

|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|

N° :

ACADEMIE DE LILLE

*Université des Sciences et Technologies de Lille*

Présentée à l'Université de Lille 1 pour l'obtention du diplôme de DOCTORAT

Ecole Doctorale : Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Doctorat : Dynamique et Environnement Sédimentaires

UMR « Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires »

**LES MARQUEURS GEOLOGIQUES DE LA MIGRATION ET DE  
L'EXPULSION DES FLUIDES SEDIMENTAIRES SUR LE PLANCHER  
DES MARGES PASSIVES MATURES. EXEMPLES DANS LE BASSIN DU  
CONGO.**

Par

**Aurélien Gay**

**Soutenu le 4 Décembre 2002**

*devant le jury composé de :*

MM. LOPEZ Michel, Université de Montpellier 2	co-Directeur
COCHONAT Pierre, Ifremer	co-Directeur
RAVENNE Christian, Institut Français du Pétrole (IFP)	Rapporteur
CARTWRIGHT Joe, Cardiff University	Rapporteur
POTDEVIN Jean-Luc, Université de Lille 1	Examineur
CAUQUIL Eric, Total-Fina-Elf	Examineur

|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|

N° :

ACADEMIE DE LILLE

*Université des Sciences et Technologies de Lille*

Présentée à l'Université de Lille 1 pour l'obtention du diplôme de DOCTORAT

Ecole Doctorale : Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Doctorat : Dynamique et Environnement Sédimentaires

UMR « Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires »

**LES MARQUEURS GEOLOGIQUES DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES SEDIMENTAIRES SUR LE PLANCHER DES MARGES PASSIVES MATURES. EXEMPLES DANS LE BASSIN DU CONGO.**

Par

**Aurélien Gay**

**Soutenu le 4 Décembre 2002**

*devant le jury composé de :*

MM. LOPEZ Michel, Université de Montpellier 2	co-Directeur
COCHONAT Pierre, Ifremer	co-Directeur
RAVENNE Christian, Institut Français du Pétrole (IFP)	Rapporteur
CARTWRIGHT Joe, Cardiff University	Rapporteur
POTDEVIN Jean-Luc, Université de Lille 1	Examineur
CAUQUIL Eric, Total-Fina-Elf	Examineur



# REMERCIEMENTS

La réalisation de cet ouvrage a été possible grâce à l'intérêt et à la participation active de nombreuses personnes qui ont su m'écouter, me conseiller, me guider et surtout me supporter pendant ces trois années de dur labeur. Je suis donc particulièrement heureux de pouvoir les remercier à travers ces quelques lignes.

Tout d'abord, cette thèse n'aurait pas vu le jour sans Hervé Chamley qui a soutenu ce projet jusqu'à sa mise en place. Initialement, ce travail devait être réalisé par Morgan LeMoigne. Je n'oublie pas que, sans son choix d'une autre voie dans laquelle je lui souhaite toute la réussite qu'elle mérite, je n'aurais pas pu bénéficier d'une bourse de recherche pour mener à bien la thèse. Toute ma gratitude va également à Francis Lucazeau qui a su garder une oreille attentive après mon DEA et qui a pensé que je pouvais relever ce défi.

Je remercie très chaleureusement mes deux co-directeurs, Michel Lopez et Pierre Cochonat, pour tous les efforts qu'ils ont fournis. Je considère que d'avoir été encadré par eux a représenté une véritable chance et, bien qu'ayant des personnalités différentes, ils ont été très complémentaires. Michel m'a apporté rigueur, minutie et goût du perfectionnisme. Pierre a su laisser libre cours à ma curiosité et à mon entrain, parfois à mon emballement, et tirer les rennes quand il fallait. En outre, je les remercie pour leur investissement de tous les instants, leur compréhension, leur patience, leur écoute et surtout pour leur gentillesse, qualités qui se font rares dans la jungle de la recherche et qui ont donné un visage humain à ce travail de fourmi. A l'avenir, j'espère que je saurai faire honneur à leur dévouement et que je pourrai peut-être un jour leur rendre la pareille.

Je remercie également Christian Ravenne et Joe Cartwright qui ont accepté d'être rapporteurs de la thèse et dont les commentaires ont été particulièrement constructifs.

La société moderne se nourrit de modes, et celle de la recherche est à la mobilité des thésards. Je remercie ainsi tous les intervenants de l'université de Lille, en particulier Jean-Luc Potdevin pour sa participation au jury de thèse et Nicolas Tribovillard, qui m'ont permis de m'engager sur la voie de mon parcours initiatique autour de la France. Je suis également reconnaissant envers Eliane Hanton, Marie Lefranc et Christine Mulier pour avoir suivi et géré les aspects d'organisation et administratifs de la thèse.

J'ai donc commencé par un séjour prolongé à Pau, chez Total-Fina-Elf, où je remercie Alain Morash, l'équipe Grands Fonds et la filiale Congo de m'avoir permis d'utiliser un important volume de données à la qualité exceptionnelle. Les trois interlocuteurs successifs qui ont suivi mon travail au cours de ces trois années (Yannick Kerdraon, Frédéric Brigaud et Gilles Sermondadaz) m'ont obligé à radoter un peu (déjà !) mais je me rends compte, *a posteriori*, que cela m'a forcé à faire le point régulièrement sur mon travail et, à ce titre, Denis Levaché et Réjane Baranger ont beaucoup compté pour sa réalisation. Je tiens tout particulièrement à remercier Henri Pigeyre pour ses conseils et son investissement au cours de ce séjour. Frédéric Jean-Jean a également été très patient face à mes questions souvent récurrentes. Eric Cauquil a suivi mon travail de bout en bout et l'a éclairé de ses lumières et c'est donc naturellement que je le remercie d'avoir accepté de juger mon travail.



Je me suis ensuite déplacé vers Brest pendant une année de grisaille, de vent et sans baignades, malgré l’océan omniprésent... J’en garde toutefois un souvenir impérissable et je remercie l’Ifremer pour son accueil et pour m’avoir permis d’utiliser leurs données. L’environnement de travail au sein du département de Géosciences Marines a été pour moi très enrichissant et ce, grâce aux qualités humaines des personnes qui y travaillent : Bruno Savoye, Hélène Ondreas, Nabil Sultan, Bernard Dennielou, Laurence Droz, Henri Bougault, Jean-Luc Charlou, Yves Fouquet, Jean-François Bourillet, Gilbert Floch, René Kerbrat, Ronan Apprioual, Benoît Loubrieu et toute l’équipe de cartographie. Je n’oublie évidemment pas Nicole Uchard, Martine Morvan, Marie-Michèle Pedel, Suzanne Marquès et Jacqueline Quentel sans qui j’aurais été perdu corps et biens dans les dédales administratifs. L’Ifremer m’a également offert l’opportunité d’embarquer pour trois missions à la mer en Afrique de l’Ouest et je tiens à remercier tout le personnel navigant de Genavir avec lequel j’ai eu de franches rigolades surtout au moment du « passage de la ligne ». Le département Environnement Profond de l’Ifremer a également contribué à la bonne conduite de cette thèse (Myriam Sibuet, Karine Olu, Joëlle Galeron, Alexis Khripounoff, Marie-Claire Fabri, Philippe Crassous, Thierry Nadalig) et j’espère pouvoir collaborer de nouveau avec eux.

Enfin, j’ai fini mon parcours par un retour vers le soleil et je remercie Jacques Malavieille de m’avoir permis de poser mes valises pendant une année à Montpellier. Toute l’équipe Bassins a été compréhensive face à mes sautes d’humeur de la dernière année. Toute ma gratitude est destinée à Michel Séranne pour sa patience, ses conseils et ses corrections de mon « anglais de tracteur ». Il m’a écouté, parfois secoué, au sens propre comme au sens figuré, mais il m’a permis de rester lucide. D’autre part, Pierre Jean Combes m’a fait confiance. Sa disponibilité et son humeur constante ont souvent abouti à des discussions philosophiques sur la précarité du thésard. A travers la lecture du manuscrit, sa maîtrise du français a donné lieu à des corrections et à des remarques pour lesquelles je lui suis éternellement reconnaissant. Merci aussi à Marie-France Roch et Nathalie Mouly qui ont égaillé mes pauses cafés.

Bien au-delà du sujet lui même, la thèse force à une véritable introspection. Elle occupe l’esprit au quotidien. Je remercie donc Aurélie, ma mère, mon père, toute ma famille, mes deux « co-bureaulières » (Nathalie et Gwladys) et tous les copains qui m’ont vu me renfermer périodiquement et qui m’ont aidé à conserver une vie sociale normale.



Je sers la science  
et c’est ma joie !

extrait de la bande dessinée  
« Léonard » (Turk et DeGroot)

# RESUME

L'objectif de ce travail était de reconstituer l'histoire polyphasée des fluides dans les séries cénozoïques de la marge passive du Congo-Angola, dans le but de préciser la nature et le chemin suivi par les fluides, leurs mécanismes d'expulsion et leur expression sur le fond de la mer et dans les séries anciennes à l'affleurement. Notre approche repose d'une part sur l'analyse d'une large couverture d'imagerie bathymétrique et de sismique 3D performantes dans les bassins du Congo et de l'Angola et d'autre part sur une étude géologique de terrain dans les Terres Noires jurassiques du bassin du Sud-Est de la France où des sorties de fluides fossiles avaient déjà été signalées.

Nous montrons à travers ce travail que :

- l'expulsion précoce des fluides interstitiels génère des conduits initiaux suivant un réseau de failles polygonales et de sillons en relation avec la compaction des sédiments qui ouvrent la voie à des migrations de fluides plus profonds exprimés sur le fond de l'eau par des pockmarks ;
- la répartition et l'organisation des sorties de fluides sur le fond de l'eau est le reflet du chemin suivi par les fluides (failles, surfaces d'érosion, fentes d'extension) ou du réservoir dont ils sont issus (chenaux turbiditiques, hydrates de gaz) ;
- l'expression des sorties de fluides sur le fond de la mer peut être approchée à partir de l'organisation spatiale des communautés biologiques et la nature minéralogique des précipitations qui dépendent de l'intensité du flux ascendant de méthane ;
- les sorties de fluides sont le résultat d'une migration et d'une expulsion cycliques bien exprimées sur les affleurements fossiles et qui ne sont pas forcément catastrophiques, contrairement aux modèles déjà proposés.

Cette approche spatiale et temporelle permet de montrer que les fluides, depuis les stades initiaux du dépôt des sédiments jusqu'aux migrations tardives de fluides plus profonds, s'inscrivent dans un processus continu à l'échelle de l'histoire du bassin, avec une pérennisation de certains conduits.

# **ABSTRACT**

The objective of this work was to reconstruct the complex fluid history within Cenozoic sediments of the Congo-Angola passive margin. More precisely, this study aims to describe the nature and the pathways of sedimentary fluids, their migration processes and their present day or fossil seafloor features. The study is based 1) on high resolution bathymetric and 3D-seismic data that cover large areas in the Congo-Angola basins and 2) on geological analyses of the Jurassic “Terres Noires” in the SE basin of France, where fossil chimneys and chemosynthetic communities have been identified.

This work shows that:

- During early compaction of mud-dominated sediments, numerous hexagonal faults have been initiated, which represent preferential pathways for fluid migration from deeper levels, in particular thermogenic gases or oils, leading to the formation of pockmarks on seafloor.
- The organisation of seepage features on the seafloor is controlled either by pathways of fluids (faults, escarpments, cracks) or by the buried reservoir morphology (turbiditic channels, gas hydrates).
- The seafloor expression of seepage features is determined by the nature of biological communities and sediment mineralogy, depending on the intensity of ascending flux of methane.
- The seepage features are the result of periodical releases of fluids, well identified on fossil outcrops. The fluid expulsion is not catastrophic, unlike the previously proposed models.

This spatial and temporal approach allows to show that fluid migration and expulsion, since the initial stages of sediment deposit until late migrations of deeper fluids, is a continuous process, leading to the formation of conduits that can be reactivated several times during basin evolution.

# SOMMAIRE

<b>REMERCIEMENTS</b>	II
<b>RESUME</b>	IV
<b>ABSTRACT</b>	V
<b>SOMMAIRE</b>	VI

<b>INTRODUCTION</b>	1
---------------------	---

## **CHAPITRE I**

### **LES DONNEES UTILISEES ET LEURS METHODES D'ACQUISITION**

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>6</b>
<b>2. LES DONNEES DE SISMIQUE</b>	<b>7</b>
2.1. LE SAR ET LE PASISAR	7
2.2. LA SISMIQUE 2D	8
2.3. LA SISMIQUE 3D	9
1. Principes et méthodes d'acquisition	9
2. Le pointé des horizons sismiques	10
3. Les attributs dérivés du signal sismique	11
<b>3. LE SONDEUR MULTIFAISCEAUX EM12</b>	<b>15</b>
3.1. LE PRINCIPE D'ACQUISITION	15

3.2. LA PORTEE DES SONDEURS MULTIFAISCEAUX	16
3.3. LA RESOLUTION AU FOND DE LA MER	16
3.4. LES MESURES DE BATHYMETRIE ET DE REFLECTIVITE	17
1. La détermination de la bathymétrie	17
2. La mesure de la réflectivité	18
<b>4. LES PRELEVEMENTS, LES MESURES ET LES OBSERVATIONS IN SITU</b>	<b>19</b>
4.1. LES CAROTTAGES GRAVITAIRES	19
4.2. LE ROV VICTOR6000	20
1. La mise en œuvre du ROV	21
2. L'équipement embarqué du ROV	21
3. Les outils de post-traitement des plongées ROV	22

## **CHAPITRE II**

### ***L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE ET LA PLACE DES FLUIDES***

<b>1. CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA MARGE OUEST-AFRICAINE</b>	<b>25</b>
1.1. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL	25
1.2. HISTOIRE DE LA MARGE	27
1.3. LE BASSIN DU CONGO	32
1. Localisation de la zone d'étude	32
2. L'halocinèse dans le bassin du Congo	34
3. Architecture de la marge dans la zone d'étude	36
<b>2. LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DANS LE BASSIN DU CONGO</b>	<b>40</b>
2.1. LES DEPOTS TURBIDITIQUES	40
1. Dynamique des dépôts turbiditiques	40
2. Les chenaux turbiditiques dans l'intervalle Oligocène – Miocène	42
3. Les dépôts turbiditiques dans l'intervalle Pliocène – Actuel	44
2.2. LES DEPOTS DE PENTE	47
1. Caractérisation à partir des forages du Leg ODP 175	47
2. Caractérisation à partir des carottes gravitaires ZAIANGO	50
<b>3. ORIGINE, NATURE ET RESERVOIRS DES FLUIDES SEDIMENTAIRES</b>	<b>55</b>
3.1. LA PRODUCTION DE METHANE BIOGENIQUE	55
3.2. LA PRODUCTION DE GAZ ET D'HUILE THERMOGENIQUE	56
1. Les roches mères et le kérogène	56
2. Transformation du kérogène et formation d'huile et de gaz	57
3. Le système pétrolier dans le bassin du Congo	58
3.3. DISCRIMINATION ENTRE FLUIDES BIOGENIQUES ET THERMOGENIQUES	59
1. Analyses géochimiques	59
2. Notions de fractionnement moléculaire	60
3.4. LES FLUIDES INTERSTITIELS	60
1. Alcalinité, sulfates et ammonium	60
2. Calcium, magnésium et strontium	62
3. Silice et phosphates	62
4. Sodium et potassium	62
5. Salinité et chlorinité	62
3.5. LE CAS PARTICULIER DES HYDRATES DE GAZ	63
1. Les propriétés physico-chimiques des hydrates et occurrence	63
2. La reconnaissance des zones à hydrates	68
3. Les causes de la dissociation des hydrates	72
<b>4. CONCLUSION :</b>	<b>76</b>

## **CHAPITRE III**

### **LES EVIDENCES DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES : ETAT DES CONNAISSANCES ET APPLICATION AU BASSIN DU CONGO**

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>78</b>
<b>2. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES MARQUEURS DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES</b>	<b>79</b>
2.1. LES CHEMINEES ET LES POCKMARKS	79
1. Historique et environnement des sorties de fluides	79
2. Caractères morphologiques des pockmarks et des sillons	80
3. Genèse des pockmarks	80
4. Origine des pockmarks et structures enfouies associées	82
2.2. LES MECANISMES D'EXPULSION DE FLUIDES	84
1. Les marqueurs géophysiques	84
2. Les marqueurs chimiques	85
2.3. LA CARACTERISATION DES ECHAPPEMENTS SUR LE FOND DE LA MER	86
1. Propriétés acoustiques des sorties de fluides sur le fond de la mer : les sillons et les pockmarks	86
2. Les marqueurs chimiques et thermiques	87
3. Les marqueurs pétrologiques et minéralogiques	88
4. Les marqueurs biologiques	91
2.4. LES MARQUEURS DE LA MIGRATION DANS LA COLONNE SEDIMENTAIRE	97
1. Les propriétés acoustiques dans la colonne sédimentaire	97
2. Les marqueurs thermiques et chimiques	99
3. La variabilité spatiale de la distribution des hydrocarbures	107
4. Les marqueurs minéralogiques	110
5. Les marqueurs indirects de la migration des fluides : Les hydrates	110
<b>3. CARACTERISATION DES ZONES DE SORTIE DE FLUIDES DANS LE BASSIN DU CONGO</b>	<b>112</b>
3.1. LES POCKMARKS ASSOCIES AU BISEAU DES HYDRATES	113
1. Localisation et intérêt de la zone	113
2. Propriétés sismiques et acoustiques des sorties de fluides à proximité du biseau des hydrates	116
3. Les faciès observés en plongée dans la zone BSR	118
4. Analyses de méthane dissous sur le fond et dans la colonne d'eau	121
5. Modèle de formation des sorties de fluides associées aux hydrates	123
6. La zone du biseau des hydrates	126
3.2. LE POCKMARK GEANT « REGAB » EN DOMAINE PROFOND	128
1. Localisation du pockmark géant	128
2. Propriétés acoustiques sur le fond de l'eau	128
3. Propriétés acoustiques dans la colonne sédimentaire	130
4. Les marqueurs de migration de fluides dans la colonne sédimentaire	131
5. Morphologie détaillée dans le pockmark géant	135
6. L'environnement biologique	138
7. Analyses de méthane dissous dans l'eau de fond et dans la colonne d'eau	141
8. Les faciès dans le pockmark géant	143
9. Les hydrates de gaz associés au pockmark géant	154
3.3. LES POCKMARKS ISOLES	156
1. Choix d'une zone de plongée ROV	157
2. Propriétés acoustiques et sismiques des pockmarks isolés sur la pente	158
3. Les analyses réalisées sur la zone	159
4. Les analyses de méthane dans la colonne d'eau	159
5. Les faciès reconnus sur le fond de l'eau	160
6. Les traces biologiques	162
7. La migration des fluides dans la colonne	163
8. Activité des pockmarks	169
9. Mécanismes de formation des pockmarks	170
10. Conclusion	171

3.4. LES POCKMARKS ALIGNES SUIVANT UN TRAJET MEANDRIFORME	171
1. Propriétés sismiques et acoustiques	172
2. Les analyses réalisées dans la zone	173
3. Les analyses d'eau et de température réalisées dans la zone	174
4. La répartition des espèces sur le fond	177
5. Les différents faciès sur le fond de l'eau	179
6. Mise en évidence de la migration des fluides dans la colonne sédimentaire	181
7. Conclusion	185
3.5. LES POCKMARKS ASSOCIES AUX DIAPIRS	185
1. Les marqueurs de l'expulsion de fluides au droit d'un cap rock de diapir	186
2. Analyses de pockmarks associés à un diapir de sel	187
3. Modèle de formation des encroûtements riches en barytine	191
3.6. LA ZONE DES RECIFS CONSTRUITS DANS LE BASSIN ANGOLAIS	193
1. Localisation de la Zone d'étude	193
2. Propriétés acoustiques de la zone	194
3. Les faciès identifiés sur le fond de l'eau	195
4. Contraintes structurales	196
<b>4. SYNTHÈSE ET BILAN</b>	<b>198</b>

## **CHAPITRE IV**

### **UN INDICATEUR DE LA COMPACTION PRÉCOCE DES SÉDIMENTS :**

#### **L'INTERVALLE DIT « HACHE-FAILLE »**

<b>1. DÉFINITION DE L'INTERVALLE « HACHE-FAILLE »</b>	<b>204</b>
<b>2. CONNAISSANCES BIBLIOGRAPHIQUES SUR L'IHF</b>	<b>205</b>
2.1. LE FACIES HACHE-FAILLE EN COUPE	205
2.2. LE FACIES HACHE-FAILLE EN PLAN	206
2.3. LES MODÈLES DE FORMATION DE L'INTERVALLE HACHE-FAILLE	207
1. L'hypothèse de l'hydrofracturation	208
2. L'hypothèse de la contraction des sédiments	209
<b>3. L'INTERVALLE HACHE-FAILLE, INDICATEUR DE LA COMPACTION PRÉCOCE DES SÉDIMENTS</b>	<b>210</b>
3.1. ABSTRACT	210
3.2. INTRODUCTION	211
3.3. DATA BASE AND PROCESSING	212
3.4. GEOLOGICAL SETTINGS	213
3.5. MORPHOLOGY OF THE HIGHLY FAULTED INTERVAL	214
3.6. EVOLUTION FROM FURROWS TO SMALL EXTENSIONAL FAULTS	217
3.7. REAL GEOMETRIES OF THE HEXAGONAL PATTERN: INTERNAL ORGANIZATION OF THE HFI	219
3.8. DISCUSSION	224
1. Mechanisms controlling fault development	224
2. A geometrical model for early stages of mud-dominated sediments compaction	226
3. Implications for fluids migration from deeper levels	228
3.9. CONCLUSION	229
3.10. ACKNOWLEDGEMENTS	230
<b>4. LE RÔLE DES FLUIDES SUR LA MORPHOLOGIE DE L'INTERVALLE HACHE-FAILLE</b>	<b>230</b>
4.1. DISTRIBUTION DES SILLONS ET DES POCKMARKS SUR LE FOND DE L'EAU	231
4.2. CARACTÉRISATION DU FACIES HACHE-FAILLE DANS LA ZONE B	232

