte isoproportionnelle correspond à la moyenne quadratique des amplitudes sur un intervalle de 15 ms centré sur l'horizon HR-05.layer3, enfoui à environ 300 ms *tw*t. Les deux dépressions du faciès B sont associées à une absence de propagation. Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies à forte amplitude moyenne (atteignant jusqu'à 5500), qui sont plus développées pour la structure (définie par les associations de faciès B et C) nord-ouest, comme c'est le cas pour structures les plus superficielles. Le faciès C est moins étendu que sur la carte isoproportionnelle HR-05.layer2 et permet d'individualiser deux structures. Au nord de la dépression nord-ouest, une anomalie de forte amplitude circulaire est également présente contre le faciès B.

Le faciès D correspond ici à des patches de forte amplitude allongés (atteignant jusqu'à 5500) qui forment une bande d'environ 1000 m de large.



Légende :

- Facies A
- Facies B
- Facies C
- Facies D
- Pockmark de forte amplitude
- Pockmark d'amplitude moyenne
- zone d'amplitude élevée
- Failles normales

Figure 84 : A) Carte d'amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-05.layer1 et son interprétation sur la carte A').

B) Carte d'amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-05.layer2 et son interprétation sur la carte B').

C) Carte d'amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-05.layer3 et son interprétation sur la carte C').

La carte isoproportionnelle HR-05.layer4 :

Les cartes A et A' sur la **Figure 85** sont respectivement la carte d'amplitude RMS du layer HR-05.layer4 et une interprétation en faciès sismique. Cette carte isoproportionnelle correspond à la moyenne quadratique des amplitudes sur un intervalle de 15 ms centré sur l'horizon HR-05.layer4, enfoui à environ 320 ms *twt*. Les deux dépressions du faciès B sont associées à une absence de propagation.

Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies de forte amplitude moyenne (atteignant 5500), sur une zone beaucoup plus étendue que sur la carte isoproportionnelle HR-05.layer3. L'association des Faciès B et C forment deux structures trop proches l'une de l'autre pour être clairement individualisées.

Le faciès D correspond ici à des patches de forte amplitude (atteignant 5500) allongés qui forment une bande d'environ 1000 m de large, similaire au faciès D de la carte isoproportionnelle HR-05.layer3.

L'horizon HR-06 :

Il correspond aux cartes B (amplitude) et B' (interprétation en faciès) sur la **Figure 85**. Il est enfoui à environ 350 ms *twt*. Le faciès B est composé d'une lentille sud-est bien propagée, caractérisée par des amplitudes basses (de l'ordre de -1000); et d'une lentille nord-ouest partiellement propagée caractérisée par des amplitudes moyennement élevées (également de l'ordre de -1000) avec quelques patches de petites tailles et isolés de fortes amplitudes négatives (atteignant -10 000).

Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies de très faible amplitude (entre -4000 et -10 300). L'association des Faciès B et C forment deux structures trop proches l'une de l'autre pour être clairement individualisées.

Le faciès D correspond ici à des dépressions allongées de très fortes amplitudes négatives (comprises entre -3000 à -7000), qui forment une bande d'orientation N-S, d'environ 700 m de large, similaire au faciès D de la carte isoproportionnelle HR-05.layer4. Cependant le faciès D, qui se situe habituellement à l'ouest des deux associations de Faciès B et C, se localise ici au niveau de l'association des Faciès B et C située la plus au nord-ouest. A l'ouest du faciès D, trois anomalies circulaires de forte amplitude sont présentes.

L'horizon HR-07 :

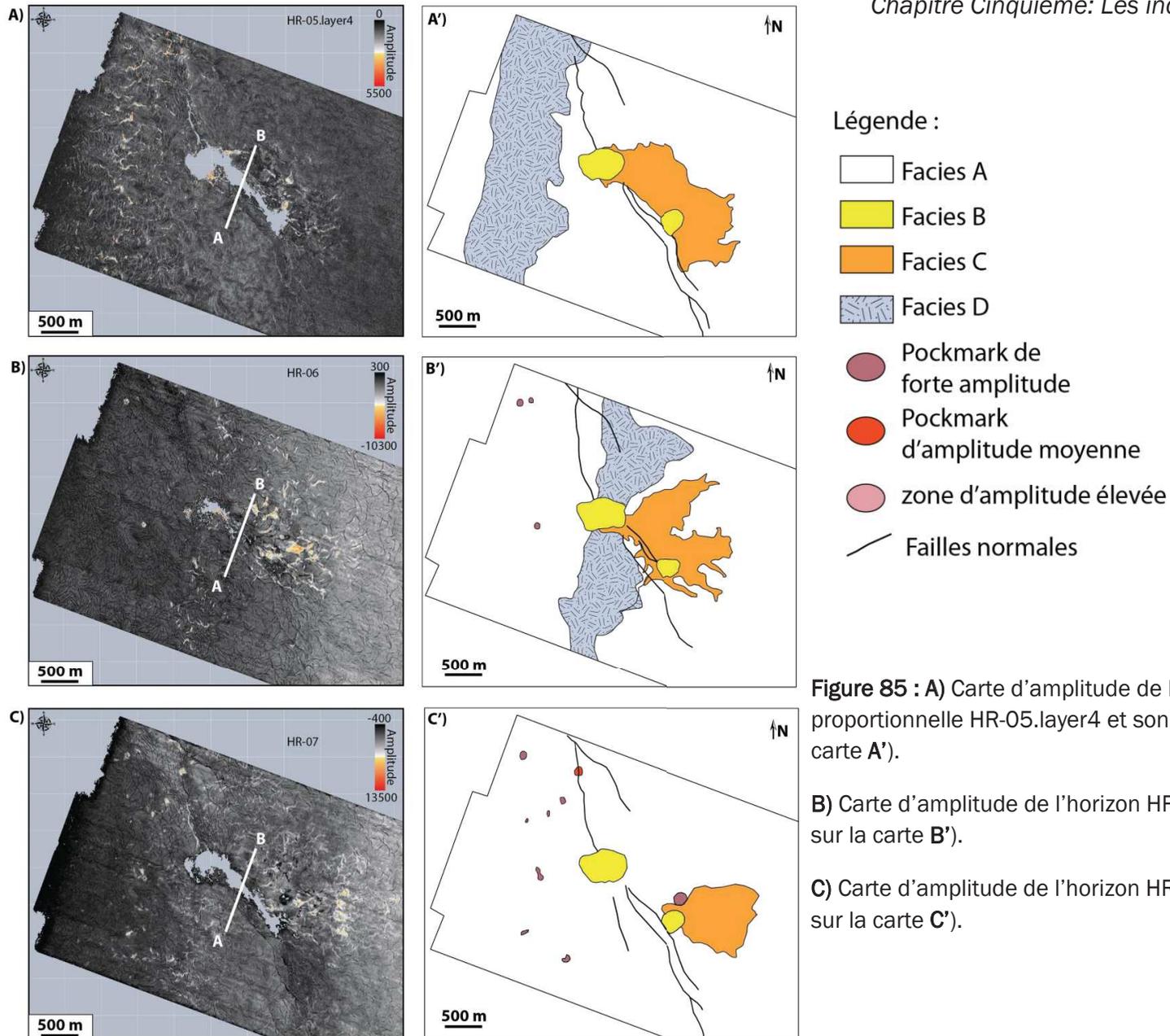
Cet horizon est représenté par les cartes C (amplitude) et C' (interprétation en faciès sismiques) sur la **Figure 85**. Il est enfoui à environ 360 ms *twt*. Les deux lentilles du faciès B sont associées à une absence quasi totale de propagation. Les dépressions allongées du faciès C ne sont présentes que pour la structure sud-est, et correspondent à des anomalies d'amplitudes positives (autour de 1000 figurées en gris foncé) à très positives (dans une gamme comprise entre 4000 et 10 000, de couleur blanche à orange).

Aucune dépression pouvant former le faciès D n'a pu être identifiée sur cet horizon. Mais dans la partie ouest de la zone d'étude de nombreux patchs d'anomalies d'amplitudes moyennes à très élevées ont été identifiés.

La carte isoproportionnelle HR-07.layer1 :

Les cartes A et A' sur la **Figure 86** sont respectivement la carte d'amplitude RMS du layer HR-07.layer1 et une interprétation en faciès sismique. Cette carte isoproportionnelle correspond à la moyenne quadratique des amplitudes sur un intervalle de 10 ms centré sur l'horizon HR-07.layer1, enfoui à environ 400 ms *twt*. Les deux lentilles du faciès B sont caractérisées par une absence de propagation. Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies de faible amplitude (de l'ordre de 500), avec quelques patchs isolés de forte amplitude (de l'ordre de 4000) qui sont peu développés. Au nord de la dépression sud-est, une anomalie de forte amplitude circulaire mesurant environ 250 m de diamètre a été identifiée. De plus, une zone de forte amplitude localisée dans la partie nord-ouest de la carte a également été mise en évidence.

Aucune dépression pouvant former le faciès D n'a pu être identifiée sur cette carte isoproportionnelle.



La carte isoproportionnelle HR-07.layer2 :

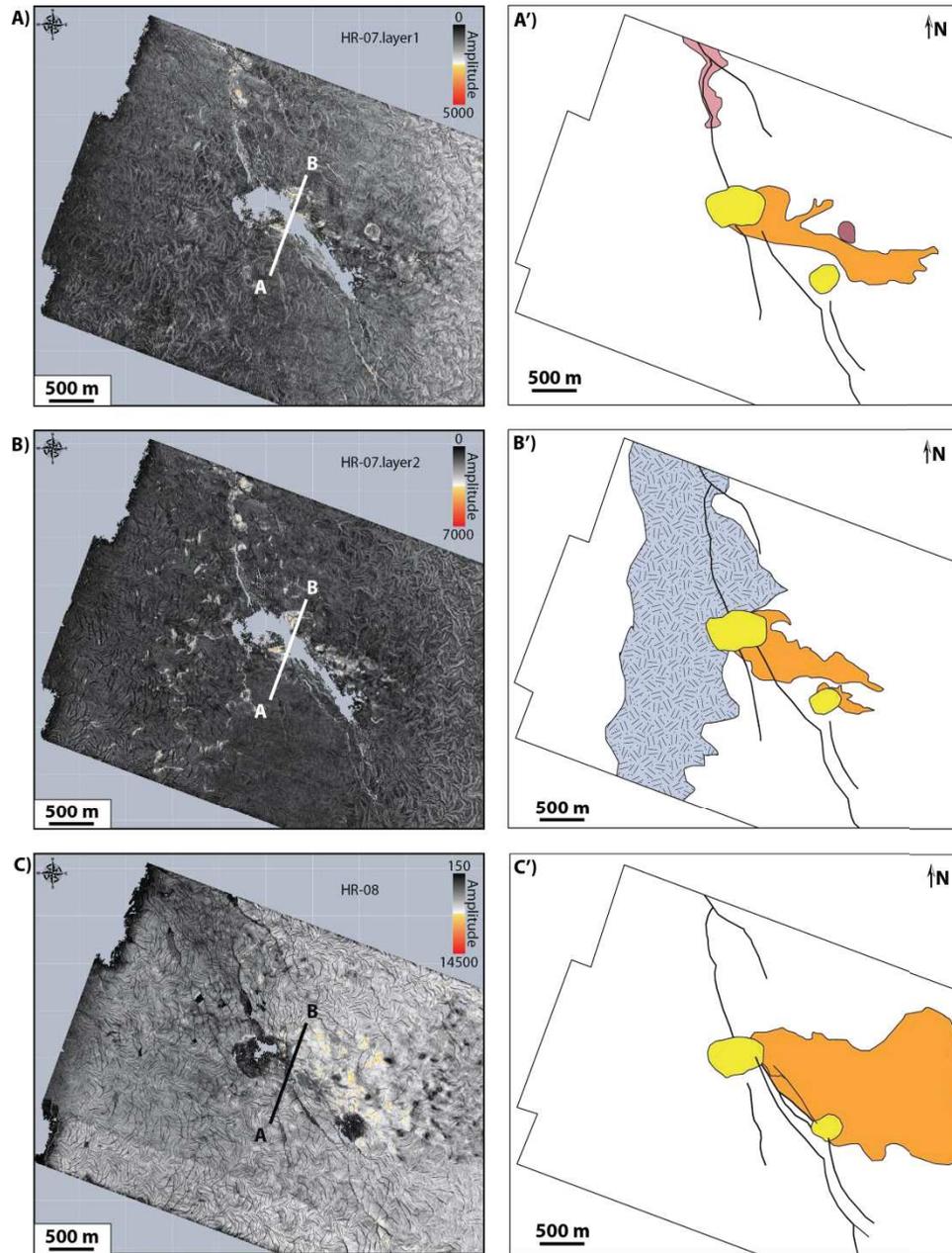
La carte isoproportionnelle HR-07.layer2 est représenté par les cartes B (amplitude RMS) et B' (interprétation en faciès) de la **Figure 86**. Cette carte isoproportionnelle correspond à la moyenne quadratique des amplitudes sur un intervalle de 10 ms centré sur l'horizon HR-07.layer2, enfoui à environ 410 ms *tw*t. Les deux lentilles du Faciès B sont associées à une absence de propagation. Les dépressions allongées du Faciès C forment des anomalies de forte amplitude (globalement comprises entre 4000 et 7000). L'association des faciès B et C forment deux structures bien distinctes, le Faciès C de la structure nord-ouest étant beaucoup plus développé.

Le faciès D correspond ici à des dépressions allongées de fortes amplitudes qui forment une bande d'orientation N-S, d'environ 1 000 m de large. Cependant le faciès D, qui se situe habituellement à l'ouest des 2 structures composées des associations de Faciès B et C (e.g. **Figure 82**), se localise ici au niveau de la structure nord-ouest, mais légèrement décalé dans la partie ouest de la carte par rapport au faciès D de la **Figure 85.B**.

L'horizon HR-08 :

Cet horizon est représenté par les cartes C (amplitude) et C' (interprétation en faciès sismiques) sur la **Figure 86**. Il est enfoui à environ 600 ms *tw*t. Les deux lentilles du faciès B sont caractérisées par une propagation partielle révélant des amplitudes assez faibles. Les dépressions allongées du faciès C forment des anomalies de faible amplitude (autours de 200, et de couleur noire) juxtaposées à des anomalies de très fortes amplitudes (6 000 à 14 500). Le faciès C est très étendu et il est tout particulièrement développé dans la partie Est de la carte. L'association des Faciès B et C forment deux structures trop proches l'une de l'autre pour être clairement individualisées.

Aucune dépression pouvant former le faciès D n'a pu être identifiée sur cet horizon.



Légende :

-  Facies A
-  Facies B
-  Facies C
-  Facies D
-  Pockmark de forte amplitude
-  Pockmark d'amplitude moyenne
-  zone d'amplitude élevée
-  Failles normales

Figure 86 : A) Carte d'amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-07.layer1 et son interprétation sur la carte A').

B) Carte d'amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-07.layer2 et son interprétation sur la carte B').

C) Carte d'amplitude de l'horizon HR-08 et son interprétation sur la carte C').

3. SYNTHÈSE DES RELATIONS GEOMETRIQUES ENTRE LES FACIÈS EN PROFONDEUR

Cette série de cartes a pu mettre en évidence la présence des différents faciès B, C et D, leurs caractéristiques sismiques, et leur position les uns par rapport aux autres.

Le Faciès B est systématiquement positionné au niveau de l'axe de failles normales listriques, et même plus exactement au niveau de zones de relais de failles, visibles seulement en profondeur (**Figure 86**), ce qui a été mis en évidence sur la **Figure 47**. Les différents patches de Faciès B identifiés sur les cartes des **Figures 82 à 86** sont situés à l'aplomb les uns des autres.

Le Faciès C se développe sur la bordure externe du Faciès B, vers l'amont de la pente, s'étendant ainsi plus ou moins loin vers le sud-est.

L'association des Faciès B et C permet l'identification de 2 structures composées d'une dépression ou d'une forme lenticulaire dans les parties profondes (formant le Faciès B au centre) et de sillons de forte amplitudes dans la partie sud-est (formant le faciès C). Le Faciès C étant de taille variable, lorsqu'il est très développé, les structures (identifiées comme des associations de Faciès B et C) ne sont alors pas individualisées l'une de l'autre.

Le Faciès D correspond à une bande de sillons de forte amplitude, située dans la partie nord-ouest de la carte. Cette bande n'est pas systématiquement présente sur toutes les cartes des **Figures 82 à 86**, et sa taille varie de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre. La position de cette bande varie latéralement sur l'intervalle étudié, et elle semble globalement se décaler vers l'est lorsque la profondeur augmente. Cela a pour conséquence que le Faciès D, qui se situe, dans les parties superficielles, à l'ouest des structures formées par les associations de Faciès B et C ; se situe au même niveau que ces dernières dans les parties plus profondes.

III. INTERPRETATION & DISCUSSION

1. RELATIONS AVEC LES STRUCTURES ACTUELLES

A. Les paléo-araignées

a. Définition des structures de paléo-araignées

Les structures en araignées actuelles décrites dans le chapitre 3, se composent de deux morphotypes : le Morphotype B et le Morphotype C.

- Le Morphotype B (MB) correspond à des dépressions à fond plat, mesurant 2 à 3 mètres de profondeur seulement, comme le montre la **Figure 45** et la **Figure 87**. Ces dépressions sont caractérisées par un fond rugueux. Elles ont une forme elliptique de grand axe NNW-SSE. Ces dépressions sont également caractérisées par une faible réflectivité sur les données de *backscatter*, et une cohérence (attribut sismique de cohérence). Les données de sismiques 2D THR ont montré que ces dépressions sont associées à des anomalies d'amplitude, présents sous forme de patches enfouies en sub-surface.
- Le Morphotype C (MC) correspond à des dépressions allongées, d'environ 10 m de profondeur, comme le montrent la **Figure 45** et la **Figure 87**. Ces dépressions ont une orientation NNW-SSE, globalement parallèle à la pente régionale. Ces dépressions sont caractérisées par une forte réflectivité sur les données de *backscatter* ainsi qu'une très faible cohérence sismique. Les données de sismique 2D-THR ont montré que ces dépressions étaient associées à des anomalies d'amplitudes présentes en fond de mer, au cœur de ces dépressions.

L'association des Morphotypes B et C a permis de définir 2 structures d'échelle kilométrique, constituées d'une dépression du Morphotype B, au bord de laquelle les dépressions allongées du Morphotype C se mettent en place vers l'amont de la pente. Cette association de faciès forme la structure en araignée, pour laquelle la dépression à fond plat (morphotype B) forme le corps de l'araignée et les dépressions allongées (Morphotype C) forment les pattes (**Figure 46** et **Figure 87**). Les données de chimie de la colonne d'eau ont mis en évidence que ces structures en araignée correspondait à des sites actifs d'échappement de méthane (**Figure 46** et **Figure 87**) (*Casenave et al., in press*).

Ces structures actuelles ont été définies et caractérisées au moyen d'outils géophysiques de résolution élevée (sismique 2D-THR, *backscatter*, ...). Les Faciès B et C

définis sur les données de sismique 3D dans l'intervalle Plio-Pléistocène présentent de nombreuses similitudes avec les morphotypes B et C constituant les structures en araignée (**Figure 87**) :

- Le Faciès B est systématiquement situé à l'aplomb du Morphotype B actuel et il correspond à des ellipses globalement orienté NNW-SSE, tout comme MB. Le faciès B peut être dû à la présence de deux cheminées sismiques causée par une migration verticale de gaz, ou bien correspondre à une réelle structure d'échappement de fluides enfouie. La taille du Faciès B est globalement identique à celle du morphotype B. Le Faciès B correspond généralement à des amplitudes modérées comportant de petits patches de forte amplitude, rappelant le fond rugueux et les patches de cohérence observés au sein du Morphotype B.
- Le Faciès C se situe sur la bordure sud-est du faciès B, tout comme le morphotype C par rapport au morphotype B. Il est constitué de dépressions allongées de forte amplitude. La taille de ce réseau de dépressions allongées varie d'une carte à l'autre, et ces pockmarks allongés ne sont pas superposés les uns aux autres.

Ces similitudes morphologiques, entre les morphotypes B et C actuels et les Faciès B et C, semblent indiquer que les Faciès B et C correspondent respectivement à d'anciens Morphotypes B et C enfouis. Les structures formées par l'association des Faciès B et C, observées systématiquement sur les cartes des **Figures 82 à 86**, correspondraient alors à des paléo-araignées enfouies en profondeur. Ces paléo-araignées sont identifiées sur les données de sismique 3D, dont la résolution est moins importante que celle des outils de surface (bathymétrie, *backscatter*, ...). De plus la résolution sismique diminue avec la profondeur, rendant la détection de petites structures de plus en plus difficile. Cela permet d'expliquer que le faciès B ne correspond plus à des dépressions dans les parties profondes, car elles seraient trop peu marquées pour être détectées avec la résolution de la sismique 3D utilisée. C'est cette différence de résolution entre les différents outils d'observation qui semble être principalement responsable des différences observées entre les paléo-araignées et les araignées actuelles.

Les anomalies d'amplitudes, identifiées sur le fond de la mer, au sein des structures en araignées actuelles correspondent à la présence de carbonates méthanogènes affleurant (**Figure 51**) ; ou enfouis pour les anomalies d'amplitudes plus profondes (*cf* niveaux de fortes amplitudes enfouis sous MB, **Figure 49**). Des monts de carbonates (*Traynor & Sladen, 1997*) et des accumulations de carbonates peuvent également se développer en raison de fuites d'hydrocarbures (*Loseth et al., 2009*). Les constructions carbonatées peuvent être observées sur les données sismiques sous la forme de petits reliefs positifs et/ou de fortes anomalies d'amplitude sur le fond de la

mer (Reilly et al., 1996, Schumacher & Abrams, 1996 ; Heggland, 1998). De plus, dans les zones d'échappement de fluides, les plages de forte amplitude observés sur des données sismiques sont généralement interprétées comme étant dus à la présence de concrétions carbonatées enfouies (Bayon et al., 2009; Savini et al., 2009 ; Ho et al., 2012; Römer et al., 2014), ce qui conforte les résultats et interprétations effectués au chapitre 3.

Les structures en araignée actuelles correspondent à des sites d'échappement de fluides actuels (Figure 53) (Casenave et al., in press). Par analogie, on peut supposer que les paléo-araignées observées à différentes profondeurs sur les données de sismique 3D (Figures 82 à 86), aient eu les mêmes processus de fonctionnement que les structures actuelles, et qu'elles correspondent elles aussi à des paléo-structures d'échappement de fluides. Les anomalies d'amplitude observées dans les paléo-araignées pourraient ainsi être causées par la présence de carbonates enfouis, ce qui a déjà été interprété de cette manière dans d'autres structures d'échappement de fluides (Bayon et al., 2009; Savini et al., 2009 ; Ho et al., 2012; Römer et al., 2014 ;Casenave et al., in press).

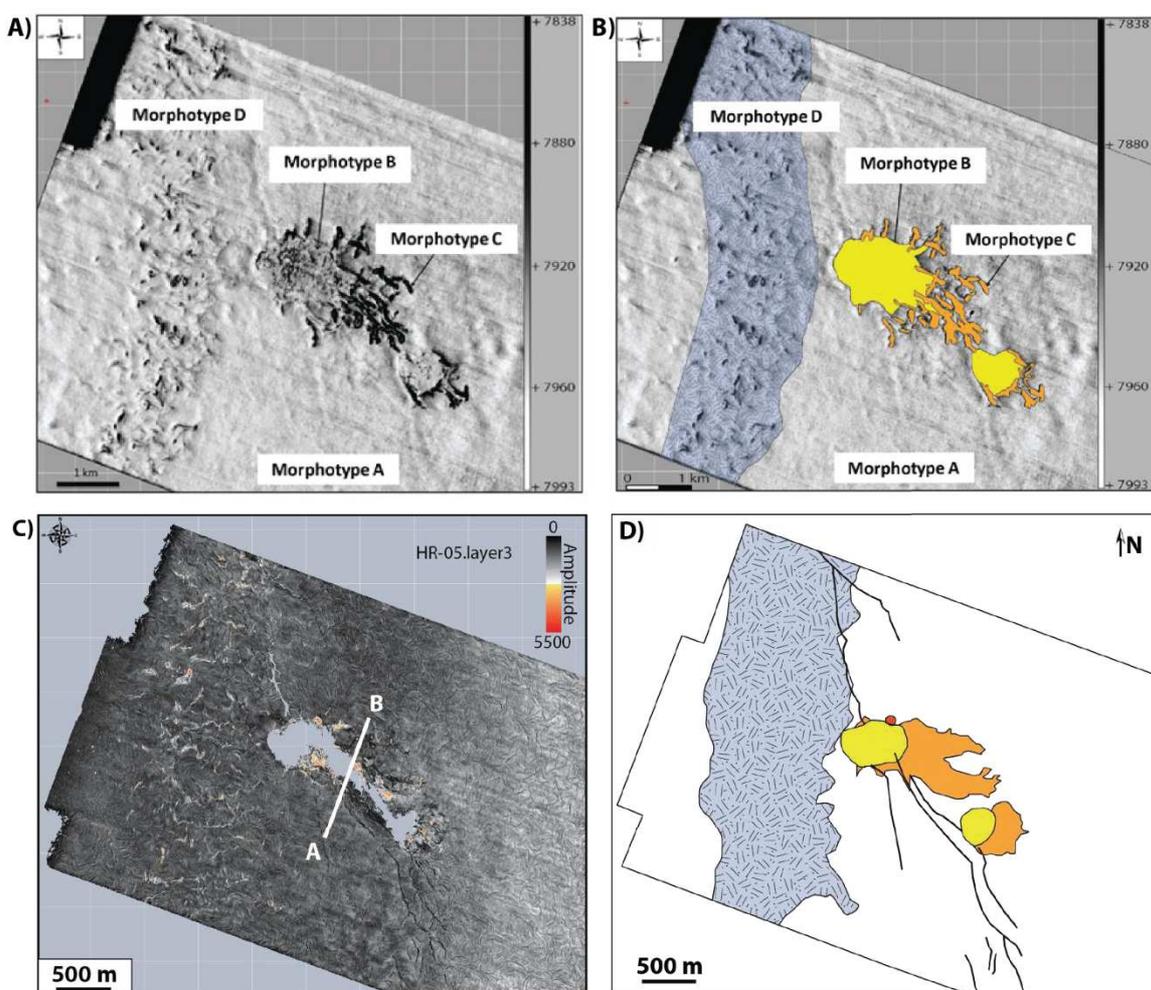


Figure 87 A. Carte de cohérence du fond de l'eau et son interprétation (B) illustrant la présence du morphotype D formant une bande à l'ouest des morphotypes B et C constituant les structures en araignée. C. Carte d'amplitude de la carte isoproportionnelle HR-05.layer3et son interprétation (D) illustrant la présence du faciès C (bleu) à l'ouest des faciès B (jaune) et C (orange) constituant les paléo-araignées. 218

Les résultats de la campagne Zaiango ont mis en évidence que la SMI (interface sulfate méthane) se situait régionalement à une profondeur classique de l'ordre de quelques mètres sous le fond de la mer (Zaiango 2000). Sur les marges continentales contenant des hydrates de gaz, la SMI, qui correspond à la zone de formation des carbonates méthanogènes, est inférieure à 20 m sous le fond de l'eau (Paull & Ussler, 2008), ce qui est concordant avec les observations faites dans le bassin du Bas Congo (Zaiango, 2000). Les carbonates méthanogènes de la zone de Moho semblent ainsi se former à moins d'une dizaine de mètres du fond de la mer. La résolution de la sismique 3D (qui correspond globalement à 10m) ne permet ainsi pas de différencier le fond de la mer de la SMI, qui vont tous deux globalement se situer sur le même réflecteur sismique. On peut ainsi supposer que les paléo-araignées cartographiées sur la sismique 3D sont des structures qui se sont formées en fond de mer, elles sont donc considérées comme des indicateurs du paléo-fond de mer. Cela signifie que l'empilement vertical des patches d'amplitudes interprétés comme des carbonates méthanogènes, et plus particulièrement ceux qui constituent les paléo-araignées, traduisent une succession temporelle

b. Variabilité des structures de paléo-araignées

Le Faciès B des paléo-araignées est généralement constitué de plages d'anomalies d'amplitudes peu nombreuses, hormis sur les horizons les plus superficiels HR-00, HR-01, HR-04 et HR-05.

Les données de sismique 2D THR ont mis en évidence la présence de 4 niveaux de forte amplitude présents en dessous du Morphotype B à des profondeurs comprises de 10, 25, 35 et 60 ms *twt* (Figure 49). Les structures de paléo-araignées superficielles (HR-00, à 10 ms et HR-01, à 35 ms) sont constituées d'un Faciès B comprenant de nombreux patches d'amplitude, qui peuvent être dus à la présence des niveaux de fortes amplitudes (respectivement le *level 4* et le *level 2* de la Figure 49) détectés sur les données de sismique 2D-THR. Les niveaux d'anomalies de fortes amplitudes correspondant aux *level 1* et au *level 3* (Figure 49) ne semblent pas être associés à des anomalies d'amplitudes plus concentrées au sein du Faciès B. Cela peut être dû au fait que ces niveaux contiennent moins de patches de forte amplitude.