4.3. LA MIGRATION DES FLUIDES PROFONDS DANS L'INTERVALLE HACHE-FAILLE	234
4.4. ETUDE STATISTIQUE SUR LES SILLONS SUPERFICIELS DE LA ZONE B	235
1. Cartographie des sillons sur le fond de l'eau	235
2. Cartographie des sillons sur l'horizon 2, enfoui à 30 ms	237
<b>5. IMPLICATIONS SUR LES PROCESSUS DE COMPACTION DANS UN ENVIRONNEMENT DE PENTE CONTINENTALE</b>	<b>238</b>
5.1. LA REPARTITION DU FACIES HACHE-FAILLE DANS LE BASSIN DU CONGO	238
5.2. LE CONTROLE DE LA NATURE LITHOLOGIQUE DES SEDIMENTS SUR LE DEVELOPPEMENT DU FACIES HACHE-FAILLE	239
5.3. LES PROCESSUS DE COMPACTION DES ARGILES	242
1. L'impact de la composition des argiles sur la formation de l'IHF	242
2. La formation de l'IHF dans les bassins du Congo et de l'Angola	243
<b>6. CONCLUSION</b>	<b>245</b>

## **CHAPITRE V**

### **LES SORTIES DE FLUIDES : MARQUEURS DIRECTS DE LA STRUCTURE ET DE L'HISTOIRE DE LA MARGE**

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>247</b>
<b>2. LES SORTIES DE FLUIDES ASSOCIEES A DES FAILLES</b>	<b>250</b>
2.1. LES ZONES DE SORTIES DE FLUIDES ASSOCIEES A UN RESEAU HACHE-FAILLE	250
2.2. LA DISTRIBUTION DES SORTIES DE FLUIDES LE LONG DES FAILLES MAJEURES	251
1. Les pockmarks alignés en tant que marqueurs de failles majeures scellées ou non	252
2. Le modèle de répartition des pockmarks associés à des failles majeures	259
2.3. LES SORTIES DE FLUIDES ASSOCIEES A DES DIAPIRS	260
1. Le cas des diapirs de sel	260
2. Le cas des diapirs et des volcans de boue	263
2.4. LES « MICRO-POCKMARKS », STADE PRECOCE DE LA FORMATION DES SILLONS	263
<b>3. LES DISCORDANCES ET LES DISCONTINUITES, VECTEURS DE MIGRATION</b>	<b>267</b>
3.1. LES POCKMARKS ALIGNES, MARQUEURS D'UN PALEO-CANYON DU ZAÏRE	267
3.2. LES POCKMARKS ASSOCIES AU CANYON ACTUEL DU ZAÏRE	268
3.3. LE CAS DES DEBRIS-FLOWS	270
<b>4. LES SORTIES DE FLUIDES ASSOCIEES AUX CHENAUX TURBIDITIQUES ENFOUIS</b>	<b>273</b>
4.1. LES POCKMARKS ASSOCIES AVEC DES CHENAUX PEU ENFOUIS	273
1. Abstract	273
2. Introduction	274
3. Geological settings	274
4. Data and methods	276
5. Description of pockmarks on the Congo-Angola slope	277
6. Mapping of the buried palaeochannel	280
7. Spatial characteristics of the sedimentary cover above the palaeochannel	282
8. Relationship between pockmarks, palaeochannel and the sedimentary cover	283
9. Morphological evidences for fluid seepages on seismic profiles and dip seafloor maps	284
10. Mechanical model for overpressure in a buried silty/sandy channel	286
11. Discussion	288
12. Conclusion	292
13. Appendix	293
4.2. LES AUTRES CAS DE MIGRATION DE FLUIDES DEPUIS DES CHENAUX TURBIDITIQUES PEU ENFOUIS	294



1. L'exemple d'un chapelet multiple de pockmarks associés à un chenal enfoui sur la marge du Nigeria	294
2. Le pockmark géant REGAB associé à un chenal enfoui	296
3. La réutilisation, pendant l'enfouissement, des conduits préexistants créés superficiellement	297
<b>4.3. LES POCKMARKS ASSOCIES AVEC DES CHENAUX PROFONDEMENT ENFOUIS</b>	<b>299</b>
1. Distribution des pockmarks sur le fond	299
2. La relation hydrates-BSR-pockmarks	300
3. La répartition des cheminées enfouies sous le BSR, marqueurs d'une migration canalisée	301
4. La relation entre les cheminées sous le BSR et les chenaux turbiditiques enfouis	304
5. Le modèle de migration des fluides profonds	306
<b>5. BILAN ET CONCLUSIONS</b>	<b>310</b>

## **CHAPITRE VI**

### **LES TEMOINS DES EXPULSIONS DE FLUIDES DANS LES SERIES ANCIENNES A L'AFFLEUREMENT : EXEMPLE DANS L'OXFORDIEN DU BASSIN DU SUD-EST**

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>314</b>
<b>2. LES EVIDENCES DE MIGRATION ET D'EXPULSIONS DE FLUIDES SUR DES SITES D'EVENTS FOSSILES</b>	<b>316</b>
2.1. LA MORPHOLOGIE DES EVENTS FOSSILES	316
2.2. LES EVIDENCES BIOLOGIQUES D'EVENTS FOSSILES	316
1. L'exemple des dômes carbonatés	317
2. L'exemple des lentilles carbonatées	320
2.3. LES INDICATEURS PETROLOGIQUES D'EVENTS FOSSILES	320
1. L'aragonite	320
2. La dolomite	321
3. La calcite	321
2.4. LE CONTEXTE DE MISE EN PLACE DES BIOCONSTRUCTIONS	321
<b>3. CONTEXTE SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DE LA FORMATION DES CONCRETIONS ET DE LA MISE EN PLACE DES BIOCONSTRUCTIONS DU BASSIN DU SUD-EST</b>	<b>322</b>
3.1. LE CONTEXTE TECTONIQUE ET SEDIMENTAIRE DE LA MARGE TETHYS-LIGURE	322
3.2. L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE DES TERRES NOIRES	324
3.3. LA MORPHOLOGIE ET LA REPARTITION DES CONCRETIONS ET DES BIOCONSTRUCTIONS	327
1. La morphologie des concrétions	327
2. La morphologie des bioconstructions	328
<b>4. LES CONCRETIONS, MARQUEURS DE LA MIGRATION DANS LA COLONNE SEDIMENTAIRE</b>	<b>330</b>
4.1. LA MORPHOLOGIE DES CONCRETIONS	331
1. Les concrétions noduleuses	332
2. Les concrétions tubulaires massives	334
4.2. LA TYPOLOGIE DES CONCRETIONS	343
4.3. LA RELATION ENTRE LES FAILLES, LES FENTES ET LES CONDUITS	343
1. Le rôle joué par les failles	343
2. Les fentes stratiformes	345
3. L'organisation spatiale entre les failles, les fentes et les conduits	346
4.4. LES CONDUITS DE FLUIDES CLAIREMENT ASSOCIES A UN DIAPIR DE SEL	348
1. Le contexte géologique et géodynamique	348
2. Le site de la ferme Lambert : un conduit dans l'environnement d'un diapir ?	349

3. Le contexte de mise en place du conduit	354
<b>5. LES BIOCONSTRUCTIONS, MARQUEURS DE L'EXPULSION DES FLUIDES : LE SITE DE BEAUVOISIN</b>	<b>358</b>
5.1. LOCALISATION DU SITE DE BEAUVOISIN	358
5.2. LE CADRE STRATIGRAPHIQUE DE MISE EN PLACE DES BIOCONSTRUCTIONS	359
5.3. LA MORPHOLOGIE DES BIOCONSTRUCTIONS	361
1. La morphologie générale	361
2. Les faciès des bioconstructions	362
3. Les faciès au sommet des bioconstructions	369
4. Le faciès à la base des bioconstructions	371
5.4. COMPARAISON ENTRE LES FACIES FOSSILES ET LES FACIES ACTUELS	374
5.5. L'EVOLUTION DANS LE TEMPS D'UNE BIOCONSTRUCTION	376
5.6. RELATIONS BIOCONSTRUCTIONS – FAILLES SYN-SEDIMENTAIRES SUR LE SITE DE BEAUVOISIN	378
5.7. BEAUVOISIN : UN PALEO-POCKMARK GEANT ?	380
<b>6. BILAN ET CONCLUSIONS</b>	<b>382</b>
6.1. DETERMINATION DE LA PALEO-BATHYMETRIE	382
6.2. LA DIFFICILE APPRECIATION DU FACTEUR TEMPS	382
 <b>CONCLUSION</b>	 <b>387</b>
 <b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	 <b>395</b>

# **INTRODUCTION**

Les concepts fondamentaux de la sédimentologie moderne reposent sur l'analyse du temps enregistré dans les sédiments que l'on peut facilement approcher par l'étude des systèmes actuels et des affleurements. Par contre, les fluides dans les bassins sédimentaires, par leur mobilité et leur grande capacité d'évolution et d'échange, ont une histoire polyphasée qui reste difficile à reconstituer. Leur **caractérisation** s'opère aujourd'hui suivant deux approches complémentaires mises au point par l'industrie pétrolière : 1) les **observations directes** à partir des forages (instrumentations, carottes, diagraphies) ; 2) **l'étude des processus de diagenèse** permettant de contraindre la nature des fluides qui ont circulé et interagi avec le sédiment. Il s'agit là d'une **démarche statique**. Elle permet seulement d'approcher les fluides visibles actuellement ou de mettre en évidence les traces de leur passage.

L'objectif de cette thèse est d'étudier les **fluides piégés, ou en cours de migration, dans les marges passives matures**. Ces dernières suscitent en effet depuis une dizaine d'années un large intérêt industriel en raison des très **fortes potentialités pétrolières** qu'elles renferment en domaine de mer profonde. Pour ces raisons, les progrès technologiques ont permis la mise en œuvre rapide d'outils d'imagerie bathymétrique et de sismique 3D performants avec une large couverture d'acquisition. Ces techniques ont conduit aujourd'hui à proposer des modèles prédictifs sur l'architecture et la répartition des corps sédimentaires des marges et éventails sous-marins profonds. Comme nous allons le voir, elles donnent aussi la possibilité de **mieux intégrer la « dimension fluides »** dans l'histoire des bassins.

En effet, on sait aujourd'hui que **différents types de fluides coexistent** dans la pile sédimentaire hétérogène des marges passives matures/grasses. Les fluides interstitiels piégés pendant le dépôt sont expulsés progressivement pendant la compaction et peuvent réagir avec l'encaissant, avec d'autres fluides au chimisme différent et avec l'eau de mer. Il existe également des fluides profonds, parmi lesquels des eaux connées de fond de bassin, des fluides hydrothermaux minéralisés associés à des anomalies thermiques localisées, ou encore des fluides thermogéniques associés à la maturation de roches mères qui atteignent le stade de la fenêtre à huile. Tous ces fluides en surpression ont tendance à remonter vers le domaine superficiel ; ils peuvent se mélanger ou interagir avec d'autres fluides ou rester bloqués à différentes profondeurs dans des réservoirs et localement être expulsés sur le fond de la mer.

Nous avons réalisé notre étude dans le Bassin du Congo, sur la marge du Golfe de Guinée, où **le volume et la qualité des données pétrolières**, alliés à une bonne connaissance de l'histoire sédimentaire en relation avec le système terrigène du fleuve Zaïre, a permis d'aborder l'histoire des fluides dans un cadre bien contraint. Par ailleurs, ce travail entraine dans le cadre du **Projet de Recherche ZaiAngo** (partenariat Ifremer-TotalFinaElf et collaboration du monde académique) qui a complété notre approche grâce à une couverture exceptionnelle d'imagerie du fond de la mer (fournie par TFE et Ifremer), de profils sismiques 2DHR, de carottages superficiels et de plongées par submersible téléopéré.

Les trois axes fondamentaux qui ont structuré notre recherche étaient les suivants :

- 1) Nature des fluides et chemin suivi au cours de l'histoire post-rift de la marge ;
- 2) Mécanismes d'expulsion des fluides et expression sur le fond de la mer ;
- 3) Analogies avec des sites d'vents fossiles dans des séries anciennes à l'affleurement.

Autour de ces trois axes gravitent un certain nombre de questions majeures pour lesquelles nous avons recherché des éléments de réponse :

- Les processus qui gouvernent leur expulsion sont-ils **lents**, tels sur des millions d'années, **ou plus catastrophiques**, soumis à des phénomènes cycliques de soupapes ?

- Quand et à **quelle profondeur d'enfouissement d'obture l'expulsion** de fluides dans un bassin ?

- Quels sont précisément les **chemins suivis par les fluides** ? Peut-on identifier ces chemins à partir de l'imagerie du fond de la mer (bathymétrie et/ou sismique 3D) ? Existe-t-il des chemins différents en fonction de la nature des fluides ? Quel est le rôle des failles, des diapirs, de la lithologie et de la charge sédimentaire ?

- Comment s'organise le **réseau de migration** depuis le réservoir profond ?

- Quelle est l'**organisation des expulsions** sur le fond de la mer, en particulier par rapport à la marge, aux failles ou aux diapirs ? Existe-t-il des types différents de sorties de fluides ?

- Quelle est la **durée de vie** d'un site d'expulsion de fluides ?

- Quelles incidences peuvent avoir ces sorties de fluides sur le fond de la mer : **précipitations/diagenèse** chimiques particulières, développement de **communautés biologiques spécifiques** (chimiosynthétiques) ? Ces communautés sont-elles différentes en fonction de la nature des fluides ?

- Quel est le **rôle des hydrates** de gaz sur la migration ?

Pour répondre à ces questions nous avons adopté une démarche centripète qui comprend : 1) **une recherche bibliographique solide** permettant de cerner au préalable l'état des connaissances dans ce domaine ; 2) **l'analyse géo-historique du bassin** et de son contenu en fluides ; 3) **l'analyse de l'architecture sismique 2D-3D** de la pile sédimentaire, des objets enfouis et des structures sur le fond de l'eau ; 4) **la détermination des faciès** sur le fond à partir de l'imagerie, complétée par l'analyse des plongées, par des prélèvements *in situ* et par des carottages ; 5) **la recherche d'analogues fossiles** dans les séries anciennes à l'affleurement.

Le mémoire développe cette approche au travers de 6 chapitres :

Dans le chapitre 1, nous présentons **les données et la démarche utilisées** en soulignant bien la complémentarité de ses différents méthodes et outils.

Dans le chapitre 2, nous replaçons l'**histoire des bassins du Congo et de l'Angola** dans le contexte de la marge Ouest-Africaine. Nous précisons ensuite l'**origine des fluides** et leur place dans cet environnement sédimentaire. En particulier, nous mettons l'accent sur la **nature des reservoirs enfouis** (chenaux turbiditiques et hydrates de gaz) et sur leur rôle dans le piégeage temporaire et la migration des fluides.

Dans le Chapitre 3, nous décrivons précisément l'**expression des sorties de fluides** sur le fond de la mer. Nous verrons qu'elle est le résultat de transformations mécaniques, chimiques, minéralogiques et d'une activité biologique particulière liée à l'**intensité du flux de méthane** sous-jacent qui modifie la profondeur de la **réaction fondamentale de réduction des sulfates**.

Dans le chapitre 4, nous mettons en évidence un réseau complexe, mais très organisé, de sillons et de failles que nous avons appelé l'**intervalle « Hach -Faille »**. Il est le résultat de la **compaction précocée des sédiments** et de l'expulsion des fluides interstitiels. Ses failles représentent des **drains particulièrement efficaces** pour conduire des fluides plus profonds vers la surface. L'organisation de ce réseau faille va fortement **contrôler la répartition des zones de sortie de fluides** sur le fond de l'eau.

Dans le chapitre 5, nous établissons le **lien entre l'architecture des reservoirs** d'où sont issus les fluides, la **structuration** de la colonne sédimentaire et la **répartition** des sorties de fluides sur le fond de l'eau.

Enfin, dans le chapitre 6, nous décrivons en détail l'**expression de ces migrations de fluides dans les séries anciennes** des Terres Noires du Jurassique supérieur du bassin du Sud-Est de la France où de nombreuses analogies existent. Cette approche permet d'intégrer la **notion de temps** dans les processus d'expulsion et de mieux comprendre leurs **mécanismes**, depuis la naissance d'un conduit jusqu'à sa mort puis sa résurrection.

# CHAPITRE I

## LES DONNEES UTILISEES ET LEURS METHODES D'ACQUISITION



# 1 INTRODUCTION

Depuis 1997, la perception nouvelle par le monde industriel des ressources potentielles dans les zones de grands fonds a conduit **TotalFinaElf à prendre des permis d'exploration profonds** sur l'ensemble des marges du Nigeria à l'Angola, jusqu'à 3000 m de profondeur environ. L'Ifremer avait d'ailleurs été sollicité en 1992 pour réaliser un premier inventaire des problèmes liés à la stabilité des pentes dans le Golfe de Guinée (projet Guinness). Pour cette étude nous avons pu utiliser des données de sismique 3D (4150 km<sup>2</sup>) et des données géochimiques de carottage dans les bassins du Congo et de l'Angola, ainsi que quelques données de sismique 3D issues du bassin du Nigeria.

TotalFinaElf souhaitait également réaliser plusieurs forages dans des environnements relativement nouveaux, pour lesquels des modèles de réservoirs restaient à développer. C'est dans ce contexte que **le projet de collaboration scientifique et technique ZAIANGO** (pour **ZAIre-ANGOLA**), entre l'Ifremer et TotalFinaElf, fut élaboré. Ce projet devait permettre d'explorer la structure des bassins du Congo et de l'Angola dans une perspective d'évaluation des ressources potentielles par grands fonds (Savoye *et al.*, 2000). Ce projet était basé sur la réalisation de plusieurs campagnes d'exploration sous-marines qui ont été réalisées entre 1998 et 2000. Il a permis d'acquérir plus de 20000 km de profils sismiques 2D, jusqu'à plus de 5000 m de profondeur. Les quatre objectifs principaux du projet ZAIANGO étaient :

- **établir un modèle de dépôt turbiditique** pour les systèmes méandriformes comme le Zaïre. L'étude de l'architecture actuelle et passée du système turbiditique du Zaïre devait permettre de préciser les modèles de réservoirs, pour des équivalents enfouis ;

- **étudier le contexte géodynamique** de la marge Congo-Angola. La connaissance de la structure de la marge représentait un objectif majeur pour la compréhension du système pétrolier dans son ensemble ;

- **caractériser les zones de sorties de fluides et les zones à hydrates de gaz.** L'étude de la nature des fluides émis et de la répartition de ces zones devait permettre de mieux comprendre quelle était l'expression en surface du système pétrolier enfoui et de mieux contraindre les risques de déstabilisation pendant les forages ;

- **évaluer les risques d'instabilités de pente** sur ce type de marge, appelés « geohazards ».

Ces deux dernières thématiques sont étroitement liées car les propriétés mécaniques des sédiments sont considérablement modifiées du fait de la présence d'hydrates de gaz ou de la circulation de fluides. Ces quatre thèmes ont été étudiés au cours de plusieurs missions à la mer entre 1998 et 2000. Il s'agit des missions ZAIANGO 1 et 2, ZAISAR, ZAICAR et ZAIROV. Un cinquième volet concernant les études des communautés biologiques par grands fonds a été initié par le département Environnement Profond de l'Ifremer. L'étude de cette thématique a conduit à deux missions à la mer appelées BIOZAIRE1 (2001) et BIOZAIRE2 (2001).



## 2 LES DONNÉES DE SISMOLOGIE

### 2.1 LE SAR ET LE PASISAR

Le SAR (Système Acoustique Remorqué) est un outil de géophysique **multi-capteurs haute résolution**, conçu pour l'étude de la nature et de la structure géologique des fonds marins par **grande profondeur** (200 à 6000 m) (Savoye *et al.*, 1995). C'est un système remorqué qui permet, par sa résolution en imagerie sonar latéral (1 pixel pour 25 cm), d'aborder l'étude détaillée des fonds marins en complément des autres systèmes destinés à des reconnaissances à plus grande échelle (sondeurs multifaisceaux des navires océanographiques, sonars à grande couverture) (Figure 1.1).

Il est équipé : 1) d'un sonar latéral à 180 kHz, de portée 1,5 km et de résolution 0,25 m ; 2) d'un sondeur pénétrateur de sédiment 3,5 kHz, de pénétration 80 m sur sol sédimentaire meuble ; 3) d'un appareillage sismique permettant d'obtenir des coupes haute résolution par grand fond (20 Hz - 2 kHz) ; 4) d'un magnétomètre tri-axial de résolution 0,1 nT ; 5) d'un système de mesure d'attitude de l'engin par centrale intégrée (tangage, lacet, pignonement, cavalement) ; et 6) d'un système de positionnement à partir d'une Base Longue (balises posées sur le fond) ou d'une Base Ultra Courte (capteur installé sur le navire support).

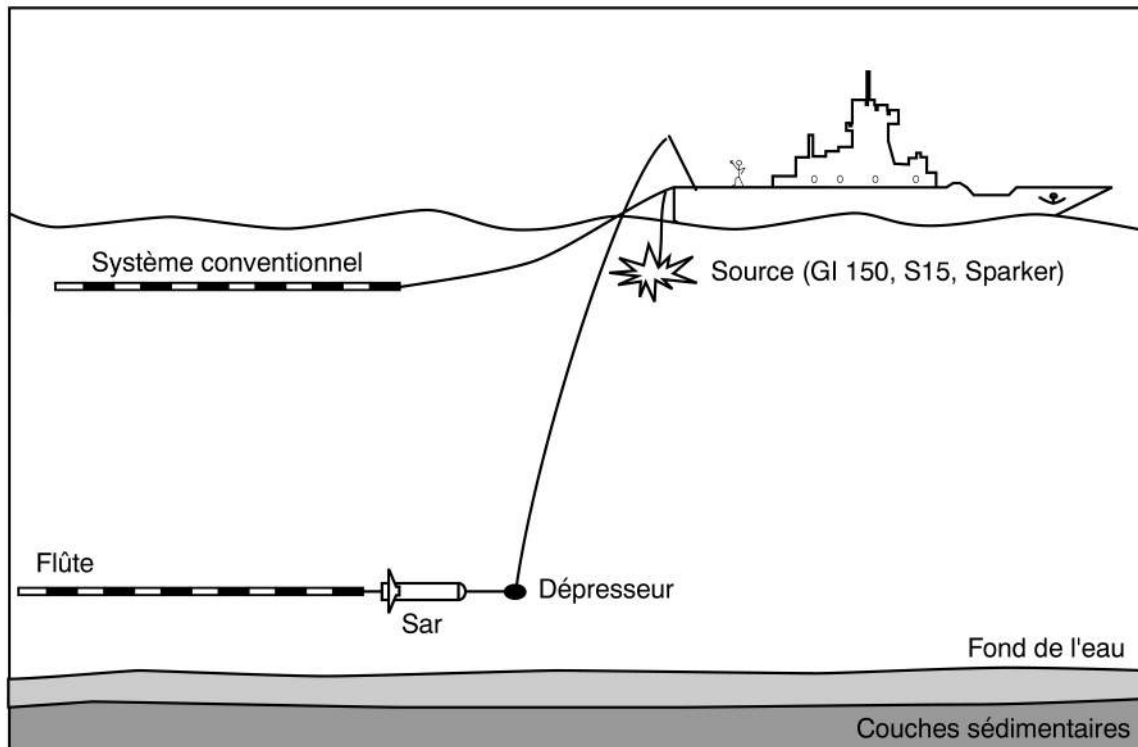


Figure 1.1 : Schéma illustrant la mise en œuvre du système SAR (d'après Savoye (Savoye *et al.*, 1995)). L'originalité de ce système est que le poisson instrumenté tirant la flûte sismique est tracté près du fond de l'eau ce qui permet d'avoir une résolution d'imagerie accrue.

## 22 LA SISMOLOGIE 2D

Le dispositif de sismique réflexion haute résolution (HR), utilisé lors de la campagne ZAIANGO, a été conçu spécialement pour **étudier les séries sismiques par grande profondeur d'eau**. Le bateau tire derrière lui une flûte composée d'hydrophones qui représentent au total 96 traces de 25 m, c'est-à-dire une longueur active de 2400 m (Figure 1.2). L'immersion de la flûte, enregistrée au niveau de 8 capteurs de pression, est contrôlée par 16 avions (ailerons). La source utilisée se compose de deux canons mini-GI (13 ci/35 ci et 24 ci/24 ci) et de quatre canons GI (45 ci/45 ci) maintenus sous des bouées à une profondeur de 3 m (la fréquence est centrée sur 100 Hz). La faible profondeur des sources, ainsi que l'utilisation de deux canons mini-GI assure le contenu haute fréquence du signal source résultant. La pression d'opération des sources était de 40 bars, avec une cadence de tirs de 25 ms, le bateau naviguant à 5 nœuds. Les données ont été enregistrées sur un système d'acquisition Sercel 358 à la fréquence d'échantillonnage de 1000 Hz, sur une longueur de 3000 ms. Cette méthode permet d'acquies des **profils sismiques haute résolution sur 1.5 à 2 s temps double** sous le fond de la mer.

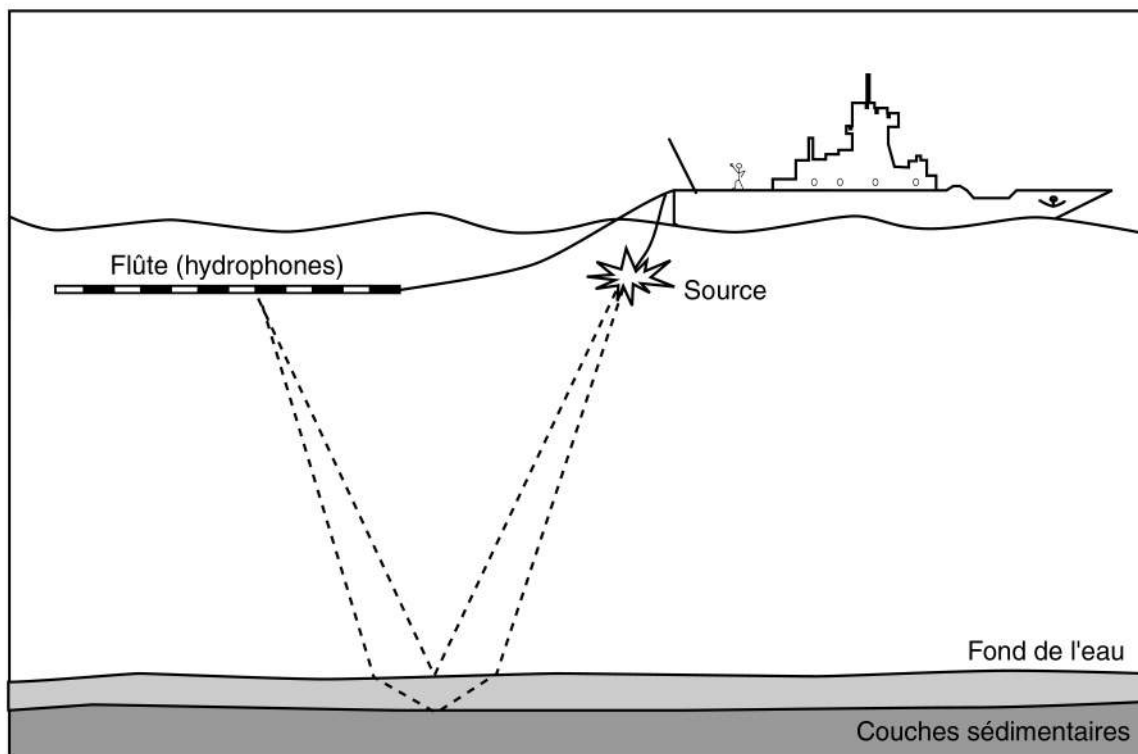


Figure 1. 2 : Schéma illustrant le principe d'acquisition des profils de sismique réflexion. Ce système permet de couvrir de larges surfaces mais avec un faible recouvrement. Il n'est pas adapté pour l'étude d'objets dont le diamètre est inférieur à 1000 m comme les zones de sorties de fluides.

Tandis que l'impressionnante couverture de sismique 2D-HR acquise pendant le projet ZAIANGO a permis une approche régionale de l'ensemble du système jusqu'à une profondeur de plus de 5000 m, les données de sismique 3D permettent d'étudier, à plus petite échelle, la géométrie des conduits qui relient les réservoirs et le fond de l'eau. Nous

allons voir ainsi que la sismique 3D, avec un espacement inter-profil de 12.5 m, apporte un renouveau dans l'étude de tous les objets sédimentaires, sur le fond de l'eau ou enfouis, dont le diamètre n'excède pas le kilomètre.

## **23 LA SISMIQUE 3D**

### **23.1 Principes et méthodes d'acquisition**

L'objectif de la sismique 3D est d'obtenir une **vision des séries sédimentaires enfouies dans toutes les directions de l'espace**. Un bateau d'acquisition sismique tire derrière lui plusieurs flûtes avec 400 à 1000 hydrophones disposés en nappe (ou andain). Pour positionner précisément les réflexions, une grille de référence est définie, recouvrant la surface à étudier (*Figure 1.3*). Les axes de cette grille correspondent à la direction d'acquisition (sens de marche du bateau et orientation des flûtes) et à la direction perpendiculaire qui définit des alignements d'hydrophones des flûtes voisines. Tous les hydrophones enregistrent simultanément chaque mission (vibration ou explosion) définissant une maille élémentaire (ou bin) de 12.5X12.5 mètres ou 25X25 mètres qui correspond à la moitié de la distance entre émetteurs et récepteurs.

Cette méthode permet d'obtenir des « blocs sismiques » de plusieurs milliers de kilomètres carrés. La résolution verticale est de 2, 3 ou 4 ms temps double (l'acquisition tant faite à 2 ms) et la résolution horizontale dépend du bin élémentaire. Il est ainsi possible d'obtenir des profils sismiques parallèles au sens d'acquisition (In-Line), perpendiculaires (Cross-Line) ou d'orientation quelconque (Random-Line) (*Figure 1.3*). Ces derniers sont définis par l'utilisateur et n'ont pas besoin d'être rectiligne comme les deux premiers, ce qui est particulièrement utile lorsque le profil doit être orienté perpendiculairement à des structures enfouies.

**Pour cette étude**, nous disposons de plusieurs blocs sismiques contigus ou non qui couvrent une **surface totale de près de 4150 km<sup>2</sup>** dans le bassin du Congo. Nous disposons également de données de sismique 3D sur la marge de l'Angola.

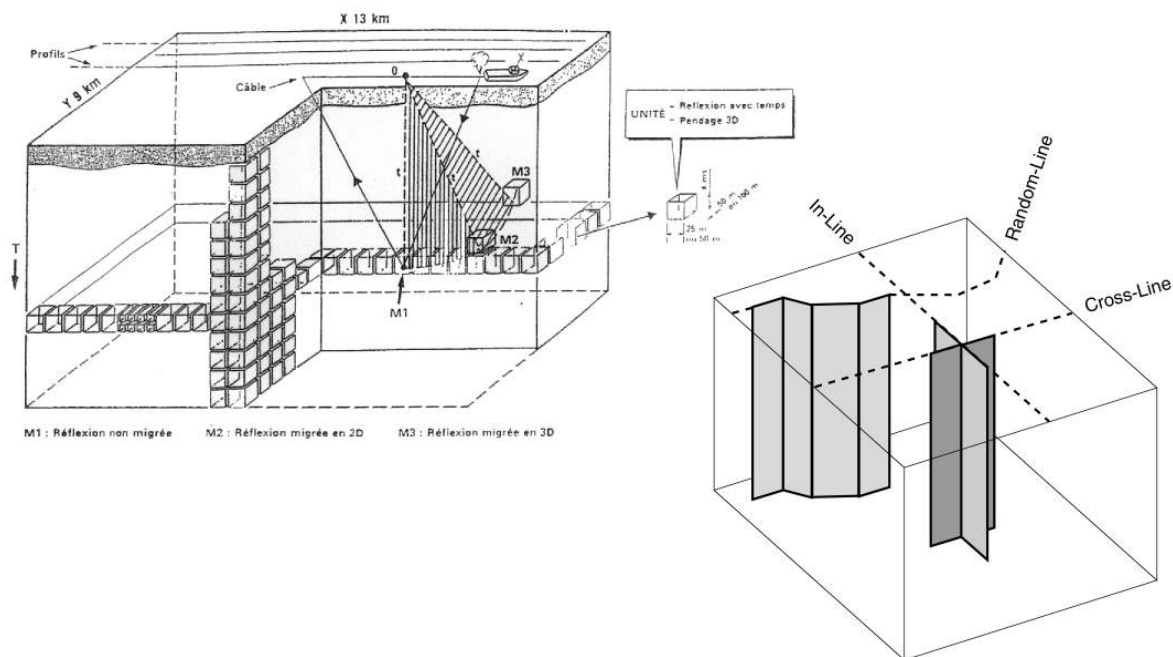


Figure 1. 3: Schéma représentant le principe d'acquisition de la sismique 3D. Un bateau d'acquisition tire simultanément plusieurs flûtes (6 ou plus) qui enregistrent les réflexions dans toutes les directions. Cette méthode permet d'obtenir des blocs de sismique dite 3D car la résolution horizontale est de 12.5x12.5 m. La résolution verticale est d'environ 4 ms temps double.

## **2.3.2 Le pointé des horizons sismiques**

Sur la sismique 2D conventionnelle, le pointé des horizons se fait manuellement sur chaque profil. Sur la sismique 3D, un tel travail serait très fastidieux. Des **méthodes de pointé automatique** ont donc été développées et ce type de travail s'opère sur une station d'interprétation à partir d'un logiciel dédié. Dans notre cas, il s'agit du logiciel SISMAGE, développé par TotalFinaElf. La méthode de pointé automatique consiste, pour l'utilisateur, à poser un « germe » sur un horizon d'un profil sismique. Ce germe est, en réalité, posé sur une des traces du profil, à une profondeur donnée. Le logiciel enregistre les propriétés du signal sur cette trace autour du germe. Par un calcul de fenêtre « glissante », le logiciel tente de corriger trace à trace les signaux ayant les mêmes propriétés (Figure 1.4).

Chaque point de chaque trace est ainsi caractérisé par des coordonnées géographiques (X et Y) et un temps (T). Tous les horizons qui peuvent être définis à partir de ces points sont alors **géoréférences**. Chaque horizon peut ensuite être représenté sous la forme d'une carte isochrone par exemple.

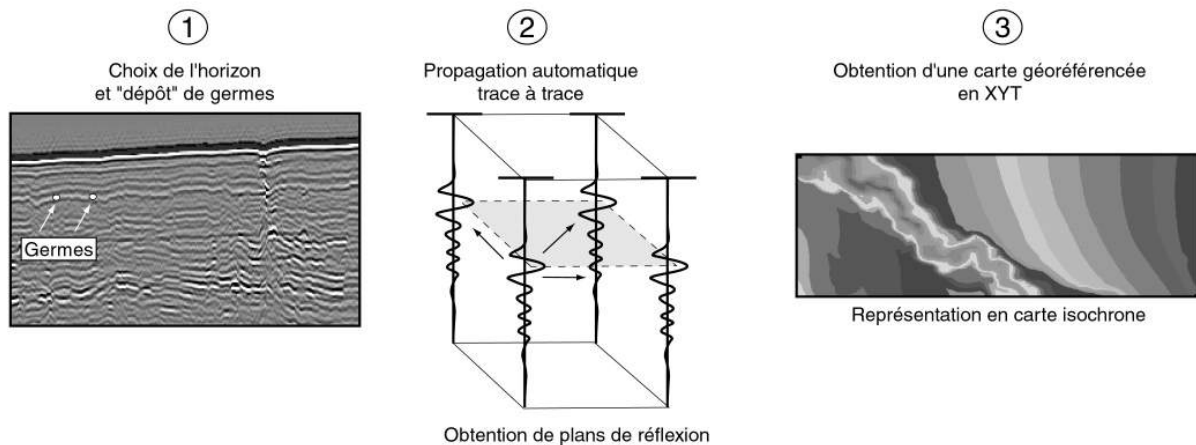


Figure 1. 4 : Sch ma d'obtention des horizons sismiques à partir de la propagation automatique. L'utilisateur pose un « germe » sur un r flecteur. Le logiciel d'interpr tation va enregistrer les propri t s de la trace sismique au niveau du germe et va tenter de la corr ler avec les traces voisines. De proche en proche, l'horizon sismique se construit. Chaque point de chaque trace est alors rep r e n XY et en temps ce qui permet de le repr se nter sous la forme de cartes, isochrones par exemple, dans un espace g o r f renc .

### **2.3.3. Les attributs d r iv s du signal sismique**

Les attributs d r iv s du signal sismique sont bas s sur les caract ristiques des plans de r flexions, comme leur forme, leurs param t res intrins è s (amplitude, fr quence, ne rgie, etc..) et leur organisation dans l'espace.

#### **a. Les diff r entes repr s entations d'une surface extraite**

Une surface extraite peut être un horizon point ou bien un plan quelconque du bloc sismique (r flecteur, faille ou autre). Les attributs issus d'une surface permettent de caract riser la morphologie de l'horizon, son pendage g n ral ou local et de mettre ainsi en vidence les d formations qu'il a pu subir. Il existe beaucoup d'attributs qui permettent de caract riser une surface, mais le pendage, l'azimut et la courbure sont les plus utilis s.

- **Le pendage** calcule la pente locale dans un rep è re absolu, c'est à dire par rapport à l'horizontale (on dit aussi dip). **L'azimut** calcule les pendages par rapport à une orientation donn e , d termin e pa r l'interpr teur (on dit aussi clairage ou ombrage). Ces deux attributs sont les plus utilis s car ils permettent de caract riser l'homog n it e de s pendages sur une surface, c'est-à-dire que toute variation d'angle ou d'orientation sera mise en valeur (*Figure 1.5*). Ces attributs sont **utilis s pour tudier le contexte structural** au niveau d'un horizon.

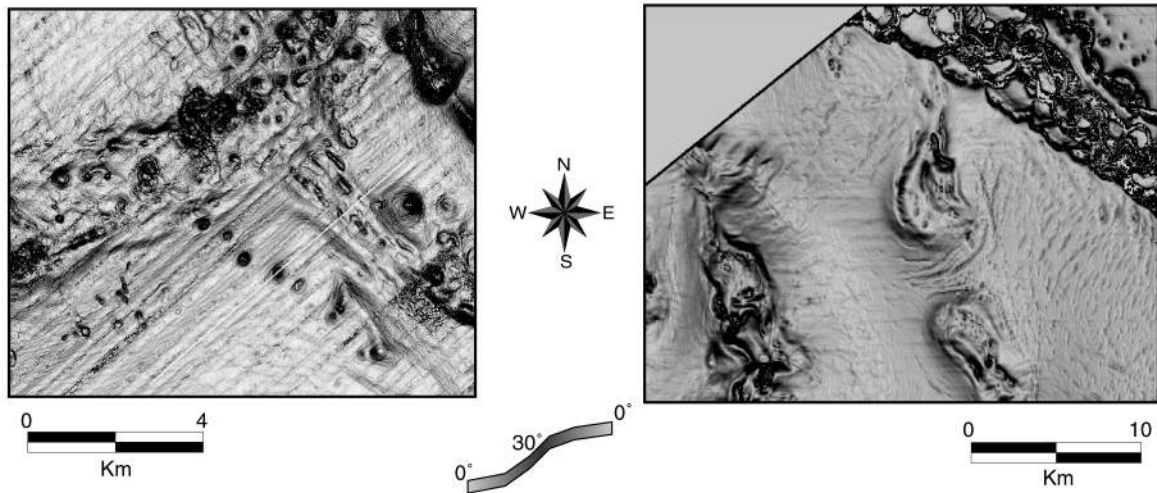


Figure 1.5 : Représentation du fond de l'eau grâce à l'attribut dip. Les cartes dip permettent de mettre en valeur toutes les déformations de l'horizon. Les lignes sur l'image de gauche représentent un artefact dû au sens d'acquisition par le bateau.

- L'attribut **courbure** calcule les rayons de courbure des surfaces présentes sur un horizon. La taille des surfaces que le logiciel va considérer est déterminée par l'utilisateur en fonction de l'échelle à laquelle celui-ci souhaite travailler. Le rayon de courbure est noté négativement dans le cas d'une surface concave vers le haut et positivement dans le cas d'une surface concave vers le bas. Cet attribut **localise ainsi les points hauts et les points bas d'une surface, mettant en valeur les axes de déformation** (Figure 1.6).

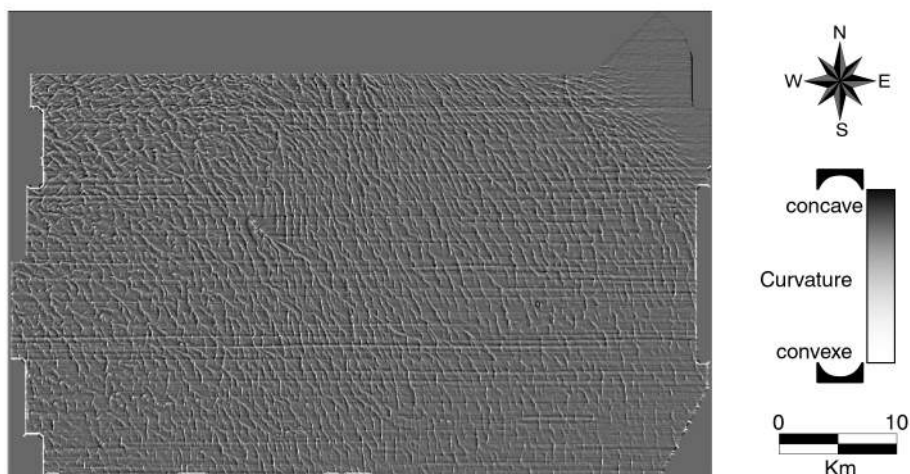


Figure 1.6 : Carte de courbure du fond de l'eau. Les surfaces concaves vers le bas sont représentées dans des tons gris à noir et les surfaces convexes vers le haut sont représentées dans des tons gris à blanc.