Le Faciès B des paléo-araignées identifiées sur les horizons HR-04, à 170 ms *twt*, et HR-05, à 200 ms *twt*, correspond à de très fortes amplitudes. Ces profondeurs coïncident avec la zone contenant du gaz libre (environ 150 ms *twt*), piégé sous les deux patches de BSR qui se situent entre 100 et 60 ms *twt* sous les structures en araignée actuelles (Casenave *et al.*, *in press*). La présence du BSR, et des anomalies de forte amplitude causées par la présence de gaz libre à ces profondeurs semble ainsi être à l'origine des très fortes anomalies d'amplitude observées au niveau du Faciès B des horizons HR-04 et HR-05.

Le Faciès C des paléo-araignées est plus ou moins étendu vers l'est selon les horizons et/ou cartes isoproportionnelles. Lorsqu'il est bien développé vers l'est, les deux structures de paléo-araignées NW et SE ne peuvent pas être clairement individualisées l'une de l'autre (**Figures 82 à 86**). Le Faciès C étant constitués de sillons associés à de fortes anomalies d'amplitude, il correspond vraisemblablement à des paléo sites d'échappement de fluides (*Bayon et al., 2009; Loseth et al., 2009 ; Savini et al., 2009 ; Ho et al., 2012; Römer et al., 201*). Le fait qu'il soit plus ou moins développé selon les horizons semble alors indiquer que l'activité d'échappement de fluides au sein de ces structures alterne entre des périodes plus intenses (Faciès C très développé vers le sud-est), et des périodes moins intenses (Faciès C de petite surface).

B. Les paléo-dégazages régionaux

La bande d'anomalie de forte amplitude formant le Morphotype D, observé sur les données de sismique 3D et 2D-THR (**Figure 76** et **Figure 87**), sur le niveau juste sous le fond de l'eau actuel, a été interprétée comme résultant d'un évènement de paléo-dégazage d'échelle régionale, dans la zone du biseau des hydrates contemporain de ce niveau. Le morphotype D est ainsi interprété comme un indicateur de la présence d'un paléo-biseau des hydrates de gaz dans cette zone au moment du dépôt de cet horizon, il y a quelques dizaines de milliers d'années. Ces anomalies d'amplitude visibles sur les données sismiques seraient alors liées à des échappements de fluides récents, sur le paléo-fond de mer. Les processus de formation/dissolution des hydrates de gaz semblent ainsi avoir joué un rôle majeur dans cet évènement d'expulsion de fluides présent sur toute la zone d'étude. Cela est sans doute dû au fait que dans la zone du biseau (qui constitue la zone d'étude), les hydrates de gaz sont déstabilisables par petits changements de pression / températures, leur stabilité est ainsi très sensible aux variations climatiques (*Boswell & Collett, 2011; Ruppel, 2011*).

Les zones comprenant des sillons allongés, qui ont permis de définir le Faciès D, forment des bandes d'orientation N-S située dans la partie ouest de la carte (**Figure 87**) et de largeur variant de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre (**Figures 82 à 86**). Le faciès D présente ainsi des caractéristiques identiques à celles qui ont permis de définir le morphotype D (**Figure 87**) interprété comme un évènement de paléo-dégazage régional au niveau du paléo-biseau des hydrates de gaz. Le faciès D, identifié sur les différents horizons du Pléistocène semble ainsi se former selon le même processus que le morphotype D de sub-surface. Il pourrait ainsi correspondre à des échappements de gaz au niveau des paléo-biseaux des hydrates de gaz. Dans ce cas, la présence ou l'absence de la bande d'anomalies d'amplitudes constituent le faciès D serait un indicateur de la présence ou de l'absence d'hydrates de gaz et du biseau associé, selon les différentes profondeurs, et donc les différentes périodes. Et la variabilité de la position latérale du faciès D selon la profondeur (**Figures 82 à 86**) indiquerait et variation de la position du biseau des hydrates sur le talus continental au cours du temps.

2. VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE CES STRUCTURES

A. Le flux de gaz

Le caractère verticalement discontinu des indices de migrations de fluides dans une zone suggère que l'activité d'échappement de fluides à l'origine de ces structures n'est pas continue dans le temps, avec un flux épisodique d'intensité variable (e.g. *Judd et Hovland, 2009*).

Le flux de gaz, associé à des indices de migration de fluides discontinus verticalement, peut également être continu avec des périodes de fuites massives de gaz en fond de mer alternées avec des périodes de faibles émissions de gaz. Dans ce cas, la migration verticale du gaz est associée à un phénomène d'auto-scellement (ou « *self-sealing* ») de la fuite de gaz, provoqué par un stockage temporaire du gaz généralement associé à la cimentation de croûtes carbonatées (*Naudts et al., 2008*).

L'observation sismique d'indices de migrations de fluides discontinus verticalement reste dans tous les cas associés à des épisodes d'échappement de fluides sur le fond de la mer, se produisant de manière épisodique, que le flux en profondeur soit continu (avec du « *self-sealing* ») ou discontinu. Et il n'est pas possible de conclure sur la continuité du flux de gaz avec la seule utilisation des données sismiques

B. Les paléo-araignées

Les paléo araignées sont localisées les unes en dessous des autres, à l'aplomb de la structure actuelle (**Figures 82 à 86**), le faciès B étant positionné au niveau des deux colonnes caractérisées par une forte turbidité acoustique. Par ailleurs la taille de ces paléo-araignées évolue énormément du fait de la distribution du faciès C qui est soit très localisé contre le faciès B soit beaucoup plus développé vers l'est (e.g. **Figures 82 à 86**). De plus la présence de ces paléo-araignées n'est pas continue sur l'intervalle compris entre l'horizon HR-08 et la surface. La distribution discontinue dans le temps des échappements de fluides de type paléo-araignée, avec des épisodes plus développés que d'autres, suggère que l'activité d'échappement de fluides à l'origine de ces structures n'est pas continue dans le temps, avec des flux d'intensité variable (*Hovland, 2002*). Les échappements de fluides associés à ces structures de paléo-araignées alterneraient entre des périodes pendant lesquelles le gaz est libéré massivement sur le fond de mer (formant les paléo-araignées les plus grandes), intercalées avec des périodes d'échappement de fluides faibles à très faibles (*Gay et al., 2006b; Hovland, 2002*).

La présence de paléo-araignées à l'aplomb des structures actuelles témoignent d'une activité d'échappement de fluide ancienne dans cette zone, qui s'est effectuée de manière discontinue d'intensité variable, depuis l'horizon HR-08, à 600 ms twt jusqu'à l'Actuel. Nous avons tenté de donner un ordre de grandeur de l'âge de l'apparition des paléo-araignées sur les données sismiques. Pour ce faire, nous avons tout d'abord estimé la profondeur des paléo-araignées les plus profondes à environ 510 m, en prenant une vitesse de propagation des ondes P estimée à environ 1700 m/s. Ensuite nous avons estimé l'âge de l'horizon HR-08, en utilisant les taux de sédimentation qui ont été calculés sur le forage ODP 1076 (**Figure 20**). L'âge de l'horizon HR-08 a été ainsi estimé à 2.55 Ma environ, ce qui correspondrait environ au Gélasién, marquant la base du Pléistocène. Les structures en araignée auraient ainsi commencé à apparaître à cette période. Le passage au Quaternaire, et donc le Pléistocène est caractérisé par le développement de glaciations majeures sur les régions septentrionales tempérées associées à la formation de la calotte glaciaire arctique, et par les effets physiques et biotiques associés (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Head, 2009*). Le passage au Pléistocène est ainsi associé à une baisse globale du niveau marin, du fait de la formation de la calotte glaciaire arctique (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Head, 2009*). La période du Quaternaire est le siège d'une alternance de périodes de glaciations cycliques et de périodes interglaciaires causés par les cycles de Milankovitch (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Head, 2009*) associées à des variations du niveau marin passant respectivement à des périodes de bas à des périodes de haut niveau marin. L'apparition des structures de paléo-araignées à la base du Pléistocène, marquant la formation de la calotte polaire arctique associée à une baisse du niveau marin, suggère ainsi que les modifications climato-eustatiques du passage au Pléistocène ont pu initier la formation des paléo-araignées.

C. La bande de pockmarks

La cartographie des horizons et des *layers* présentées sur les **Figures 82 à 86a** permis de mettre en évidence que le faciès D est présent de manière discontinue sur l'intervalle de 600 ms twt étudié. On distingue plusieurs épisodes d'apparition de ce Faciès D sur cet intervalle :

- Le plus superficiel qui correspond aux horizons HR-00 à HR-02 dans lesquels le Faciès d est présent de manière continue et forme une bande, d'environ 500 m de large, située bien à l'ouest des paléo-araignées (**Figure 82** et **Figure 88**). Le Faciès D n'est ensuite plus observé sur les horizons HR-03 et HR-04 (**Figure 83**).

- Une seconde phase associée à l'observation du Faciès D reprend de l'horizon HR-05 au *layer* HR-05.layer1 (**Figure 83** et **Figure 84**). A ces profondeurs, le faciès D se situe toujours à l'ouest des paléo-araignées, mais il forme une bande plus grande (de 3 km de large environ, voir **Figure 83** et **Figure 84**). La limite est du Faciès D est ainsi beaucoup plus proche de la paléo-araignée nord-ouest que précédemment (**Figure 88**). Le Faciès D n'est ensuite plus présent sur le *layer* HR-05.layer2 (**Figure 84**).
- Une troisième phase correspond aux cartes isoproportionnelles HR-05.layer3 et HR-05.layer4 (**Figure 84** et **Figure 85**), dans lesquelles le faciès D forme une bande plus étroite (d'environ 1 km de large), dont la bordure est située à l'ouest et des paléo-araignées et ne les touche pas les paléo-araignées.
- Un quatrième épisode associé à l'horizon HR-06 (**Figure 84**), dans lequel le Faciès D forme une bande de 250 à 1 000 m de large, qui se situe beaucoup plus à l'est, au niveau de la structure en paléo-araignée nord-ouest (**Figure 84** et **Figure 88**). Le Faciès D n'est ensuite plus présent sur l'horizon HR-07 et le *layer* HR-07.layer1 (**Figure 85** et **Figure 86**).
- Une cinquième phase correspondant à la carte isoproportionnelle HR-07.layer2 (**Figure 86**), dans laquelle le Faciès D forme une bande d'environ 1.5 km de large. Il se situe plus à l'ouest que sur les cartes plus superficielles, mais il touche toujours la paléo-araignée nord-ouest (**Figure 86** et **Figure 88**).

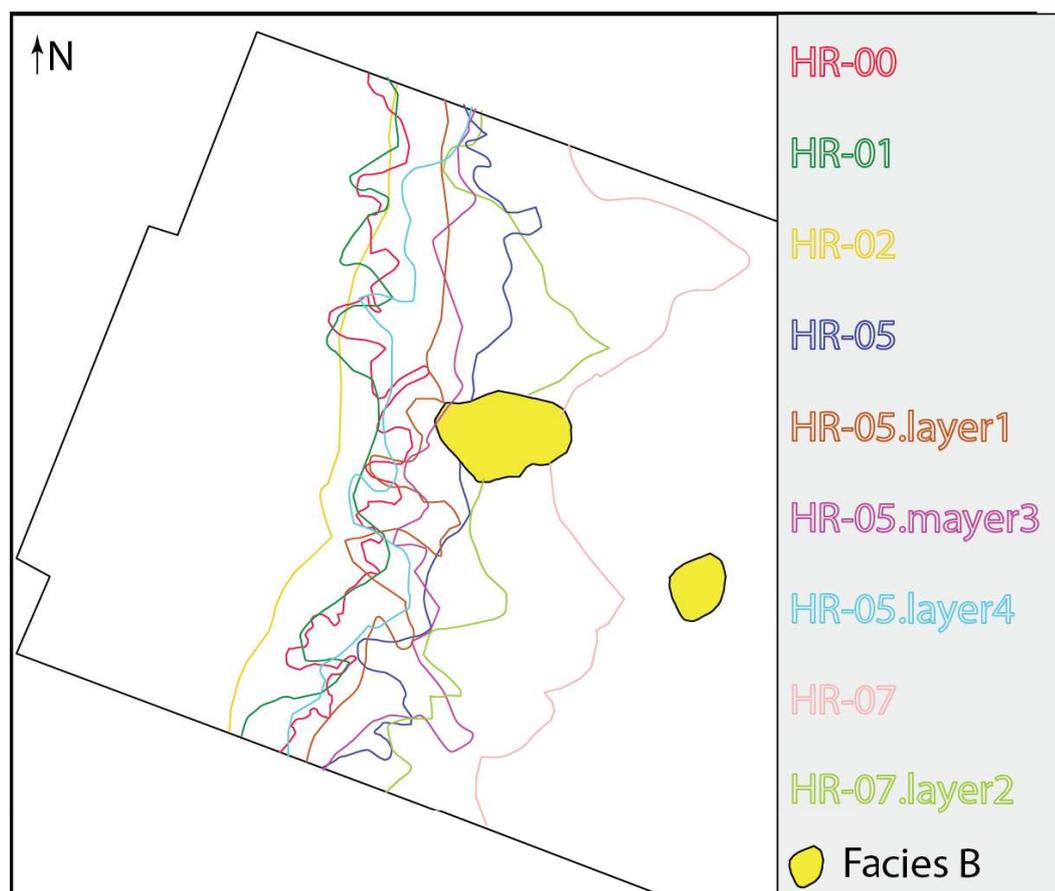


Figure 88 : Carte sur laquelle sont reportées les bordures Ouest Du Faciès D observées sur les horizons ou cartes isoproportionnelles des **Figures 82 à 86** (la couleur du nom de l'horizon ou du layer correspond à la couleur de la limite sur la carte).

Le Faciès D a été interprété, à la lumière du morphotype D du chapitre 4, comme le témoin un échappement de fluides d'échelle régionale, se produisant au niveau du biseau des hydrates actif lors de la sédimentation de chacun des niveaux présentant ce Faciès D. La présence discontinue des anomalies d'amplitude formant le Faciès D sur les 600 ms twt les plus superficiels, ainsi que la variation de sa position latérale au cours des temps géologiques, semblent indiquer que le processus d'échappement de fluides responsable de la formation de Faciès D sur le paléo-fond de mer est discontinu et varie latéralement au cours du temps.

Ces observations sont tout à fait compatibles avec le modèle proposé au chapitre 4, indiquant que les épisodes de paléo-dégazages régionaux du Faciès D seraient liés à la dissociation des hydrates de gaz au niveau de la zone du biseau. La fluctuation de la position latérale du Faciès D serait ainsi due à la fluctuation de la position du biseau des hydrates au cours du temps. La stabilité des hydrates de gaz est particulièrement fragile et sensible aux variations climatiques dans la zone du biseau des hydrates (*Boswell & Collett, 2011; Ruppel, 2011*). Lorsque les conditions thermodynamiques de stabilité des hydrates ne sont plus remplies (combinaison des variations de pression / niveau marin et température qui font passer d'un côté à l'autre de l'enveloppe de phase /

courbe de stabilité, ces derniers vont alors se dissocier, ce qui peut engendrer la formation d'indices de migration de fluides, comme ceux constituant le Faciès D.

3. ORIGINE DE CES STRUCTURES

Les structures de paléo-araignée et les bandes à pockmarks de forte amplitude sont donc les unes et les autres interprétées comme le résultat d'expulsion de fluides sur le fond de l'eau. Nous avons tenté de comprendre le rôle éventuel des failles dans la migration verticale du gaz. Pour se faire, l'intervalle compris entre le sommet des réservoirs turbiditiques miocènes et la base du Pléistocène a été découpé en intervalles isoproportionnels, d'environ 15 ms twt.

Afin d'illustrer le réseau de migrations de fluides dans cet intervalle, Six cartes isoproportionnelles représentatives ont été sélectionnées et correspondent à des cartes d'amplitude RMS pour des intervalles de 15 ms centrés sur les six horizons verts de la **Figure 89**. Les six cartes associées aux six *layers* en amplitudes RMS et leur interprétation (**Figure 90 & Figure 91**) ont permis de mettre en évidence qu'il existe de nombreux indices de migration du gaz en dessous des structures observées en sub-surface.

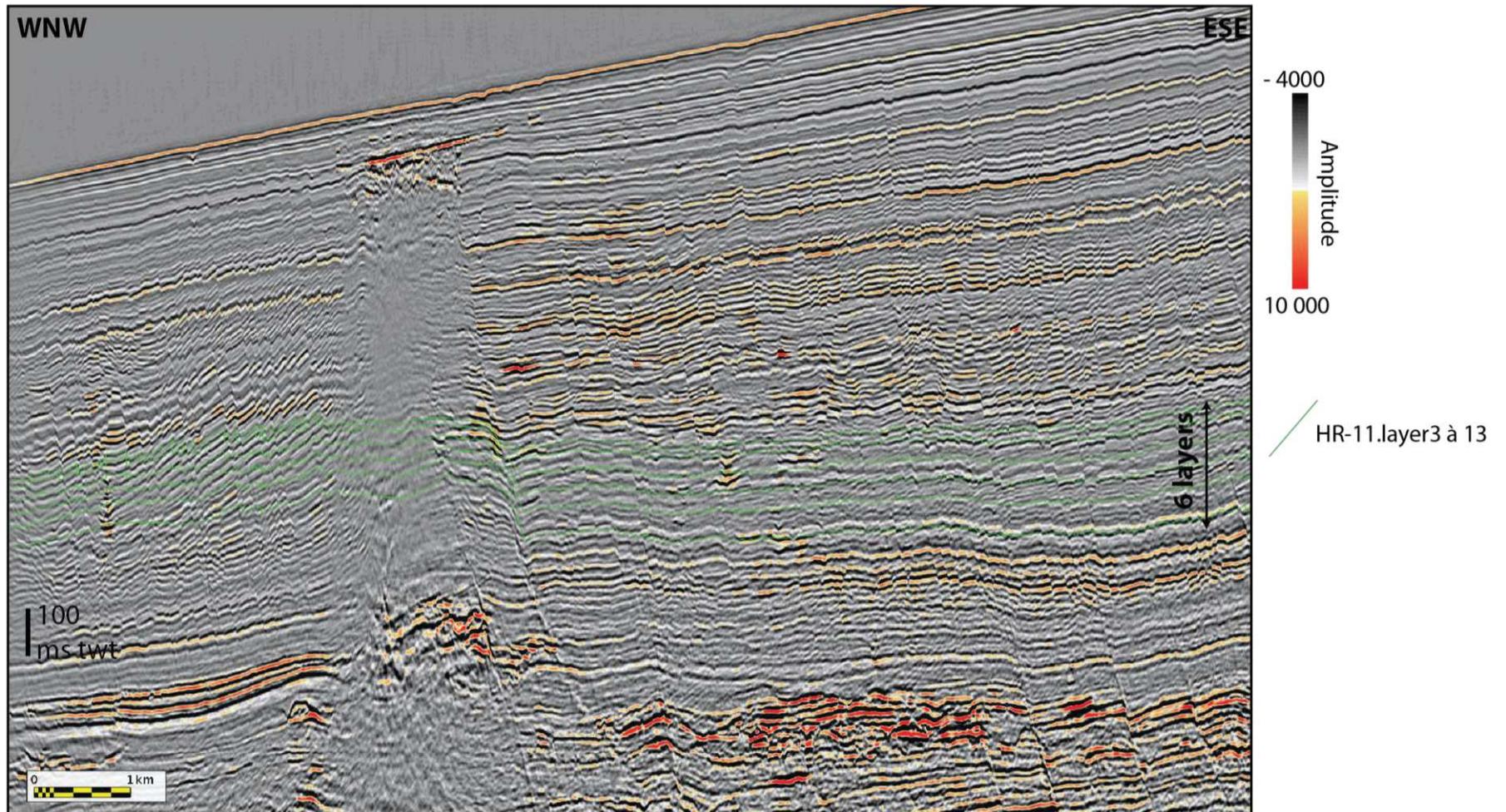
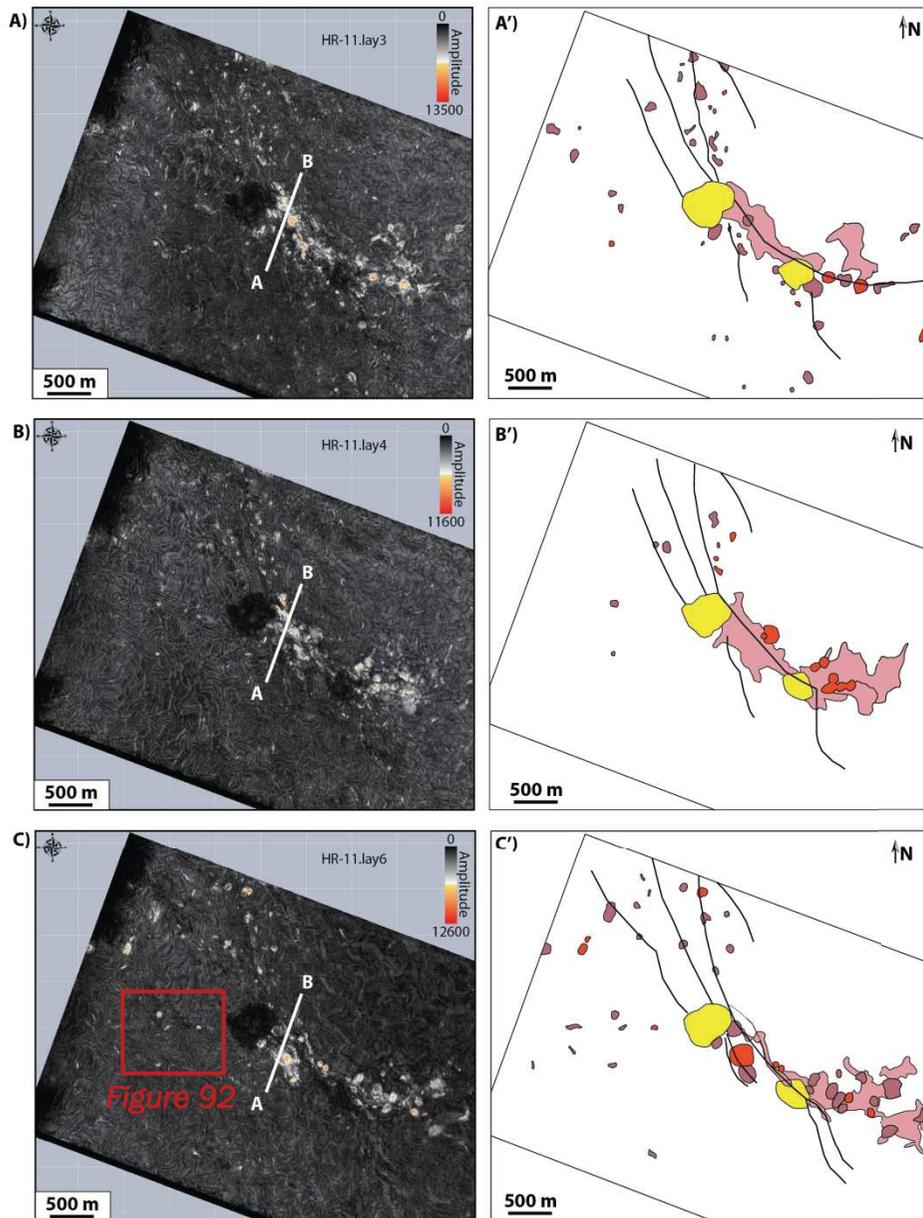


Figure 89 : Profil sismique CD sur lequel sont positionnées les différentes cartes isoproportionnelles correspondant aux cartes des **Figures 90 & 91**.



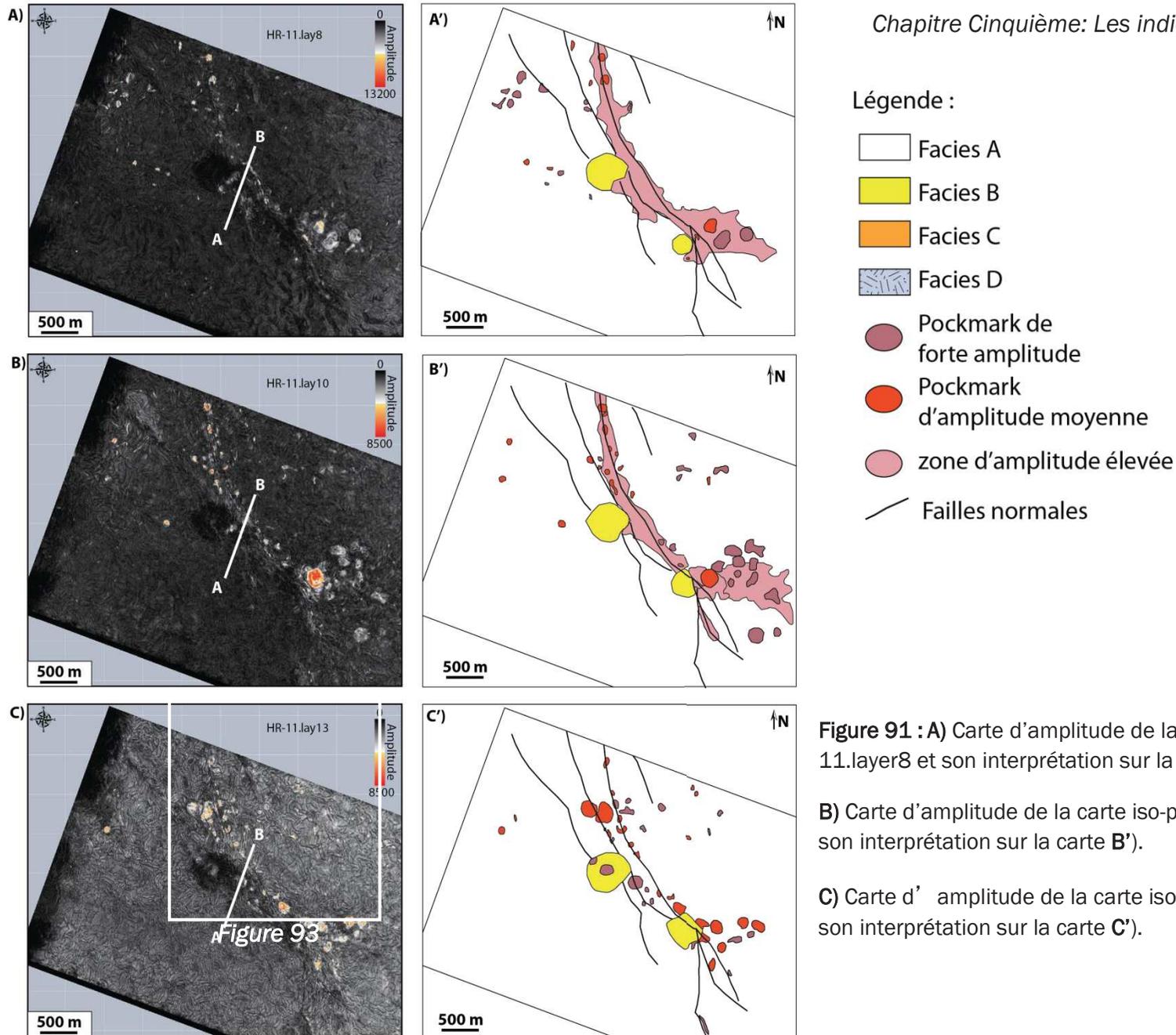
Légende :

- Facies A
- Facies B
- Facies C
- Facies D
- Pockmark de forte amplitude
- Pockmark d'amplitude moyenne
- zone d'amplitude élevée
- Failles normales

Figure 90 : A) Carte d'amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-11.layer3 et son interprétation sur la carte **A'**).

B) Carte d'amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-11.layer4 et son interprétation sur la carte **B'**).

C) Carte d' amplitude de la carte iso-proportionnelle HR-11.layer6 et son interprétation sur la carte **C'**).



- Sur les **Figure 90** & **Figure 91**, en-dessous de la zone où l'on retrouve le faciès D dans les parties superficielles, on distingue la présence d'anomalies circulaires de forte amplitude localisées aléatoirement au sein du réseau de failles polygonales. Ce phénomène est plus visible sur le zoom de la **Figure 92**, qui montre que les anomalies d'amplitudes ne suivent pas les failles polygonales. Ce dernier ne semble ainsi pas jouer un rôle majeur dans la migration verticale des fluides, ce qui a par ailleurs été observé plus au sud dans le bassin (*Ho et al., 2012*).