La méthode d'étude est exactement la même dans le cas d'une extraction d'un groupe de surfaces au sein d'un intervalle. Il est alors possible de calculer dans cet intervalle

des moyennes, des sommes, des maxima ou des minima de tous les attributs (amplitude, pendage, azimut, courbure etc....).

## b. L'extraction de l'enveloppe externe d'un groupe de réflecteurs

Sur les profils sismiques dans les bassins sédimentaires, les réflecteurs sont généralement plans. Cependant, certains groupes de réflecteurs présentent une architecture interne et/ou une organisation spatiale et/ou une amplitude qui les différencient fortement des autres réflecteurs plans. C'est le cas par exemple des surfaces d'érosion, des failles, des chenaux turbiditiques et des sédiments chargés en gaz (isolés, sous les hydrates ou dans des conduits verticaux).

Ces différences vont pouvoir être **mises en valeur** par un calcul à l'intérieur d'une fenêtre glissante qui va discriminer, à des degrés divers, **toutes les discontinuités** ou **toutes les anomalies** qui existent dans le bloc sismique. Le choix du calcul, et donc de l'attribut, est déterminé en fonction du type d'objet que l'utilisateur souhaite mettre en évidence. Chaque calcul génère un nouveau bloc qui a exactement les mêmes dimensions que le bloc sismique initial (*Figure 1.7*).

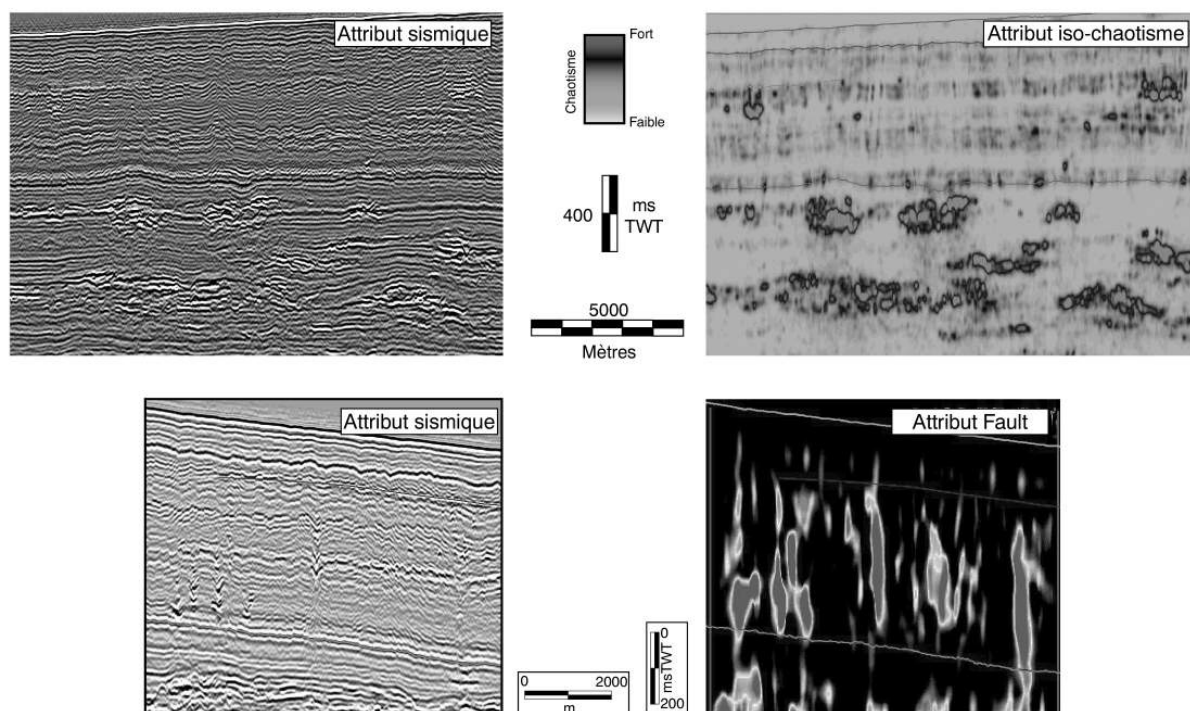


Figure 1.7 : Représentation des attributs isochaotisme (en haut) et fault (en bas), issus d'un bloc sismique initial. Le calcul est basé sur le principe d'une fenêtre glissante. A chaque incrément horizontal ou vertical, le calcul est réalisé sur l'ensemble des plans de réflexions contenus dans la fenêtre. Cette méthode est appliquée sur l'ensemble du bloc sismique et permet d'obtenir un nouveau bloc de même taille mais avec un attribut différent.

Nous présentons dans la figure 1.7 deux exemples de calculs que nous avons utilisés dans cette étude (Il en existe bien évidemment beaucoup d'autres !). Le premier se base sur l'aspect d'organisation des réflecteurs et sur les anomalies d'amplitude. Il est appelé « **attribut d'isochaotisme** » (Thèse TFE, Sébastien Guillon). Cet attribut est bien **adapté pour mettre en valeur les chenaux turbiditiques** qui apparaissent alors en coupe sous la forme de « madeleines ». Le deuxième, appelé « **attribut fault** », **permet de favoriser les discontinuités verticales**, comme les failles ou les chemins de migration de fluides qui dessinent en coupe des bandes ou des langues étroites très tirées verticalement.

De la même manière que pour un bloc sismique classique, il est possible de visualiser des profils ou des horizons initialement pointés sur la sismique. Cependant, l'intérêt majeur de cette méthode est de pouvoir **propager automatiquement l'enveloppe externe des anomalies afin de les extraire du bloc et de voir leur morphologie, leur partition et leur organisation spatiale.**



### 3 LE SONDEUR MULTIFAISCEAUX EM12

Le sondeur multifaisceaux **mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions**, déterminés par les faisceaux de réception du système. On explore ainsi le fond sur une large bande (de l'ordre de 5 à 7 fois la profondeur) à l'aide de 162 faisceaux (pour l'EM12), avec une très grande résolution (40x80 m). L'**amplitude du signal reçu**, après avoir effectué des corrections de gain, **est appelée réflectivité**. Elle s'exprime en décibels (dB) et varie en fonction de plusieurs paramètres. Dans le cas de notre étude, nous ne citerons que trois paramètres essentiels qui jouent sur l'interprétation des cartes de réflectivité (il en existe 13) : la rugosité sur le fond, la pénétration du signal et la nature des sédiments dans cet intervalle de pénétration. Les informations de ce paragraphe sont directement tirées du site Internet de Ifremer ([www.ifremer.fr](http://www.ifremer.fr)).

#### 3.1 LE PRINCIPE D'ACQUISITION

La plupart des sondeurs multifaisceaux fonctionnent selon la technique dite des faisceaux croisés. Une impulsion sonore est mise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale (de l'ordre de 1 à 5 degrés) et transversalement (typiquement 150 degrés). La réception se fait à l'aide de faisceaux étroits dans le plan transversal (de l'ordre de 1 à 5 degrés). Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond explorée (« pastille insonifiée ») est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception (Figure 1.8).

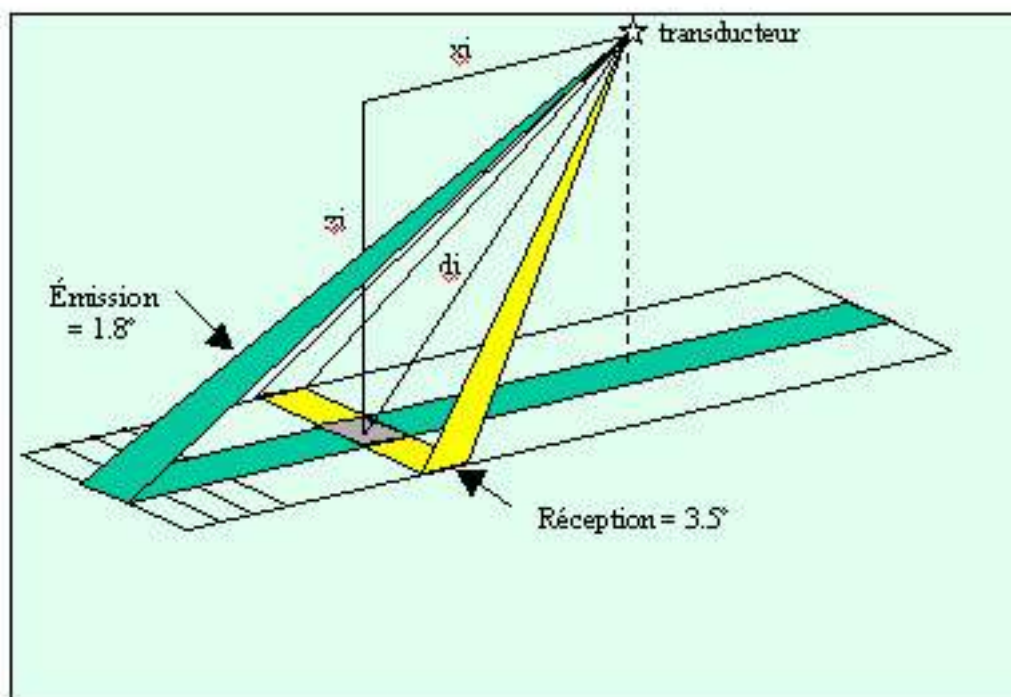


Figure 1.8 : Schéma représentant le principe d'acquisition du sondeur multifaisceaux EM12 (image Ifremer). Sur le fond de l'eau, la « pastille insonifiée » est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception.

## 3.2 LA PORTEE DES SONDEURS MULTIFAISCEAUX

Un sondeur multifaisceaux est caractérisé par la fréquence acoustique ( $f$ ), qui correspond à la fréquence de l'impulsion sonore mise. La fréquence est un élément important dans la définition d'un cho-sondeur car elle **détermine la portée du sondeur**, c'est-à-dire la profondeur qu'il va pouvoir visualiser. En fait, l'amortissement du son dans l'eau augmente très vite avec la fréquence et la résolution (*Figure 1.9*).

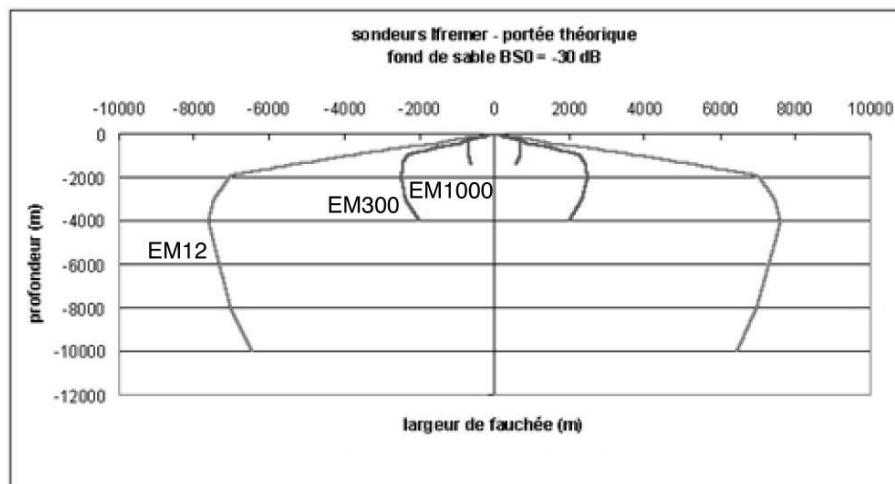


Figure 1. 9 : Diagramme de portée des faisceaux en fonction de la profondeur et de la fréquence des différents sondeurs multifaisceaux (image Ifremer).

On distingue généralement 4 classes d'équipements :

- 10 – 15 kHz : Talus continental, dorsales médio-océaniques et plaines abyssales.
- 30 – 50 kHz : Plateau, talus.
- 80 – 120 kHz : Plateau continental.
- 200 à 400 kHz : Zones littorales.

## 3.3 LA RESOLUTION AU FOND DE LA MER

La résolution du levé bathymétrique correspond à sa capacité de distinguer 2 objets proches. Elle dépend principalement de la largeur des faisceaux et de la taille de la « pastille insonifiée ». La précision du sondeur traduit la qualité d'estimation de la profondeur (précision verticale) et de la position des sondes (précision horizontale). La résolution et la précision dépendent de plusieurs paramètres : de la pénétration dans les sédiments meubles, de la taille des antennes, de la finesse des faisceaux et de leur nombre, de l'ouverture angulaire des faisceaux extrêmes, de la largeur angulaire de chaque faisceau d'émission ou de réception et de leur espacement, de la durée de l'impulsion sonore mise, de la cadence d'émission, de la cadence d'échantillonnage et enfin du profil de célérité du son dans l'eau.

Les variations de célérité provoquent une courbure des rayons sonores. Il est nécessaire, pour établir le trajet de l'onde sonore pour une incidence et une durée de trajet donnée, de connaître la célérité du son dans l'eau (profil de célérité). Les mesures sont souvent réalisées pendant l'acquisition à l'aide de sondes jetables : XBT (mesure de la température) ou XCTD (température et conductivité).

En moyenne, la résolution à la verticale du sondeur multifaisceaux EM12, à une bathymétrie de 1000 m, est de 40x80 m (Figure 1.10). De façon plus générale la résolution est égale au produit de la hauteur d'eau par  $\tan(3,5^\circ)$  qui correspond à la couverture latérale par faisceau.

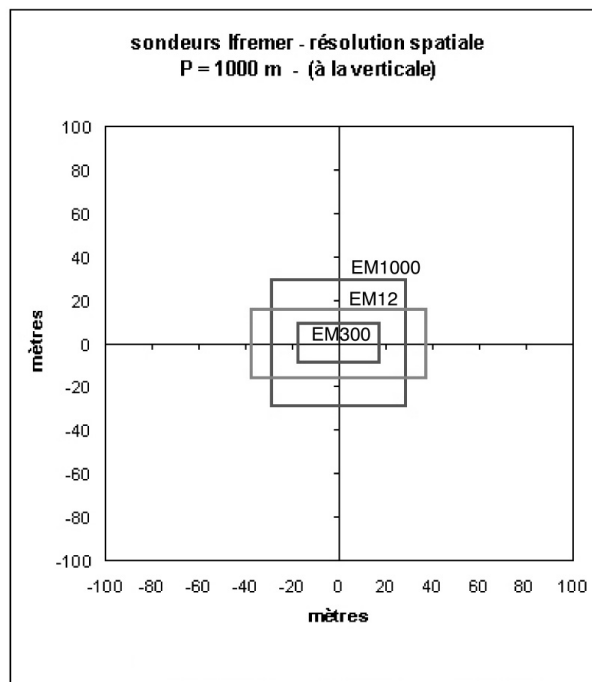


Figure 1. 10 : Schéma représentant la résolution pour une bathymétrie de 1000 m, à la verticale des différents sondeurs multifaisceaux en fonction de leur fréquence (image Ifremer).

## 34 LES MESURES DE BATHYMETRIE ET DE REFLECTIVITE

### 34.1 La détermination de la bathymétrie

La mesure de la bathymétrie consiste à exploiter les signaux de chaque faisceau pour déterminer l'instant de retour de l'impulsion sonore (détection bathymétrique). On obtient ainsi une **mesure de profondeur** (sonde) par faisceau.

Il existe différentes techniques de détection :

- la détection par amplitude : l'instant de retour de l'impulsion est fixé au centre de gravité du signal sur une fenêtre de prédétermination. La qualité de la détection est dépendante de l'énergie reçue. Ce type de détection est mal adapté au cas des faisceaux latéraux.

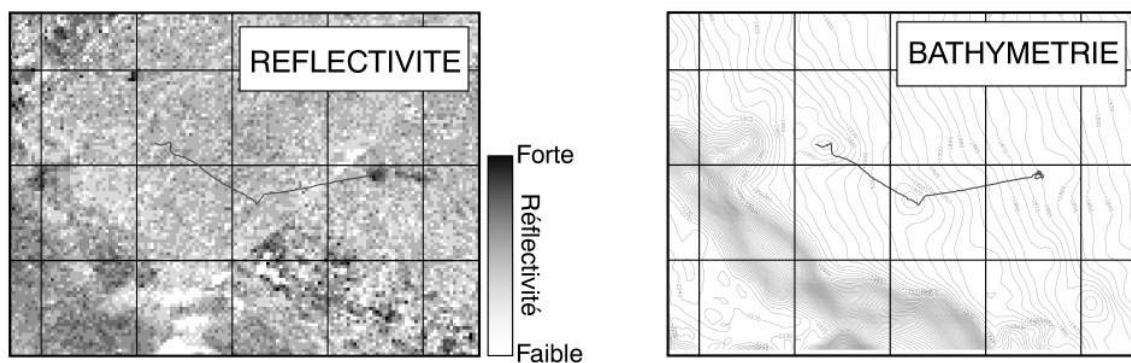
- la détection par phase (interférométrie) : Ce principe de détection consiste à déterminer le retard d'arrivée (dt) du signal sur deux antennes de réception proches l'une de l'autre.

l'autre. La détection par la phase offre en principe une résolution plus fine que la largeur du faisceau. Elle est toutefois inadaptée au cas des faisceaux verticaux.

### **3.4.2. La mesure de la réflectivité**

L'amplitude du signal réfléchi au voisinage de la verticale est très élevée (signal spéculaire). Par ailleurs, le signal s'atténue en fonction de la distance parcourue, donc du temps. Afin d'éviter une saturation des amplificateurs et pour garder un niveau de signal toujours à peu près stable, une loi de TVG (Time Varying Gain) est appliquée au signal reçu. La TVG est prédite avant réception à partir des cycles précédents et est construite de façon à optimiser le niveau moyen du signal par rapport aux fluctuations aléatoires de la réflexion de fond.

Une fois cette compensation établie, **l'amplitude du signal reçu est appelée réflectivité** (Figure 1.11). Elle s'exprime en dB et est **liée à la nature du fond**. La mesure de réflectivité est disponible à la cadence d'échantillonnage du sondeur (d).



**Figure 1. 11 : Cartes de réflectivité (à gauche) et de bathymétrie (à droite) de la même zone, acquises grâce au sondeur multifaisceaux EM12.**

## 4 LES PRELEVEMENTS, LES MESURES ET LES OBSERVATIONS IN SITU

### 4.1 LES CAROTTAGES GRAVITAIRES

Les carottages gravitaires sont réalisés à partir de **carottiers kullenberg** de 10 à 20 m de longueur (Figure 1.12). Ils permettent d'**échantillonner les sédiments superficiels** et de connaître ainsi l'histoire récente de la sédimentation dans la zone.

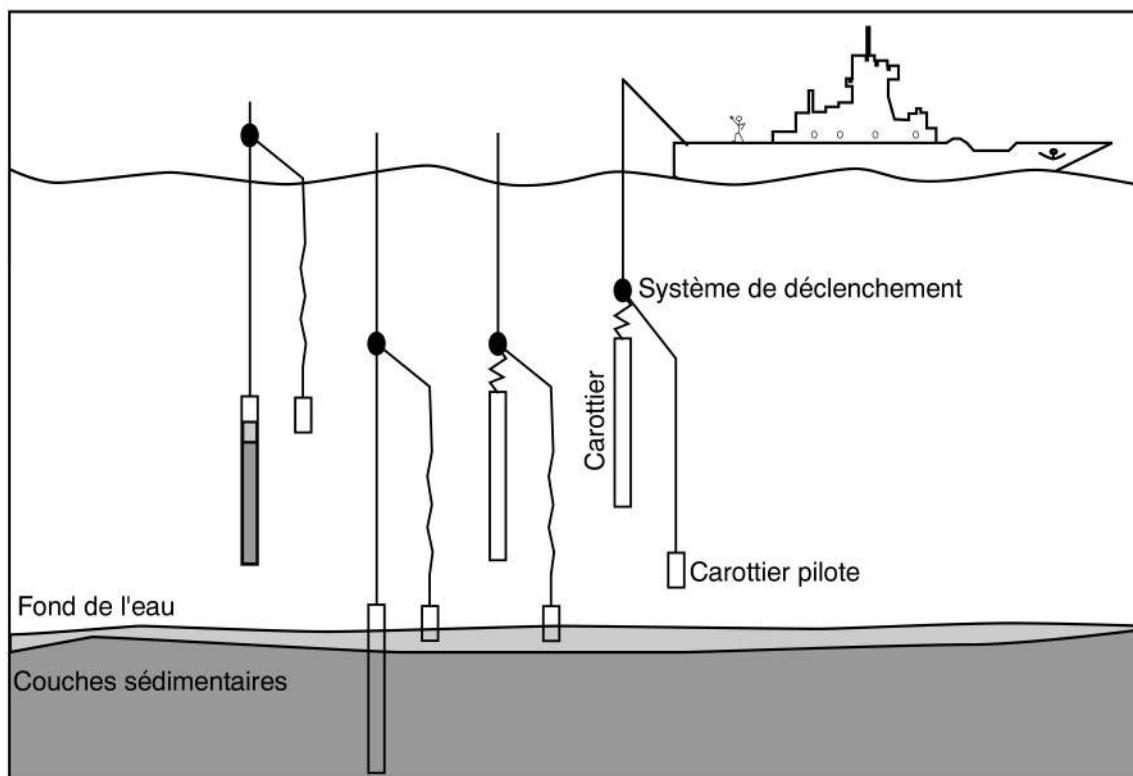


Figure 1. 12 : Schéma décrivant la procédure de carottage à partir d'un carottier Kullenberg. Lorsque le carottier pilote touche le fond, il déclenche l'ouverture d'une boucle et la chute du carottier depuis une hauteur d'environ 2 m.

Toutes les carottes décrites dans cette étude ont été prélevées pendant les campagnes ZAIANGO (1998-2000). Deux carottes (CAR1 et CAR2) ont été prélevées pendant une campagne de carottages (Gardline, 1999) commandée par TotalFinaElf et ses partenaires. Les analyses réalisées sur ces carottes avaient deux objectifs : un **objectif géotechnique** et un **objectif sédimentologique** :

- toutes les sections de carottes sont passées au banc gamma afin de déterminer la densité moyenne des sédiments.

- les carottes FZ2-17 et FZ2-18 ont fait l'objet de mesures de cohésion grâce au scissomètre (LeMoigne, 1999).

- des mesures granulométriques ont été réalisées sur toutes les carottes KZR-29, KZR-30 et KZR-31 grâce au granulomètre Coulter LS120. Les sédiments ont été échantillonnés tous les 10 cm et ont été échantillonnés pendant la mesure (nous n'avons pas utilisé de défloculant).

- des mesures de taux de carbonates ont été réalisées sur les carottes KZR-29, KZR-30 et KZR-31. En raison du très faible taux de carbonates (<5% en moyenne), nous avons utilisé un calcimètre Bernard car les calcimètres commerciaux automatiques ne permettent pas de mesurer des teneurs trop faibles.

Au moment de la remontée des carottes, 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 »). Le protocole d'échantillonnage est décrit avec plus de précisions pour une campagne dans la mer de Bering (Kvenvolden and Redden, 1980).

## 4.2 LE ROV VICTOR6000

Destiné à la recherche scientifique dans le domaine de l'océanographie, le **ROV Victor6000 est un submersible téléopéré grande profondeur**, instrumenté et modulaire, capable d'effectuer de l'imagerie optique de qualité, d'emporter et opérer divers équipements et outillages scientifiques (Figure 1.13).



Figure 1. 13 : Photo du ROV Victor6000 pendant sa mise à l'eau depuis la plage arrière du Navire Océanographique l'Atalante (image Ifremer).

## **4.2.1 La mise en œuvre du ROV**

Le principe de la mise en œuvre du ROV Victor6000 est illustré sur la figure 1.14. Le guidage du ROV se fait à partir d'un container embarqué sur le bateau. Dans ce container se trouve le poste de pilotage qui comporte 5 places : un pilote, un assistant de navigation, un opérateur et deux places pour les scientifiques. L'originalité de ce système de submersible grand fond est qu'il a une parfaite mobilité sur le fond de l'eau grâce à un lest qui découple ses mouvements de ceux du bateau en surface, soumis au roulis et au tangage. Les informations (vidéo, photos, position, commandes des opérateurs etc...) transitent via des fibres optiques haut débit. Le positionnement est assuré par une BUC (Base Ultra Courte) et par le DGPS du Bateau.

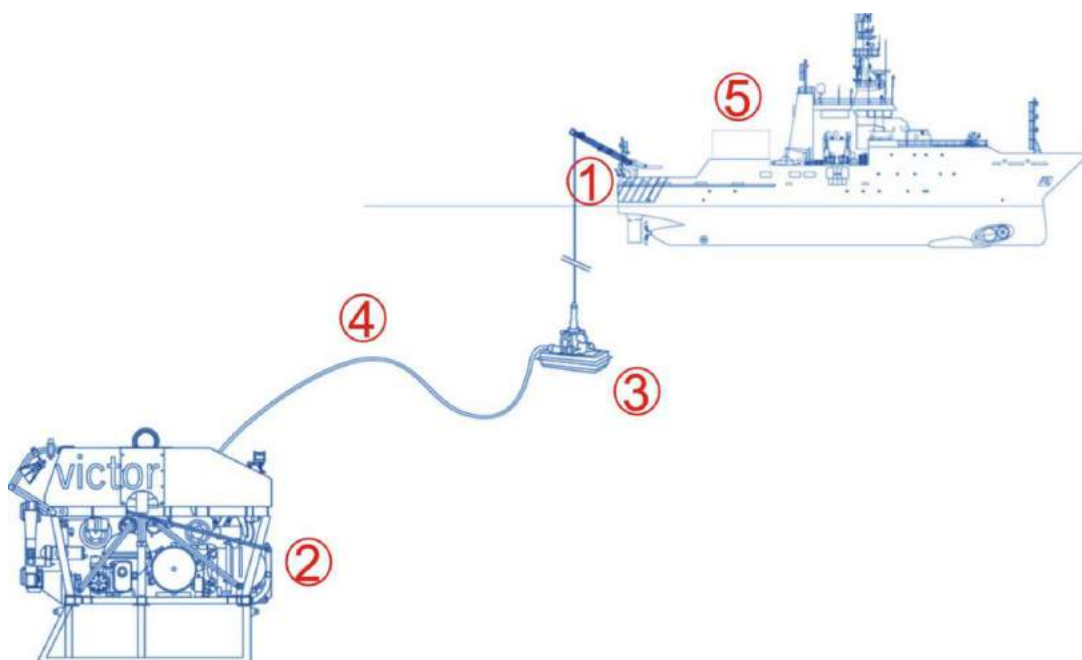


Figure 1. 14 : Schéma illustrant la mise en œuvre du ROV Victor6000 (image Ifremer) : 1) Bras et treuil de déroulement du câble ; 2) le submersible ROV ; 3) le lest qui permet de découpler les mouvements du bateau de ceux du ROV, lui assurant une parfaite mobilité ; 4) Fibre optique qui transmet les informations vers la surface (vidéo, position et autre...); 5) poste de commande embarqué qui permet le pilotage du ROV.

## **4.2.2 L'équipement embarqué du 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 grâce à deux bras équipés de pinces (Figure 1.15). La partie inférieure de l'engin est constituée d'un module scientifique instrumenté et interchangeable selon la nature de la mission. Il comporte l'essentiel de l'instrumentation ainsi que le panier de prélèvement d'échantillons.

Le module de prélèvement de base est composé des éléments suivants :

- 3 sondes de température manipulables.
- un aspirateur à faune prévu pour 8 échantillons.

- un PEP (Pr lèvement d' Eau par Pompage) qui offre une capacité de 19 bouteilles de 200 ml. Ces bouteilles ont permis de mesurer le méthane dissous dans les eaux de fond.
- 4 seringues titane de 740 ml.
- 4 ou 8 carottiers à sédiment (d=53 mm, l=400 mm).
- 6 marqueurs largables (petit Poucet)
- un panier mobile de 0,6 m<sup>3</sup>. Ce panier accueille les échantillons prélevés par les deux bras mécaniques, les seringues titanes et les carottiers.
- une pince à godets qui permet le prélèvement d'échantillons durs. Cette pince est particulièrement adaptée pour les prélèvements d'encroûtements carbonatés.

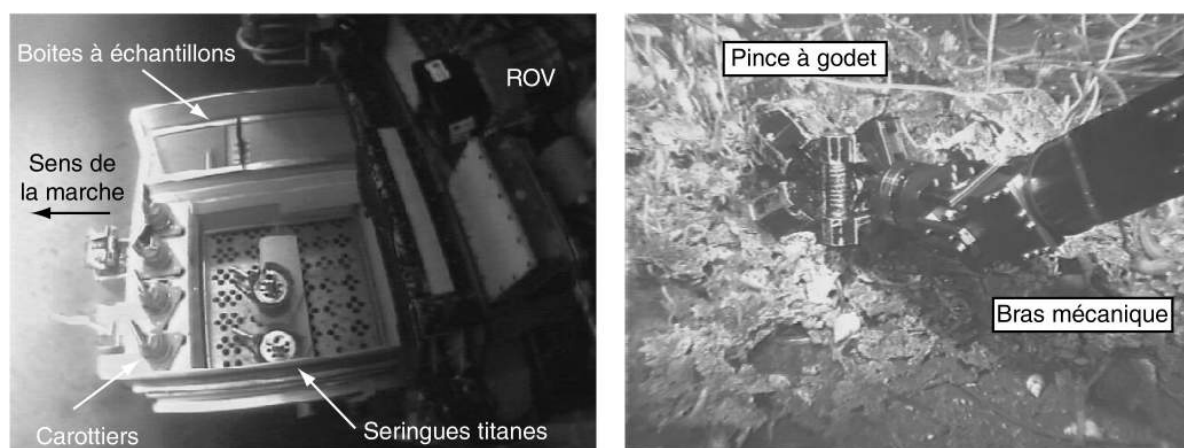


Figure 1. 15 : Photographie du panier escamotable à l'avant du ROV. Il permet d'emporter des boîtes échantillons, des carottiers (40 cm), des seringues titanes et une pince à godet.

### **4.2.3. Les outils de post-traitement des plongées ROV**

Le post-traitement des données est réalisé grâce au **logiciel ADELIE** (Aide au DEPouillement Interactif des données des Engins sous-marins), développé par l'Ifremer. Il s'agit d'un **ensemble d'utilitaires**, utilisables en mer comme dans les laboratoires scientifiques, **permettant de visualiser, manipuler et valoriser les données, les images et les vidéos** enregistrées à partir des submersibles de l'Ifremer (NAUTILE, ROV VICTOR 6000, CYANA, SCAMPI, etc.). En outre, il transforme les données brutes des engins en fichiers informatiques utilisables par de nombreux outils comme Excel et surtout ArcView (SIG). Tous les paramètres du submersible sont ainsi traités et repositionnés dans un espace géographique : la navigation sur le fond, l'attitude de l'engin (cap, immersion, altitude par rapport au fond), les mesures réalisées *in situ* (température), descriptifs d'images etc....

Le module additionnel **ADELIE Vidéo permet de piloter des magnétoscopes et de synchroniser la vidéo avec les données**, en particulier la navigation sur le fond. Au niveau du traitement d'images, il permet de numériser des séquences vidéo, d'obtenir des photos ou de générer des mosaïques (Figure 1.16).



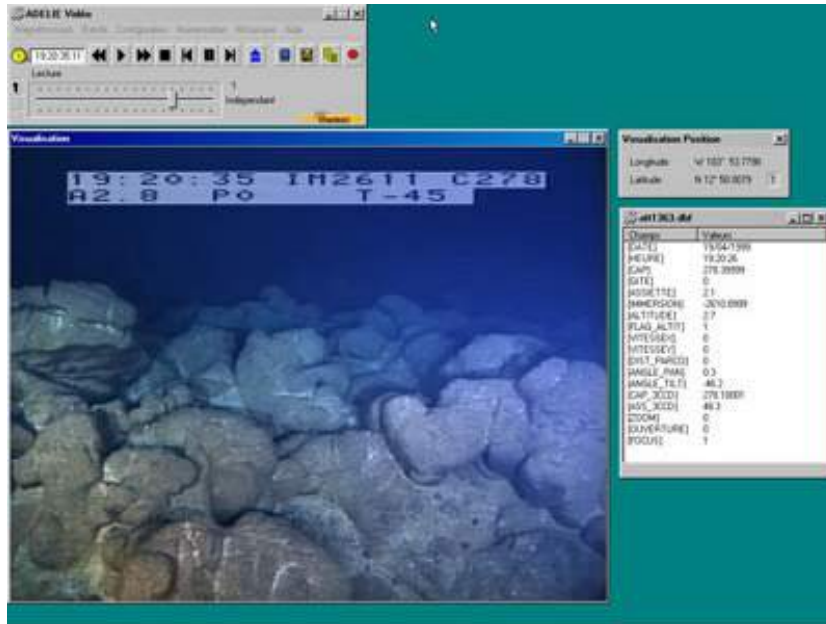


Figure 1. 16 : Repr se ntation du module additionnel ADELIE Vidéo qui permet de piloter des magn toscopes et de les synchroniser avec les bandes vidéo.

Le module additionnel **ADELIE SIG** est un module int gr à ArcView. Il permet de **visualiser les donn es par couches dans un espace g o-r f renc** , d'y int grer la bathym trie acquise par d'autres outils (sondeur multifaisceaux ou sismique 3D par exemple), de repr senter la navigation du ROV sur le fond de l'eau, d'acc de r g o graphiquement aux photos de la plong e et de localiser les s quences vidéo en temps r e l et donc de cr e r des cartes d'interpr tation (Figure 1.17).

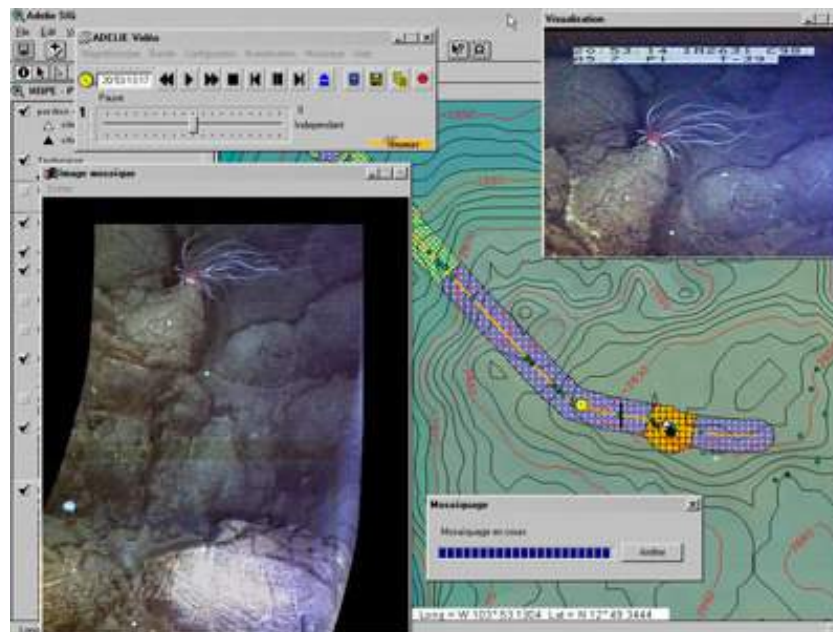
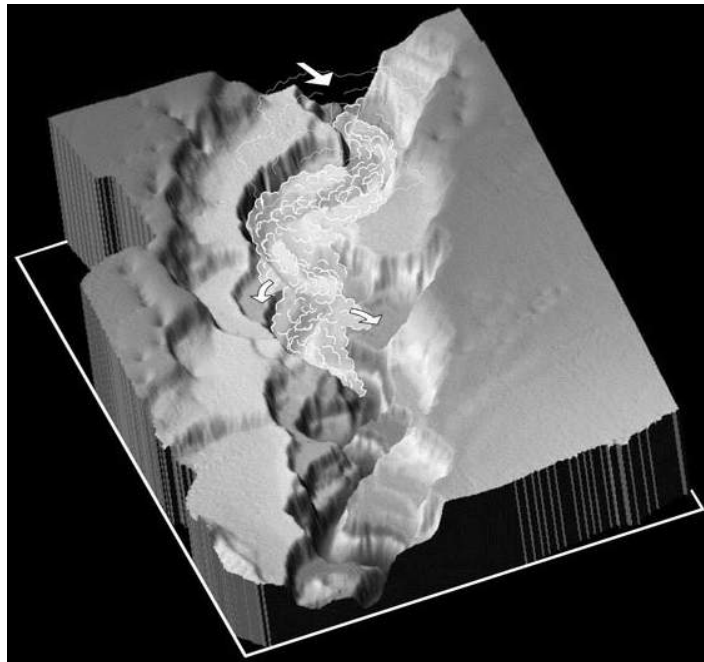


Figure 1. 17 : Repr se ntation du module additionnel ADELIE SIG. Il permet la visualisation des donn es par couches dans un espace g o-r f renc s ur un fond cartographique quelconque (bathym trie, EM12, sismique 3D). Il permet g alement de synchroniser les s quences vidéo avec la navigation du ROV sur le fond de l'eau.



## **CHAPITRE II**

# **L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE ET LA PLACE DES FLUIDES**



**Courant de turbidité dans le canyon du Zaïre (Babonneau, 2001). On peut voir quelques pockmarks sur la rive droite du canyon (Image tirée des données EM300 acquises pendant le projet ZAIANGO).**

# 1 CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA MARGE OUEST-AFRICAINE

## 1.1 LE CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

La zone d'étude est située sur la marge Ouest-Africaine au niveau des **bassins du Congo et de l'Angola**, au droit de l'estuaire du Zaïre. La structuration actuelle de la marge est essentiellement due au glissement gravitaire de la couverture sédimentaire post-rift sur un niveau de sel d'âge Aptien (*Figure 2.1*) (Rouby *et al.*, 2002). Cette halocinèse définit **deux grands domaines tectoniques** majeurs : 1) un domaine amont en extension dans lequel des failles normales listriques individualisent des compartiments appelés radeaux (Burolet, 1975) et 2) un domaine aval en compression dans lequel des failles chevauchantes accommodent le glissement de la couverture, favorisant la remontée de diapirs de sel.

Nous verrons tout au long de cette étude que la structuration actuelle de la marge joue un rôle très important sur la migration des fluides et sur leur répartition sur le fond de l'eau.

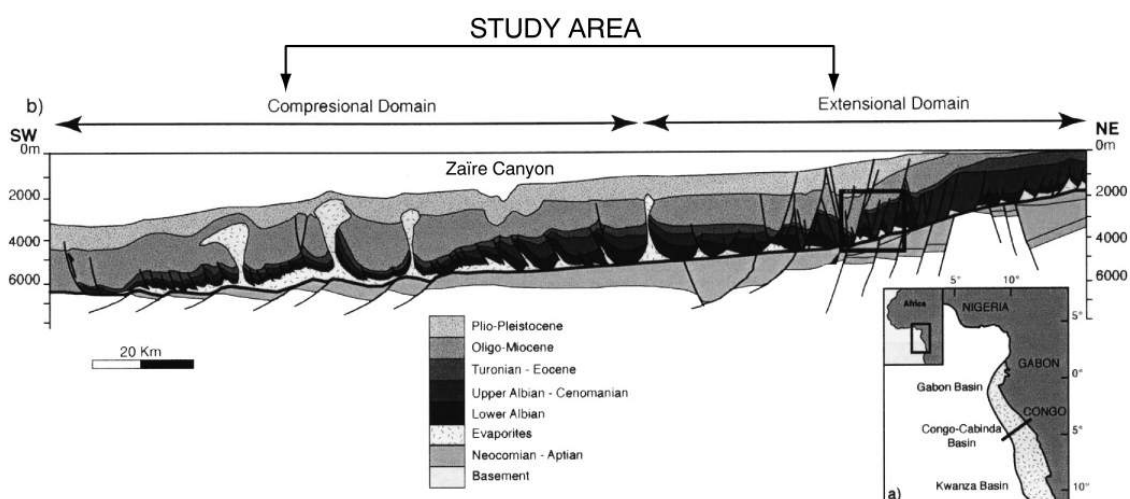


Figure 2. 1 : Coupe géologique de la marge Ouest-Africaine, au niveau des Bassins du Congo et de l'Angola (d'après Rouby (Rouby *et al.*, 2002) et références citées).

La couverture sédimentaire post-rift est caractérisée par un **empilement de deux super-unités stratigraphiques** qui traduisent deux environnements de dépôt distincts (*Figure 2.2*) (Séranne *et al.*, 1992 ; Valle *et al.*, 2001). Du Crétacé inférieur à l'Oligocène inférieur, la sédimentation est dominée par des dépôts silico-clastiques caractéristiques d'un environnement de rampe carbonatée à mixte carbonatée-silicoclastique, allant des faciès de lagon aux faciès marins profonds. Nous verrons par la suite que les roches mères qui produisent les fluides profonds thermogéniques sont plutôt situées dans cet intervalle. De l'Oligocène inférieur à l'Actuel, la mise en place d'une alternance de périodes glaciaires et inter-glaciaires augmente fortement l'érosion continentale et une grande quantité de matériel

d tritique est amen e vers les bassins, construisant des cônes terrigènes progradants. C'est la p riode pendant laquelle sont initi s les chenaux turbiditiques sableux qui vont constituer des r servoirs temporaires pour les fluides, comme nous le verrons par la suite.