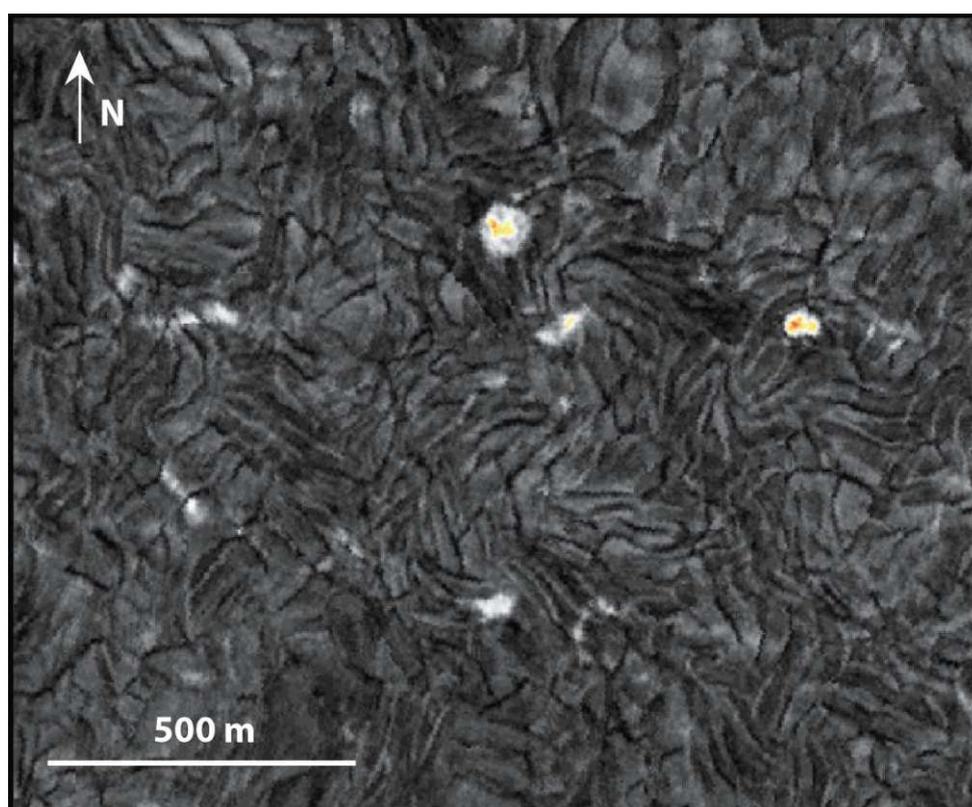


Figure 92 : Zoom de la carte isoproportionnelle HR-11.layer-6 (**Figure 90**) illustrant la position aléatoire des anomalies d' amplitude par rapport au réseau de failles.

- S
ur les *layers* HR-11.layer3 à HR-11.layer13 (**Figure 90** & **Figure 91**), situés en dessous des structures en paléo-araignée des horizons HR-00 à HR-08, les paléo-araignées ne sont plus observées. Les deux anomalies subcirculaires associées au Faciès B sont toujours présentes, mais le Faciès C n'est plus présent à ces profondeurs (**Figure 90** & **Figure 91**). Le Faciès B se situe dans une zone de relais de failles normales (**Figure 90** & **Figure 91**). Cette relation géographique suggère un lien entre la présence de ces relais de faille et la localisation du Faciès B. Ces dernières pourraient représenter une zone de faiblesse, permettant d'initier, à cet endroit, une migration de fluides verticale, qui alimenterait les cheminées sismiques sus-jacentes.

- Les **Figure 90** & **Figure 91** ont permis de mettre en évidence qu'en dehors du Faciès B, de nombreuses anomalies de forte à très forte amplitude sont présentes, et qu'elles sont majoritairement localisées contre ou à proximité immédiate des plans de failles normales majeures. De plus des zones étendues d'amplitudes élevées (en rose sur **Figure 90** & **Figure 91**) ont été identifiées autour de plusieurs plans de failles, à différentes profondeur. Ce phénomène est plus particulièrement visible sur le zoom de la **Figure 93**, qui montre la concentration des patches de forte amplitude sur les plans de failles.

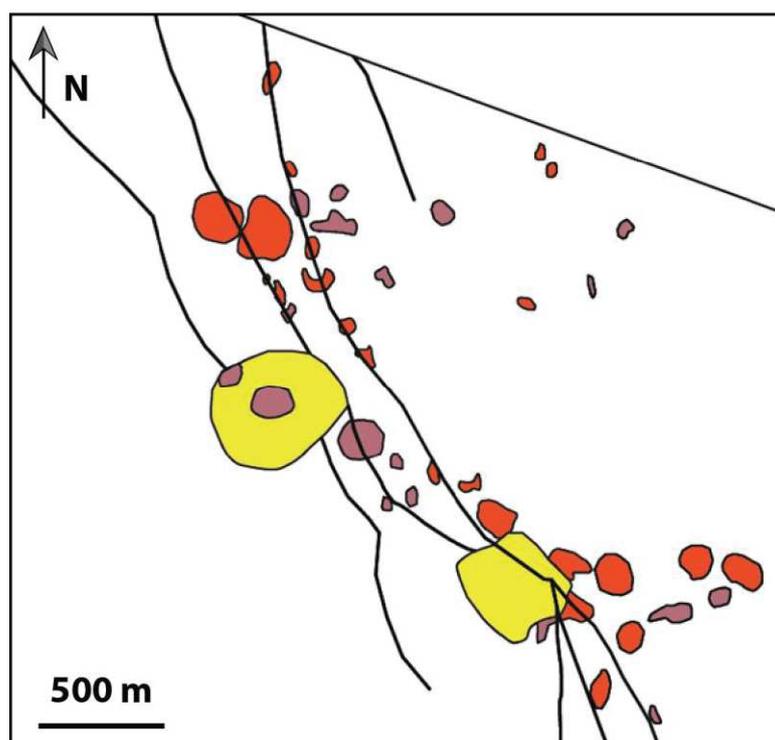
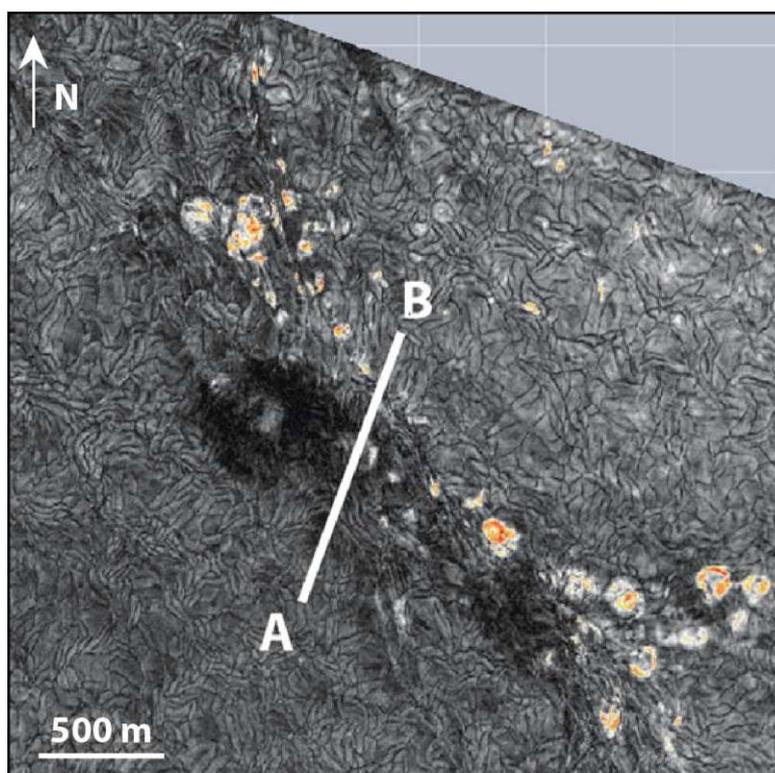


Figure 93 : zoom de la carte isoproportionnelle HR-11.layer13 de la **Figure 91** (en haut) et son interprétation (en bas), mettant en évidence la concentration des patches d'anomalies de forte amplitude dans les plans de faille.

Les patches d'anomalies d'amplitude (correspondant à des indices de migration de fluides) sont très concentrés autour des plans de failles dans l'intervalle Miocène supérieur – Actuel. Cela suggérerait une focalisation des migrations de fluides le long des plans de failles normales. Si on considère cette hypothèse, dans cette zone, les failles normales sembleraient ainsi jouer un rôle majeur dans la migration du gaz. Mais, dans ce cas, pourquoi les indices de migrations de fluides s'empilent-ils les uns au-dessus des autres (migration verticale), au lieu de suivre le plan de faille (migration oblique) ? L'hypothèse de migrations de fluides le long des plans de failles ne semble alors plus valide. Pourtant, les anomalies d'amplitudes se concentrent bien au niveau des plans de failles (**Figure 90** & **Figure 91**). Mais ces dernières semblent se concentrer dans les portions de plans de failles situés dans la zone de formation des structures en araignée (**Figure 90** & **Figure 91**). Cette observation semble indiquer, que c'est au niveau des structures en araignée qu'il existe une zone de fuite de fluides provoquant les anomalies d'amplitudes sur les cartes sismiques dans l'intervalle Miocène supérieur – Actuel) et l'empilement de structures en araignée (dans l'intervalle Pléistocène – Actuel). La présence de failles dans cette zone semble en réalité constituer des zones de faiblesse, qui ont été réutilisée par les fluides, pour migrer verticalement dans des cheminées sismiques, et alimenter les structures en araignée successives au cours du temps.

Dans la zone étudiée, les paléo-araignées n'apparaissent qu'à la base du Pléistocène, alors que de nombreux indices de migration de fluides (anomalies de fortes amplitudes) sont présents entre les réservoirs du Miocène supérieur et le Quaternaire. Cela indique que les conditions de formation des structures en araignées n'ont été réunies qu'à partir du Pléistocène. Le passage au Quaternaire est associé à la formation de la calotte glaciaire Arctique et à une période de fort refroidissement (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Head, 2009*). Les paléo-araignées semblent ainsi être des structures d'échappement de fluides contrôlées par les variations climato-eustatiques. De plus les paléo-araignées sont plus ou moins grandes et développées vers l'ouest selon les horizons ou *layers* (**Figures 82 à 86**). Cette variation de taille pourrait être contrôlée par les variations climato-eustatiques présentes au sein du quaternaire, correspondant à l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Head, 2009*), mais seule une datation précise des niveaux à paléo-araignées permettraient de tester cette hypothèse.

Les bandes à sillons de forte amplitude formant le Faciès D sont présentes de manière discontinue, au cours du Pléistocène (à partir de HR-07.layer2). Elles ont été interprétées comme des échappements de fluides régionaux associés aux paléo-biseaux des hydrates successifs. Les hydrates de gaz étant particulièrement sensibles aux variations eustatiques, l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires au cours du Quaternaire (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Head, 2009*) a fort probablement contrôlé la formation/ dissolution des hydrates de gaz au niveau du biseau des hydrates, induisant une certaine cyclicité. La encore, seule une datation précise des niveaux à paléo-araignées permettraient de tester cette hypothèse.

IV. CONCLUSION

L'étude des structures actuelles (araignées) et subactuelles (paléo-dégazage régional au niveau du biseau des hydrates) nous ont permis d'identifier des structures similaires plus anciennes dans la même zone que les structures de sub-surface. C'est donc grâce à la connaissance des structures de sub-surface que nous avons pu identifier et comprendre le fonctionnement des paléo-structures identifiées dans ce chapitre, à savoir les paléo-araignées et les paléo-dégazages régionaux.

Cette analogie des structures actuelles et anciennes nous permettent de suggérer que les paléo-araignées, tout comme les araignées du fond de l'eau, sont liées à une migration des fluides focalisées depuis les réservoirs turbiditiques miocènes, a priori initiée le long des failles normales, puis migrant verticalement le long de cheminées sismiques.

Les bandes de pockmarks de forte amplitude, interprétées comme des évènements de paléo-dégazages régionaux, quant à eux, semblent être liés tout comme les structures subactuelles à la dissociation des hydrates de gaz au niveau d'un paléo-biseau des hydrates. La variabilité latérale de la position de la bande de pockmarks serait ainsi liée à la variation de la position du biseau des hydrates au cours du temps.

L'apparition des structures de paléo-araignées et des évènements de paléo-dégazage régionaux correspond au début du Quaternaire, qui est une période est associée à la formation de la calotte glaciaire Arctique et à un refroidissement global de climat (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Head, 2009*). Une telle correspondance suggère fortement que les structures d'échappement de fluides anciennes, décrites dans ce chapitre, sont contrôlées par les paramètres climato-eustatiques. Une datation plus précise de ces niveaux de paléo-araignées et de dégazage régionaux permettraient de tester cette hypothèse et de comparer les variations observées au sein de ces paléo-structures avec les variations climato-eustatiques dans l'intervalle du Quaternaire.

CHAPITRE SIXIEME : DISCUSSION

I. L'ORIGINE ET LA NATURE DES FLUIDES

1. ORIGINE SPATIALE DES FLUIDES

A partir de l'Oligocène inférieur, jusqu'au Pliocène, la sédimentation dans le bassin du Bas Congo est dominée par la mise en place d'un cône terrigène progradant, au niveau de l'embouchure du fleuve Congo, ce qui a notamment conduit à la formation d'un important éventail turbiditique au large du Congo et de l'Angola (*Droz et al., 1996; Uchupi, 1992; Brice et al., 1982*). Le Bassin du Bas Congo est ainsi marqué par le dépôt d'une importante séquence turbiditique oligo-miocène associée au fan du Congo (*Droz et al., 1996; Sikkema and Wojcik, 2000; Broucke et al., 2004*), et cette séquence contient à une large proportion des champs à huile et gaz découverts ces quelques dernières dizaines d'années (*Burwood, 1999; Cole et al., 2000; Gay et al., 2006a; Liu et al., 2008*).

Au sud du bassin, le système turbiditique Miocène s'individualise en trois séquences majeures (*Anderson et al., 2000*) : au Burdigalien (17,5-15,5 Ma), puis au Tortonien (8,2-6,3 Ma) et enfin au Messinien (6,3 - 5,5 Ma). Les séquences de chenaux du Miocène supérieur sont constitués de sables massifs de grains fin à moyen, recouverts de sédiments plus fins (argiles et silts) correspondant à un abandon de chenal ou à une crue d'un chenal adjacent (*Anderson et al., 2000; Gay et al., 2006a*). Ces séquences turbiditiques sont constituées de sables massifs à leur base, surmontés par des dépôts de silts et de sables fins laminées, puis, par des faciès hétérolithiques (argiles et silts) présentant des géométries « wavy » et « lenticular » (*Anderson et al., 2000*). Les sables du remplissage des chenaux miocènes ont une forte porosité et une perméabilité élevée, ce qui leur confère de bonnes qualités de réservoirs à hydrocarbures. Un certain nombre de ces complexes chenalisants ont piégé les hydrocarbures thermogéniques produits par la maturation des roches-mères du Crétacé supérieur-Paléogène et constituent des gisements de pétrole et de gaz (*Burwood, 1999; Gay et al., 2006a; Andresen et al., 2011*). Les dépôts du Miocène inférieur et moyen sont généralement composés de séquences épaisses, principalement constituées de « mudstones » à grains fins, parfois incisées par des chenaux turbiditiques (*Seranne et al., 1992, Cole et al., 2000*). En revanche, la succession du Miocène supérieur est plus mince, et elle est dominée par la présence de chenaux incisés dans les paléo-hauts topographiques et de grands systèmes de lobes terminaux à grains grossiers, se déposant dans les zones plus profondes (par exemple des mini-bassins salifères ou des grabens) (**Figure 70 et Figure 94**).

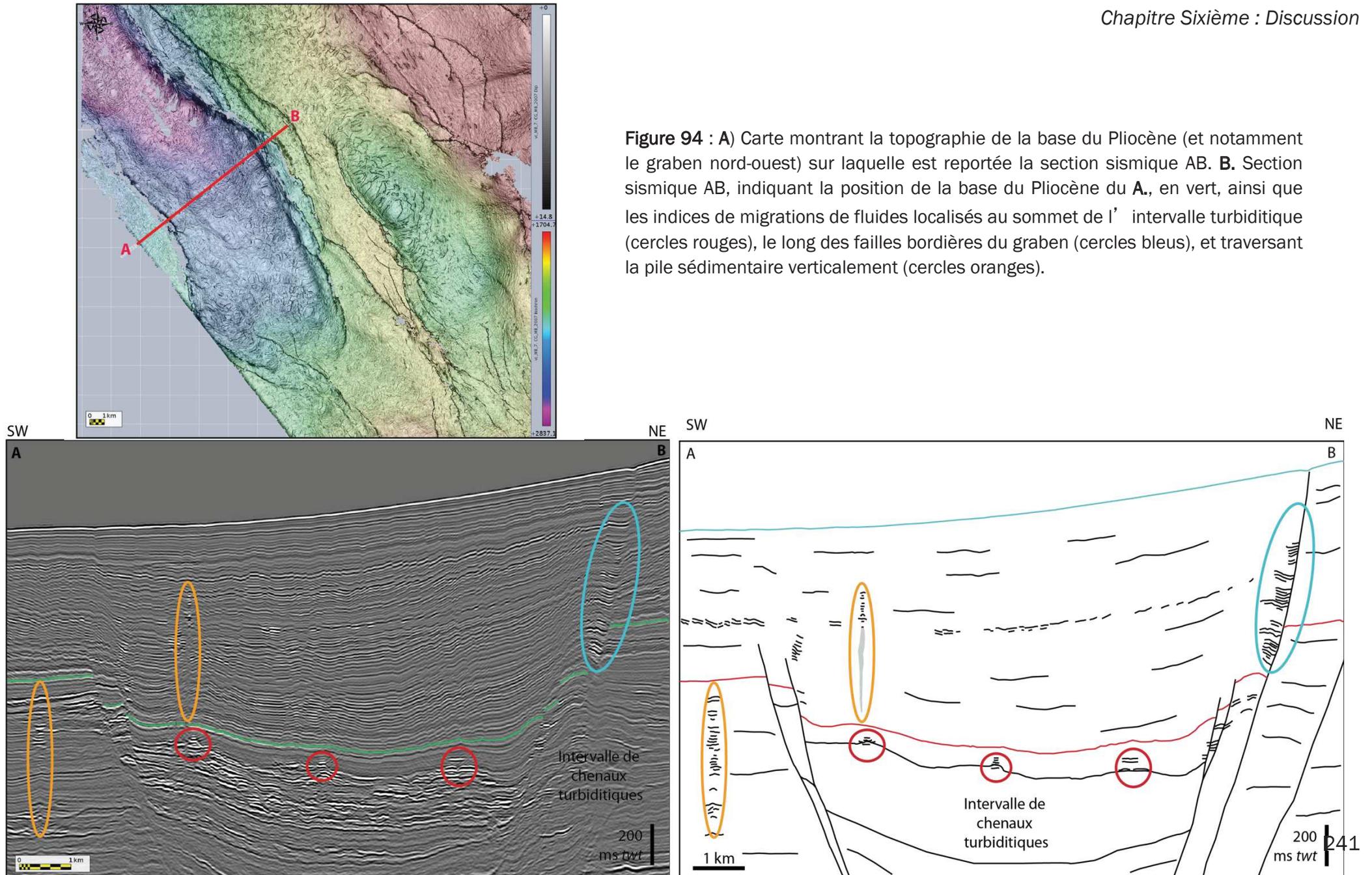
Dans la zone d'étude, située au nord du canyon du Congo, les complexes turbiditiques du Miocène supérieur ont une épaisseur de 200 à 400 ms twt (**Figure 94**). Ils sont globalement orientés NW-SE et l'alimentation en sable se fait depuis le SE (**Figure 94**). L'orientation de ce complexe turbiditique passe d'une direction ESE-WNW dans la bordure sud de la zone d'étude à une direction SSE-NNW vers le nord. Ce changement d'orientation se produit lors du passage des chenaux turbiditiques entre les deux failles

normales listriques bordières d'un graben. Selon [Anderson et al., 2000](#), les failles normales listriques syn-sédimentaires sont actives depuis le Miocène supérieur. Elles semblent ainsi avoir joué un rôle majeur dans la compartimentalisation des dépôts turbiditiques dans notre zone d'étude, et avoir capté ces dépôts miocènes dans le graben qu'elles forment, induisant ainsi un léger changement de la direction des dépôts turbiditiques.

[Andresen et al., 20011](#) ont montré que des indicateurs directs de présence de gaz tels que des « *bright spots* », et dans certains cas, des inversions de polarité (en fonction de la lithologie et de la porosité des sédiments au-dessus et au-dessous du contact fluide-gaz, [Bacon et al., 2003](#)) sont présents de manière éparse dans les chenaux et les lobes terminaux, indiquant que des hydrocarbures (probablement du gaz) sont actuellement stockés dans ces systèmes (**Figure 94**). En dehors des zones compartimentant les dépôts turbiditiques du Miocène supérieur, dans des grabens ou dans des mini-bassins salifères, les anomalies d'amplitude associées aux migrations de fluide sont généralement peu observées dans la succession du Miocène supérieur ([Andresen et al., 2011](#)).

Les dépôts turbiditiques sableux du Miocène supérieur semblent ainsi former de bons réservoirs pour les hydrocarbures thermogéniques sous-jacents ([Burwood, 1999](#)) et constituer ainsi une origine pour la migration des fluides dans l'intervalle Plio-Pléistocène sus-jacent, bien que les hydrocarbures puissent également migrer vers le haut depuis des réservoirs plus profonds, voire directement depuis la roche-mère. De nombreux indices de migration d'hydrocarbures sont visibles dans l'intervalle Pliocène-Actuel, bien que ce dernier joue le rôle de couverture régionale pour les hydrocarbures piégés dans les réservoirs turbiditiques oligo-miocènes ([Burwood, 1999](#)), (e.g. **Figure 94**).

Figure 94 : **A**) Carte montrant la topographie de la base du Pliocène (et notamment le graben nord-ouest) sur laquelle est reportée la section sismique AB. **B.** Section sismique AB, indiquant la position de la base du Pliocène du **A.**, en vert, ainsi que les indices de migrations de fluides localisés au sommet de l' intervalle turbiditique (cercles rouges), le long des failles bordières du graben (cercles bleus), et traversant la pile sédimentaire verticalement (cercles oranges).



2. NATURE DES FLUIDES

Plusieurs sources de fluides différentes peuvent être présentes dans le système de plomberie étudié, comprenant à la fois des hydrocarbures thermogéniques (huile et gaz), des fluides biogéniques (méthane) et des fluides de formation (eau interstitielle) (*Anderson et al. 2011*).

La roche mère principale du Bassin du Bas Congo correspond aux argiles lacustres de la formation Bucomazi, déposée pendant la phase de rifting de l'Atlantique Sud (*Burwood, 1999 ; Cole et al., 2000*), qui expulse des hydrocarbures depuis le début du Miocène inférieur (*Cole et al. 2000*). Les roches mères post-rift correspondent généralement à la formation Iabe (Crétacé supérieur) et à la formation Landana (Paléogène) (*Burwood, 1999; Cole et al., 2000*) qui sont localement matures et génèrent des hydrocarbures depuis le Miocène moyen (*Cole et al., 2000*). La production importante d'hydrocarbures confère à ce bassin un grand potentiel pour la migration verticale et focalisée des fluides (cf. *Gay et al., 2006a; Cartwright et al., 2007*).

La plate-forme et la partie supérieure du talus continental des eaux congolaises, contiennent de nombreux champs pétroliers exploités depuis plusieurs dizaines d'années, dont les champs de Moho Nord et Moho-Bilondo situés dans la zone d'étude. Les différents forages effectués dans le cadre de l'exploitation pétrolière ont mis en évidence la présence d'accumulations d'huile et de gaz dans le graben étudié (nord-ouest de la zone d'étude), et la présence de réservoirs miocènes à huile dans le horst de Moho. C'est à l'aplomb de ces réservoirs miocènes qu'ont été décrites les structures en araignées, au chapitre 3, et les paléo-araignées, au chapitre 5 (*Infield Systems Limited, 2014*). Ces hydrocarbures thermogéniques piégés dans les réservoirs turbiditiques du Miocène supérieur pourraient ainsi constituer des fluides migrant dans les sédiments sus-jacents du Plio-Pléistocène.

A partir du Miocène supérieur, le courant d'*upwelling* de la Benguela provoque une augmentation importante de la productivité et du dépôt de la matière organique, associée à une production de méthane biogénique accrue pendant le Pliocène moyen et tardif (*Emery et Uchupi, 1984 ; Berger et al., 2002*). Ce méthane biogénique, ainsi largement présent dans les sédiments du bassin du Bas Congo, peut également constituer un fluide migrant dans les sédiments mio-pliocènes de la zone de Moho. Par ailleurs, l'enfouissement limité des champs de Moho permet une biodégradation de l'huile des gisements, elle-même génératrice de gaz dit biogénique secondaire.

Andresen et Huuse, 2011, ont montré que plus au sud dans le bassin du Bas Congo, les échappements de fluides tels que l'empilement de paléo-pockmarks, s'étaient très probablement formés par l'expulsion combinée de gaz biogénique et d'eau interstitielle des sédiments plio-pléistocènes des mini-bassins, et donc sous l'influence d'un fort contrôle de dépôt (sédimentologique) et de diagénèse précoce. L'expulsion combinée de l'eau et du méthane a été produite en raison des effets combinés de la

production de méthane biogénique et de la compaction précoce des sédiments argileux, notamment avec la formation du réseau de failles polygonales (Gay et al., 2004), entraînant une perte de volume et une expulsion d'eau interstitielle (Emery et Uchupi, 1984; Berger et al., 2002).

L'importance respective des hydrocarbures thermogéniques et/ou biogéniques dans les migrations de fluides de la zone de Moho ne peut pas être déterminé précisément, du fait de l'utilisation presque exclusive de données géophysiques. Des études effectuées plus au sud dans le bassin ont montré les migrations de fluides affectant la plomberie Plio-Pléistocène étaient associées à la présence de gaz combiné à des eaux interstitielles (Andresen et Huuse, 2011). Finalement, l'origine du gaz migrant dans la colonne sédimentaire a peu d'influence sur le type de migrations et les structures d'échappement de fluides associées. C'est surtout la phase du fluide, soit phase unique aqueuse dans laquelle les hydrocarbures sont dissous, soit constituant le fluide porteur d'hydrocarbures (huile et/ou gaz), ou bien une phase gazeuse (contenant du gaz biogénique ou thermogénique) qui va constituer une différence majeure dans les processus de migration verticale, ce qui sera détaillé dans la seconde partie de cette discussion.

La principale contribution des réservoirs d'hydrocarbures profonds au système de migration de fluides est l'échappement de gaz, qui représente l'élément clé pour la compréhension du système d'écoulement de fluide. Le gaz peut migrer à la fois sous forme dissoute et sous forme de gaz libre et il entraînera des changements dans la flottabilité des fluides lors de la sortie du gaz de la solution (Karstens & Berndt, 2015).

II. PROCESSUS ET FACTEURS DE CONTROLE DE LA MIGRATION DES FLUIDES

Les indices de migrations de fluides présents dans l'intervalle Plio-Pléistocène peuvent être classés en deux principales familles : des indices localisés le long des plans de failles normales bordières (cercle bleu sur la **Figure 94**), et des indices empilés verticalement sous forme de colonnes traversant la pile sédimentaire (cercles orange sur la **Figure 94**). Cette répartition selon deux modes différents suggère des processus différents dans l'ascension des fluides à travers la pile sédimentaire. Les failles syn-sédimentaires majeures localisées au-dessus des turbidites sableuses peuvent périodiquement agir comme des conduits permettant des échappements de fluides (Loneragan et al., 2000). Cependant, le principal problème réside dans la capacité du gaz à migrer à travers la couverture Pliocène-Présent, saturée en eau (Burwood, 1999, Gay et al., 2006a).

1. LA MIGRATION DES FLUIDES LE LONG DES FAILLES

Dans beaucoup de provinces pétrolières du monde, les failles et les fractures sont considérées comme améliorant la migration ascendante des fluides, et en particulier des hydrocarbures, à travers des séries argileuses épaisses (*Cartwright et al., 2007*). Le fait que les failles peuvent fortement guider les migrations des fluides et du gaz dans les sédiments de sub-surface est un phénomène connu (e.g. *Carruthers & Ringrose, 1998 ; Moretti, 1998 ; Aydin, 2000 ; Faulkner et al., 2010 ; Webster et al., 2011*).

Au cours des 20 dernières années, de nombreuses études se sont concentrées sur la compréhension de la capacité des zones de faille à constituer une barrière aux écoulements latéraux de fluides (*Bouvier et al., 1989 ; Jev et al, 1993 ; Knipper, 1997 ; Manzocchi et al., 1999, 2010 ; Sperrevik et al., 2000 ; Freeman et al., 2008 ; Eichhubl et al., 2009*). Ces études ont mis en évidence que les failles constituent généralement des barrières face aux écoulements des fluides, et ont ainsi le potentiel de piéger les hydrocarbures et de compartimenter les réservoirs d'hydrocarbures. Les failles peuvent également servir de « chemin » à la migration des hydrocarbures, améliorant ainsi leur écoulement vertical et diminuant le piégeage contre ces failles (sur des échelles de temps géologiques). Cette migration vers le haut des hydrocarbures peut provoquer la formation de structures d'échappements de fluides sur le fond de l'eau, fournissant ainsi des preuves témoignant d'un système pétrolier actif en profondeur, pouvant également avoir alimenté en hydrocarbures des réservoirs situés le long du chemin de migration (e.g. *Link, 1952 ; Macgregor, 1993 ; O'Brien et al. 2004 ; Sager et al., 2004 ; Canet et al., 2006 ; Rollet et al., 2006*). Malgré cette compréhension générale de la migration des fluides le long des failles, les détails de la façon dont comment, où, et pourquoi les failles agissent comme des drains à travers les couvertures régionales, saturée en eau, restent pour la plupart non résolus (*Cartwright et al., 2007*). De plus, dans les parties superficielles, les sédiments fins sont non ou très peu consolidés, ce qui entraîne un comportement rhéologique particulier. La façon et les circonstances dans lesquelles ces failles favorisent la migration des hydrocarbures demeure une question importante qui permettrait de mieux comprendre les endroits où les réservoirs d'hydrocarbures sont les plus susceptibles d'être préservés et où l'on peut potentiellement trouver des accumulations peu importantes d'hydrocarbures (e.g. *Bense et Person, 2006*).

Parmi les failles normales présentes dans la zone de Moho, il convient de distinguer les failles normales syn-sédimentaires structurant la marge et le réseau de failles polygonales Plio-Pléistocène.

Le rôle des failles polygonales dans la migration des fluides reste aujourd'hui controversé, et ce, au sein même du bassin du Bas Congo. Dans les parties profondes du bassin, les failles polygonales de l'intervalle Pliocène-Pléistocène ont été reliées avec la formation de pockmarks et de sillons sur le fond de l'eau (*Gay et al., 2004*). Dans d'autres zones du bassin, les failles polygonales ne semblent pas avoir de lien avec la formation de pockmarks ou paléo-pockmarks, qui forment des indices de migrations de

fluides traversant verticalement le réseau polygonal (*Andresen & Huuse, 2011 ; Ho et al., 2016*). Cela est cohérent avec les observations faites dans la zone de Moho, où les failles polygonales ne semblent ainsi pas jouer un rôle majeur dans la formation de pockmarks. Cependant certaines portions d'horizons ont une amplitude localement très élevée, contre les failles polygonales (**Figure 95**), ce qui suggère un lien entre les migrations de fluides et les failles polygonales. Ces réflexions de forte amplitude pourraient alors correspondre à des enrichissements locaux en gaz, dans des niveaux légèrement plus perméables que les argiles environnantes (silts par exemple). Ce qui signifierait que les failles polygonales pourraient constituer ponctuellement des chemins pour la migration vers le haut du gaz, au niveau de points hauts du réservoir turbiditiques. Elles permettent également de compartimentaliser les anomalies de fortes amplitudes qui s'arrêtent contre certains plans de failles polygonales (**Figure 95**). En revanche, les failles polygonales ne sont pas associées, dans la zone, à des échappements de fluides plus « catastrophiques », comme les pockmarks.

Les données sismiques de la zone de Moho ont mis en évidence la relation entre certaines portions de failles et la présence de cheminées sismiques, notamment dans le graben nord-ouest (**Figure 69 et Figure 94**). Les observations sismiques corroborent ainsi l'idée que, dans la zone d'étude, les failles peuvent constituer des conduits significatifs pour la migration ascendante des fluides (e.g. *Neglia, 1979, Dockrill & Shipton, 2010*). Il est également évident que toutes les failles, et encore moins toutes les portions de failles ne présentent pas d'évidences de migrations de fluides. Les données de sismique réflexion indiquent que la migration ascendante du gaz dans les failles est fortement focalisée ou canalisée, et non répartie sur des surfaces de failles entières (e.g. *Carruthers & Ringrose, 1998*). Comprendre pourquoi certaines failles, ou portions de failles, fuient alors que d'autres ne fuient pas, est essentiel pour comprendre la migration des hydrocarbures et leur piégeage (e.g. *Bense & Person, 2006*).

Les variations spatiales et temporelles de la perméabilité des zones de failles pourraient être dues aux variations des densités et de la connectivité des fractures ouvertes à petite échelle dans les zones de faille (*Eichhubl et al., 2009*), aux variations du tenseur de contrainte le long des failles (*Nadai, 1963*), à des variations de la pression dans le réservoir (e.g. *Becker et al., 2010 ; Faulkner et al., 2010*) et/ou aux fluctuations de la teneur en argile de la zone de faille (e.g. *Yielding et al., 1997 ; Childs et al. 2007*). Les dimensions des zones de failles changent selon plusieurs variables, y compris le rejet, le type de roche faillé et la géométrie du plan de faille (e.g. *Childs et al., 2009*). Les larges zones affectées par la fracturation, comprenant un plus grand nombre de fractures, sont fréquemment observées dans les zones de relais de failles, proches des intersections, des courbures et des extrémités de failles (e.g. *Childs et al., 1996, 2009, Gartrell et al., 2004, Fossen et al., 2005, Eichhubl et al. Shipton, 2010*). Les régions où les densités de fracture sont élevées sont très susceptibles de contenir de longues fractures et/ou des réseaux de fractures interconnectées susceptibles d'améliorer les migrations de fluides (*Philip et al., 2005*). C'est notamment le cas des structures en araignées (décrites dans le chapitre 3) et des paléo-araignées (décrites dans le chapitre

4), qui correspondent à des structures d'échappement de fluides, qui se mettent en place dans une zone de relais de failles formant un horst. L'interprétation sismique a mis en évidence le lien entre ces structures et des migrations de fluides depuis les réservoirs turbiditiques du Miocène supérieur, compartimentés par des failles normales listriques. Ces dernières pourraient ainsi constituer des drains pour la migration du gaz, dans cette zone, et ce depuis le début du Pléistocène, correspondant à l'apparition des premières structures en paléo-araignées présentes dans tout l'intervalle Plio-Pléistocène, et toujours actives aujourd'hui, au niveau des structures en araignées actuelles.

Cependant d'autres indices de migration focalisée de fluides, et traversant verticalement les sédiments Plio-Pléistocène sous forme de cheminées sismiques, ont été mis en évidence en dehors des zones de failles (e.g. [Løseth et al. 2009](#)), suggérant ainsi d'autres mécanismes responsables de la migration verticales des fluides.

2. LA FRACTURATION HYDRAULIQUE EN SUB-SURFACE

La présence d'anomalies d'amplitudes sismiques s'empilant verticalement dans l'intervalle Plio-Pléistocène, le long de « cheminées sismiques », témoignent que, par endroits, les fluides ont migré verticalement à travers la couverture régionale hémipélagique du bassin du Bas Congo. L'hétérogénéité des caractéristiques et des localisations de ces cheminées semblent indiquer que les processus responsables de leur formation ne sont pas uniformes.

Les « cheminées sismiques » et les « *pipes* », sont des termes utilisés dans la littérature pour indiquer une migration de fluides verticale et focalisée. Elles correspondent à des anomalies sismiques verticales interprétées comme des structures d'échappement de fluides focalisées, qui relient hydrauliquement des niveaux stratigraphiques profonds en surpression à des niveaux moins profonds ([Berndt, 2005](#), [Cartwright et al., 2007](#)). De nombreuses études mettent généralement en avant une certaine forme de mécanisme de fracturation hydraulique naturelle, pour expliquer la migration verticale des fluides et leur ascension verticale dans des sédiments peu perméables ([Hovland & Judd, 1988](#) ; [Van Rensbergen et al., 1999](#) ; [Berndt et al., 2003](#) ; [Hustoft et al., 2007](#) ; [Judd & Hovland, 2007](#)). Dans la littérature, les cheminées sismiques sont généralement interprétées comme résultat de la fracturation hydraulique d'une roche couverture, elle-même induite par une surpression locale ([Løseth et al., 2009](#) ; [Cartwright et al. 2007](#)). Ces échappements verticaux de fluides peuvent correspondre à des événements instantanés (à l'échelle des temps géologiques), de type « catastrophique » (e.g. les « *pipes* » décrits par [Løseth et al., 2011](#) au Nigéria, ou encore par [Bünz et al., 2003](#) en Norvège). Les cheminées sismiques peuvent également être dues à des phénomènes de migration de fluides plus continues et plus long à l'échelle des temps géologiques, comme c'est le cas notamment des cheminées associées à des fuites d'hydrocarbures, plus au sud dans le bassin ([Ho et al., 2012](#)) et au-dessus des

réservoirs de mer du Nord (*Hovland & Sommerville, 1985 ; Granli et al., 1999 ; Arntsen et al., 2007*).

La plupart des « cheminées sismiques » ou « pipes » sont interprétés comme étant dus à la fracturation hydraulique d'une roche imperméable (*Berndt, 2005 ; Cartwright et al., 2007 ; Løseth et al. 2009*). L'hydro-fracturation correspond à la formation de petites fractures qui se produisent si la pression interstitielle la dépasse somme de la contrainte minimale et de la résistance à la traction du sédiment (*Hubbert et Willis, 1957*). La rupture capillaire, quant à elle, se produit lorsque la pression interstitielle dépasse la résistance capillaire à l'écoulement (*Clayton et Hay, 1994*) et que le gaz s'introduit dans l'espace poreux provoquant une perte de la capacité de couverture de la roche, et donc une fuite du fluides (*Cathles , 2007 ; Cathles et al., 2010*).

Au fur et à mesure que le fluide migre dans les fractures générées par l'hydro-fracturation, la pression interstitielle diminue rapidement et lorsqu'elle passe en-dessous du seuil de contrainte principale, certaines fractures vont alors se refermer (*Luo et Vasseur, 2002*). La migration des fluides par hydro-fracturation n'est alors plus possible. Cependant, si la source de surpression est maintenue (par exemple par une alimentation continue en hydrocarbures du réservoir) le processus de génération de fracture par hydro-fracturation peut alors être répété épisodiquement (*Roberts et Nunn, 1995*). Dans la zone d'étude, les réservoirs turbiditiques sont alimentés de manière continue en hydrocarbures, ce qui crée des conditions de surpression de manière continue, directement liées à la hauteur de la colonne d'hydrocarbures piégés. L'hydro-fracturation peut ainsi être considérée comme un processus permettant de réguler les surpressions, et seules des conditions de surpressions récurrentes permettent à l'hydro-fracturation de se poursuivre. Dans ces conditions, la hauteur des cheminées sismiques pourraient ainsi renseigner sur la durée pendant laquelle le réservoir alimentant ces cheminées a été en surpression.

Lorsque le gaz s'introduit dans le milieu poreux, la flottabilité du gaz libre provoque une augmentation locale de la pression sur la roche couverture, qui dépend directement de la hauteur de la colonne de gaz (*Clayton et Hay, 1994*). Ce phénomène peut entraîner une migration du fluide à travers la couverture, si la pression interstitielle dans le réservoir dépasse la pression d'entrée capillaire (*Cathles et al., 2010*). La hauteur de la colonne de gaz piégé est donc prépondérante dans l'initiation de la migration des fluides à travers la couverture, que ce soit pour le gaz présent dans les réservoirs turbiditiques, ou encore pour le gaz libre présent en dessous de la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz (BGHSZ), correspondant au BSR sur les données sismiques.

Dans la zone de Moho, de nombreux indices de migrations de fluides (*bright spots*) et cheminées sismiques sont observés au niveau de points hauts des réservoirs turbiditiques (**Figure 94 et Figure 95**). La répartition des cheminées au-dessus des réservoirs turbiditiques du Miocène supérieur semble ainsi être corrélée à la colonne d'hydrocarbures localement piégée dans le réservoir. La localisation de ces indices de

migration sur les points hauts des corps réservoirs, pourrait alors indiquer un piégeage local de gaz. La colonne de gaz piégée serait localement suffisamment haute pour provoquer l'hydro-fracturation de la couverture du Pliocène hémipélagique, et former des « *bright spots* » au sommet du réservoir ou des « pipes » dans la couverture pliocène (**Figure 94 et Figure 95**). Ces derniers indiquent la présence de gaz (pour un *bright spot* de type blanc/noir correspondant à un passage à un banc « mou ») ou bien la présence de patches de carbonates (pour un *bright spot* de type noir/blanc, correspondant à un passage à un banc « dur ») (**Figure 94 et Figure 95**). Certains de ces « *bright spots* » associés à des points hauts du réservoir turbiditique semblent constituer un point à partir duquel, des failles polygonales émergent (**Figure 95**). Des « *bright spots* » sont observés le long de ces failles, préférentiellement sur certains niveaux (**Figure 94 et Figure 95**), pouvant correspondre à des niveaux plus perméables. Dans ces cas, l'hydro-fracturation générée du fait des surpressions de fluides au sein du réservoir sous-jacent semble se traduire par la formation de petites fractures, traduisant le fait que localement la pression interstitielle dépasse la contrainte minimale et la résistance à la traction du sédiment (*Hubbert et Willis, 1957*).

Concernant le gaz libre piégé en proche sub-surface, sous les hydrates de gaz, des études récentes ont considéré que la pression exercée par les colonnes de gaz libre, piégées sous la couche d'hydrate, a constitué le moteur de la fracturation hydraulique et de la propagation de conduits de migration de méthane à travers les sédiments superficiels, jusqu'au fond de mer (*Gorman et al., 2002, Flemings et al., 2003, Trehu et al., 2004*). *Flemings et al., 2003* ont calculé que des hauteurs de colonne de gaz libre assez modestes (de 150 à 250m de haut) pourraient être suffisantes pour induire une rupture (par fracturation hydraulique) pour un gaz situé à de faibles profondeurs de l'ordre de quelques centaines de mètres. Plus généralement, une colonne de gaz peut rompre par fracturation hydraulique une hauteur de sédiments identiques (*Cathles et al., 2010*). Dans la zone de Moho, des anomalies d'amplitudes ont été observées sous les deux patches de BSR, eux-mêmes localisés en dessous des structures en araignées (décrites au chapitre 3, sur la **Figure 47**). Ces anomalies d'amplitudes sont présentes sur une hauteur d'environ 120 ms *tw*t, et sont interprétées comme du gaz libre piégé sous le BSR (*Berndt et al., 2004; Bouriak et al., 2000*). D'après le principe de *Cathles et al., 2010*, précédemment cité, cette hauteur de gaz libre semble ainsi trop faible pour provoquer de la fracturation hydraulique des sédiments sus-jacents, d'environ 150 ms *tw*t. De plus l'hydrofracturation ne peut être maintenue que si le gaz continue d'alimenter la zone à gaz libre piégée sous les hydrates de manière continue, ce qui n'est pas forcément le cas.

Bien que la reconstruction des paléo-conditions de pressions, basée sur l'utilisation de données sismiques 3D soit difficile, les cheminées sismiques et les *bright spots* présents dans l'intervalle Plio-Pléistocène de la zone d'étude semblent se former par fracturation hydraulique de la couverture. Dans les parties très superficielles correspondant à la zone de stabilité des hydrates de gaz, où les sédiments sont non ou peu consolidés, les migrations de gaz semblent se faire selon d'autres processus.

Ces différents indices de migrations d'hydrocarbures affectent tout l'intervalle d'étude (du Miocène supérieur à l'actuel), il convient maintenant de mieux comprendre l'organisation spatio-temporelle de ces IMFs dans la zone de Moho.

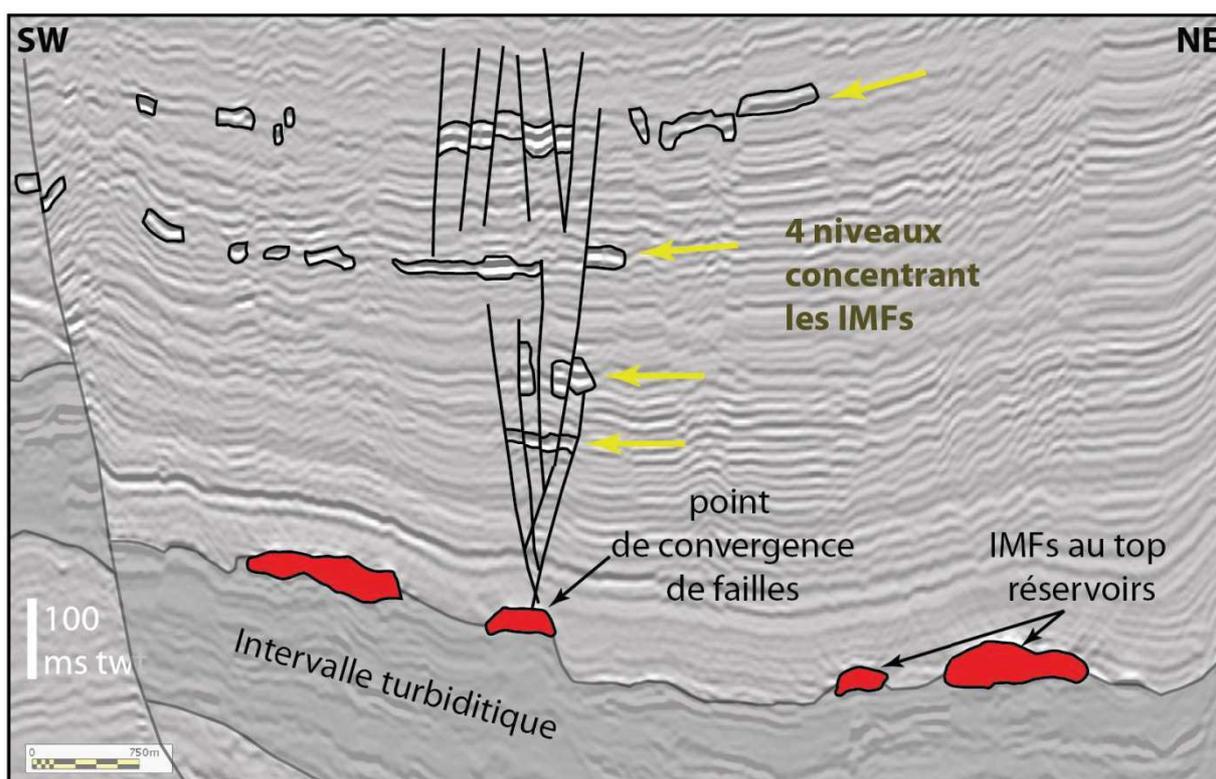
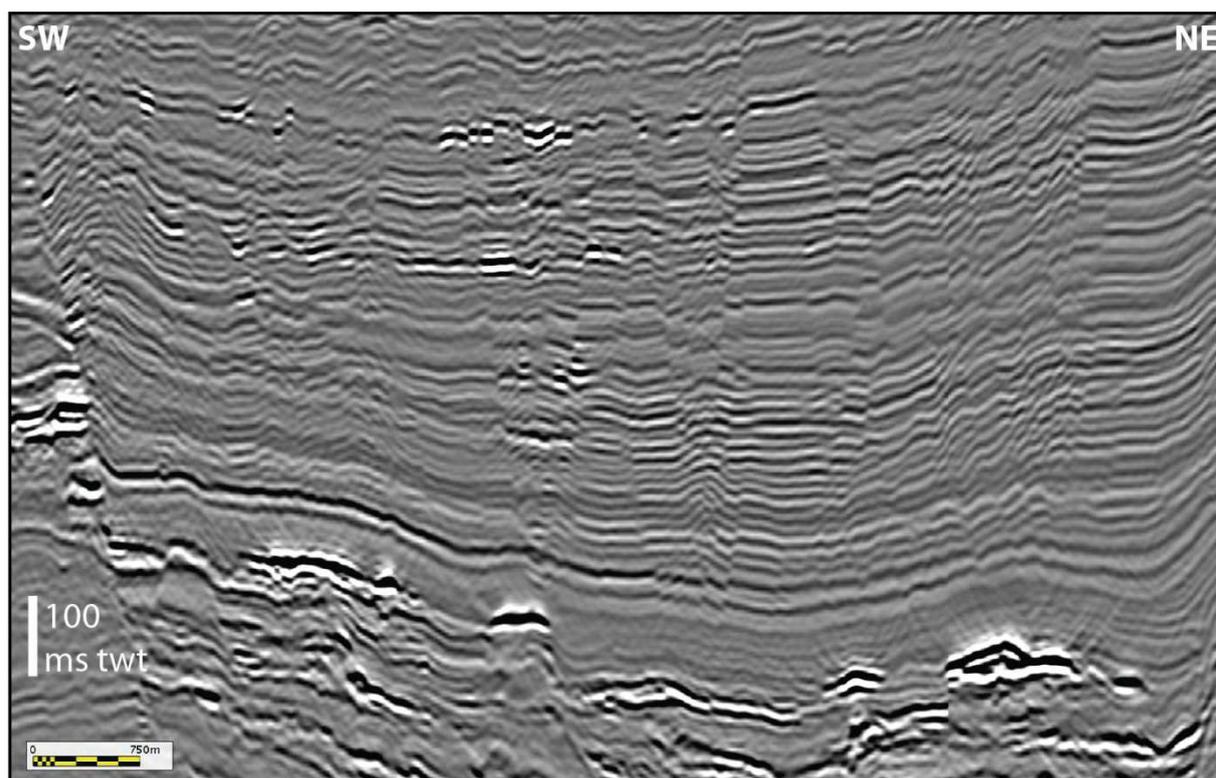


Figure 95 : Profil sismique vierge (en haut) et interprété (en bas) au sein du graben noir nord-ouest illustrant la position de *bright spots* sur les points hauts des turbidites du Miocène supérieur, correspondant à des indices de gaz (un réflecteur noir entre deux blancs), par rapport au fond de mer (un blanc entre deux noirs). Certaines failles polygonales s’initient au niveau d’un *bright spot* de sommet de réservoirs et des IMFs apparaissent contre ces failles sur certains niveaux préférentiels.

III. LES INDICES DE MIGRATION DE FLUIDES

1. LA MIGRATION VERTICALE FOCALISEE

L'étude des IMF dans la zone de Moho a permis de mettre en évidence que les migrations d'hydrocarbures se forment majoritairement de manière focalisée dans les plans de failles (détaillé un peu plus haut dans la discussion) et dans des cheminées ou conduits sismiques de différents types et tailles. *Karstens et al., 2015* différencient deux type de migrations verticales en se basant sur les travaux *d'Andresen et al., 2012* :

- Le terme de conduit (*pipe-like*) est utilisé pour des anomalies formant des colonnes associées avec un amplement vertical d'anomalies d'amplitudes positives et négatives
- Le terme de cheminée (*chimney-like*) est utilisé pour les structures de plus large échelle, caractérisées par une organisation interne complexe ou bien par des amplitudes chaotiques.

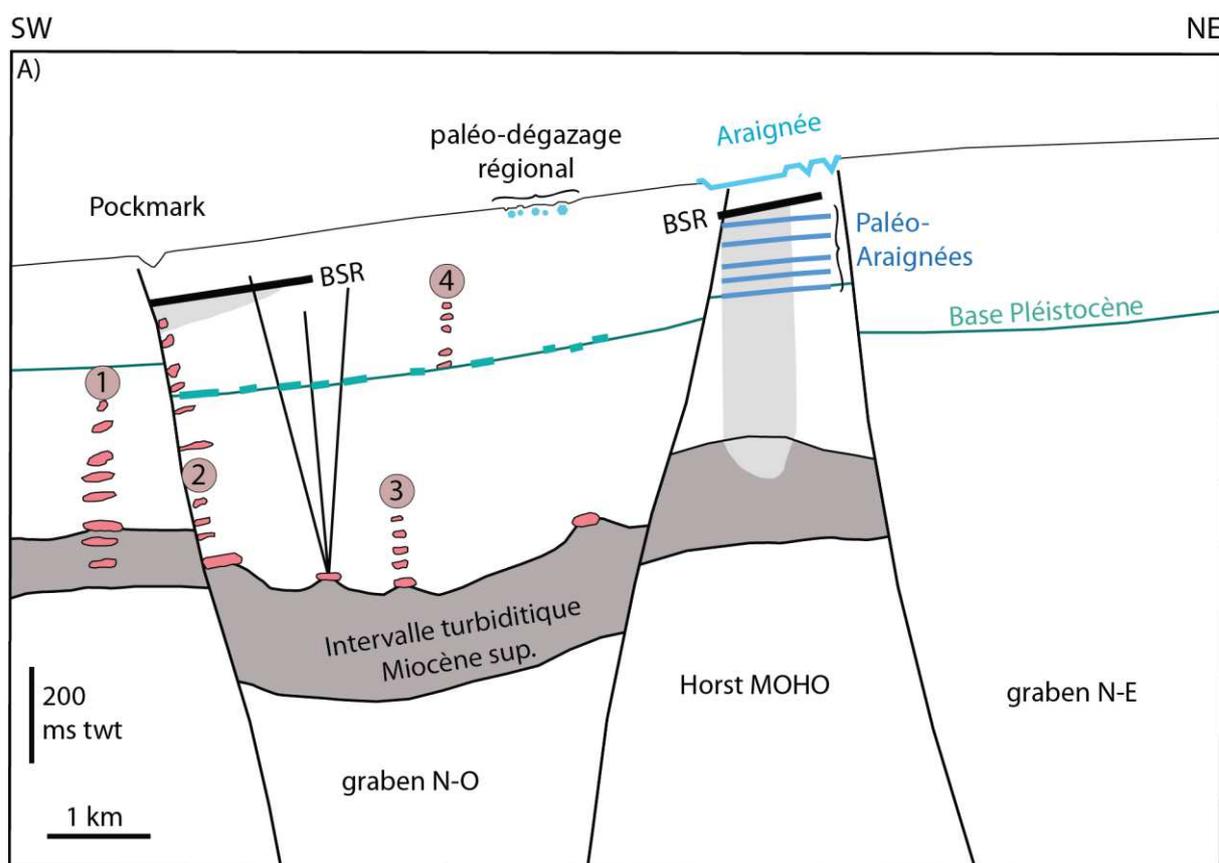


Figure 96 : Schéma du réseau des indices de migrations de fluides au-dessus des turbidites du Miocène supérieur (gris foncé) dans la zone d'étude illustrant : les 5 structures de « pipe » (en rose), le BSR (en noir) et le gaz libre sous-jacent, les IMF se concentrant sur le niveau de la base Pléistocène (vert), les paléo-structures en araignée dans l'intervalle Pléistocène-Actuel (en bleu foncé), les structures récentes (bleu clair) de type araignée (actuel) les bandes de pockmarks , suivant globalement les courbes bathymétriques (- 20 000 ans).

Aucune migration de fluides diffuse (de type front de gaz diffus) n'a été observée dans la zone d'étude.

A. La migration focalisée dans les structures d'échappement de fluide de type « cheminée »

Les cheminées sismiques associées à une migration focalisée dans des structures de large échelle sont visibles dans la zone d'étude et correspondent aux cheminées du horst de Moho (**Figure 96**). Elles ont été décrites dans le chapitre 3 et forment des colonnes affectées par une forte atténuation d'amplitude, associée à un « *blanking effect* » d'environ 600 m de large et 1500 ms twt. Dans la zone d'étude, elles sont présentes en dessous des deux structures en araignées étudiées sur le fond de l'eau au chapitre 3 et affectent les sédiments depuis le BSR jusqu'aux réservoirs turbiditiques sous-jacents (**Figure 47**). on a vu qu'elles pouvaient être dues soit à un effet de masque acoustique engendré par la présence de gaz libre en-dessous du BSR, soit à la présence de gaz libre le long du chemin de migration verticale depuis les réservoirs turbiditiques miocènes.

Le gaz libre fréquemment piégé sous les hydrates de gaz forme des intervalles d'épaisseur variable caractérisés par des réflexions sismiques chaotiques comportant localement des anomalies de forte amplitude (*Berndt et al., 2004; Bouriak et al., 2000*). Les hydrates de gaz associés à du gaz libre ont été observés dans d'autres zones du bassin du Bas Congo, en présence ou non d'un BSR (*Gay et al. 2006b, Andresen et al., 2011*), et ils n'ont jamais été associés à des effets de masque acoustique aussi importants que ceux présents en dessous des structures en araignée. La présence de ces anomalies d'amplitude formant deux colonnes de 1500 ms twt semblent ainsi former une anomalie d'amplitude très conséquente pour 150 ms twt de gaz libres présents en dessous des deux patches de BSR, par rapport aux anomalies généralement associées à la présence de gaz libre (e.g. *Gay et al. 2006b, Andresen et al., 2011*). Bien que les données sismiques ne puissent réellement permettre de trancher sur l'origine de ces structures (effet gaz lié à une migration verticale ou à un masque acoustique), leurs dimensions verticales semblent indiquer qu'elles correspondent à une migration focalisée de large échelle formant des cheminées sismiques selon la définition de *Karsten et al., 2015*. Une telle migration fluides le long de cheminées induit une focalisation verticale du gaz permettant d'expliquer l'empilement vertical des structures de paléo-araignées jusqu'aux structures en araignée actuelle. Les cheminées sismiques sont l'interprétation la plus plausible pour expliquer les structures de migrations de fluides de type araignées et paléo-araignées présentes dans la zone.

B. La migration focalisée dans des structures d'échappement de fluides de type « conduit »

Les évidences sismiques de migration focalisée de type conduit (ou pipe), définies par *Karsten et al., 2015*, forment de petites structures (moins de 100 mètres de diamètre). Elles correspondent à une alternance entre des fortes anomalies d'amplitudes positives et des amplitudes atténuées s'alignant verticalement (*Andresen et al., 2011 ; Løseth et al., 2011 ; Ho et al., 2012*). Les différents conduits décrits dans la littérature (*Cartwright et al., 2007 ; Hustoft et al., 2009 ; Løseth et al., 2009*) sont généralement associés à des cimentations carbonatées ou à des concentrations d'hydrates de gaz (à l'intérieur de la GHSZ), tous deux associés à des augmentations du contraste d'impédance et donc à des patches de forte amplitude.