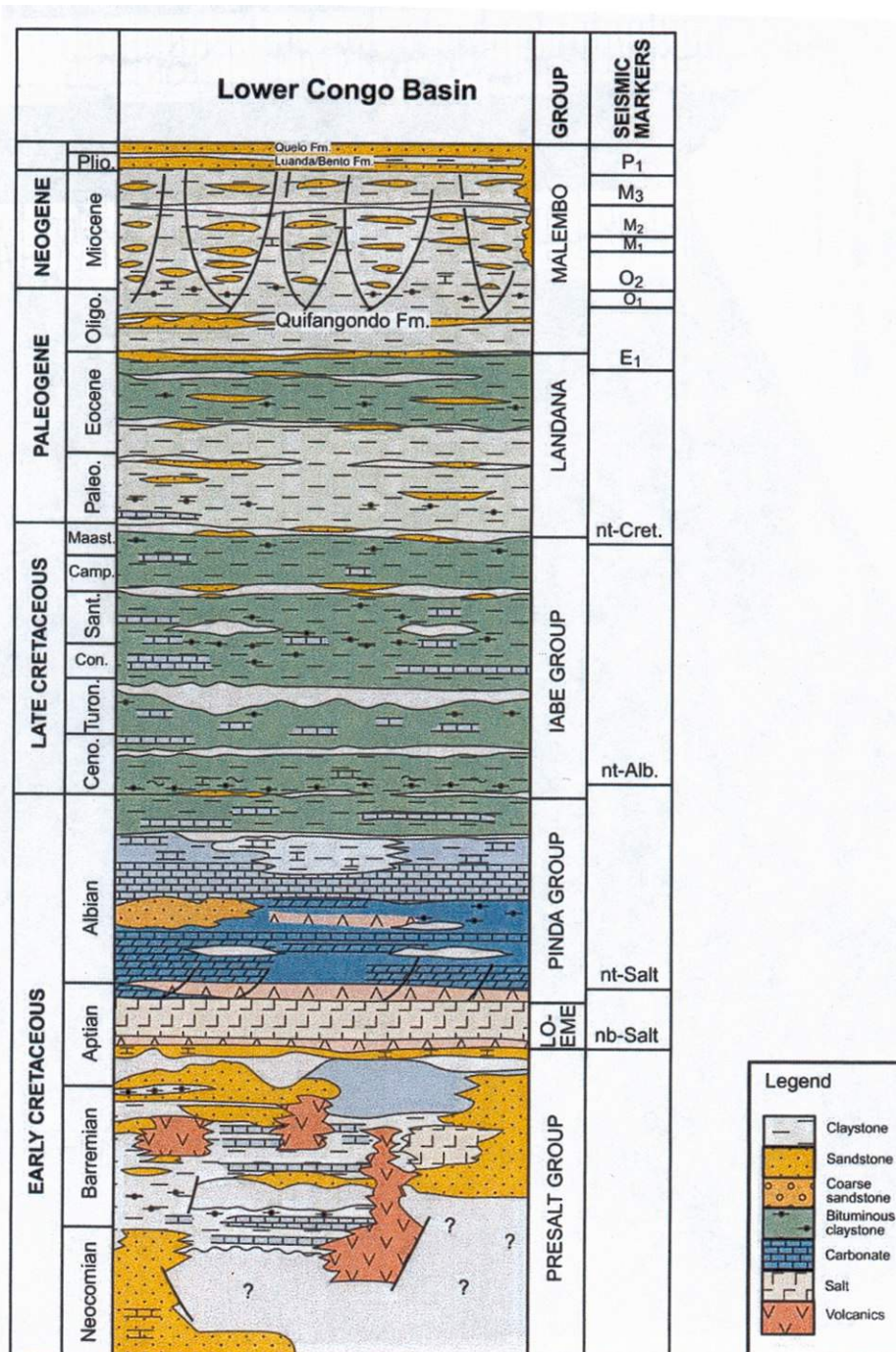


Figure 2. 2 : Log stratigraphique g n ral dans le Bassin du Congo (d'apr s Valle (Valle *et al.*, 2001) et r f rrences cit es). La s dimentation post-rift est caract r is e par un empilement de deux super-unit s stratigraphiques (S ranne *et al.*, 1992) : 1) du Cr tac Inf rieur à l'Oligocène inf rieur, la s dimentation est caract ristique d'une rampe carbonat e à mixte carbonat e s ilico-clastique, 2) de l'Oligocène inf rieur jusqu'au Pr se nt, l'apport important de mat riel d tritique provoque la s dimentation dans les bassins d'un cône terrigène progradant caract r isé par la mise en place d'une s dimentation turbiditique silto-sableuse.

## 12 HISTOIRE DE LA MARGE

La marge continentale Ouest-Africaine résulte de l'**ouverture de l'Atlantique Sud au Crétacé inférieur** (Berriasien) suite à la phase d'extension majeure du super-continent pangéen (Jansen *et al.*, 1984 ; Karner *et al.*, 1997 ; Marton *et al.*, 2000). Pendant la phase syn-rift, jusqu'à l'Aptien, le proto-océan Atlantique est étroit, limité au sud par la ride de Walvis, définissant un milieu marin confiné de type mer péri-continentale dans laquelle **de grandes épaisseurs de vaporites (plus de 1000 m) se sont déposées**. La phase post-rift débute à partir de l'Albien par une divergence nette entre le continent Africain et le continent Sud-Américain, provoquant une ouverture marine franche. A partir de l'Oligocène inférieur, on constate un changement brutal d'environnement sédimentaire qui serait lié à un phénomène d'ordre global, identifié sur toutes les marges du monde (Carter, 1985 ; Poag, 1985 ; Poag *et al.*, 1987 ; Sheridan and Grow, 1988 ; Miller *et al.*, 1991 ; Fulthorpe *et al.*, 1996). Cet événement, appelé la Grande Coupure, a été identifié, en particulier, grâce aux valeurs isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figure 2.3).

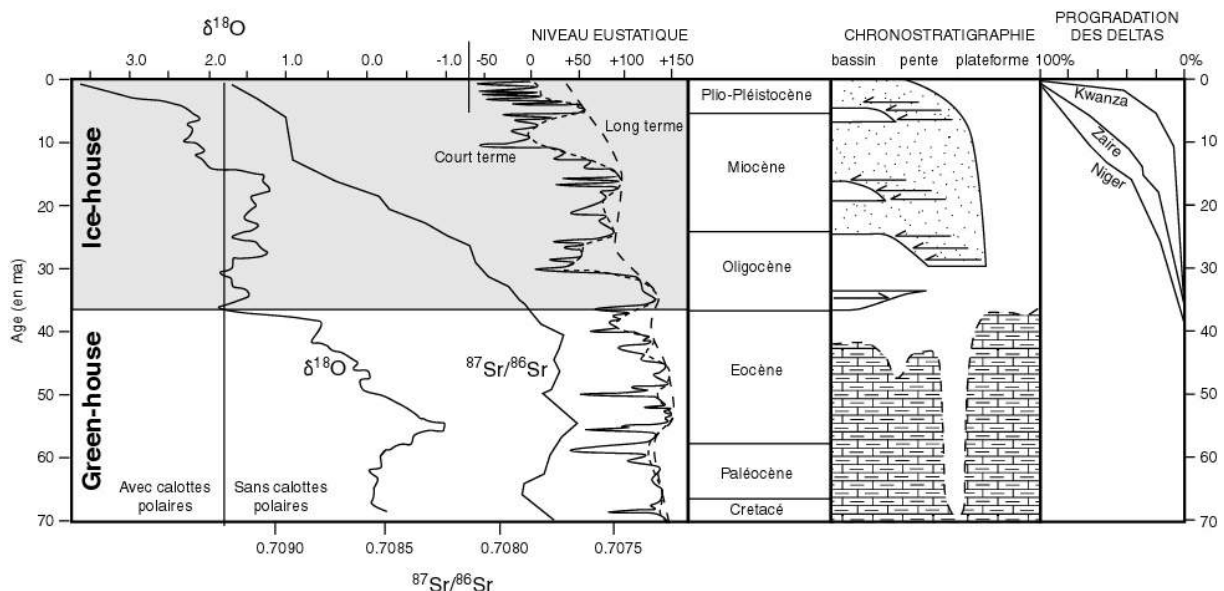


Figure 2.3 : Evolutions de  $\delta^{18}\text{O}$  (Miller *et al.*, 1987), de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Elderfield, 1986), et du niveau marin (Haq *et al.*, 1988) durant le Tertiaire, comparées à la stratigraphie simplifiée de la marge Gabonaise et à la progradation des deltas Ouest-Africains (d'après Sarrane (Sarrane, 1999)).

Les analyses isotopiques réalisées sur des foraminifères benthiques et planctoniques montrent que, jusqu'à l'Oligocène, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  sont largement inférieures à 1.8‰. Cette valeur critique n'est véritablement franchie qu'à partir de l'Oligocène, traduisant l'installation de calottes glaciaires sur les pôles (Miller *et al.*, 1987 ; Pekar and Miller, 1996). En effet, une glaciation provoque un fractionnement important entre  $^{16}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$  : la glace piège préférentiellement  $^{16}\text{O}$  plus léger provoquant un enrichissement de l'océan global en  $^{18}\text{O}$ .

La valeur du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est relativement constante jusqu'à l'Oligocène ( $0.7078 \pm 0.0001$ ) et augmente ensuite véritablement jusqu'à aujourd'hui (Elderfield, 1986). Cet



enrichissement en  $^{87}\text{Sr}$  est généralement expliqué par un apport accru de sédiments éotritiques issus de l'érosion des cratons continentaux riches en cet élément (Elderfield, 1986 ; Raymo *et al.*, 1988).

Ce changement global à partir de l'Oligocène se traduit sur la plupart des marges, en particulier sur la marge du Golfe de Guinée, par un empilement de deux super unités stratigraphiques qui se distinguent à la fois par leur architecture et par la nature de leur remplissage :

### > Du Crétacé inférieur (Albien) à l'Oligocène inférieur

La circulation de courants océaniques de surface et de fond est un des paramètres essentiels qui contrôle le climat de la Terre. Elle assure le transfert de chaleur depuis les latitudes polaires vers les latitudes équatoriales et d'un océan à l'autre (Lawver *et al.*, 1992). Dans l'hémisphère sud durant cette période, l'Amérique du Sud et l'Australie sont séparées de l'Antarctique par deux détroits, le « passage de Drake » et le détroit de la mer de Tasman (Figure 2.4). Ces deux détroits ne permettent pas la circulation des courants d'un océan à l'autre et la grande quantité de chaleur reçue au niveau de la bande équatoriale (entre les deux tropiques) n'est pas régulée.

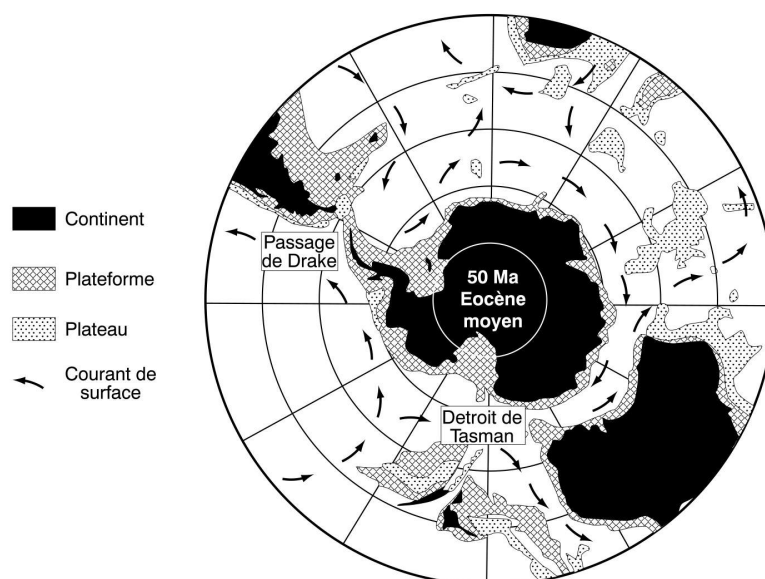


Figure 2. 4 : Reconstitution paléogéographique de la région Antarctique à l'Eocène moyen (période Green-house). Le passage de Drake, entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud, et le détroit de Tasman, entre l'Antarctique et l'Australie, sont fermés. Les courants océaniques ne peuvent pas circuler d'un océan à l'autre et le climat global n'est pas régulé (d'après Lawver (Lawver *et al.*, 1992)).

**Le climat** durant cette période est alors chaud, humide et stable. Ce climat favorise l'altération chimique sur la partie continentale émergée (marquée par des latrites et des bauxites datées du Crétacé supérieur), et amène vers les bassins des éléments chimiques comme Ca, Mg, K et Na. Le niveau des océans ne varie qu'en fonction du volume des

dorsales contrôlé par l'intensité de l'expansion océanique. Les variations eustatiques haute fréquence sont donc de faible amplitude et l'érosion aérienne est faible sur la partie émergée de la marge continentale (*Figure 2.5*). Cette période est dite « green-house » et son environnement de dépôt est caractérisé par une sédimentation long terme aggradante de type rampe carbonatée à mixte carbonatée-silicoclastique, allant des faciès de lagon aux faciès marins profonds. Le taux de sédimentation moyen est alors égal au taux moyen d'accommodation qui résulte uniquement, durant cette période, de la subsidence de la marge.

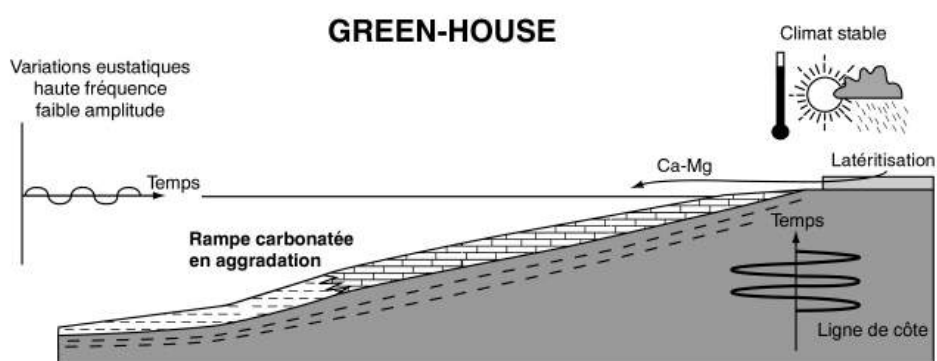


Figure 2. 5 : Schéma représentant l'environnement de dépôt sur la marge Ouest-Africaine, pendant la période Green-house (Albien-Oligocène inférieur) d'après Séranne (Séranne, 1999).

### > A l'Oligocène inférieur :

Vers 32-30 ma, l'ouverture franche de la mer de Tasman connecte pour la première fois l'océan Indien et l'océan Pacifique (Kennett *et al.*, 1972 ; Kennett, 1977 ; Weissel *et al.*, 1977). Les courants froids, entraînés par la force de Coriolis, commencent à contourner le continent Antarctique par l'Est (*Figure 2.6*).

La majeure partie des sédiments de l'Oligocène inférieur sont absents de la plupart des bassins Ouest-Africains. Ce hiatus de 10 millions d'années correspondrait à une érosion majeure provoquée par la baisse continue du niveau eustatique relatif durant cette période. La durée de ce hiatus est d'un ordre supérieur à la durée des hiatus inter-séquences généralement observés, ce qui signifie que la subsidence de la marge s'est arrêtée à l'Oligocène, voire même que celle-ci a pu subir une surrection (Séranne *et al.*, 1992).



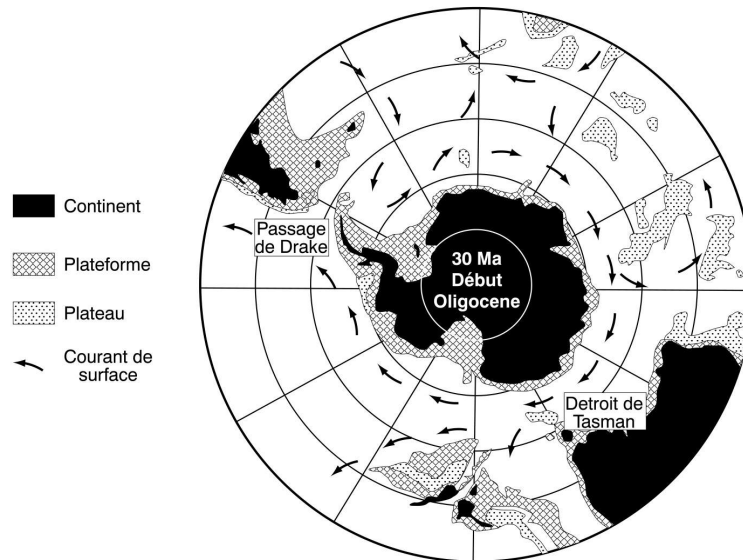


Figure 2. 6 : Reconstitution paléogéographique de la région Antarctique au début de l'Oligocène (période de la Grande Coupure). L'ouverture partielle du détroit de Tasman permet aux courants océaniques, sous l'effet de la force de Coriolis, de faire le tour de l'Antarctique, induisant progressivement un isolement thermique de ce continent (d'après Lawver (Lawver *et al.*, 1992)).

#### > De l'Oligocène Inférieur jusqu'au Présent :

Dès le Miocène inférieur, vers 25-20 ma, l'ouverture du passage de Drake permet la connexion directe entre le Pacifique et l'Atlantique (Boltovskoy, 1980 ; Barker and Burrell, 1982). Les transferts de chaleurs sont alors facilités entre tous les océans du monde et la régulation du climat est beaucoup plus efficace. En contre-partie, les courants froids provenant des différents océans peuvent faire entièrement le tour de l'Antarctique et l'isolent thermiquement (Figure 2.7). Ce brusque refroidissement du pôle sud provoque alors l'apparition de calottes glaciaires et cette période est dite « Ice-house ».

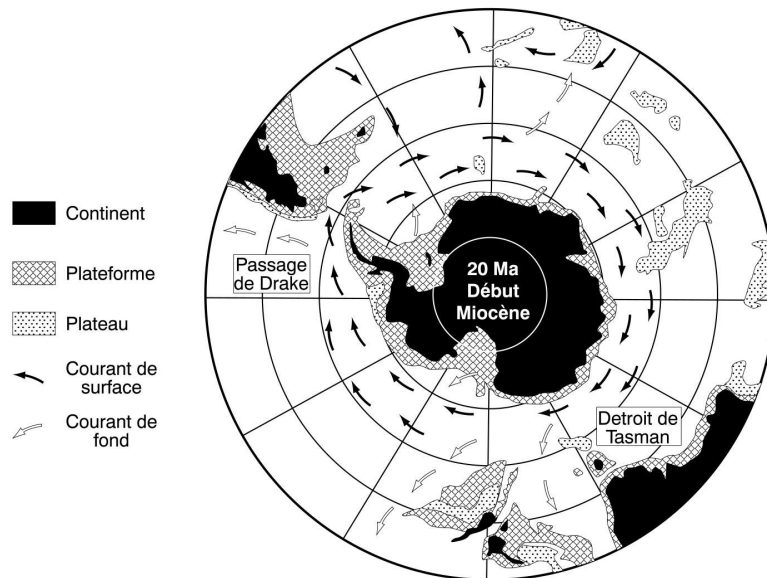


Figure 2. 7 : Reconstitution paléogéographique de la région Antarctique au début du Miocène (période Ice-house). L'ouverture franche du passage de Drake permet aux courants océaniques de faire entièrement le tour du continent Antarctique, sur lequel va se former une calotte polaire. Les courants froids circulant dans cette région vont pouvoir redistribuer leur chaleur dans les différents océans, régulant la température terrestre globale (d'après Lawver (Lawver *et al.*, 1992)).

Le climat se traduit alors par une alternance rapide de périodes glaciaires froides et sèches avec des périodes inter-glaciaires chaudes et humides à une fréquence conforme aux cycles de Milankovitch à 100000 ans (Figure 2.8). Le volume de glace piégé sur les pôles est beaucoup plus important en période glaciaire qu'en période inter-glaciaire, induisant des variations eustatiques haute fréquence de forte amplitude (>100 m). Cette alternance climatique et les variations eustatiques sont à l'origine d'une érosion beaucoup plus importante sur les continents. De grands distributeurs fluviaux, tels l'Ogoou ou le Zaïre, amènent dans l'océan une grande quantité de matériel détritique, initiant une progradation terrigène sur la pente.

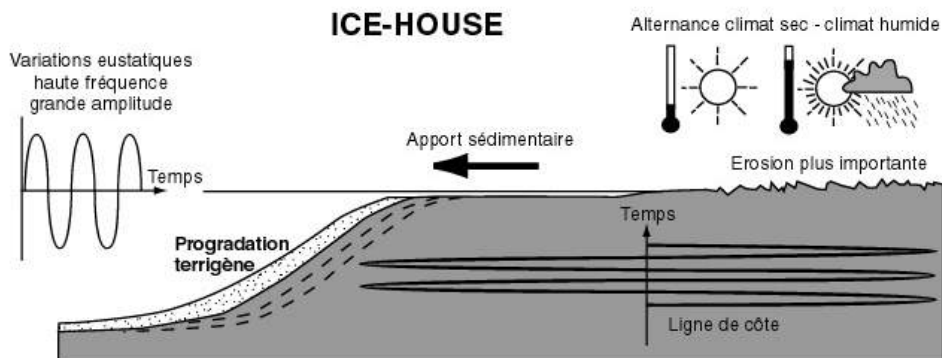


Figure 2. 8 : Schéma représentant l'environnement de dépôt sur la marge Ouest-Africaine, pendant la période ice-house (Oligocène inférieur-Présent), d'après Sarrane (Sarrane, 1999).

Chacune des deux super-unités stratigraphiques est caractérisée par une architecture qui lui est propre et leur empilement va induire un comportement mécanique particulier pour l'ensemble de la colonne sédimentaire. De plus, la nature différente des dépôts, avec des taux de sédimentation variables dans le temps et dans l'espace aura un impact direct sur les processus de compaction et sur l'initiation de drains pour les fluides.