Dans la zone d'étude, de tels conduits sont présents dans l'intervalle Pliocène-Actuel et sont généralement localisés au-dessus de points hauts du réservoir turbiditique miocène (**Figure 94**). Les anomalies de forte amplitude associées à un contraste d'impédance indiquant le passage à un banc « dur » (ici un réflecteur blanc entre deux noirs, comme le fond de l'eau) sont interprétées comme correspondant à des cimentations carbonatées, conformément aux autres conduits décrits dans la littérature (*Cartwright et al., 2007 ; Hustoft et al., 2009 ; Løseth et al., 2009 ; Ho et al. 2012*). Ces conduits contiennent parfois des distorsions correspondant à des *pull-down* généralement associés à la présence de gaz (*Hustoft et al., 2007*), comme sur la **Figure 63**. Ces conduits sismiques sont présents dans le graben nord-ouest au cœur duquel s'est développé un important complexe turbiditique miocène (**Figure 96**). Dans le graben adjacent, situé à l'est de la zone d'étude, les turbidites sont très peu présentes et l'intervalle Pliocène-Actuel ne contient que très peu d'indices de migrations de fluides, et aucun conduit sismique.

2. LA MIGRATION DE FLUIDES DISPERSÉE

Les données utilisées ont mis en évidence la présence d'indices de migration de fluides sur le fond de l'eau (cf les structures en araignée sur la **Figure 45**) et dans les sédiments très superficiels, situés à moins d'une vingtaine de mètres sous le fond de l'eau (cf morphotype D sur la **Figure 72**). Le fonctionnement de ces deux types de structures d'échappement de fluides a été interprété comme étant dû aux processus de formation/dissolution des hydrates de gaz. Les structures en araignée semblent correspondre à des migrations de fluides focalisées au-dessus de points hauts de réservoirs turbiditiques et au-dessus de cheminées sismiques (**Figure 47**). Les bandes de pockmarks formant le faciès D sont associées à des phénomènes d'échappement de fluides d'échelle régionale (**Figure 76**), correspondant à un phénomène plus dispersé.

L'hypothèse la plus probable (incluant toutes les observations), mise en avant dans le chapitre 4, consiste à dire que le faciès D est constitué d'indices de migrations de fluides liés à la dissociation d'hydrates au niveau du paléo-biseau des hydrates de gaz du dernier *lowstand* (- 20 000 ans). Le caractère régional de ces bandes de pockmarks, semblant suivre globalement les courbes bathymétriques, ne correspond pas à une migration de fluide focalisée dans une structure (par exemple, cheminée ou pipe), mais à une migration plus dispersée le long du paléo-biseau des hydrates de gaz.

Même si les structures en araignée et le faciès D sont liés à la stabilité des hydrates de gaz, ils forment deux structures complètement différentes :

- Une structure en araignée focalisée au-dessus des réservoirs miocènes. De nombreux IMFs sont localisés entre les structures actuelles en araignée et les réservoirs turbiditiques miocènes : les paléo-araignées (décrites au chapitre 5, voir de la **Figure 82** à la **Figure 86**), et de nombreuses anomalies de forte amplitude (**Figure 90 & Figure 91**). L'abondance de ces IMFs suggère fortement une migration focalisée pérenne depuis les réservoirs jusqu'à la surface, comme cela a été discuté précédemment.
- Un faciès D correspondant à une migration de fluides plus dispersée, d'ampleur régionale, localisée au niveau du paléo-biseau des hydrates de gaz. Aucun indice de migration de fluides sous-jacents n'a pu être observé (**Figure 73**), ainsi aucun lien avec des structures sous-jacents n'a pu être établi. La bande de pockmarks semble ainsi correspondre à une migration de fluide dispersée non associée à une origine profonde des fluides. Il semblerait ainsi que, dans cette configuration, le gaz composant le paléo-biseau des hydrates présent de manière régionale, serait principalement de composition biogénique et non thermogénique.

3. LES NIVEAUX CONCENTRANT LES IMFs

Certains niveaux particuliers sont constitués de nombreuses plages de plus forte amplitude, correspondant à un passage à un banc « plus mou » (un réflecteur noir entre deux blancs)(**Figure 96 et Figure 97**), ce qui peut être interprétés comme des variations latérales de faciès (variations lithologiques) ou comme des variations latérales de contenus fluides (indices de présence de gaz). Ces plages de forte amplitude se situent majoritairement contre les failles normales listriques comme le montre la **Figure 94**. Les failles normales sont généralement considérées comme des chemins préférentiels pour la migration des fluides (*Carruthers & Ringrose, 1998 ; Moretti, 1998 ; Aydin, 2000 ; Gay et al., 2004 ; Faulkner et al., 2010 ; Webster et al., 2011*). Cela est concordant avec l'hypothèse selon laquelle ces plages de forte amplitude, localisées contre les failles, correspondraient à des IMFs, du fait de la remontée des fluides le long de certaines portions de failles.

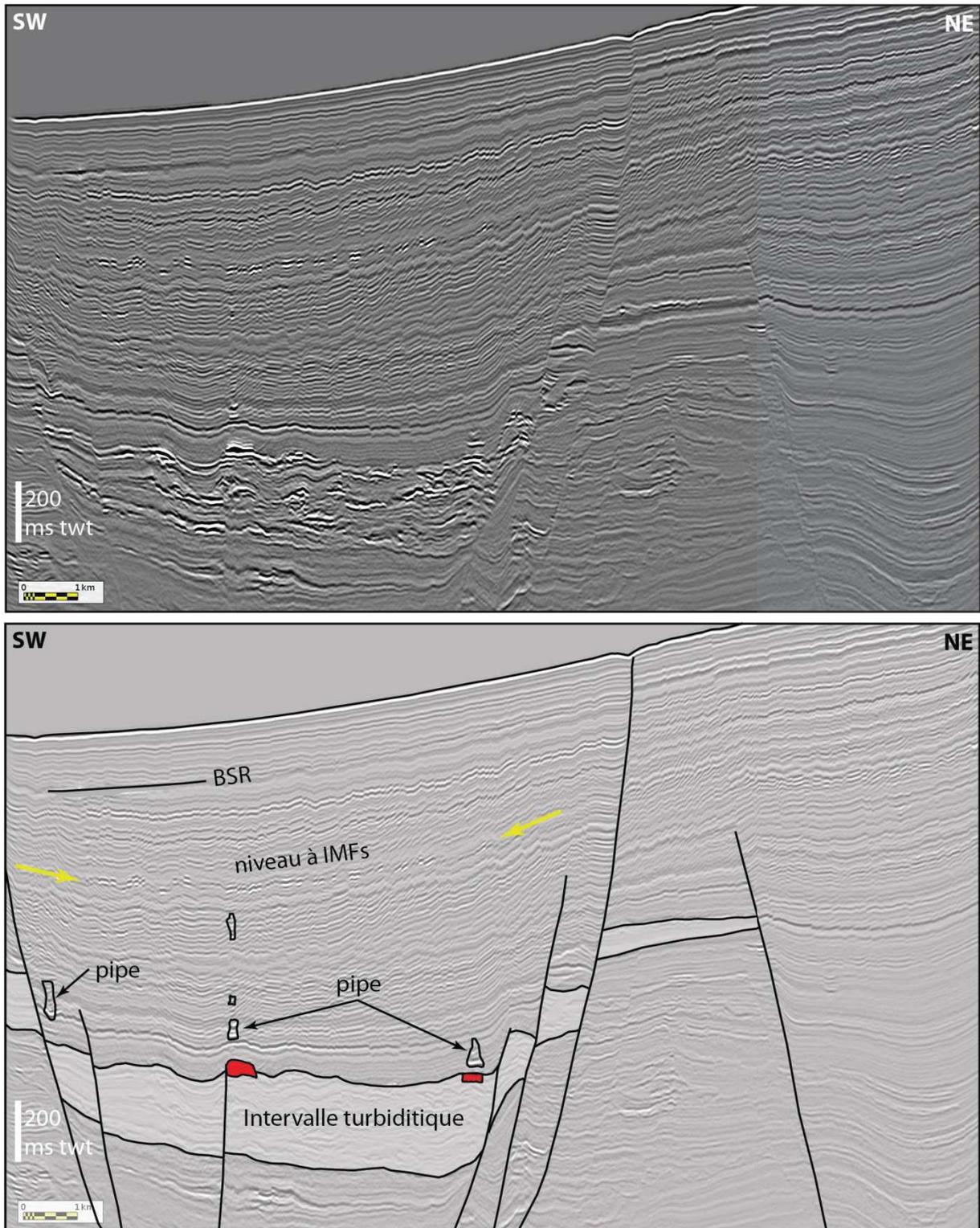


Figure 97 : Section sismique vierge (en haut) et interprétée (en bas) illustrant la présence de deux niveaux contenant de nombreuses plages de forte amplitude, ainsi qu'un « pipe » émanant d'un point haut du réservoir turbiditique.

Ces horizons particuliers correspondent principalement à deux niveaux, situés à environ 400 et 600 ms twt en dessous du fond de l'eau (qui ne sont pas systématiquement présents) (**Figure 96 et Figure 97**). Nous avons tenté d'estimer l'âge de ces niveaux. En prenant une vitesse de propagation des ondes P dans les sédiments superficiels d'environ 1700 m/s, ces deux niveaux seraient situés à 340 m et 510 m. En prenant les taux de sédimentation qui ont été mesurés sur le forage ODP 1076 (d'après [Wefer et al., 1998](#)), l'ordre de grandeur de l'âge de ces niveaux correspondrait approximativement à 1,8 Ma et 2,6. Le niveau le plus profond correspondrait ainsi à la base du Pléistocène, tout comme la structure en paléo-araignée la plus profonde (**Figure 96**), associée à la formation de la calotte glaciaire arctique et un refroidissement général du climat ([Haug et al., 2005](#) ; [Gibbard & Martin, 2009](#)). Le niveau le plus superficiel serait d'âge intra-Calabrien et pourrait peut-être être corrélé avec des variations eustatiques liées aux cycles de Milankovitch ([Haq et al.1987](#)).

4. LES INDICES DE MIGRATIONS : FOSSILES A ACTUELS

La couverture sédimentaire Pliocène-Actuel est ainsi imprégnée de gaz, que ce soit au travers de migrations horizontales dans des niveaux plus perméables contenant des fluides ou encore au travers de migrations verticales le long des failles ou dans les conduits et les cheminées sismiques. Ces IMFs présents dans tout l'intervalle Pliocène-Actuel du graben nord-ouest sont parfois complètement enfouis alors que d'autres atteignent le fond de la mer. Comprendre cette différence de répartition est important pour mieux appréhender le timing général des migrations de fluides dans la zone.

Certaines migrations « verticales » atteignent le fond de la mer et sont associées à la formation des pockmarks de morphologies différentes sur le fond de l'eau. Ces migrations « verticales » correspondent à la fois à des migrations le long de plans de failles (**Figure 94**), à des cheminées sismiques associées aux structures en araignées (**Figure 47**) ou encore à des migrations focalisées dans des pipes (**Figure 69**). La manière dont les hydrocarbures migrent verticalement ne permet pas d'expliquer que les migrations de fluides arrivent jusqu'à la surface ou pas. Le point commun des migrations de fluides atteignant le fond de mer est la présence de gaz dans la structure, matérialisée soit par un effet de *pull down* ([Hustoft et al., 2007](#)), soit par un effet d'atténuation des amplitudes ([Loseth et al., 2009](#)). Ce type de distorsions sismiques causées par la présence actuelle de gaz permettent d'interpréter que les structures de migrations de fluides associées à ces « indices gaz » sont toujours actives et c'est pour cela qu'elles peuvent atteindre le fond de mer actuel.

D'autres structures de migrations verticales de fluides sont totalement enfouies, c'est notamment le cas de nombreux conduits sismiques (par exemple les structures des **Figure 94 et Figure 97**). Les anomalies de forte amplitude observées au sein de ces structures correspondent à des concrétions carbonatées ([Cartwright et al., 2007](#) ;

Hustoft et al., 2009 ; Løseth et al., 2009 ; Ho et al. 2012). Selon *Paull & Ussler, 2008*, ces concrétions carbonatées se forment à proximité du fond de mer, au niveau de l'interface sulfate/méthane (ou SMI). La SMI est généralement localisée à moins d'une vingtaine de mètres sous le fond de l'eau sur les marges continentales, et peut atteindre le fond dans les zones actives d'échappement de méthane en fond de mer. A l'échelle de la sismique 3D, la résolution des données ne permet pas de distinguer des réflecteurs espacés de moins de 10 m environ, on peut ainsi considérer que ces carbonates méthanogènes se forment sur le fond de la mer. Ainsi les patches de forte amplitude localisés dans les conduits sismiques et interprétés comme réflexions sur des niveaux enrichis en concrétions carbonatées sont des indicateurs du paléo-fond de mer, affecté par un ancien échappement de fluides. L'empilement de ces concrétions carbonatées formant un conduit sismique enfoui indique ainsi que l'échappement de fluides au sein de cette structure a perduré pendant un certain temps (correspondant à l'intervalle d'âge du plus récent au plus ancien patch de carbonates de la structure), mais que cette structure n'est plus active aujourd'hui.

Les anomalies de forte amplitude constituant certains de ces conduits enfouis sont parfois discontinues avec des patches très rapprochés puis un intervalle sans patches et à nouveau des patches de forte amplitude (par exemple le conduit de la **Figure 97**). Ces interruptions peuvent être dues à des arrêts de fonctionnement du conduit sismique, qui est actif pendant une certaine période, puis les échappements de fluides s'arrêtent et ce conduit est repris ultérieurement pour permettre à nouveau une migration verticale des fluides (*Moss et al., 2012*).

Les IMFs présents dans la zone d'étude témoignent ainsi, à certains endroits, d'une migration de fluides verticale toujours active, et à d'autres, d'une migration ancienne inactive. La compréhension du calendrier des migrations de fluides dans la zone est importante pour appréhender leurs éléments déclencheurs.

IV. LE CALENDRIER DES MIGRATIONS DE FLUIDES

Les différents types de migrations de fluides, de type pockmarks, paléo-pockmarks ou patches d'amplitudes associés à des concrétions carbonatées, sont interprétés comme conséquence de l'expulsion d'hydrocarbures sur le paléo-fond de la mer (*Judd & Hovland, 2007 ; Andresen et al., 2011*). Ces structures sont présentes dans la zone d'étude, -dessus des réservoirs turbiditiques du graben nord-ouest, depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Actuel (**Figure 94**), ce qui indique clairement que les échappements de fluides se produisent tout au long de cette période. Cet âge Miocène concorde avec l'âge de la maturation de la roche mère dans le bassin (*Burwood, 1999 ; Cole et al., 2000*), suggérant que les indices de migrations de fluides profonds ont une composante thermogénique, et correspondent principalement à des indices de gaz, plus visibles sur les données sismiques.

De plus, dans le graben nord-est, les indices de migrations de fluides sont presque totalement absents, contrairement au graben nord-ouest. Dans ce graben nord-est, l'intervalle turbiditique miocène est absent (**Figure 69 & Figure 70**) et les indices de migrations de fluides dans les sédiments de la tranche Miocène supérieur - Actuel sont très peu présents (**Figure 97**). Cela renforce l'hypothèse selon laquelle les turbidites miocènes constituent des réservoirs d'hydrocarbures alimentant les migrations de fluides dans les sédiments sus-jacents.

L'intervalle Pliocène-Actuel est affecté dans son ensemble par la présence d'indices de migrations de fluides (hormis dans le graben nord-est). Cependant, le Pléistocène semble constituer un événement majeur des migrations de fluides quaternaires dans le bassin. Elle est en effet associée à une concentration des IMFs avec :

- un niveau (localisé dans le graben nord-ouest) constitué de nombreuses plages de fortes amplitudes se concentrant contre les failles, qui semblent être dû à la présence actuelle de gaz, piégé sous forme de patches dans ce niveau, qui est sans doute légèrement plus silteux que les argiles environnantes.
- et la formation de la structure en paléo-araignée la plus profonde. Elle marque ainsi le début des structures en araignées qui s'empilent dans tout l'intervalle Pléistocène-Actuel.

A l'échelle globale, la base du Pléistocène correspond à des changements majeurs, à savoir un refroidissement du climat associé à la formation de la calotte glaciaire septentrionale (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Martin, 2009*). Ce sont les variations glacio-eustatiques correspondantes qui semblent ainsi contrôler la formation des structures de paléo-araignées. Une datation fine des différentes structures de paléo-araignées permettrait de vérifier si ces structures sont reliées à des variations glacio-eustatiques à plus haute fréquence, liées aux cycles de Milankovitch.

Dans la zone d'étude, les indices de migrations de fluides récents, associés à la dissociation des hydrates de gaz, dans la zone du biseau ont été identifiés (bande de pockmarks de la **Figure 76**). La formation des hydrates de gaz est contrôlée par un équilibre thermodynamique particulièrement fragile dans la zone du biseau des hydrates (*Boswell & Collett, 2011; Ruppel, 2011*). L'estimation de la datation de la fonte des hydrates au niveau du paléo-biseau des hydrates, matérialisée par la bande de sillons de forte amplitude sur le fond de la mer (**Figure 76**) a montré que cet événement était corrélé avec une baisse du niveau marin, il y a 20 000 ans. Les variations eustatiques sont associées à des variations de la pression en fond de mer (variations du niveau marin) et à des variations des températures des eaux de fond qui sont les deux paramètres contrôlant la stabilité des hydrates de gaz. Leur impact est encore plus important au niveau du biseau des hydrates ou leur variations seront plus rapides et avec une plus grande amplitude (*Boswell & Collett, 2011; Ruppel, 2011*). Les variations

eustatiques semblent là encore jouer un rôle prépondérant sur le déclenchement des migrations de gaz, dans ce cas, liées à la dissociation des hydrates de gaz.

La couverture Pliocène-Actuel, considérée comme une bonne couverture régionale (*Burwood et al., 1999*) contient pourtant de nombreux IMFs qui sont présents depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Actuel. Les indices de migrations de d'hydrocarbures sont présents de manière dispersée dans tout l'intervalle Miocène supérieur-Actuel, du graben nord-ouest et du horst de Moho. Ces deux domaines sont traversés par des complexes de chenaux turbiditiques, contrairement au graben NE dans la zone étudiée (**Figure 97**). Les indices de migrations d'hydrocarbures sont donc uniquement présents dans la couverture Plio-Pléistocène recouvrant un intervalle de réservoirs turbiditiques épais. Cela suggère qu'au préalable les hydrocarbures ont été focalisés dans les chenaux turbiditiques, contenant des hydrocarbures thermogéniques, ce qui suggère une origine thermogénique des hydrocarbures migrant vers la surface. Les IMFs semblent ainsi indiquer une dysmigration des hydrocarbures depuis les réservoirs turbiditiques du Miocène supérieur. Cependant, plus au nord, cet intervalle contient de nombreux champs exploités par l'industrie pétrolière. Les migrations d'hydrocarbures présentes au-dessus de cet intervalle seraient donc négligeables, ou au moins compensées par les quantités d'hydrocarbures qui entrent dans les réservoirs turbiditiques, et la couverture Plio-Pléistocène (saturée en eau) joue globalement son rôle à l'échelle des temps géologiques (*Burwood et al., 1999*).

V. DEFINITION D'UN MODELE GENERAL DE MIGRATION DE FLUIDES

1. DEFINITION DU MODELE

Un modèle intégrant toutes les observations et les interprétations a été proposé sur la **Figure 98**, dans le but de synthétiser les principaux résultats et interprétations :

- Les indices de migration d'hydrocarbures de la zone d'étude affectent tout l'intervalle Miocène-Actuel, au-dessus des réservoirs turbiditiques (du Miocène supérieur). Par ailleurs, les zones situées à l'écart des complexes de chenaux turbiditiques du Miocène supérieur n'ont que très peu d'IMF. Cela semble indiquer un lien entre la présence de corps réservoirs, contenant possiblement des accumulations locales d'hydrocarbures, et les IMFs dans les sédiments sus-jacents (**Figure 98.A**).
- Dans la couverture Pliocène-Actuel, les fluides semblent principalement migrer de manière focalisée à travers des conduits et/ou des cheminées sismiques, et également le long de portions de failles normales (**Figure 98.A**). Ces IMFs focalisés comprennent notamment les structures en araignées actuelles ou fossiles ainsi que certains *pipes*, qui sont tous localisés au-dessus de points hauts des

réservoirs turbiditiques (**Figure 98.A.**). Par ailleurs, le BSR semble lui aussi correspondre à une migration de fluides focalisée. En effet, même si la répartition spatiale du BSR semble, dans un premier temps, témoigner d'une migration de fluides dispersée (**Figure 64**) ; les sections sismiques ont mis en évidence que ce réflecteur se formait principalement contre les failles normales listriques (**Figure 62**), ce qui correspondrait la aussi à une migration de fluides focalisée le long des plans de failles (**Figure 98.A.**).

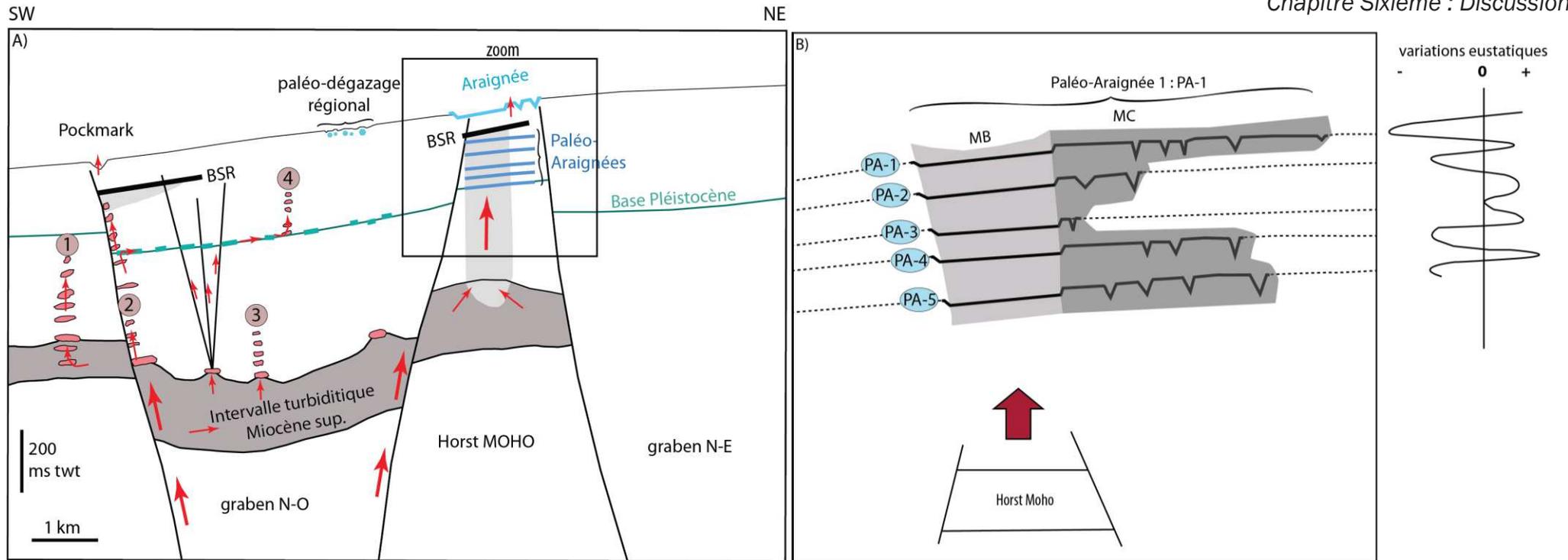


Figure 98 : A) Schéma du réseau des indices de migrations de fluides au-dessus des turbidites du Miocène supérieur (gris foncé) dans la zone d'étude illustrant : les 5 structures de « pipe » (en rose), le BSR (en noir) et le gaz libre sous-jacent, les IMFs se concentrant sur le niveau de la base Pléistocène (vert), les paléo-structures en araignée dans l'intervalle Pléistocène-Actuel (en bleu foncé), les structures récentes (bleu clair) de type araignée (actuel) et paléo-dégazage régional (- 20 000 ans). **B)** Modèle hypothétique de mise en place des structures de paléo-araignées, s'empilant au-dessus d'un point de fuite fixe (situé sur un point haut du horst de Moho), en période de bas niveau marin.

- D'autres évidences de migration de gaz sont associées à des phénomènes plus dispersés géographiquement, comme la bande de pockmarks interprétée comme résultat de la fonte d'un paléo-biseau des hydrates de gaz (**Figure 98.A.**). Ces évidences permettent d'avoir une estimation sur les quantités de gaz piégées dans la GHSZ, car même si on peut estimer la localisation du biseau des hydrates de gaz, la présence réelle d'hydrates de gaz dans cette zone n'est pas systématique. En effet, les hydrates de gaz ne se forment que si le gaz arrive en quantités suffisamment importantes et de manière suffisamment continues (*Sultan et al., 2007*), ce qui n'est pas toujours le cas. De plus, même si les hydrates de gaz sont réellement présents dans la zone du biseau, ils ne sont pas systématiquement visibles en sismique, car des hydrates ont déjà été retrouvés dans des zones où le BSR était absent.
- La présence des IMFs dès le sommet de l'intervalle turbiditique a montré que les fluides migraient dès le Miocène supérieur ; par ailleurs, les IMF actuels montrent que la migration est toujours active. Cependant, la base du Pléistocène semble être associée à un événement de migrations de gaz majeur à l'échelle régionale avec, d'une part la mise en place de nombreux IMFs à cette période et la formation de la première des paléo-araignées. Ces dernières se mettent en place au-dessus d'un point de fuite fixe, situé sur un point haut du horst de Moho. La datation relative de la paléo-araignée la plus profonde correspond au Pléistocène basal, et donc dans une période de baisse du niveau marin associée à une phase de glaciation dans l'hémisphère nord (*Haug et al., 2005 ; Gibbard & Martin, 2009*). Ce résultat suggère un contrôle climato-eustatique sur la mise en place des paléo-araignées, qui se ferait en période de baisse du niveau marin, comme cela est proposé sur la **Figure.98.A.**

2. PEUT-ON GENERALISER CE MODELE ?

Les migrations de fluides focalisées de type conduits ou cheminées ou encore le long des plans de failles sont généralement observées dans d'autres zones du bassin du Bas Congo (e.g. *Andresen et al., 2011 ; Loseth et al., 2011*). Les structures en araignées représentent un cas particulier de migrations de fluides focalisées, identifié pour la première fois sur le fond de la mer, dans la zone d'étude. Deux paramètres sont essentiels à la formation de ces structures : la présence d'une zone de fuite d'hydrocarbures fixe et continu, sur une certaine période ainsi que la présence d'un BSR penté. Ces conditions semblent être réunies depuis le début du Pléistocène, ce qui a conduit à la formation de plusieurs structures en araignée, s'empilant à l'aplomb des structures actuelles.

De telles structures n'ont pas été observées sur le fond de mer du reste de la zone d'étude. Cela semble être dû au fait que ce n'est qu'au niveau du horst de Moho que les conditions sont réunies pour la formation des structures en araignées. De plus, bien que la morphologie des structures en araignées soit facilement repérable en fond de mer, elles sont beaucoup plus difficilement détectables avec la profondeur. Cela est dû d'une part à la compaction de plus en plus importante ainsi qu'à la perte de résolution liée à l'augmentation de la profondeur. Les structures en araignées seront ainsi plus facilement identifiables dans les sédiments peu profonds. Néanmoins, leur détection nécessite des outils géophysiques de haute résolution, comme la bathymétrie multifaisceaux, la rétrodiffusion correspondante, la sismique 3D ou la sismique 2D-THR.

L'absence de descriptions publiées de structures en araignée actuelle ou fossiles ailleurs dans le bassin est peut-être dû à l'usage d'outils non adaptés, de résolution non suffisante par exemple. En effet, la sismique 3D pétrolière notamment ne permet pas d'identifier la morphologie typique de ces structures, car les traitements appliqués visent à améliorer l'imagerie d'objets profonds. Un retraitement de ces données pourrait améliorer la résolution des parties les plus superficielles et peut-être permettre la détection de ces structures.

Afin de détecter la présence de structures similaires, il faudrait, se concentrer sur les données sismiques des couvertures sédimentaires recouvrant des structures à hydrocarbures connues. Dans un premier temps, il faudrait investiguer la couverture régionale, l'échelle du bassin du Bas Congo, dans le bloc 17 notamment, qui dispose, tout comme la zone d'étude, d'un important jeu de données sismiques, et dans un second temps, au-dessus des accumulations de réservoirs dans d'autres bassins, comme celui du Nigéria ou encore de mer du Nord, qui disposent de nombreux champs pétroliers, et d'une importante couverture sismique.

SYNTHESE & CONCLUSIONS :

I. RAPPEL DES OBJECTIFS DE LA THESE

L'objectif principal de cette thèse était de comprendre l'architecture et la dynamique du réseau des indices de migration des fluides (IMFs) à l'aplomb et aux alentours de champs d'hydrocarbures du haut de la pente continentale du bassin du Bas Congo, et plus particulièrement les processus à l'origine de leur formation ainsi que la chronologie de leur mise en place. Ce travail s'est donc articulé autour des questions suivantes :

(1) Quels sont les différents types d'IMFs présents dans la zone d'étude, et quels processus permettent leur formations ?

(2) Quelle est l'origine de la répartition spatio-temporelle des IMFs ? La présence de réservoirs d'hydrocarbures a-t-elle une influence sur cette répartition ?

(3) Quels sont les paramètres externes exerçant un contrôle sur les migrations de fluides ?

Afin de répondre à ces questions, ce travail s'est basé sur une étude multi-outils des IMFs, selon une approche descendante, c'est-à-dire en commençant par les indices de surface puis en descendant dans l'intervalle Miocène supérieur – Actuel. Cette approche permet de détecter des objets enfouis, à la lumière des structures actuelles, qui sont mieux caractérisées du fait de la haute résolution des données disponibles. Cela permet ainsi de définir la répartition spatiale des IMFs dans la zone d'étude. Ce travail s'articule autour de trois grands axes:

- La caractérisation d'une structure actuelle d'échappement de fluides nouvellement définie, dite « structure en araignée », témoignant d'une migration de fluides focalisée au-dessus d'un champ pétrolier.
- L'étude des IMFs liées aux hydrates de gaz et aux fluctuations de la position du biseau du BSR, représentant une migration de fluides latéralement dispersée et localisée dans les sédiments très superficiels.
- La caractérisation sismique des IMFs plus profonds, situés dans la pile sédimentaire Miocène supérieur – Actuel, ainsi que l'étude de leur répartition spatio-temporelle, en particulier vis-à-vis des réservoirs à hydrocarbures connus.

II. PRINCIPAUX RESULTATS

1. LES ASSOCIATIONS DE POCKMARKS FORMANT LES STRUCTURES EN ARAIGNEE :

Le premier travail de cette thèse a permis de caractériser dans le détail un échappement d'hydrocarbures actuel, à l'aide d'une approche multi-outils. Cela correspond au point de départ de l'étude des indices de migration de fluides (IMFs) dans la zone d'étude, et constitue ainsi un analogue actuel pour la détection de structures anciennes. Les principaux résultats de cette étude sont :

- La définition d'une nouvelle structure d'échappement de fluides sur le fond de la mer, la structure en araignée, composée d'un pockmark géant et de pockmarks allongés qui s'en détachent vers l'amont de la pente. Cette structure est le témoin de la présence d'un BSR penté, dans la zone du biseau des hydrates.
- La calibration des anomalies de forte amplitude positive localisées dans les pockmarks allongés avec des carbonates méthanogènes présents en fond de mer, grâce à une étude multi-outils. Ce calage permet de donner plus de poids à l'interprétation sismique des patches de forte amplitude comme des patches de carbonates méthanogènes enfouis.
- La succession des quatre niveaux d'anomalies d'amplitudes superposés en-dessous du pockmark géant semble être corrélé à des périodes de baisse régionale du niveau marin. La formation de ces niveaux d'anomalies d'amplitude est ainsi contrôlée par les variations climato-eustatiques
- L'interprétation des structures en araignées comme témoins de la migration verticale des hydrocarbures depuis un réservoir turbiditique, exploité par l'industrie pétrolière. L'empilement des structures en araignée indique que la migration de gaz se produit de manière focalisée, qui semble se faire par le biais de deux larges cheminées sismiques alimentant le système.
- La définition d'un modèle de fonctionnement dynamique de ces structures, qui croissent vers l'amont de la pente. Le processus de formation de ces structures est lié à la formation/dissociation des hydrates de gaz au niveau d'un BSR penté, ici, du fait de la proximité du biseau des hydrates de gaz

2. LES IMFs LIES AU BSR ET A LA FLUCTUATION DE LA POSITION DU BISEAU DES HYDRATES :

L'étude des hydrates de gaz à travers la caractérisation du BSR d'une part et surtout à travers l'étude des indices de migration de gaz dans la zone du biseau des hydrates a constitué le second point d'intérêt de ce travail. Elle a été entreprise dans le but de comprendre l'origine du gaz alimentant les hydrates et d'évaluer l'impact des fluctuations de la position du biseau des hydrates. Elle a permis d'obtenir les résultats suivants :

- La définition de l'alimentation des plages de BSR de la zone d'étude par du gaz qui migre principalement de manière focalisée, depuis des points hauts des turbidites du Miocène supérieur, le long des failles normales listriques et le long de migrations verticales de type pipe ou cheminées. Une telle configuration suggère que le BSR de la zone d'étude est constitué de gaz thermogéniques et/ou de gaz biogénique secondaire.
- La caractérisation d'un épisode de dégazage régional formant une bande de pockmarks présente dans toute la zone d'étude, suivant globalement les courbes bathymétriques.
- La définition d'un modèle interprétatif de formation de la bande de pockmarks, datée d'environ - 20 000 ans. Elle est liée à la dissociation des hydrates de gaz au niveau du paléo-biseau des hydrates, lors de la dernière baisse régionale du niveau marin, il y a 20 000 ans.
- La caractérisation de la dissociation massive des hydrates de gaz, localisés au niveau du biseau des hydrates, formant des figures d'échappement de fluides spatialement dispersées. La fluctuation de la position du biseau des hydrates de gaz, et également des migrations de fluides associées, sont un phénomène contrôlé par les variations glacio-eustatiques.

3. LES IMFs ENFOUIS DANS L'INTERVALLE MIOCENE SUPERIEUR - ACTUEL :

La dernière partie de ce travail a consisté à explorer la répartition spatio-temporelle des IMFs dans les sédiments du Miocène supérieur – Actuel et à évaluer le rôle des failles normales dans les migrations de fluides. Cette étude a permis de :

- Définir des structures enfouies similaires aux structures en araignée. Ce sont des paléo-araignées s'empilant en-dessous des structures actuelles, depuis le début du Pléistocène, associé à une période de baisse régionale du niveau marin. Ces paléo-araignées correspondent ainsi à des migrations de fluides focalisées, et ce depuis le Pléistocène.
- Définir des bandes de pockmarks enfouies, et similaires à celle associée à un paléo-dégazage régional au niveau du biseau des hydrates du dernier *lowstand*. Elles sont interprétées comme des événements de paléo-dégazage régional associés à la fluctuation de la position du biseau des hydrates de gaz, dans l'intervalle Pléistocène – Actuel. Ces bandes de pockmarks correspondent ainsi à des migrations de fluides dispersées (par opposition aux migrations de fluides focalisées, comme les araignées par exemple)
- Privilégier le rôle d'un contrôle climato-eustatique à l'origine de la formation des structures de paléo-araignées.
- D'établir le rôle des failles normales bordières dans la migration des fluides, agissant par endroit comme des drains pour les hydrocarbures, migrant depuis des points hauts du réservoir. La localisation des structures en araignée actuelles et fossiles dans une zone de relais de failles indique qu'elles constituent un point de fuite au niveau du réservoir turbiditique miocène supérieur.

III. CONCLUSION GENERALE

Ce travail portant sur l'étude des indices de migrations de fluides dans la couverture sédimentaire Miocène supérieur –Actuel permet d'apporter les conclusions suivantes :

- La présence d'indices de migration de fluides dans la couverture régionale Pliocène-Actuel est fortement liée à la présence de corps réservoirs miocènes contenant des hydrocarbures. Cela permet de conforter l'hypothèse selon laquelle le gaz alimentant les migrations de fluides dans la couverture Pliocène-Actuel provient des réservoirs et correspond ainsi à du gaz thermogénique et non à du gaz biogénique.
- La migration des hydrocarbures dans les sédiments du Plio-Pléistocène est majoritairement focalisée, à l'exception de la formation d'hydrates de gaz correspondant à une migration de fluides plus dispersée. Cela suggère que les

hydrates de gaz, ayant une répartition régionale ont une importante composante biogénique.

- La migration des hydrocarbures se produit depuis des points hauts des réservoirs turbiditiques du Miocène supérieur, le long de certaines portions de plans de failles normales listriques et le long de chemins de migration verticaux ponctuels (de type *pipes* se formant par hydro-fracturation) ou larges (de type cheminées dans lesquelles les hydrocarbures semblent migrer par capillarité) formant les structures en araignée.
- La migration des hydrocarbures semble principalement contrôlée par des variations climato-eustatiques, avec un épisode majeur à la base du Pléistocène, associé à un niveau contenant de nombreux indicateurs de présence de gaz (dans le graben NW) ainsi qu'à la mise en place des structures de paléo-araignées (sur le horst de Moho).
- Ces observations semblent indiquer que la baisse du niveau marin (et la diminution de pression associée) constitue un élément déclencheur des migrations d'hydrocarbures depuis les réservoirs turbiditiques du Miocène supérieur. La formation de migrations de fluides en période de bas niveau marin pourrait être due à la génération de surpressions importantes au toit des réservoirs, du fait de l'afflux d'hydrocarbures alimentant les réservoirs et de la baisse de pression liée à la diminution de la tranche d'eau.
- Les hydrates de gaz semblent jouer un rôle majeur dans la formation des IMFs dans la zone du biseau des hydrates, dont la position fluctue principalement en fonction du niveau marin. Une phase de baisse du niveau marin engendre la dissociation des hydrates de gaz, ce qui produit des échappements de fluides dispersés sur toute la zone du biseau. Cette migration dispersée est principalement associée à une migration de gaz biogénique.
- Un modèle de fonctionnement des structures en araignées et des IMFs associés à la dissociation des hydrates de gaz lors du déplacement du biseau des hydrates, lors de la dernière baisse régionale du niveau marin (il y a 20 000 ans) a été proposé (**Figure 55 et Figure 80**) Les structures en araignées sont liées à la dynamique de formation des hydrates de gaz, qui prolifèrent vers l'amont de la pente (BSR penté dans la zone du biseau), les échappements actuels de méthane sont donc beaucoup plus actifs vers l'amont de la pente (i.e. dans les pattes de l'araignée). Les bandes de pockmarks sont dues à une dissociation massive des hydrates de gaz lors de la dernière baisse du niveau marin, il y a environ 20 000 ans. Ces deux types de migrations de fluides sont liés à la formation/dissociation des hydrates de gaz, avec d'une part une migration de gaz thermogénique focalisée au dessus de réservoirs turbiditiques pour les structures en araignées ;

et d'autre part, une migration de gaz biogénique dispersée sur une bande de couverture régionale.

- Les variations climato-eustatiques semblent constituer le paramètre externe prépondérant déclenchant des migrations de fluides, à l'échelle du bassin, que ce soit de manière dispersée, avec des niveaux concentrant des IMFs, ou de manière focalisée, avec l'empilement des paléo-araignées. Une datation précise des niveaux concentrant les IMFs ainsi que des paléo-structures en araignées permettrait de vérifier cette hypothèse.

IV. PERSPECTIVES

Les failles normales semblent guider la migration des hydrocarbures. Une étude plus approfondie du fonctionnement des failles normales listriques, et plus particulièrement de la relation entre la croissance des failles normales et la présence d'IMFs le long de ces dernières pourrait permettre de mieux comprendre leur rôle tantôt de « barrière » et tantôt de « drain ».

Ce travail a permis de définir une nouvelle association de pockmarks, les structures en araignées ; leur fonctionnement est étroitement lié à la présence d'un BSR penté. Un évènement de paléo-dégazage régional lié à la dissociation des hydrates de gaz au niveau du paléo-biseau des hydrates a également été défini. La caractérisation de ces IMFs de proche subsurface repose sur l'utilisation d'une approche multi-outils utilisant des outils de haute résolution, de type bathymétrie, *backscatter*, ROV, sismique 3D HR et sismique 2D THR. La combinaison de ces outils a permis de détecter les structures en araignées actuelles, qui n'ont pas été définies ailleurs pour l'instant. Cela est probablement dû à un manque de données de résolution suffisante pour pouvoir les détecter sur le fond de l'eau. A la lumière de cette étude, il serait intéressant d'investiguer d'autres zones du bassin ou même d'autres bassins afin de détecter la présence éventuelle de structures similaires, associées à un BSR penté. Une telle configuration de BSR peut se former au niveau d'autres biseaux d'hydrates de gaz, ou encore en bordure de diapir, ou même juste lorsque le BSR est penté du fait de la topographie du fond de mer. Pour se former, les structures en araignée nécessitent néanmoins la présence d'un point de fuite d'hydrocarbures fixe et suffisamment continu dans le temps. La combinaison entre la présence d'un BSR penté et celle d'un point de fuites de fluides fixes est réunie au niveau du horst de Moho. Il serait maintenant intéressant d'investiguer d'autres zones d'étude afin de détecter la présence de structures en araignées similaires à celles observées au-dessus du horst de Moho. La première étape pour tenter de trouver des structures similaires serait de regarder les données au-dessus d'autres champs pétroliers, afin de détecter la présence de points de fuites focalisés depuis des réservoirs et d'un BSR penté dans la zone. Ce n'est qu'avec

ces deux éléments réunis que des structures en araignée pourront se former sur les marges continentales.

La détection de structures en araignées fossiles enfouies à plusieurs dizaines de mètres, est plus difficile que la détection de structures actuelles pour plusieurs raisons :

- les structures en araignées sont des objets THR, et leur caractérisation nécessite une analyse fine des détails de leur morphologie.
- l'utilisation de données sismiques implique une perte de résolution avec la profondeur, rendant de plus en plus difficile la détection de telles structures.
- l'enfouissement de ces structures va provoquer leur compaction, atténuant progressivement les reliefs associés à ces pockmarks.
- Les phénomènes diagénétiques de dissolution des carbonates vont avoir tendance à faire disparaître ces structures avec l'enfouissement.

Avec la profondeur, le phénomène de compaction associé à la perte de résolution sismique va atténuer les spécificités de ces structures, qui ne seront plus associées qu'à des anomalies de forte amplitude de géométrie allongées ou circulaires. Cependant les données de sismique 3D étant traitées dans le but d'améliorer la résolution des objets profonds, à visée pétrolière, un retraitement de ces données pourrait considérablement améliorer la résolution des parties superficielles et ainsi améliorer la détection de structures en araignée fossiles.

Il serait intéressant de dater plus précisément les sédiments quaternaires de la zone d'étude afin de vérifier la relation entre les migrations de fluides et les périodes de baisse du niveau marin. Ces datations pourraient être réalisées grâce au forage d'une carotte dans la zone d'étude.

Dans un second temps, il serait intéressant de vérifier l'exportabilité des modèles de migration d'hydrocarbures focalisée (araignée) et dispersée (bandes de pockmarks) en investiguant d'autres zones. Pour les structures en araignée, il faudrait choisir d'autres zones couvertes par un jeu de données de haute résolution, et contenant des champs pétroliers susceptibles de générer des migrations de fluides focalisées, comme par exemple le delta du Niger. Pour les migrations de gaz dispersées au niveau du paléobiseau des hydrates de gaz, il faudrait choisir des zones contenant un BSR biogénique connu et penté, dans la zone du biseau actuel d'autres bassins comme l'océan arctique par exemple.

BIBLIOGRAPHIE:

- 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**, 5, 568 - 579.
- Aloisi G., Pierre C., Rouchy J.M., Foucher J.P. & Woodside J. (2000). - Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilization. - *Earth and Planetary Science Letters*, **184**, 1, 321 - 338.
- Aloisi G., Bouloubassi I., Heijs S.K., Pancost R.D., Pierre C., Damste J.S.S. ... & Rouchy J. M. (2002). - CH₄-consuming microorganisms and the formation of carbonate crusts at cold seeps. - *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 1, 195 - 203.
- Anderson T.F. & Arthur M.A. (1983). - Stable isotopes of oxygen and carbon and their applications to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *In*: ARTHUR M.A., ANDERSON T.F., KAPLAN I.F., VEIZER J. & LAND L.S., Eds., *Stable Isotopes in Sedimentary Geology. – Soc. Econ. - Paleontologists and Mineralogists*, 1- 4.
- Anderson J. E., Cartwright J., Drysdall S. J. & Vivian N. (2000). - Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. - *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 10, 1165 - 1203.
- Andresen K. J., Huuse M. & Clausen O.R. (2008). - Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea –implications for bottom current activity and fluid migration. - *Basin Research*, **20**, 3, 445 - 466.
- Andresen K.J., Huuse M., Schødt N.H., Clausen L. F. & Seidler L. (2011). - Hydrocarbon plumbing systems of salt minibasins offshore Angola revealed by three-dimensional seismic analysis. - *AAPG Bulletin*, **95**, 1039 - 1065.

- Andresen K.J. & Huuse M.** (2011). - "Bulls-eye" pockmarks and polygonal faulting in the lower Congo Basin: Relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial. - *Marine Geology*, **279**, 111 - 127.
- Andresen K.J.** (2012). - Fluid flow features in hydrocarbon plumbing systems: what do they tell us about the basin evolution? - *Marine Geology*, **1** - 20.
- Anka Z. & Seranne M.** (2004). - Reconnaissance study of the ancient Zaire (Congo) deep-sea fan (ZaiAngo Project). - *Marine Geology*, **209**, 223 - 244.
- Anka Z., Seranne M., Lopez L., Scheck-Wenderoth M. & Savoye B.** (2009). - The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: A basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project). - *Tectonophysics*, **470**, 42 - 56.
- Anka Z., Berndt C. & Gay A.** (2012). - Hydrocarbon leakage through focused fluid flow systems in continental margins. - *Marine Geology*, **332**, 1 - 3.
- Arntsen B., Wensaas L., Løseth H. & Hermanrud C.** (2007). - Seismic modeling of gas chimneys. - *Geophysics*, **72**, 251 - 259.
- Aydin A.** (2000). - Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. - *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 7, 797 - 814.
- Babonneau N., Savoye B., Cremer M. & Klein B.** (2002). - Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. - *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 445 - 467.
- Bacon M., Simm R. & Redshaw T.** (2003). - 3-D seismic interpretation. - *Cambridge, Cambridge University Press*, 208.

- Bahorich M. & Farmer S.** (1995). - 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. - *The Leading Edge*, **14**, 10, 1053 - 1058.
- Bangs N.L., Musgrave R.J. & Tréhu A.M.** (2005). - Upward shifts in the southern Hydrate Ridge gas hydrate stability zone following postglacial warming, offshore Oregon. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110**, B3.
- Barker P.F. & Burrell J.** (1982). - The influence upon Southern Ocean circulation, sedimentation and climate of the opening of the Drake passage. - *Antarctic Geoscience*, 377 - 385.
- Bartek L.R., Vail P.R., Anderson J.B., Emmet P.A. & Wu, S.** (1991). - Effect of Cenozoic ice sheet fluctuations in Antarctica on the stratigraphic signature of the Neogene. - *Journal of Geophysical Research*, **96**, B4, 6753 - 6778.
- Bayon G., Loncke L., Dupré S., Caprais J.C., Ducassou E., Duperron S., ... & Woodside J.** (2009). - Multi-disciplinary investigation of fluid seepage on an unstable margin: the case of the Central Nile deep sea fan. - *Marine Geology*, **261**, 1, 92-104.
- Becker S.P., Eichhubl P., Laubach S.E, Reed R.M., Lander R.H. & Bodnar R.J.** (2010). - A 48 m.y. history of fracture opening, temperature, and fluid pressure: Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas Basin. - *Geological Society of America Bulletin*, **122**, 7/8, 1081 - 1093.
- Beglinger S.E., Doust H. & Cloetingh S.** (2012). - Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. - *Marine and Petroleum Geology*, **30**, 1 - 25.
- Bense V.F. & Person M.** (2006). - Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. - *Water Resources Research*, **42**, W05421, 18 p.
- Berger W.H., Lange C.B. & Wefer G.** (2002). - Upwelling history of the Benguela-Namibia system: A synthesis of Leg 175 results, *In: WEFER G., BERGER W.H. & RICHTER C.,*

- Eds., ODP Proceedings, Scientific Results. - *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, **175**, 1 - 103.
- Berndt C., Bünz S. & Mienert J.** (2003). - Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow. - *Geological Society, London, Special Publications*, **216**, 1, 283 - 290.
- Berndt C., Bünz S., Clayton T., Mienert J. & Saunders, M.** (2004). - Seismic character of bottom simulating reflectors: Examples from the mid-Norwegian margin. - *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 6, 723 - 733.
- Berndt C.** (2005). - Focused fluid flow in passive continental margins. - *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **363**, 1837, 2855 - 2871.
- Berndt C., Feseker T., Treude T., Krastel S., Liebetrau V., Niemann H., ... & Graves C.** (2014). - Temporal constraints on hydrate-controlled methane seepage off Svalbard. - *Science*, **343**, 6168, 284 - 287.
- Berné S., Rabineau M., Flores J.A. & Sierro F.** (2004). - The impact of Quaternary global changes on strata formation: exploration of the shelf edge in the NW Mediterranean Sea. - *Oceanography*, **17**, 4, 92 - 103.
- Berner R.A.** (1984). - Sedimentary pyrite formation: an update. - *Geochimica et cosmochimica Acta*, **48**, 4, 605 - 615.
- Bessoles B. & Trompette R.** (1980). - Géologie de l'Afrique: La chaîne pan-africaine, zone mobile d'Afrique centrale (partie Sud) et zone soudanaise. - *Mémoire BRGM*, **92**.
- Biastoch A., Treude T., Rüpke L.H., Riebesell U., Roth C., Burwicz E.B., ... & Wallmann K.** (2011). - Rising Arctic Ocean temperatures cause gas hydrate destabilization and ocean acidification. - *Geophysical Research Letters*, **38**, 8.

- Blair N.E. & Aller R.C. (1995). - Anaerobic methane oxidation on the Amazon shelf. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 18, 3707 - 3715.
- Bøe R., Rise L. & Ottesen D. (1998). - Elongate depressions on the southern slope of the Norwegian Trench (Skagerrak): morphology and evolution. - *Marine Geology*, **146**, 1, 19 - 203.
- Boetius A., Ravensschlag K., Schubert C. J., Rickert D., Widdel F., Gieseke A., ... & Pfannkuche O. (2000). - A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. - *Nature*, **407**, 623 - 626.
- Bohrmann G., Greinert J., Suess E. & Torres M. (1998). - Authigenic carbonates from the Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability. - *Geology*, **26**, 7, 647-650.
- Bohrmann G. & Torres M.E. (2006). - Gas hydrates in marine sediments. - *Marine Geochemistry*, 481 - 512.
- Boltovskoy E. (1980). - The age of the Drake passage. - *Alcheringa*, **4**, 289- 297.
- Borowski W.S., Paull C.K. & Ussler W. (1996). - Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. - *Geology*, **24**, 7, 655 - 658.
- Boswell R. & Collett T.S. (2011). - Current perspectives on gas hydrate resources. - *Energy & environmental science*, **4**, 4, 1206 - 1215.
- Bouriak S., Vanneste M. & Saoutkine A. (2000). - Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Vøring Plateau, offshore Norway. - *Marine Geology*, **163**, 125 - 148.
- Bouvier J.D., Kaars-Sijpesteijn C.H., Kluesner D.F., Onyejekwe C.C. & van der Paul R.C. (1989). - Threedimensional seismic interpretation and fault sealing investigations, Nun River field, Nigeria. - *AAPG Bulletin*, **73**, 11, 1397 - 1414.

- Brice S.E., Cochran M.D., Pardo G. & Edwards A.D.** (1982). - Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequences: Cabinda, Angola. - *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **34**, 5 - 18.
- Broucke O., Temple F., Rouby D., Robin C., Calassou S., Nalpas T. & Guillocheau F.** (2004). - The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower–Middle Miocene of the Lower Congo Basin (West African Margin). - *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 327 - 348.
- Brown A.R.** (2011). - Color, Character and Zero-Phaseness. *In: BROWN A.R. Ed, Interpretation of three-dimensional seismic data. - AAPG Memoir 42 and SEG Investigations in Geophysics*, **9**, 31- 61.
- Buerk D., Klauke I., Sahling H. & Weinrebe W.** (2010). - Morpho-acoustic variability of cold seeps on the continental slope offshore Nicaragua: result of fluid flow interaction with sedimentary processes. - *Marine Geology*, **275**, 1, 53 - 65.
- 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
- Bünz S. & Mienert J.** (2004). - Acoustic imaging of gas hydrate and free gas at the Storegga Slide. - *Journal of Geophysical Research* , **109**, B04102, 1 - 15.
- Burke K.** (1996). - The African plate. - *South african journal of geology*, **99**, 4, 341 - 409.
- Burrollet P.F.** (1975). - Tectonique en radeaux en Angola. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 503 - 504.
- Burwood R.** (1999). - Angola: source rock control for Lower Congo Coastal and Kwanza Basin petroleum systems. *In: CAMERON N.R., BATE R.H. & CLURE V.S., Eds., The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic. - Geological Society of London*, **153**, 181 - 184.

- Cahen L., Delhal H. & Lavreau J. (1976).** - The Archaean of Equatorial Africa: a review. *In*: WINDLEY B.F., Ed., *The Early History of the Earth.* - Wiley, New York, 486 - 498.
- Campbell K.A., Farmer J.D. & Des Marais D. (2002).** - Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and paleoenvironments. - *Geofluids*, **2**, 63 - 94.
- Campbell K. A. (2006).** - Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **232**, 362 - 407.
- Canet C., Prol-Ledesma R.M., Escobar-Briones E., Mortera-Gutierrez C., Lozono-Santa Cruz R., Linares C., Cienfuegos E. & Morales-Puento P. (2006).** - Mineralogical and geochemical characterization of hydrocarbon seep sediments from the Gulf of Mexico. -*Marine and Petroleum Geology*, **23**, 5, 605 - 619.
- Carruthers D. & Ringrose P.S. (1998).** - Secondary oil migration: Oil-rock contact volumes, flow behavior and rates, *In* : PARNELL J., Ed., *Dating and duration of fluid flow and fluid-rock interaction.* - *Geological Society (London) Special Publication*, **144**, 205 - 220.
- Cartwright J. A. (1994).** - Episodic basin-wide hydrofracturing of overpressured Early Cenozoic mudrock sequences in the North Sea Basin. - *Marine and Petroleum Geology*, **11**, 5, 587 - 607.
- Cartwright J., James D. & Bolton A. (2003).** - The genesis of polygonal fault systems: a review. - *Geological Society, London, Special Publications*, **216**, 1, 223 - 243.
- Cartwright J., Huuse M. & Aplin, A. (2007).** - Seal bypass systems. - *AAPG bulletin*, **91**, 8, 1141 - 1166.
- Cartwright J. (2011).** - Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems. - *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 1593 - 1610.

Casenave V., Gay A. & Imbert P. (in press). - Spider Structures: records of fluid venting from methane hydrates on the Congo continental slope. - *Bulletin de la Société Géologique de France*.

Cathles L.M. (2007). - Changes in sub-water table fluid flow at the end of the Proterozoic and its implications for gas pulsars and MVT lead-zinc deposits. - *Geofluids*, **7**, 2, 209 - 226.

Cathles L.M., Su Z. & Chen D. (2010). - The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. - *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 82 - 91.

Cavagna S., Clari P. & Martire L. (1999). - The role of bacteria in the formation of cold seep carbonates: geological evidence from Monferrato (Tertiary, NW Italy). - *Sedimentary Geology*, **126**, 1, 253 - 270.

Charlou J.-L. & Donval J.-P. (1993). - Hydrothermal methane venting between 12°N and 26°N along the Mid-Atlantic Ridge. - *Journal of Geophysical Research*, **98**, 9625 - 9642.

Charlou J. L., Fouquet Y., Bougault H., Donval J. P., Etoubleau J., Jean-Baptiste P., ... & Rona P.A. (1998). - Intense CH₄ plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15 20' N fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 13, 2323 - 2333.

Charlou J. L., Donval J. P., Zitter T., Roy N., Jean-Baptiste P., Foucher J. P., ... & Party M. S. (2003). - Evidence of methane venting and geochemistry of brines on mud volcanoes of the eastern Mediterranean Sea. - *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **50**, 8, 941 - 958.

Chen J., Song H., Guan Y., Yang S., Pinheiro L.M., Bai Y., ... & Geng M. (2015). - Morphologies, classification and genesis of pockmarks, mud volcanoes and

- associated fluid escape features in the northern Zhongjiannan Basin, South China Sea. - *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **122**, 106 - 117.
- Cheong C., Nonose N., Miura T. & Hioki A.** (2014). - Improved accuracy of determination of dissolved silicate in seawater using absorption spectrometry. - *Accreditation and Quality Assurance*, **19**, 1, 31 - 40.
- Childs C., Nicol A., Walsh J.J. & Watterson J.** (1996). - Growth of vertically segmented normal faults. - *Journal Structural Geology*, **18**, 1389 - 1397.
- Childs C., Walsh J.J., Manzocchi T., Strand J., Nicol A., Tomasso M., Schopfer M. & Aplin A.** (2007). - Definition of a fault permeability predictor from outcrop studies of a faulted turbidite sequence, Taranaki, New Zealand: Structurally complex reservoirs. - *Geological Society (London) Special Publication*, **292**, 235 - 258.
- Childs C., Walsh J.J., Manzocchi T., Bonson C., Nicol A. & Schöpfer M.P.J.** (2009). - A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. - *Journal of Structural Geology*, **31**, 117 - 127,
- Clayton C.J. & Hay S.J.** (1994). - Gas migration mechanisms from accumulation to surface. - *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **41**, 1, 12 - 23.
- Clifford T.N.** (1970). - The structural framework of Africa. *In: African magmatism and tectonics, Oliver and Boyd Edinburgh*, 1 - 26.
- Cole G.A., Requejo A.G., Ormerod D., Yu Z. & Clifford A.** (2000). - Petroleum geochemical assessment of the Lower Congo Basin. *In: MELLO M.R. & KATZ B.J., Eds., Petroleum systems of South Atlantic margins. - American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **73**, 325-339.
- Cowley R. & O'brien G.W.** (2000). - Identification and interpretation of leaking hydrocarbons using seismic data: a comparative montage of examples from the major fields in Australia's north west shelf and Gippsland Basin. - *APPEA Journal*, **40**, 1, 121 - 150.