## **13. LE BASSIN DU CONGO**

### **13.1 Localisation de la zone d'étude**

Pendant la période ice-house, à partir de l'Oligocène inférieur, l'importante quantité de matériel terrigène apportée dans le bassin du Congo par le fleuve Zaïre est à l'origine de la formation d'un immense éventail turbiditique. Actuellement, ce système incise l'estuaire du Zaïre sur plus de 30 km et s'étend vers l'ouest, à plus de 1000 km de la côte, pour atteindre la plaine abyssale où les lobes distaux se déposent à des bathymétries parfois supérieures à 5000 m (Droz *et al.*, 1996). Le fleuve Zaïre draine un immense bassin versant de  $3.7 \times 10^6$  km<sup>2</sup> [Van-Weering, 1984 #247], le deuxième au monde, et paradoxalement sa charge annuelle actuelle est estimée à 55 millions de tonnes (Wetzel, 1993), ne faisant de lui que le douzième fleuve du monde, loin derrière l'Amazone.

La zone d'étude est localisée sur la pente du bassin du Congo, à cheval sur le canyon actuel du Zaïre, entre 300 m et 2500 m de bathymétrie (*Figure 2.9*). La richesse des données disponibles fait de ce secteur à fort potentiel pétrolier le site idéal pour comprendre les processus de pente. Les données de sismique 3D couvrent un domaine de 4150 km<sup>2</sup> (*Figure 2.9*), et permettent de visualiser à très haute résolution les architectures sédimentaires et la fabrique tectonique de la pente. La carte DIP du fond de l'eau (*Figure 2.10*), extraite de la sismique 3D, montre clairement la complexité de ce domaine de pente où l'on peut distinguer :

- des déformations liées à l'halocinèse (diapirs, failles)
- des érosions (canyon du Zaïre)
- des sorties de fluides (pockmarks, sillons)

Nous allons, dans un premier temps, caractériser les processus sédimentaires et les milieux de dépôt sur la pente du bassin du Congo, pour ensuite mieux contraindre l'environnement des sorties de fluides. La carte DIP du fond de l'eau servira de référence pour localiser les carottages et les profils utilisés pour toute la suite de ce chapitre.

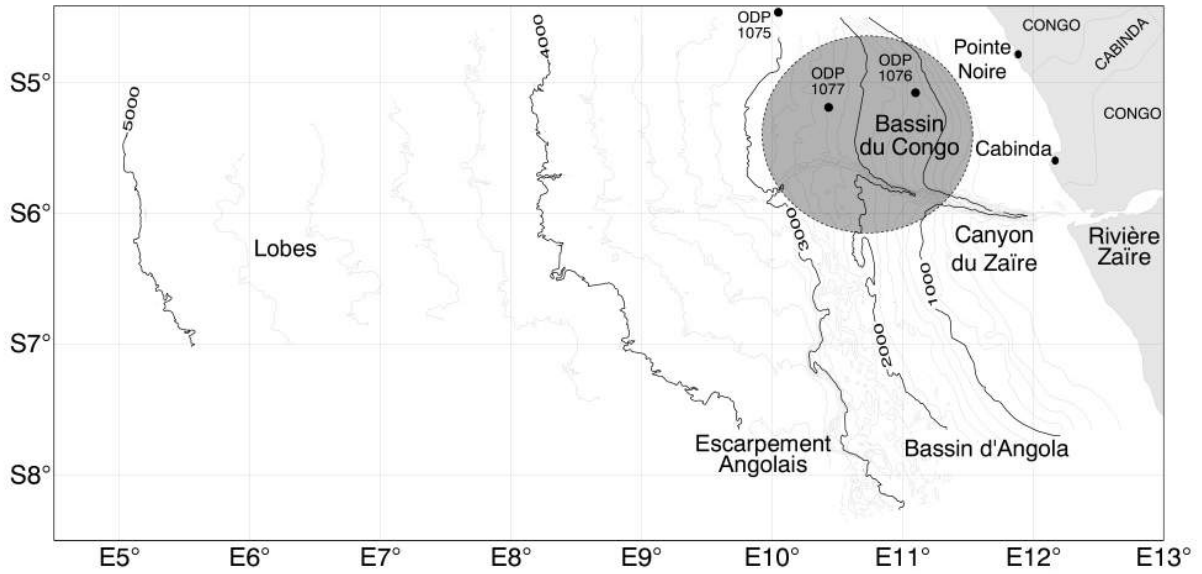


Figure 2. 9 : Carte isobathe de la zone d' tude r a l i s e à partir de la compilation des donn es multifaisceaux EM12 et EM300 acquises respectivement pendant les campagnes GUINNESS et ZAIANGO dans les bassins du Congo et de l'Angola. La couverture de sismique 3D (repr se nt e e n gris ) et les forages ODP r a l i s s dans la zone pendant le Leg ODP 175 sont report s s ur cette carte.

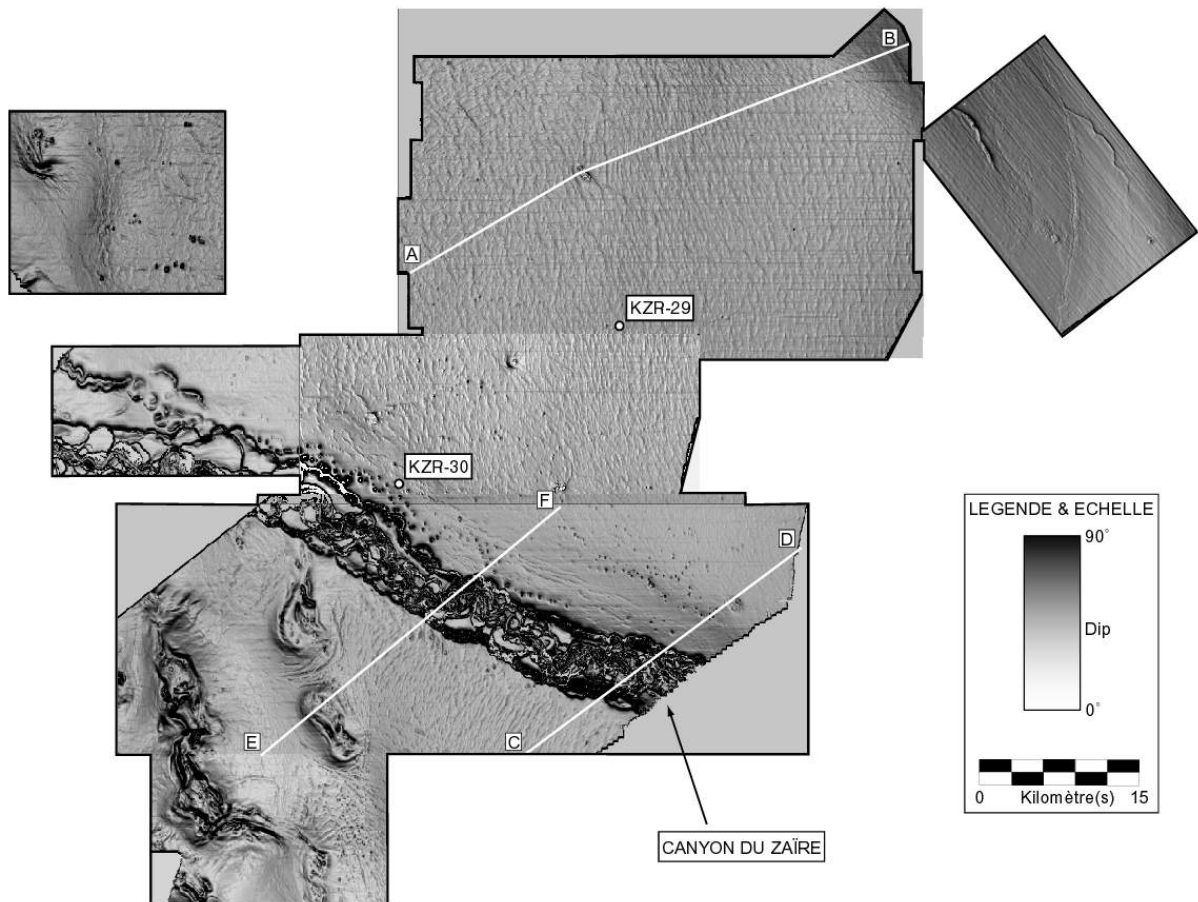


Figure 2. 10 : Carte DIP du fond de l'eau, issue des donn es de sismique 3D et couvrant 4150 km<sup>2</sup>. Les profils sismiques utilis s dans la suite de ce chapitre ont t report s s ur cette carte.

### **1.3.2 L'halocinèse dans le bassin du Congo**

Depuis l'ouverture de l'Atlantique Sud à l'Aptien, la sédimentation dans le bassin du Congo a enregistré l'histoire post-rift de la marge et les deux super-unités aggradante/progradante sont aisément identifiées dans ce secteur bien qu'elles soient affectées par une intense déformation (*Figure 2.11*). En effet, la surcharge sédimentaire de ces dépôts sur le niveau de sel Aptien provoque un glissement gravitaire qui structure le bassin du Congo en trois sous-domaines à la cinématique distincte :

> **Un domaine proximal en extension** : pour accommoder le glissement, des failles listriques, jouant en failles normales, s'enracinent sur le niveau d'évaporites. Elles ont un pendage systématique vers le bassin individualisant des compartiments appelés radeaux (Burolet, 1975). Dans le cas du bassin du Congo, ce domaine se matérialise plutôt sous la forme d'un graben bordé par des failles normales dont le développement semble similaire celui identifié dans le bassin voisin du Kwanza (Lundin, 1992). Le rejet le long de ces failles s'atténue vers le haut, traduisant leur caractère syn-sédimentaires.

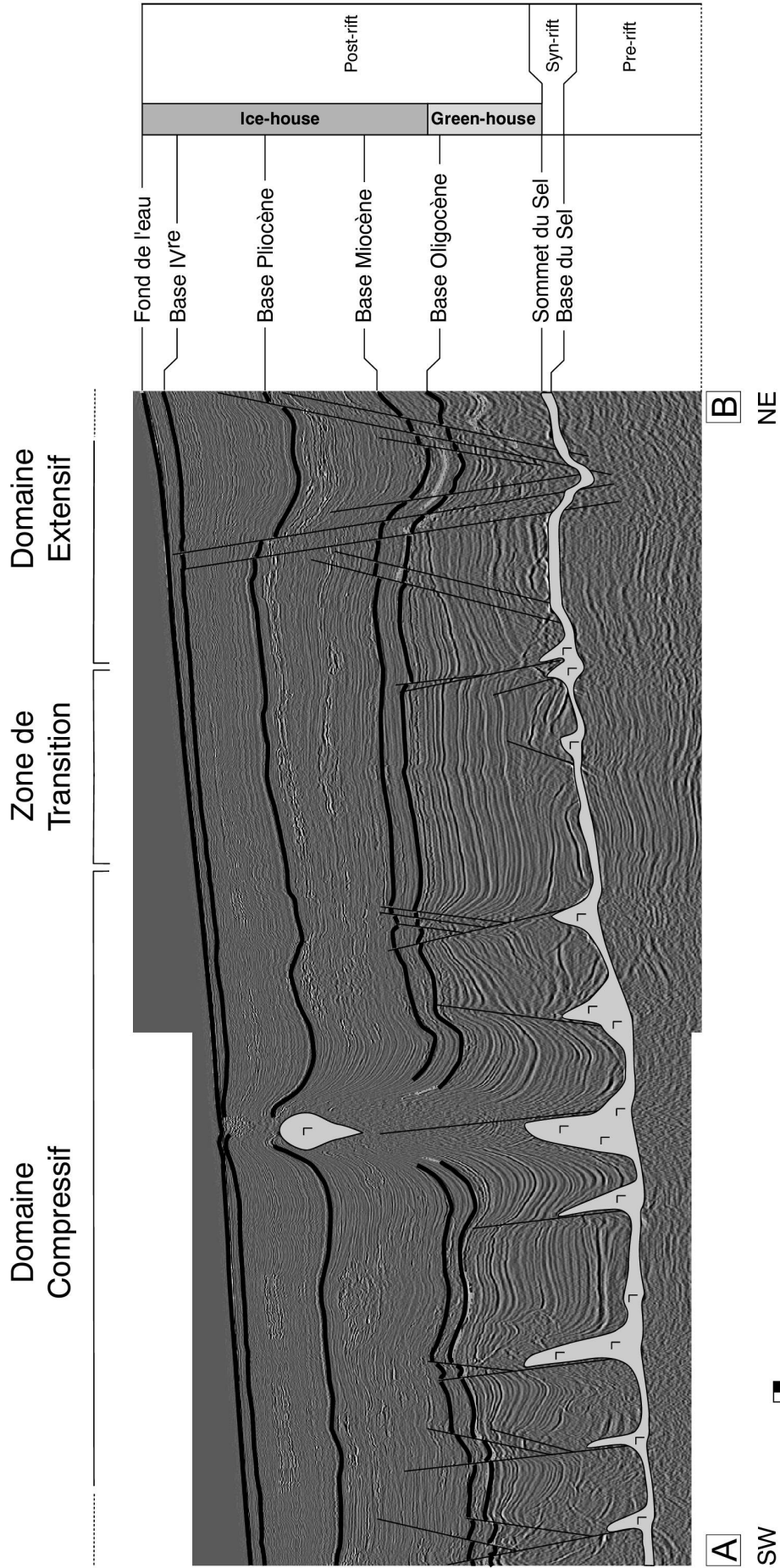
> **Un domaine intermédiaire de transition** : Il s'agit d'un domaine peu déformé dont le glissement sur le niveau de sel s'effectue sous la forme d'une simple translation. Sa largeur, très variable selon les bassins Ouest-Africains, est de 3 km environ dans le bassin du Congo.

> **Un domaine distal en compression** : Le glissement gravitaire des dépôts post-rift sur le sel génère une compression en aval des domaines en extension et de transition, proche de la transition croûte continentale – croûte océanique. Ce domaine est jalonné de failles inverses qui accommodent le raccourcissement général de la couverture post-salifère. De la même manière que dans le domaine en extension, le rejet le long de ces failles est progressivement atténué vers le haut, indiquant une déformation syn-sédimentaire.

Cette **halocinèse** (déformations liées aux mouvements sur un niveau de décollement représenté par les dépôts épais d'évaporites) **favorise la remontée du sel**, moins dense, le long des accidents chevauchants et la **mise en place de diapirs**, souvent sous la forme de murs de sels qui marquent les directions majeures de structuration de la marge (Guglielmo *et al.*, 1999). Ces structures diapiriques intrusives, compte tenu de leur inertie thermique relative, **représentent de véritables « clous thermiques »** qui perturbent l'encaissement sédimentaire. Nous verrons par la suite que les diapirs et les failles qui structurent actuellement le bassin du Congo jouent un rôle majeur dans la migration et/ou le stockage de fluides profonds.

Page suivante :

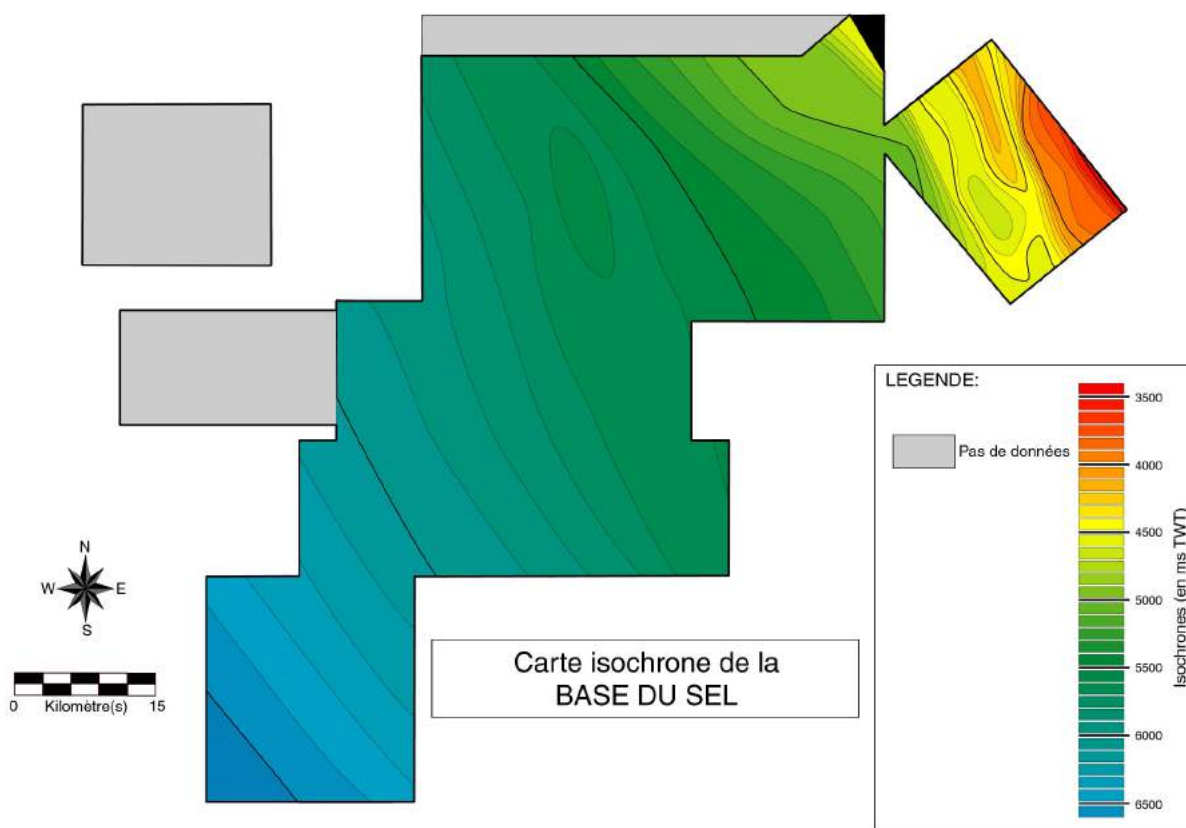
**Figure 2.11 : Coupe sismique AB dans le bassin du Congo (voir Figure 2.10 pour localisation). La surcharge des dépôts post-rift sur le niveau de sel engendre un glissement gravitaire qui structure la marge en trois domaines distincts : 1) un domaine proximal extensif, caractérisé par un jeu de failles normales 2) un domaine de transition sans déformation importante, 3) un domaine distal compressif où les chevauchements favorisent la mise en place de diapirs de sel.**



### 1.3.3 Architecture de la marge dans la zone d'étude

Dans la zone d'étude, le brusque changement d'environnement de dépôt entre la période green-house et la période ice-house a pu être caractérisé en superposant l'interprétation structurale d'horizons clés, réalisée à partir des cartes DIP, aux cartes isochrones de ces mêmes horizons. De cette manière, quatre cartes ont été comparées : la carte de la base du sel, la carte de la base Oligocène, la carte de la base Pliocène et la carte du fond de l'eau actuel.

La base du sel n'est pas continue dans la zone à cause du masque acoustique généré par les diapirs plus superficiels. Cependant, ces « trous », causés par les diapirs, ont une surface cumulée suffisamment faible par rapport à la surface totale de la zone qui autorise une interpolation, basée sur la méthode du Kriging. Cette méthode a permis d'obtenir une carte isochrone continue de cet horizon (*Figure 2.12*). **La pente principale sur la base du sel est NE-SW. Elle reprend la direction d'ouverture du rift** qui a donné naissance à une mer péri-continentale dans laquelle de grandes quantités de vaporites se sont déposées.





Pendant la période green-house qui succède à l'ouverture océanique franche, du Crétacé inférieur à l'Oligocène inférieur, l'environnement de dépôt sur la marge Ouest-Africaine, et *à fortiori* dans le bassin du Congo, est caractérisé par une rampe aggradante. Tous les horizons de cet intervalle de temps devraient donc avoir la même pente. La carte isochrone de **la base de l'Oligocène**, phase terminale de la période green-house, confirme cette hypothèse. Par aggradation au-dessus des dépôts salifères initiaux, **la pente principale reste inchangée : elle est orientée NE-SW** (Figure 2.13).