- Cramez C. & Jackson M.P.A.** (2000). - Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola. - *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 1095 - 1109.
- Crémière A., Lepland A., Chand S., Sahy D., Condon D.J., Noble S.R., ... & Brunstad H.** (2016). - Timescales of methane seepage on the Norwegian margin following collapse of the Scandinavian Ice Sheet. - *Nature communications*, **7**.
- Crutchley G.J., Klaeschen D., Planert L., Bialas J., Berndt C., Papenberg C. ... & Brückmann W.** (2014). - The impact of fluid advection on gas hydrate stability: Investigations at sites of methane seepage offshore Costa Rica. - *Earth and Planetary Science Letters*, **401**, 95 - 109.
- Cunningham R. & Lindholm R.M.** (2000). - Seismic evidence for widespread gas hydrate formation, offshore West Africa. *In*: MELLO M.R. & KATZ B.J., Eds., Petroleum systems of South Atlantic margins. - *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **73**, 93 - 105.
- Dafner E.N., Obzhairov A.I. & Vereshzhagina O.F.** (1998). - Distribution of methane in waters of the Okhotsk and western Bering Seas, and the area of Kuril Islands. - *Hydrobiologia*, **362**, 93 - 101.
- Darnell K.N. & Flemings P.B.** (2015). - Transient seafloor venting on continental slopes from warming-induced methane hydrate dissociation. - *Geophysical Research Letters*, **42**, 24.
- Davidson D. W., Leaist D. G. & Hesse R.** (1983). - Oxygen-18 enrichment in the water of a clathrate hydrate. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, 12, 2293 - 2295.
- Davie M.K. & Buffett B.A.** (2001). - A numerical model for the formation of gas hydrate below the seafloor. - *Journal of Geophysical Research*, **106**, 495 - 514.

- Davies R.J., Huuse M., Hirst P., Cartwright J. & Yang Y. (2006). - Giant clastic intrusions primed by silica diagenesis. - *Geology*, **34**, 11, 917 - 920.
- Deville E., Guerlais S.H., Callec Y., Griboulard R., Huyghe P., Lallemand S., ... & Collaboration of the Caramba Working Group. (2006). - Liquefied vs stratified sediment mobilization processes: insight from the South of the Barbados accretionary prism. - *Tectonophysics*, **428**, 1, 33 - 47.
- D'haese P.C., Spasovski G.B., Sikole A., Hutchison A., Freemont T.J., Sulkova S. ... & Coen G. (2003). - A multicenter study on the effects of lanthanum carbonate (Fosrenol™) and calcium carbonate on renal bone disease in dialysis patients. - *Kidney International*, **63**, S73 - S78.
- Dickens G.R., O'Neil J.R., Rea D.K. & Owen R.M. (1995). - Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. - *Paleoceanography*, **10**, 6, 965 - 971.
- Doan D.H (2012). - Geotechnical investigation factual report TLP / STAD locations - *Rapport interne Total*, 1 - 965.
- Dockrill B. & Shipton Z. K. (2010). - Structural controls on leakage from a natural CO2 geologic storage site: Central Utah, U.S.A.. - *Journal of Structural Geology*, **32**, 1768 - 1782,
- Dominey J. R. & Wiffe S. (1998). - Salt tectonics and sedimentation: an integrated interpretation Ultra Deep Water Area, Lower Congo Basin, offshore Angola. - *American Association Petroleum Geologists, International Conference, Rio de Janeiro, Brazil (Abstr.)*, 590 - 591.
- Droz L., Rigaut F., Cochonat P. & Tofani R. (1996). - Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). - *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 253 - 269.

- Droz L., Marsset T., Ondreas H., Lopez M., Savoye B., Spie- Anderson F.L.** (2003). - Architecture of an active mud-rich turbidite system: the Zaire Fan (Congo–Angola margin southeast Atlantic): results from ZaiAngo 1 and 2 cruises. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **87**, 7, 1145 - 1168.
- Duan Z.H. & Mao S.D.** (2006). - A thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 13, 3369 - 3386.
- Dunham R.J.** (1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional textures. - *AAPG Special Volumes*, 108 - 121.
- Duval B., Cramez C. & Jackson M.P.A.** (1992). - Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. - *Marine and Petroleum Geology*, **9**, 389 - 404.
- Eichenseer H. T., Walgenwitz F. R. & Biondi P. J.** (1999). - Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda Group, Aliban, offshore Angola). - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **18**, 1729 - 1758.
- Elvert M., Suess E., Greinert J. & Whiticar M.J.** (2000). - Archaea mediating anaerobic methane oxidation in deep-sea sediments at cold seeps of the eastern Aleutian subduction zone. - *Organic Geochemistry*, **31**, 11, 1175 - 1187.
- Eichhubl P., Davatzes N.C. & Becker S.P.** (2009). - Structural and diagenetic control of fluid migration and cementation along the Moab fault, Utah. - *AAPG Bulletin*, **93**, 5, 653 - 681.
- Emery K.O. & Uchupi E.** (1984). - The geology of the Atlantic Ocean. - New York, Springer, 925.
- England W.A., Mackenzie A.S., Mann D.M. & Quigley, T.M.** (1987). - The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. - *Journal of the Geological Society*, **144**, 2, 327 - 347.

- Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J. & Withjack M.O.** (2010). - A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid-flow properties of fault zones. - *Journal of Structural Geology*, **32**, 1557 - 1575.
- Feng D., Chen D., Peckmann J. & Bohrmann G.** (2010). - Authigenic carbonates from methane seeps of the northern Congo fan: microbial formation mechanism. - *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 4, 748 - 756.
- Field M.E. & Kvenvolden K.A.** (1985). - Gas hydrates on the northern California continental margin. - *Geology*, **13**, 517 - 520.
- Flemings, P. B., Liu, X., & Winters, W. J.** (2003). Critical pressure and multiphase flow in Blake Ridge gas hydrates. *Geology*, **31**, 12, 1057 - 1060.
- Fort X., Brun J.-P. & Chauvel F.** (2004). - Contraction induced by block rotation above salt (Angolan margin). - *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 1281 - 1294.
- Forwick M., Baeten N.J. & Vorren T.O.** (2009). - Pockmarks in Spitsbergen fjords. - *Norwegian Journal of Geology*, **89**, 1 - 2, 65 - 77.
- Fossen H., Johansen T.E.S., Hesthammer J. & Rotevatn A.** (2005). - Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management: Examples from southern Utah. - *AAPG Bulletin*, **89**, 12, 1593 - 1606.
- Foucher J.P., Nouze H. & Henry P.** (2002). - Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope. - *Marine Geology*, **187**, 1, 161 - 175.
- Foucher J.P., Westbrook G.K., Boetius A., Ceramicola S., Dupre S., Mascle J., Mienert J., Pfannkuche O., Pierre C. & Praeg D.** (2009) - Structure and drivers of cold seep ecosystems. - *Oceanography*, **22**, 1, 92 - 109.

- Freeman S.R., Harris S. D. & Knipe R. J.** (2008). - Fault seal mapping: Incorporating geometric and property uncertainty. - *Geological Society (London) Special Publication*, **309**, 5 - 38.
- Gartrell A., Zhang Y., Lisk M. & Dewhurst D.** (2004). - Fault intersections as critical hydrocarbon leakage zones: Integrated field study and numerical modeling of an example from the Timor Sea, Australia. - *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 9, 1165 - 1179.
- Gay A.** (2002). - Les marqueurs géologiques de la migration et de l'expulsion des fluides sédimentaires sur le plancher des marges passives matures: exemples dans le bassin du Congo. - *Thèse de doctoral, Lille 1*.
- Gay A., Lopez M., Cochonat P. & Sermondadaz G.** (2004). - Polygonal fault-furrows system related to early stages of compaction - upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin. - *Basin Research*, **16**, 101 - 116.
- Gay A., Lopez M., Cochonat P., Levaché D., Sermondadaz G. & Seranne M.** (2006a). - Evidences for early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. - *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 387 - 399.
- Gay A., Lopez M., Cochonat P., Séranne M., Levache D. & Sermondadaz G.** (2006b). - Isolated sea floor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal fault sand stacked Oligocene–Miocene turbiditic paleochannels in the lower Congo Basin. - *Marine Geology*, **226**, 25 - 40.
- Gay A., Lopez M., Berndt C. & Séranne M.** (2007). - Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. - *Marine Geology*, **244**, 68 - 92.
- Gay A, Cavailhes T., Grauls D., Marsset B. & Marsset T.** (in press). - Repeated fluid expulsions during events of rapid sea-level rise in the Gulf of Lion, western Mediterranean Sea. - *Bulletin de la Société Géologique de France*.

- George R.A. & Cauquil E.** (2007). - AUV Ultra High-Resolution 3D Seismic Technique for Detailed Subsurface Investigations. *In: Offshore Technology Conference. - Offshore Technology Conference.*
- Gibbard P.L. & Head M.J.** (2009). - The definition of the Quaternary system/era and the Pleistocene series/epoch Quaternaire. - *Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, **20**, 2, 125 - 133.
- Gorman A.R., Holbrook W.S., Hornbach M.J., Hackwith K.L., Lizarralde D. & Pecher I.** (2002). - Migration of methane gas through the hydrate stability zone in a low-flux hydrate province. - *Geology*, **30**, 327 - 330.
- Granli J.R., Arntsen B., Sollid A. & Hilde E.** (1999). - Imaging through gas-filled sediments using marine shear-wave data. - *Geophysics*, **64**, 668 - 677.
- Greinert J., Bohrmann G. & Suess E.** (2001). - Gas hydrate-associated carbonates and methane-venting at Hydrate Ridge: classification, distribution and origin of authigenic lithologies. - *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, **124**, 99 - 114.
- Guillon S. & Keskes N.** (2004, October). - Sismage and the 3d visualization at Total. *In: American Association of Petroleum Geologists International Conference: October*, 24 - 27.
- Guiraud R. & Maurin J.** (1992). - Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. - *Tectonophysics*, **213**, 153 - 168.
- Haas A., Peckmann J., Elvert M., Sahling H. & Bohrmann G.** (2010). - Patterns of carbonate authigenesis at the Kouilou pockmarks on the Congo deep-sea fan. - *Marine Geology*, **268**, 1, 129 - 136.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R.** (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, **235**, 1156 - 1167.

- Haq B. U.** (1988). - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In: WILGUS C.K et al., Eds. Sea-Level Changes – an Integrated Approach. - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 42, 71 - 108.*
- Han X., Suess E., Sahling H. & Wallmann K.** (2004). - Fluid venting activity on the Costa Rica margin: new results from authigenic carbonates. - *International Journal of Earth Sciences, 93, 4, 596 - 611.*
- Haug G.H., Ganopolski A., Sigman D.M., Rosell-Mele A., Swann G.E., Tiedemann R., ... & Eglinton G.** (2005). - North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. - *Nature, 433, 7028, 821 - 825.*
- Hautala S.L., Solomon E.A., Johnson, H.P., Harris, R.N. & Miller U.K.** (2014). - Dissociation of Cascadia margin gas hydrates in response to contemporary ocean warming. - *Geophysical Research Letters, 41, 23, 8486 - 8494.*
- Heggland R.** (1997). - Detection of gas migration from a deep source by the use of exploration 3D seismic data. - *Marine Geology, 137, 1, 41-47.*
- Heggland R.** (1998). - Gas seepage as an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data. - *Marine and Petroleum Geology, 15, 1 - 9.*
- Hinrichs K.U., Hayes J.M., Sylva S.P., Brewer P.G. & Delong E.F.** (1999). - Methane-consuming archae bacteria in marine sediments. - *Nature, 398, 6730, 802 - 805.*
- Hinrichs, C. C.** (2000). - Embeddedness and local food systems: notes on two types of direct agricultural market. - *Journal of rural studies, 16, 3, 295 - 303.*
- Ho S., Cartwright J.A. & Imbert P.** (2012). - Vertical evolution of fluid venting structures in relation to gas flux, in the Neogene-Quaternary of the Lower Congo Basin, Offshore Angola. - *Marine Geology, 332, 40 - 55.*

- Ho, S., Carruthers, D., & Imbert, P.** (2016). -Insights into the permeability of polygonal faults from their intersection geometries with Linear Chimneys: a case study from the Lower Congo Basin. *Carnets Geol.*, **16**, 02, 17.
- Hoefs J.** (1997). - Stable isotope geochemistry - *Berlin: Springer*, **201**.
- Hoehler T.M., Alperin M.J., Albert D.B. & Martens C.S.** (1994). - Field and laboratory studies of methane oxidation in an anoxic marine sediment: Evidence for a methanogen-sulfate reducer consortium. - *Global Biogeochemical Cycles*, **8**, 4, 451 - 463.
- Hovland M.** (1983). - Elongated depressions associated with pockmarks in the western slope of the Norwegian Trench. - *Marine Geology*, **51**, 1 - 2, 35 - 46.
- Hovland M., Judd A.G. & King L.H.** (1984). - Characteristic features of pockmarks on the North Sea Floor and Scotian Shelf. - *Sedimentology*, **31**, 4, 471 - 480.
- Hovland M. & Sommerville J.H.** (1985). - Characteristics of two natural gas seepages in the North Sea. - *Marine and Petroleum Geology*, **2**, 319 - 326.
- Hovland M., Talbot M.R., Qvale H., Olausson S. & Aasberg L.** (1987). - Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. - *Journal of Sedimentary Research*, **57**, 5.
- Hovland M. & Judd A.** (1988). - *Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology, and the marine environment.* - *Graham and Trotman, London, U.K.*, **293**.
- Hovland M., Gardner J. V. & Judd A.G.** (2002). - The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. - *Geofluids*, **2**, 127 - 136.
- Hovland M. & Svensen H.** (2006). - Submarine pingoes: Indicators of shallow gas hydrates in a pockmark at Nyegga, Norwegian Sea. - *Marine Geology*, **228**, 15 - 23.

- Hubbert M.K. & Willis D.G. (1957). - Mechanic of hydraulic fracturing. - *Transactions of Society of Petroleum Engineers of AIME*, **210**, 153 - 168.
- Hurst A. & Cartwright J. (2007). - Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. - *AAPG Memoir*, **87**, 87.
- Hustoft S., Mienert J., Bünz S. & Nouze H. (2007). - High-resolution 3D-seismic data indicate focussed fluid migration pathways above polygonal fault systems of the mid-Norwegian margin. - *Marine Geology*, **245**, 1, 89 - 106.
- Hustoft S., Bünz S., Meinert J. & Chand S. (2009). - Gas hydrate reservoir and active methane-venting province in sediments on <20Ma young oceanic crust in the Fram Strait, offshore NW Svalbard. - *Earth and Planetary Science Letters*, **284**, 1 - 2, 12 - 24
- Huuse M., Jackson C. A.-L., Van Rensbergen P., Davies R.J., Flemings P.B. & Dixon R.J. (2010). - Subsurface sediment remobilization and fluid flow in sedimentary basins: An overview. - *Basin Research*, **22**, 4, 342 - 360.
- Ilg B.R., Hemmings-Sykes S., Nicol A., Baur J., Fohrmann M., Funnell R., & Milner M. (2012). - Normal faults and gas migration in an active plate boundary, southern Taranaki Basin, offshore New Zealand. - *AAPG bulletin*, **96**, 9, 1733 - 1756.
- Infield Systems Limited (2014). - West Africa Oil and Gas Concession map. - *Offshore magazine*.
- Ingrassia M., Martorelli E., Bosman A., Macelloni L., Sposato A. & Chiocci F.L. (2015). - The Zannone Giant Pockmark: First evidence of a giant complex seeping structure in shallow-water, central Mediterranean Sea, Italy. - *Marine Geology*, **363**, 38 - 51.
- Imbert P. & Ho S. (2012). - Seismic-scale funnel-shaped collapse features from the Paleocene-Eocene of the Northwest shelf of Australia. - *Marine Geology*, **332**, 198 - 221.

Ivanov M., Blinova V., Kozlova E., Westbrook G. K., Mazzini A., Minshull T. & Nouzé H. (2007). - First sampling of gas hydrate from the Vøring Plateau. - *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **88**, 19, 209 - 212.

Iversen N. & Jørgensen B.B. (1985). - Anaerobic methane oxidation rates at the sulfate-methane transition in marine sediments from Kattegat and Skagerrak (Denmark). - *Limnol. Oceanogr*, **30**, 5, 944 - 955.

Jackson M.P.A., Hudec M.R. & Jennette D.C. (2004). - Insight from a gravity driven linked system in deep-water Lower Congo Basin, Gabon. *Salt Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity, Concepts, Applications and Case Studies for the 21st Century*. -SEPM, Houston, TX, 735 - 752.

James N.P. (1997). - The cool-water carbonate depositional realm. - *Special Publication-SEPM*, **56**, 1 - 22.

Jansen J.H.F., Van Weering T.G.E., Gieles R. & Van Iperen J. (1984). - Middle and late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin. - *Netherlands Journal of Sea Research*, **17**, 201 - 241.

Jev B.I., Kaarssijpesteijn C.H., Peters M.P.A.M., Watts N.L. & Wilkie J.T. (1993). - Akaso field, Nigeria: Use of integrated 3-D seismic, fault slicing, clay smearing, and RFT pressure data on fault trapping and dynamic leakage. - *AAPG Bulletin*, **77**, 8, 1389 - 1404.

Johnson B.D., Boudreau B.P., Gardiner B.S. & Maass R. (2002). - Mechanical response of sediments to bubble growth. - *Marine Geology*, **187**, 3, 347 - 363.

Jørgensen B.B., Isaksen M.F. & Jannasch H.W. (1992). - Bacterial sulfate reduction above 100 C in deep-sea hydrothermal vent sediments. - *Science*, **258**, 5089, 1756 - 1757.

Josenhans H.W., King L.H. & Fader G.B. (1978). - A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf. - *Canadian Journal of Earth Sciences*, **15**, 5, 831 - 840.

- Joye S.B., Boetius A., Orcutt B.N., Montoya J.P., Schulz H.N., Erickson M.J. & Lugo S.K. (2004). - The anaerobic oxidation of methane and sulfate reduction in sediments from Gulf of Mexico cold seeps. - *Chemical Geology*, **205**, 3, 219 - 238.
- Judd A.G., Hovland M., Dimitrov L.I., Garcia Gil S. & Jukes V. (2002). - The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change. - *Geofluids*, **2**, 2, 109 - 126.
- Judd A.G. & Hovland M. (2007). - Seabed fluid flow: The impact on geology, biology and the marine environment. - *New York, Cambridge University Press*, 441.
- Judd A. & Hovland M. (2009). - Seabed Fluid Flow, the Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. - *Cambridge University Press*.
- Karner G.D., Driscoll N.W., McGinnis J.P., Brumbaugh W.D. & Cameron N.R. (1997). - Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon–Cabinda continental margin. - *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 7, 973 - 1000.
- Karstens J. & Berndt C. (2015). - Seismic chimneys in the Southern Viking Graben– Implications for palaeo fluid migration and overpressure evolution. - *Earth and Planetary Science Letters*, **412**, 88 - 100.
- Kennett J.P., Burns R.E., Andrews J.E., Churkin M., Davies T.A., Dumitrica P., ... & Van Der Lingen G.J. (1972). - Australian-Antarctic continental drift, palaeocirculation changes and Oligocene deep-sea erosion. - *Nature physical science*, **239**, 51 - 55.
- Kennett J.P., Cannariato K.G., Hendy I.L. & Behl R.J. (2003). - Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: The Clathrate Gun Hypothesis. - *American Geophysical Union*, 1 - 9.
- Klaucke I., Weinrebe W., Petersen C.J. & Bowden D. (2010). - Temporal variability of gas seeps offshore New Zealand: Multi-frequency geoacoustic imaging of the Wairarapa area, Hikurangi margin. - *Marine Geology*, **272**, 1, 49 - 58.

- Kim S.T., O'neil J.R., Hillaire-Marcel C. & Mucci A.** (2007). - Oxygen isotope fractionation between synthetic aragonite and water: influence of temperature and Mg 2+ concentration. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 19, 4704 - 4715.
- King L.H. & Maclean B.** (1970). - Pockmarks on the Scotian shelf. - *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 10, 3141 - 3148.
- Knipe R.J.** (1997). - Juxtaposition and seal diagrams to help analyze fault seals in hydrocarbon reservoirs. - *AAPG Bulletin*, **8**, 12, 187 - 195.
- Kvenvolden K.A. & McMenami, M A.** (1980). - Hydrates of natural gas: a review of their geologic occurrence.
- Lafuerza S., Sultan N., Canals M., Frigola J., Berne S., Jouet G., ... & Sierro F.J.** (2009). - Overpressure within upper continental slope sediments from CPTU data, Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea. - *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 4, 751 - 768.
- Lammers S., Suess E. & Hovland M.** (1995). - A large methane plume east of Bear Island (Barents Sea): implications for the marine methane cycle. - *Geologische Rundschau*, **84**, 1, 59 - 66.
- Lamontagne R.A., Swinnerton J.W., Linnenbom V.J. & Smith W.D.** (1973). - Methane concentration in various marine environments. - *J. Geophys. Res.* **78**, 5317 - 5324.
- Land L.S.** (1983). - The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to the problems of diagenesis of clastic sediment. *In*: Arthur, M.A. Ed., Stable isotopes in Sedimentary geology. - *Soc. Econ. - Paleontologists and Mineralogists*, 4 - 1.
- Lapham L.L., Chanton J.P., Chapman R. & Martens C.S.** (2010). - Methane under-saturated fluids in deep-sea sediments: Implications for gas hydrate stability and rates of dissolution. - *Earth and Planetary Science Letters*, **298**, 3, 275 - 285.

- Lavier L.L., Steckler M.S. & Brigaud F.** (2000). - An improved method for reconstructing the stratigraphy and bathymetry of continental margins: application to Cenozoic tectonic and sedimentary history of the Congo margin. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **84**, 923 - 939.
- Lavier L.L., Steckler M.S. & Brigaud F.** (2001). - Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. - *Marine Geology*, **178**, 63 - 80.
- Lawver L.A., Gahagan L.M. & Coffin M.F.** (1992). - The development of paleoseaways around Antarctica. In: KENNETT J.P & WARNKE D.A., Eds, - The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change: Part One. - *American Geophysical Union Ant Res Ser*, **56**, 7 - 30.
- Link W.K.** (1952). - Significance of oil and gas seeps in world oil exploration. - *AAPG Bulletin*, **36**, 8, 1505 - 1540.
- Liro L.M. & Coen R.** (1995). - Salt deformation history and postsalt structural trends, offshore southern Gabon, West Africa. In: JACKSON M.P.A., ROBERTS D.G. & SNELSON S., Eds., Salt tectonics: a global perspective. - *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **65**, 323 - 331.
- Liu X. & Flemings P.B.** (2006). - Passing gas through the hydrate stability zone at southern Hydrate Ridge, offshore Oregon. - *Earth and Planetary Science Letters*, **241**, 1, 211 - 226.
- Liu J.P., Pan X., Ma J., Tian Z., Chen Y. & Wan L.** (2008). - Petroleum geology and resources in west Africa: An overview. - *Petroleum Exploration and Development*, **35**, 3, 378 - 384
- Lobo F.J. & Ridente D.** (2013). - Milankovitch cyclicity in modern continental margins: stratigraphic cycles in terrigenous shelf settings. - *Boletín Geológico y. Minero*, **124**, 2, 169 - 185.

- Loncke L., Mascle J. & Parties F.S.** (2004). - Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. - *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 6, 669-689.
- Lonergan L., Lee N., Johnson H.D., Cartwright J.A. & Jolly R.J.** (2000). - Remobilization and Injection in Deepwater Depositional Systems: Implications for Reservoir Architecture and Prediction. In: *Deep-Water Reservoirs of the World: Gulf Coast Section SEPM Foundation. - 20th Annual Conference, Houston*, 515 - 532.
- Longman M.W.** (1980). - Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. - *AAPG Bulletin*, **64**, 4, 461 - 487.
- Løseth H., Wensaas L., Arntsen B., Hanken N., Basire C. & Graue K.** (2001). - 1000 m long gas blow-out pipes. - *63rd EAGE Conference & Exhibition*.
- Løseth H., Gading M. & Wensaas L.** (2009). - Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. - *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 7, 1304 - 1319.
- Løseth H., Wensaas L., Arntsen B., Hanken N.-M., Basire C. & Graue K.** (2011). - 1000 m long gas blow-out pipes. - *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 5, 1047 - 1060.
- Lovley D.R.** (1991). - Dissimilatory Fe(III) and Mn(IV) reduction. - *Microbiological reviews*, **55**, 2, 259.
- Lunde G., Aubert K., Lauritzen O. & Lorange E.** (1992). - Tertiary of the Kwanza basin in Angola. In: CURNELLE R., Ed. *Géologie Africaine: Coll. Géol. Libreville, Recueil des Communications, Elf Aquitaine, Boussens, France*, **13**, 99 - 117.
- Lundin E.R.** (1992). - Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. - *Marine and Petroleum Geology*, **9**, 405 - 411.
- Luo X. & Vasseur G.** (2002). - Natural hydraulic cracking: numerical model and sensitivity study. *Earth and Planetary Science Letters*, **201**, 2, 431 - 446.

- Macelloni L., Simonetti A., Knapp J.H., Knapp C.C., Lutken C.B. & Lapham L. (2012).** - Multiple resolution seismic imaging of a shallow hydrocarbon plumbing system, Woolsey Mound, Northern Gulf of Mexico. - *Journal of Marine and Petroleum Geology*, **38**, 128 - 142.
- Macelloni L., Brunner C.A., Caruso S., Lutken C.B., D'emidio M. & Lapham L.L. (2013).** - Spatial distribution of seafloor bio-geological and geochemical processes as proxies of fluid flux regime and evolution of a carbonate/hydrates mound, northern Gulf of Mexico. - *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **74**, 25 - 38.
- Macgregor D.S. (1993).** - Relationships between seepage, tectonics and subsurface petroleum reserves. *Marine and Petroleum Geology*, **10**, 6, 606 - 619.
- Magoon L.B. & Dow W.G. (1994).** - The Petroleum System: Chapter 1: Part I. Introduction.
- Manzocchi T., Walsh J.J., Nell P. & Yielding G. (1999).** - Fault transmissibility multipliers for flow simulation models. - *Petroleum Geoscience*, **5**, 1, 53 - 63.
- Manzocchi T., Childs C. & Walsh J.J. (2010).** - Faults and fault properties in hydrocarbon flow models. - *Geofluids*, **10**, 1 - 2, 94 - 113.
- Marcon Y., Ondréas H., Sahling H., Bohrmann G. & Olu K. (2014).** - Fluid flow regimes and growth of a giant pockmark. - *Geology*, **42**, 1, 63 - 66.
- Marton L.G., Tari G.C. & Lehmann C.T. (2000).** - Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural style. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, **115**, 129 - 150.
- Matsumoto R., Okuda Y., Hiruta A., Tomaru H., Takeuchi E., Sanno R., Suzuki M., Tsuchinaga K., Ishida Y., Ishizaki O., Takeuchi R., Komatsubara J., Freire A.F., Machiyama H., Aoyama C., Joshima M., Hiromatsu M., Snyder G., Numanami H., Satoh M., Matoba Y., Nakagawa H., Kakuwa Y., Ogihara S., Yanagawa K., Sunamura M., Goto T., Lu H. & Kobayashi T. (2009).** - Formation and collapse of gas hydrate

- deposits in high methane flux area of the Joetsu Basin, eastern margin of Japan. - *Journal of Geography*, **118**, 1, 43 - 71.
- Marcon Y., Ondréas H., Sahling H., Bohrmann G. & Olu K.** (2014). - Fluid flow regimes and growth of a giant pockmark. - *Geology*, **42**, 1, 63 - 66.
- Marín-Moreno, H., Minshull, T. A., Westbrook, G. K., Sinha, B., & Sarkar, S.** (2013). - The response of methane hydrate beneath the seabed offshore Svalbard to ocean warming during the next three centuries. - *Geophysical Research Letters*, **40**, 19, 5159 - 5163.
- Maslin M., Owen M., Betts R., Day S., Dunkley Jones T. & Ridgwell A.** (2010). - Gas hydrates: Past and future geohazard? - *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **368**, 1919, 2369 - 2393.
- McGinnis J. P., Driscoll N.W., Karner G.D., Brumbaugh W.D. & Cameron N.** (1993). - Flexural response of passive margins to deep-sea erosion and slope retreat: implications for relative sea-level change. - *Geology*, **21**, 893 - 896.
- McGinnis, D. F., Greinert, J., Artemov, Y., Beaubien, S. E., & Wüest, A. N. D. A.** (2006). Fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere? - *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **111**, C9.
- Michaelis W., Seifert R., Nauhaus K., Treude T., Thiel V., Blumenberg M. ... & Boetius A.** (2002). - Microbial reefs in the Black Sea fueled by anaerobic oxidation of methane. - *Science*, **297**, 5583, 1013 - 1015.
- Mienert J., Vanneste M., Bünz S., Andreassen K., Hafliðason 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**, 1, 233 - 244.
- Milkov A.V. & Sassen R.** (2002) - Economic geology of offshore gas hydrate accumulations and provinces - *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 1-11. MILKOV

- A.V., VOGT P.R., CRANE K., LEIN A.Y., SASSEN R. & CHERKASHEV G.A. (2004). - Geological, geochemical, and microbial processes at the hydrate-bearing Hakon Mosby mud volcano: a review. - *Chemical Geology*, **205**, 347 - 366.
- Milkov A.V., Dickens G.R., Claypool G.E., Lee Y.J., Borowski W.S., Torres M.E., ... & Schultheiss P.** (2004). - Co-existence of gas hydrate, free gas, and brine within the regional gas hydrate stability zone at Hydrate Ridge (Oregon margin): evidence from prolonged degassing of a pressurized core. - *Earth and Planetary Science Letters*, **222**, 3, 829 - 843.
- Miller K.G., Wright J.D. & Fairbanks R.G.** (1991). - Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **96**, B4, 6829 - 6848.
- Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Mountain G.S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B.S., Christie-Blick N. & Pekar S.F.** (2005). - The Phanerozoic record of global sea-level change. - *Science*, **310**, 1293 - 1298.
- Mitchum Jr R.M., Vail P.R. & Thompson Iii S.** (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. - 53 - 62.
- Moretti I.** (1998). - The role of faults in hydrocarbon migration. - *Petroleum Geoscience*, **4**, 1, 81 - 94.
- Moss J.L. & Cartwright J.** (2010a). - The spatial and temporal distribution of pipe formation, offshore Namibia. - *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 6, 1216 - 1234.
- Moss J. & Cartwright J.A.** (2010b). - 3D seismic expression of km-scale fluid escape pipes from offshore Namibia. - *Basin Research*, **22**, 4, 481 - 501.
- Moss J.L., Cartwright J. & Moore R.** (2012). - Evidence for fluid migration following pockmark formation: Examples from the Nile Deep Sea Fan. - *Marine Geology*, **303**, 1 - 13.

- Nadai A.** (1963). - Theory of flow and fracture of solids. - *Engineering Societies Monographs*, 705.
- Naehr T.H., Rodriguez N.M., Bohrmann G., Paull C.K. & Botz R.** (2000). - Methane-derived authigenic carbonates associated with gas hydrate decomposition and fluid venting above the Blake Ridge Diapir. In : *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, **164**, 285 - 300 - *Ocean Drilling Program*.
- Nakajima T., Kakuwa Y., Yasudomi Y., Itaki T., Motoyama I., Tomiyama T., Machiyama H., Katayama H., Okitsu O., Morita S., Tanahashi M. & Matsumoto R.** (2014). - Formation of pockmarks and submarine canyons associated with dissociation of gas hydrates on the Joetsu Knoll, eastern margin of the Sea of Japan. - *Journal of Asian Earth Sciences*, **90**, 228 - 242.
- Neglia S.** (1979). - Migration of fluids in sedimentary basins. - *AAPG Bulletin*, **63**, 4, 573 - 597.
- Newton R.S., Cunningham R.C. & Schubert C.E.** (1980). - Mud volcanoes and pockmarks: seafloor engineering hazards or geological curiosities? - In: *Offshore Technology Conference*. Offshore Technology Conference.
- Nürnberg D. & Müller R.D.** (1991). - The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. - *Tectonophysics*, **191**, 27 - 53.
- O'Brien, G. W., M. Lisk, I. R. Duddy, J. Hamilton, P.Woods, And R. Cowley,** (1999). - Plate convergence, foreland development and fault reactivation: Primary controls on brine migration, thermal histories and trap breach in the Timor Sea, Australia. - *Marine and Petroleum Geology*, **16**, 6, 533 - 560.
- O'Brien G.W., Lawrence G.M., Williams A.K., Glenn K., Barrett A.G., Lech M. ... & Summons R.E.** (2005). - Yampi Shelf, Browse Basin, North-West Shelf, Australia: a test-bed for constraining hydrocarbon migration and seepage rates using combinations of 2D

- and 3D seismic data and multiple, independent remote sensing technologies. - *Marine and Petroleum Geology*, **22**, 4, 517 - 549.
- Olu K., Caprais J.C., Galeron J., Causse R., Von Cosel R., Budzinski H., ... & Sibuet M.** (2009). - Influence of seep emission on the non-symbiont-bearing fauna and vagrant species at an active giant pockmark in the Gulf of Guinea (Congo–Angola margin). - *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **56**, 23, 2380 - 2393.
- Ondreas H., Olu K., Fouquet Y., Charlou J.L., Gay A., Dennielou B. ... & Sibuet M.** (2005). - Integrated "in situ" study of a deep giant pockmark on the Congo-Angola margin. - *Geo-Marine Letters*, **25**, 5, 281 - 292.
- Orange D.L., Angell M.M. & Lapp D.** (1999). - Using seafloor mapping (bathymetry and backscatter) and high resolution sub-bottom profiling for both exploration and production: detecting seeps, mapping geohazards, and managing data overload with GIS. - *Offshore Technology Conference*.
- Oremland R.S.** (1979). - Methanogenic activity in plankton samples and fish intestines: a mechanism for in situ methanogenesis in oceanic surface water. - *Limnol. Oceanogr.* **24**, 1136 - 1141.
- Orphan V.J., Hinrichs K.U., Ussler W I.I.I., Paull C.K., Taylor L.T., Sylva S.P., ... & Delong E.F.** (2001). - Comparative analysis of methane-oxidizing archaea and sulfate-reducing bacteria in anoxic marine sediments. - *Applied and Environmental Microbiology*, **67**, 4, 1922 - 1934.
- Osborne, M. J. & Swarbrick, R. E.** (1997). Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG bulletin*, **81**, 6, 1023 - 1041.
- Pancost R.D., Damste J.S.S., De Lint S., Van Der Maarel M.J. & Gottschal J.C.** (2000). - Biomarker evidence for widespread anaerobic methane oxidation in Mediterranean sediments by a consortium of methanogenic archaea and bacteria. - *Applied and Environmental Microbiology*, **66**, 3, 1126 - 1132.

- Papatheodorou G., Hasiotis T. & Ferentinos G.** (1993). - Gas-charged sediments in the Aegean and Ionian Seas, Greece. - *Marine Geology*, **112**, 1, 171 - 184.
- Paul C.K., Hecker B., Commeau R., Freeman-Lynde R.P., Neumann C., Corso W.P., ... & Curray J.** (1984). - Biological communities at the Florida Escarpment resemble hydrothermal vent taxa. - *Science*, **226**, 4677, 965 - 967.
- Paul C.K. & Neumann A.C.** (1987). - Continental margin brine seeps: their geological consequences. - *Geology*, **15**, 6, 545 - 548.
- Paul C.K., Chanton J.P., Neumann A.C., Coston J.A. & Martens C.S.** (1992). - Indicators of methane-derived carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: examples from the Florida escarpment. *In*: BEAUCHAMP B. & VON BITTER P., Eds., *Chemosynthesis: Geological Processes and Products*. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 361 - 375.
- Paul C.K. & Ussler Iii W.** (2008). - Re-evaluating the significance of seafloor accumulations of methane-derived carbonates: seepage or erosion indicators? - *Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates, Vancouver, British Columbia, Canada : July 6-10.*
- Peckmann J., Thiel V., Michaelis W., Clari P., Gaillard C., Martire L. & Reitner J.** (1999). - Cold seep deposits of Beauvoisin (Oxfordian; southeastern France) and Marmorito (Miocene; northern Italy): microbially induced authigenic carbonates. - *International Journal of Earth Sciences*, **88**, 1, 60 - 75.
- Peckmann J., Reimer A., Luth U., Luth C., Hansen B.T., Heinicke C. ... & Reitner J.** (2001). - Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea. - *Marine Geology*, **177**, 1, 129 - 150.
- Peckmann J., Goedert J.L., Heinrichs T., Hoefs J., Reitner J.** (2003). - The Late Eocene 'Whiskey Creek' methane-seep deposit (western Washington State): Part II. Petrology, stable isotopes, and biogeochemistry. - *Facies*, **48**, 241 - 254.

- Peckmann J. & Thiel V.** (2004). - Carbon cycling at ancient methane-seeps. - *Chemical Geology*, **205**, 3, 443 - 467.
- Petersen C.J., Klauke I., Weinrebe W. & Ranero C.R.** (2009). - Fluid seepage and mound formation offshore Costa Rica revealed by deep-towed sidescan sonar and sub-bottom profiler data. *Marine Geology*, **266**, 1, 172 - 181.
- Philip Z.G., Jennings J.W., Olson J.E., Laubach S.E. & Holder J.** (2005). - Modeling coupled fracture-matrix fluid flow in geomechanically simulated fracture networks. - *Society of Petroleum Engineers Reservoir Evaluation and Engineering*, **8**, 4, 300 - 309.
- Phrampus B.J. & Hornbach M.J.** (2012). - Recent changes to the Gulf Stream causing widespread gas hydrate destabilization. - *Nature*, **490**, 7421, 527 - 530.
- Pilcher R. & Argent J.** (2007). - Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. - *Marine Geology*, **244**, 1, 15 - 32.
- Plaza-Faverola A., Bünz S. & Mienert J.** (2010). - Fluid distributions inferred from P-wave velocity and reflection seismic amplitude anomalies beneath the Nyegga pockmark field of the mid-Norwegian margin. - *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 1, 46 - 60.
- Pufahl P.K., Maslin M.A., Anderson L., Brüchert V., Jansen F., Lin H., Perez M., Vidal L. & Shipboard Scientific Party** (1998). - Lithostratigraphic summary for Leg 175: Angola– Benguela upwelling system. In: *Proceedings Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **175**, 533 - 542.
- Read J.F., Osleger D. & Elrick M.** (1991). - Two-dimensional modeling of carbonate ramp sequences and component cycles. - *Sedimentary modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition: Kansas Geological Survey Bulletin*, **233**, 473 - 488.
- Reagan M.T., Moridis G.J., Elliott S.M. & Maltrud M.** (2011). - Contribution of oceanic gas hydrate dissociation to the formation of Arctic Ocean methane plumes. - *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**, C9.

- Reeburgh W. S.** (1976). - Methane consumption in Cariaco Trench waters and sediments. - *Earth and Planetary Science Letters*, **28**, 337 - 344.
- Reeburgh W.S.** (1980). - Anaerobic methane oxidation: rate depth distribution in Skan Bay sediments. - *Earth and Planetary Science Letters*, **47**, 3, 345 - 352.
- Reeburgh W.S.** (2007). - Oceanic methane biogeochemistry. - *Chemical Reviews*, **107**, 2, 486 - 513.
- Reilly Jr. J.F., Macdonald I.R., Biegert E.K., Brook J.M.** (1996). - Geologic controls on the distribution of chemosynthetic communities in the Gulf of Mexico. *In*: SCHUMACHER D., ABRAMS M., Eds., Hydrocarbon Migration and its Near-surface Expression. - *AAPG Memoir*, **66**, 39 - 62.
- Revelle R.** (1983). - Probable future changes in sea level resulting from increased atmospheric carbon dioxide. - *Changing Climate*, 433 - 48.
- Riboulot V., Thomas Y., Berné S., Jouet G. & Cattaneo A.** (2014). - Control of Quaternary sea-level changes on gas seeps. - *Geophysical Research Letters*, **41**, 14, 4970 - 4977.
- Riboulot V., Sultan N., Imbert P. & Ker S.** (2016) - Initiation of gas-hydrate pockmark in deep-water Nigeria: Geo-mechanical analysis and modeling. - *Earth and Planetary Science Letters*, **434**, 252 - 263.
- Ritger S., Carson B. & Suess E.** (1987). - Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore water expulsion along the Oregon/Washington margin. - *GSA bulletin*, **98**, 147 - 156.
- Roberts N. & Barker, P.** (1993). - Landscape stability and biogeometric response to past and future climatic shifts in intertropical Africa. - *Landscape sensitivity*, 65 - 82.

- Roberts H.H. & Aharon P.** (1994). - Hydrocarbon-derived carbonate buildups of the northern Gulf of Mexico continental slope: a review of submersible investigations. - *Geo-Marine Letters*, **14**, 2-3, 135 - 148.
- Roberts S. J., & Nunn J. A.** (1995). - Episodic fluid expulsion from geopressed sediments. - *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 2, 195 - 204.
- Rohling E.J.** (2013) -Oxygen Isotope Composition of Seawater. In: ELIAS S.A., Ed., The Encyclopedia of Quaternary Science. - *Amsterdam: Elsevier*, **2**, 915 - 922.
- Rollet N., Logan G.A., Kennard J.M., O'brien P.E., Jones A.T. & Sexton M.** (2006). - Characterization and correlation of active hydrocarbon seepage using geophysical data sets: An example from the tropical, carbonate Yampi Shelf, northwest Australia. - *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 2, 145.
- Römer M., Sahling H., Pape T., Dos Santos Ferreira C., Wenzhöfer F., Boetiu, A., & Bohrmann G.** (2014). - Methane fluxes and carbonate deposits at a cold seep area of the Central Nile Deep Sea Fan, Eastern Mediterranean Sea. - *Marine Geology*, **347**, 27 - 42.
- Rouby D., Raillard S., Guillocheau F., Bouroullec R. & Nalpas T.** (2002). - Kinematics of a growth fault/raft system on the West African margin using 3-D restoration. - *Journal of Structural Geology*, **24**, 783 - 796.
- Rowley D.B. & Markwick P. J.** (1992). - Haq et al. eustatic sea level curve: implications for sequestered water volumes. - *The Journal of Geology*, 703 - 715.
- Ruppel, C.D.** (2011). - Methane hydrates and contemporary climate change. - *Nature Education Knowledge*, **3**, 10, 29.
- Sager W.W., MacDonald I.R. & Hou R.** (2004). - Side-scan sonar imaging of hydrocarbon seeps on the Louisiana continental slope. - *AAPG Bulletin*, **88**, 6, 725 - 746.

- Sahling H., Bohrmann G., Spiess V., Bialas J., Breitzke M., Ivanov M., Kasten S., Krastel S. & Schneider R.** (2008) - Pockmarks in the Northern Congo Fan area, SW Africa: Complex seafloor features shaped by fluid flow. - *Marine Geology*, **249**, 206 - 225.
- Sassen R., Macdonald I. R., Requejo A.G., Guinasso Jr N.L., Kennicutt II M.C., Sweet S.T. & Brooks J.M.** (1994). - Organic geochemistry of sediments from chemosynthetic communities, Gulf of Mexico slope. - *Geo-Marine Letters*, **14**, 110 - 119.
- Savini A., Malinverno E., Etiope G., Tessarolo C. & Corselli, C.** (2009). - Shallow seep-related seafloor features along the Malta plateau (Sicily channel–Mediterranean Sea): Morphologies and geo-environmental control of their distribution. - *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 9, 1831 - 1848.
- Savoie B., Cochonat P., Apprioual R., Bain O., Baltzer A., Bellec V., ... & Crusson A.** (2000). - Structure et évolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre: premiers résultats scientifiques des missions d'exploration Zaïango1 & 2 (marge Congo–Angola). - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, **331**, 3, 211 - 220.
- Schulz M. & Schäfer-Neth C.** (1997). - Translating Milankovitch climate forcing into eustatic fluctuations via thermal deep water expansion: a conceptual link. - *Terra Nova*, **9**, 5 - 6, 228 - 231.
- Schumacher D., Abrams M.A.** (1996). - Hydrocarbon migration and its near-surface expression. - *AAPG Memoir*, **66**.
- Scotese C.R., Gahagan L.M. & Larson R.L.** (1988). - Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. - *Tectonophysics*, **155**, 1, 27 - 48.
- Scranton M. & Brewer P.G.** (1978). - Consumption of dissolved methane in the deep ocean. - *Limnol. Oceanol.*, **15**, 1978, 883 - 886.

- Séranne M., Séguret M. & Fauchier M.** (1992). - Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**, 2, 135 - 146.
- Séranne M.** (1999). - Early Oligocene stratigraphic turnover on the west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse-to-icehouse transition? - *Terra Nova*, **11**, 135 - 140.
- Séranne M. & Anka Z.** (2005). - South Atlantic continental margins of Africa: a comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. - *Journal of African Earth Sciences*, **43**, 1, 283 - 300.
- Sérié C., Huuse M. & Schødt N.H.** (2012). - Gas hydrate pingoes: Deep seafloor evidence of focused fluid flow on continental margins. - *Geology*, **40**, 3, 207 - 210.
- Shipley T.H., Houston M.H., Buffler R.T., Shaub F.J., Mcmillen K.J., Ladd J.W. & Worzel J.L.** (1979) - Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 2204 - 2213.
- Siddall M., Kaplan M.R., Schaefer J.M., Putnam A., Kelly M.A. & Goehring B.** (2010). - Changing influence of Antarctic and Greenlandic temperature records on sea-level over the last glacial cycle. - *Quaternary Science Reviews*, **29**, 3 - 4, 410 - 423.
- Sikkema W. & Wojcik K.M.** (2000). 3-D visualization of turbidite systems, lower Congo Basin, offshore Angola. In : WEIMER P., SLATT R.M., COLEMAN J., ROSEN N.C., NELSON H., BOUMA A.H., STYZEN M.J. & LAWRENCE D.T., Eds., Deep-water reservoirs of the world, Gulf Coast Section. - *SEPM Foundation, 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference*, 928 - 939.
- Sills G.C. & Wheeler S.J.** (1992). - The significance of gas for offshore operations. - *Continental Shelf Research*, **12**, 10, 1239 - 1250.

- Simonetti A., Knapp J.H., Sleeper K., Lutken C.B., Macelloni L. & Knapp C.C.** (2013). - Spatial distribution of gas hydrates from high-resolution seismic and core data, Woolsey Mound, Northern Gulf of Mexico. - *Marine and Petroleum Geology*, **44**, 21 - 33.
- Skarke A., Ruppel C., Kodis M., Brothers D. & Lobecker E.** (2014). - Widespread methane leakage from the sea floor on the northern US Atlantic margin. - *Nature Geoscience*, **7**, 9, 657 - 661.
- Sloan E.D.** (1990). - Natural gas hydrate phase equilibria and kinetics: understanding the state-of-the-art. - *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **45**, 2, 245 - 266.
- Sloan E.D. & Koh C.A** (2007) - Clathrate Hydrates of Natural Gases. - *Third Edition, CRC Press.*, 364 - 394.
- Soter S.** (1999). - Macroscopic seismic anomalies and submarine pockmarks in the Corinth–Patras rift, Greece. - *Tectonophysics*, **308**, 1, 275 - 290.
- Spathopoulos F.** (1996). - An insight on salt tectonics in the Angola Basin, South Atlantic. *In: ASLOP G.I., BLUNDELL D.J. & DAVISON I., Eds., Salt Tectonics.* - *Geological Society, London*, 153 - 174.
- Sperrevik S., Faereth R.B. & Gabrielsen R.H.** (2000). - Experiments on clay smear formation along faults. - *Petroleum Geoscience*, **6**, 2, 113 - 123.
- Stakes D.S., Orange D., Paduan J.B., Salamy K.A. & Maher N.** (1999). - Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California. - *Marine Geology*, **159**, 1, 93 - 109.
- Stadnitskaia A., Muyzer G., Abbas B., Coolen M.J.L., Hopmans E.C., Baas M. ... & Damsté J.S.** (2005). - Biomarker and 16S rDNA evidence for anaerobic oxidation of methane and related carbonate precipitation in deep-sea mud volcanoes of the Sorokin Trough, Black Sea. - *Marine Geology*, **217**, 1, 67 - 96.

- Standlee L.A., Brumbaugh W.D. & Cameron N.R.** (1992). - Controlling factors in the initiation of the South Atlantic rift system. *In: CURNELLE R., Ed., Géologie Africaine - Compte Rendus des colloques de Géologie de Libreville. - Elf-Aquitaine Memoir, 13*, 141 - 152.
- Steckler M.S., Reynolds D.J., Coakley B.J., Swift B.A. & Jarrard R.** (1993). - Modelling passive margin sequence stratigraphy. - *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, 19 - 41.
- Suess E., Torres M.E., Bohrmann G., Collier R.W., Greinert J., Linke P., ... & Zuleger E.** (1999). - Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin. - *Earth and Planetary Science Letters*, **170**, 1, 1 - 15.
- Sujith P.P., Gonsalves M.J.B.D., Rajkumar V. & Sheba V.M.** (2014). - Manganese cycling and its implication on methane related processes in the Andaman continental slope sediments. - *Marine and Petroleum Geology*, **58**, 254 - 264.
- Sultan N., Foucher J.P, Cochonat P., Tonnerre T., Bourillet J.F., Ondreas H., Cauquil E. & Grauls D.** (2004a). - Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope. - *Marine Geology*, **206**, 1, 1 - 18.
- Sultan N., Cochonat P., Foucher J.P. & Mienert J.** (2004b). - Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. - *Marine geology*, **213**, 1, 379 - 401.
- Sultan N., Voisset M., Marsset T., Vernant A.M, Cauquil E., Colliat J.L & Curinier V.** (2007). - Detection of free gas and gas hydrate based on 3D seismic data and cone penetration testing: An example from the Nigerian Continental Slope. - *Marine Geology*, **240**, 1 - 4, 235 - 255.
- Sultan N., Marsset B., Ker S., Marsset T., Voisset M., Vernant A.-M., Bayon G., Cauquil E., Adamy J., Colliat J.-L. & Drapeau D.** (2010). - Hydrate dissolution as a potential mechanism for pockmark formation in the Niger delta. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**, B8.

- Sultan N., Bohrmann G., Ruffine L., Pape T., Riboulot V., Colliat J. L., ... & Marsset T.** (2014). - Pockmark formation and evolution in deep water Nigeria: Rapid hydrate growth versus slow hydrate dissolution. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**, 4, 2679 - 2694.
- Talukder A.R., Bialas J., Klaeschen D., Brückmann W., Reston T. & Petersen J.** (2008). - Tectonic framework of the mud mounds, associated BSRs and submarine landslides, offshore Nicaragua Pacific margin. - *Journal of the Geological Society*, **165**, 1, 167 - 176.
- Teisserenc P. & Villemin J.** (1989). - Sedimentary basin of Gabon geology and oil systems. In: EDWARDS J.D. & SANTOGROSSI P.A., Eds., *Divergent/ Passive Margin Basins*. - *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, OK, 177 - 199.
- Thatcher K.E., Westbrook G.K., Sarkar S. & Minshull T.A.** (2013). - Methane release from warming-induced hydrate dissociation in the West Svalbard continental margin: Timing, rates, and geological controls. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**, 1, 22 - 38.
- Tingdahl K.M., Bril A.H. & De Groot P.F.** (2001). - Improving seismic chimney detection using directional attributes. - *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **29**, 3, 205 - 211.
- Torres M.E., Wallmann K., Tréhu A.M., Bohrmann G., Borowski W.S. & Tomaru H.** (2004). - Gas hydrate growth, methane transport, and chloride enrichment at the southern summit of Hydrate Ridge, Cascadia margin off Oregon. - *Earth and Planetary Science Letters*, **226**, 1, 225 - 241.
- Traynor J.J., Sladen C.** (1997). - Seepage in Vietnam onshore and offshore examples. - *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 345 - 362.

- Tréhu A.M., Bohrmann G., Rack F. & Torres M.E. (2003). - Leg 204 Scientific Party. - In *Proc. ODP, Initial Reports*, **204**, 77845 - 9547.
- Tréhu A.M., Long P.E., Torres M.E., Bohrmann G., Rack F.R., Collett T.S., Goldberg D.S., Milkov A.V., Riedel M., Schultheiss P., Bangs N.L., Barr S.R., Borowski W.S., Claypool G.E., Delwiche M.E., Dickens G.R., Garcia E., Guerin G., Holland M., Johnson J.E., Lee Y.-J., Liu C.-S., Su X., Teichert B., Tomaru H., Vanneste M., Watanabe M., Weinberger J.L. (2004). - Three-dimensional distribution of gas hydrate beneath southern Hydrate Ridge: constraints from ODP Leg 204. - *Earth and Planetary Science Letters*, **222**, 3, 845 - 862.
- Trehu A.M., Ruppel C., Holland M., Dickens G.R., Torres M.E., Collett T.S., ... & Schultheiss P. (2006). - Gas hydrates in marine sediments: Lessons from scientific ocean drilling. - *Oceanography-Washington Dc-Oceanography Society*, **19**, 4, 124.
- Trincardi F., Cattaneo A., Correggiari A., Ridente D. (2004). - Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea. - *Marine Geology*, **213**, 91 - 119.
- Tryon M.D., Brown K.M., Torres M.E. Tréhu A.M., Mcmanus J. & Collier R.W. (1999). - Measurements of transience and downward fluid flow near episodic methane gas vents, Hydrate Ridge, Cascadia. - *Geology*, **27**, 12, 1075 - 1078.
- Tucholke B.E., Bryan G.M & Ewing J.I. (1977) - Gas hydrate horizons detected in seismic-profiler data from the western North Atlantic. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. - **61**, 698 - 707.
- Uchupi E. (1992). - Angola Basin: geohistory and construction of the Continental Rise. In: POAG C.W. & DE GRACIANSKY P.C., Eds., *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises*. - *Van Nostrain Reinhold, New York*, 77 - 99.
- Uenzelmann-Neben G. (1998). - Neogene sedimentation history of the Congo Fan. - *Marine and Petroleum Geology*, **15**, 635 - 650.

- Ussler Iii W. & Paull C.K.** (1995). - Effects of ion exclusion and isotopic fractionation on pore water geochemistry during gas hydrate formation and decomposition. - *Geo-Marine Letters*, **15**, 1, 37 - 44.
- Valentine D.L. & Reeburgh W.S.** (2000). - New perspectives on anaerobic methane oxidation. - *Environmental Microbiology*, **2**, 5, 477 - 484.
- Valentine D.L., Blanton D.C., Reeburgh W.S. & Kastner M.** (2001). - Water column methane oxidation adjacent to an area of active hydrate dissociation, Eel River Basin. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 16, 2633 - 2640.
- Valle P.J., Gjelberg J.G., Helland-Hansen W.** (2001). - Tectonostratigraphic development in the eastern Lower Congo Basin, offshore Angola, West Africa. - *Marine and Petroleum Geology*, **18**, 909 - 927.
- Van Rensbergen P., Morley C.K., Ang D.W., Hoan T.Q. & Lam N.T.** (1999). - Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3-D seismic data from the Baram Delta, offshore Brunei Darussalam. - *Journal of the Geological Society*, **156**, 3, 633 - 650.
- Van Weering T.C.E. & Van Iperen J.** (1984). - Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. - *Geological Society, London, Special Publications*, **15**, 1, 95 - 113.
- Von Rad U., Rösch H., Berner U., Geyh M., Marchig V. & Schulz H.** (1996). - Authigenic carbonates derived from oxidized methane vented from the Makran accretionary prism off Pakistan. - *Marine Geology*, **136**, 1, 55 - 77.
- Wakeham S.G., Lewis C.M., Hopmans E.C., Schouten S. & Damsté J.S.S.** (2003). - Archaea mediate anaerobic oxidation of methane in deep euxinic waters of the Black Sea. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 7, 1359 - 1374.
- Walgenwitz F., Pagel M., Meyer A., Maluski H. & Monié P.** (1990). - Thermo-chronological approach to reservoir diagenesis of the offshore Angola basin : a fluid inclusion,

- 40Ar-39Ar and K-Ar investigation. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**, 547 - 563.
- Webster M., O'connor S., Pindar B. & Swarbrick R.** (2011). - Overpressures in the Taranaki Basin: Distribution, causes, and implications for exploration. - *AAPG Bulletin*, **95**, 3, 339 - 370.
- Wefer G., Berger W.H. & Shipboard Scientific Party** (1998). - Proceedings of the Ocean Drilling Program. - *Initial Reports*, **175**, 49 - 113.
- Wei J., Pape T., Sultan N., Colliat J.-L., Himmler T., Ruffine L., De Prunele A., Dennielou B., Garziglia S., Marsset T., Peters C.A., Rabiou A., Bohrmann G.** (2015). - Gas hydrate distributions in sediments of pockmarks from the Nigerian margin – Results and interpretation from shallow drilling. - *Marine and Petroleum Geology*, **59**, 359 - 370.
- Weissel J.K., Hayes D.E. & Herron E.M.** (1977). - Plate tectonics synthesis: the displacements between Australia, New Zealand, and Antarctica since the Late Cretaceous. - *Marine geology*, **25**, 1, 231 - 277.
- Westbrook G.K., Thatcher K.E., Rohling E.J., Piotrowski A.M., Pälike H., Osborne A.H., ... & Hühnerbach V.** (2009). - Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. - *Geophysical Research Letters*, **36**, 15.
- Whiticar M. J.** (1999). - Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. - *Chemical Geology*, **161**, 1, 291 - 314.
- Xu W.** (2004). - Modeling dynamic marine gas hydrate systems. - *American Mineralogist*, **89**, 8 - 9, 1271 - 1279.
- Yadav D.N.** (1996). - Manganese mobilization from the western continental margin of India. - *Current Science-Bangalore*, **71**, 900-905.
- Yielding G., Freeman B. & Needham D.T.** (1997). - Quantitative fault seal prediction. - *AAPG Bulletin*, **81**, 6, 897 - 917.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. & Billups K. (2001). - Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. - *Science*, **292**, 686 - 693.

ZAIANGO Internal Report (2000).