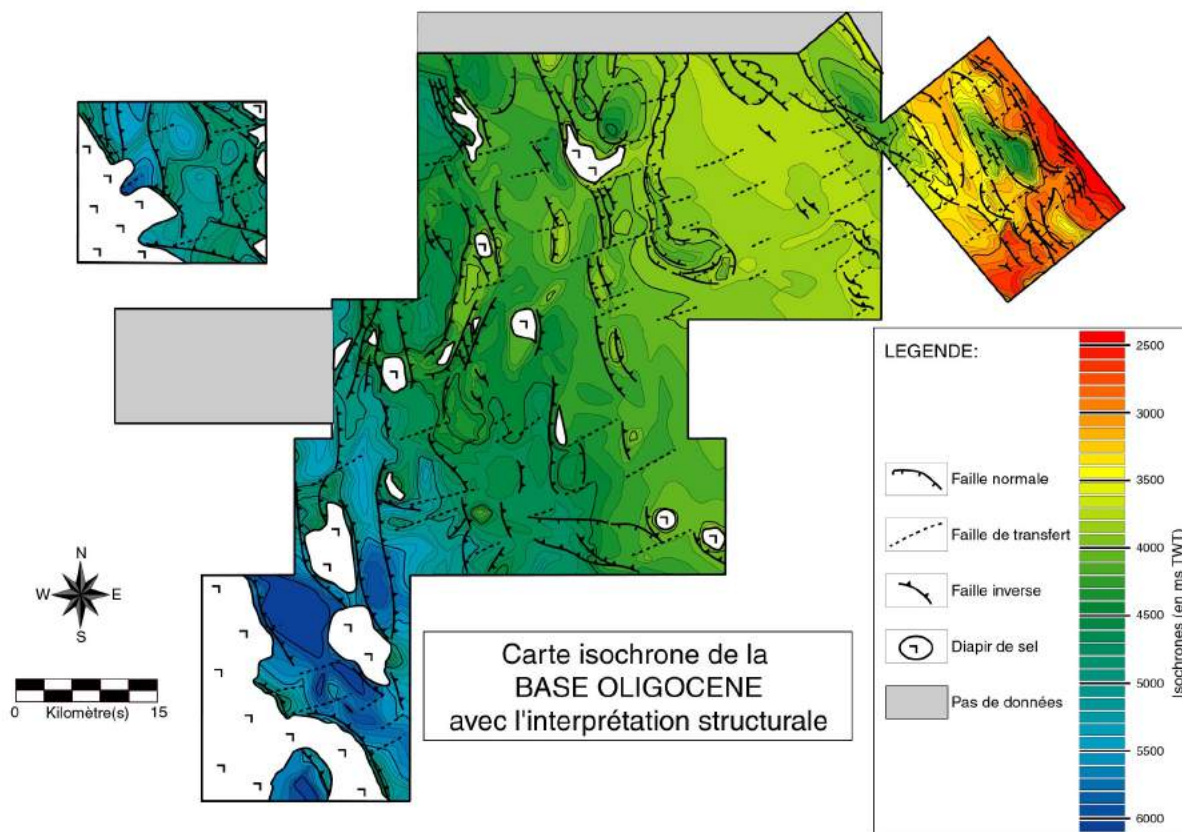


Figure 2.13 : Carte isochrone de la base Oligocène avec son interprétation structurale. La partie amont, localisée dans le domaine en extension, est affectée par de nombreuses failles normales orientées N120. Dans la partie aval, de nombreuses failles inverses orientées N0, caractéristiques du domaine en compression, définissent des fronts de déformation favorisant la remontée de diapirs de sel. L'ensemble de la zone est affecté par des failles de transfert orientées N50 qui accommodent la déformation générée par les deux premières familles.

L'halocinèse est à l'origine de la formation de **trois familles de failles**. Dans la partie amont, de nombreuses **failles normales orientées N120**, parallèles à la ligne de côte, définissent plusieurs grabens. Ces failles correspondent bien à une extension NE-SW. Dans la partie aval, dominent des **failles inverses orientées majoritairement N-S (N0)**. Ces failles sont perpendiculaires à la direction d'apports sédimentaire issu du Zaïre et parallèles aux dépôts-centres terrigènes. Localisées dans le domaine en compression, elles favorisent la remontée de diapirs de sel et plusieurs fronts de déformation ont pu être identifiés, formant de véritables murs de sel (Guglielmo *et al.*, 1997). La troisième famille correspond à des **failles de transfert orientées NE-SW (N50)**. Elles ont un mouvement presque



exclusivement dextre et affectent toute la zone. Ces failles accommodent la déformation liée aux deux premières familles de failles, comme cela a déjà été vu dans le bassin du Kwanza (Duval *et al.*, 1992).

La période ice-house, qui débute à l'Oligocène inférieur, voit l'arrivée de matériel terrigène dans les différents bassins Ouest-Africains. Cet apport massif se traduit par la progradation de cônes détritiques au large des grands distributeurs fluviaux (Anderson *et al.*, 2000). La carte isochrone de la base du Pliocène permet de bien mettre en évidence ce nouvel environnement de dépôt dans le bassin du Congo (Figure 2.14). En effet, la ligne de plus grande pente est ESE-WNW, parallèle à l'axe du canyon du Zaïre. Les mêmes familles de failles que celles signalées sur la base Oligocène sont présentes sur cet horizon mais leur densité est beaucoup plus faible, ce qui semble souligner le **ralentissement de la déformation** au cours de cet épisode.

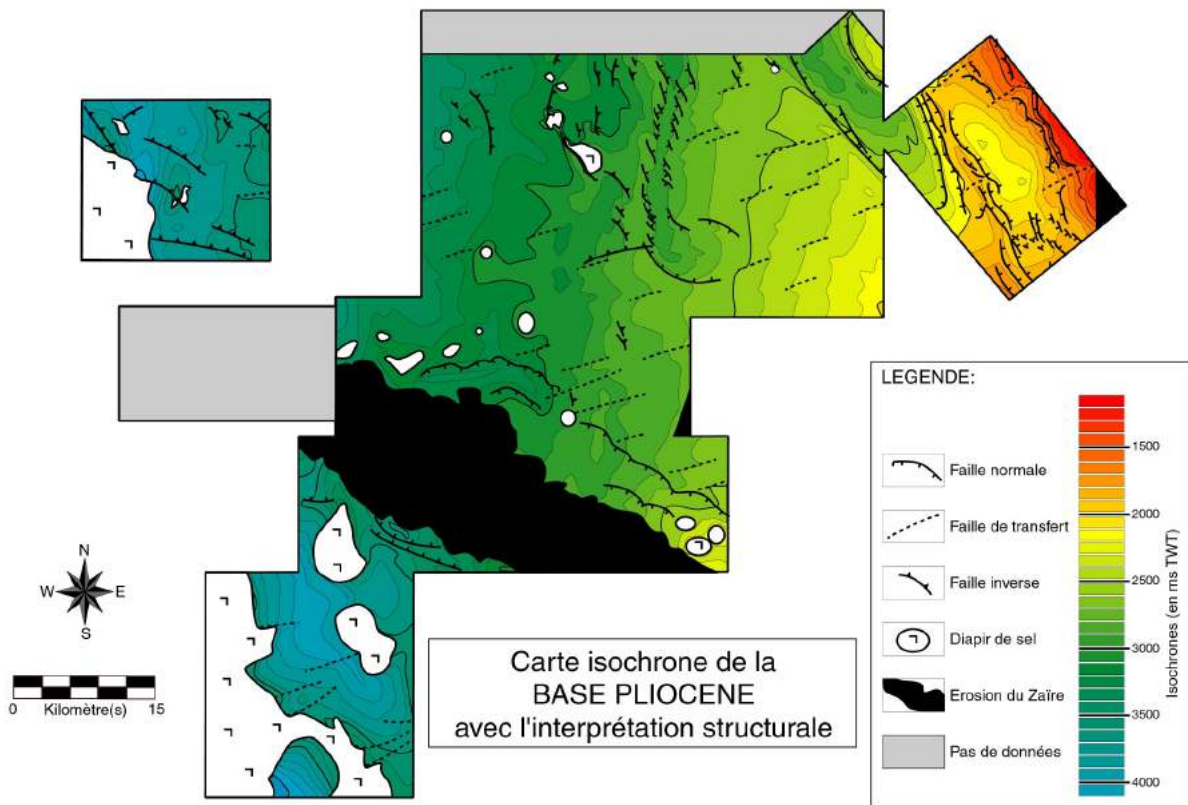


Figure 2.14 : Carte isochrone de la base du Pliocène. La pente générale est ESE-WNW traduisant l'installation pendant la période ice-house d'un cône détritique au large de l'estuaire du fleuve Zaïre. Les trois familles de failles, N0, N120 et N50, ont été identifiées mais leur densité plus faible sur cet horizon traduit une atténuation de l'effet de l'halocinèse pendant la sédimentation.

Le fond de l'eau représente l'horizon supérieur actuel de la période ice-house. Il permet de voir l'activité tectono-sédimentaire récente. La carte isochrone du fond de l'eau montre une pente ESE-WNW conforme à l'installation d'un cône détritique progradant (Figure 2.15). Il n'est possible d'identifier sur le fond de l'eau que quelques failles normales dans le nord-est de la zone, ce qui suggère que l'extension est certainement toujours active

aujourd'hui. La déformation engendrée par l'intrusion des diapirs de sel au sud-ouest de la zone (escarpement Angolais) montre que sur ce domaine la structuration de toute la colonne sédimentaire est fortement guidée par l'halocinèse.

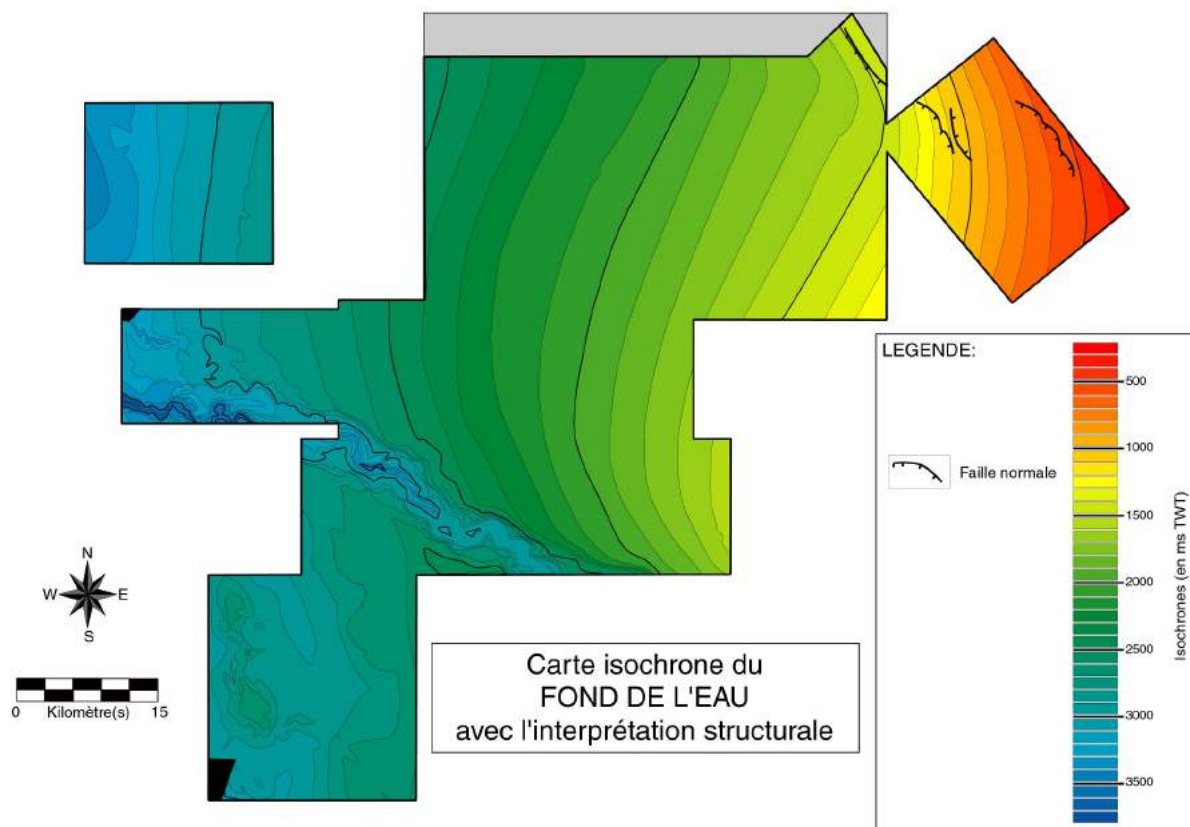


Figure 2. 15 : Carte isochrone du fond de l'eau. Seules quelques failles normales ont été identifiées dans le domaine en extension au nord-est de la zone, mettant en évidence que la structuration du bassin du Congo par l'halocinèse s'atténue progressivement à mesure de la sédimentation mais qu'elle est encore active aujourd'hui.

Finalement, **deux directions de pente** ont été identifiées : la direction NE-SW (N50) qui correspond à la pente de la rampe carbonatée pendant la période green-house et la direction ESE-WNW qui correspond à la pente du cône d'étréme du Zaïre pendant la période ice-house. D'autre part, la colonne sédimentaire est affectée par **trois familles de failles** : 1) des failles normales orientées N120, 2) des failles inverses orientées N0 et 3) des failles de transfert à décrochement dextre orientées N50. La densité de failles diminuant vers le haut et le rejet le long de ces failles s'atténuant progressivement indiquent que la structuration est contemporaine de la sédimentation. Les quelques failles normales observées sur le fond de l'eau et la déformation engendrée par les diapirs de sel montrent que cette structuration de la colonne sédimentaire reste faible mais encore active aujourd'hui.

## 2 LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DANS LE BASSIN DU CONGO

L'instauration d'une sédimentation d'origine turbiditique dans le bassin du Congo à partir du début de l'Oligocène se traduit par des processus sédimentaires particuliers qui conduisent à la **construction d'un éventail d'origine turbiditique profond**. Cet éventail sous-marin est constitué de systèmes imbriqués de chenaux-levées. Le chenal axial, généralement comblé par des dépôts grossiers issus des courants de turbidites, est associé de ses levées latérales au faciès lité, construites par débordements successifs du matériel plus fin. En dehors de ces systèmes chenalisés, la sédimentation est plutôt de type hémipélagique à pélagique, constituée par un mélange d'argiles d'origine turbiditiques provenant de la charge du fleuve Zaïre, et de débris issus de l'activité biologique de surface (planctonique essentiellement). La **différence de lithologie entre les dépôts hémipélagiques de pente et les turbidites** détermine un contraste de perméabilité, de porosité et surtout de rhéologie qui **va contrôler la migration, le stockage et l'expulsion des fluides** au cours de la diagenèse. Il convient donc, au préalable, d'approcher l'architecture statique et les règles sédimentologiques et séquentielles de la répartition et de l'empilement complexe de ces systèmes de drains et de barrières pour mieux comprendre ensuite la répartition des expulsions de fluides observées.

### 2.1 LES DÉPÔTS TURBIDITIQUES

#### 2.1.1 Dynamique des dépôts turbiditiques

La déstabilisation brutale d'une importante masse de sédiments sur le rebord de la plate-forme ou l'apport de sédiments dans l'océan, principalement au moment des crues d'un fleuve, sont des **processus gravitaires sous-marins qui génèrent des courants de fond de forte densité**. Ces courants sont appelés coulements turbiditiques et leur vitesse sur le fond, qui peut atteindre 60 à 80 km/h, est déterminée par un ensemble de paramètres comprenant la valeur de la pente, le contraste de densité entre le courant et l'eau environnante ou la nature de la charge sédimentaire contenue dans le courant. Les turbidites constituent des accumulations importantes, quasi-instantanées à l'échelle des temps géologiques, sur les marges continentales. L'hydrodynamisme particulier de ces courants provoque un tri granulométrique qui conserve dans le courant la fraction grossière plus lourde tandis que la fraction fine, plus légère, est remise en suspension au sommet du courant et a tendance à s'étaler latéralement (*Figure 2.16*). **L'énergie est donc progressivement décroissante vers le sommet du courant** définissant des faciès spécifiques au moment du dépôt :

- une base érosive qui manifeste la puissance du courant de turbidite avec un pouvoir érosif plus ou moins marqué ;
- un ensemble sableux très hétérogène à granoclassement généralement normal, correspondant à un dépôt pendant un régime turbide de haute densité (A) ;

- un ensemble sableux à laminations parallèles régulières, marquant la transition vers un régime moins turbulent (B) ;
- un ensemble sableux, souvent plus fin, à stratifications de rides de courant (C) ;
- une série de lamines parallèles silto-argileuses typiquement déposée en régime hydrodynamique faible (D) ;
- un ensemble argileux et hémipélagique sans structure de dépôt apparente correspondant à un régime laminaire puis à la décantation finale du matériel le plus fin (E). Cet ensemble est parfois bioturbé indiquant un retour à des conditions normales sur le fond.

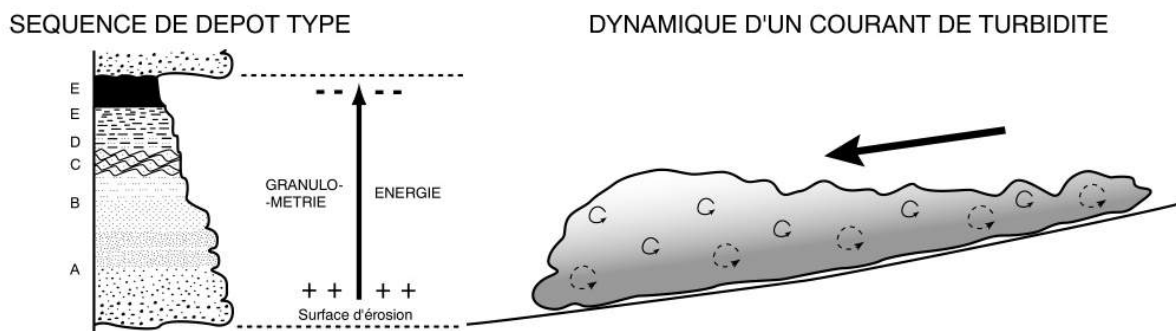


Figure 2. 16 : Schéma représentant la dynamique d'un courant de turbidité et la séquence de dépôt associée. Les courants de turbidité génèrent un tri granulométrique qui conserve la fraction grossière en bas du courant tandis que la fraction fine est remise en suspension au sommet du courant.

Au large des grands distributaires fluviaux, la répartition d'événements turbiditiques construit des ventails d'événements profonds composés de systèmes de chenaux-levées. Le pouvoir plus ou moins érosif de la base du courant de turbidité définit des systèmes de chenaux-levées constructifs ou érosifs (Figure 2.17). Dans le cas des chenaux constructifs, la fraction grossière du courant de turbidité est confinée dans le chenal axial tandis que la fraction fine peut déborder. La décantation lente du débordement construit des levées latérales caractérisées par un faciès à fines alternances de silt fin et d'argiles silteuses à laminations planes parallèles (Lopez, 2001). Dans le cas des chenaux érosifs, le pouvoir d'érosion du courant de turbidité est important et le chenal s'encaisse pouvant aller jusqu'à la formation d'un véritable canyon. Les débordements sont beaucoup moins fréquents et la fraction fine est cantonnée elle aussi dans le canyon construisant des levées confinées qui comblent petit à petit le canyon (Babonneau *et al.*, 2002).

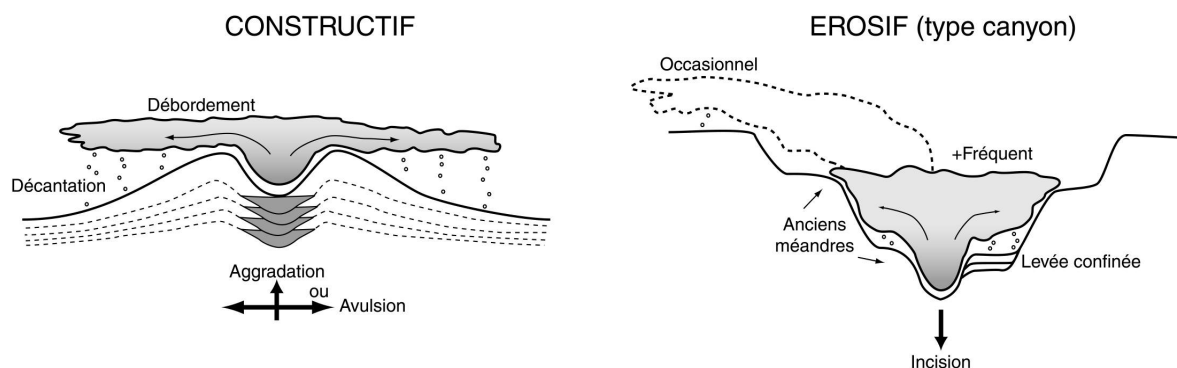


Figure 2. 17 : Schémas de deux structures créées par les courants de turbidité : à gauche, le pouvoir érosif du courant de turbidité est plutôt faible créant un système de chenaux-levées par débordements récurrents de la fraction fine ; à droite, le pouvoir érosif du courant de turbidité est très fort, provoquant une incision et la formation d'un canyon dans lequel le courant est piégé.

Dans le bassin du Congo, l'utilisation couplée de données de sismique 3D et des données de sismique très haute résolution et de sondeur multifaisceaux du projet ZAIANGO ont permis d'identifier plusieurs niveaux de chenaux dans l'intervalle Oligocène-Miocène et, à partir du Pliocène, un système très particulier dans lequel un canyon relie directement l'estuaire du Zaïre à la plaine abyssale où des chenaux constructifs se développent (Savoye *et al.*, 2000).

## **2.1.2. Les chenaux turbiditiques dans l'intervalle Oligocène – Miocène**

La sismique 3D permet d'identifier clairement **les systèmes de chenaux-levées enfouies**. Du fait de leur remplissage hétérogène en matériel grossier, ils **se caractérisent sur les profils sismiques par de fortes amplitudes et un faciès chaotique**. La cartographie de tels systèmes par point automatique dans le bloc sismique n'est pas adaptée en raison de la discontinuité des réflecteurs internes aux chenaux. Il existe cependant des attributs directs qui permettent d'établir une cartographie de ce type d'objets (c.f. chapitre 1). C'est le cas de l'attribut « iso-chaotisme » qui permet de mettre en évidence **4 niveaux de chenaux dans l'intervalle Oligocène-Miocène** (Figure 2.18) :

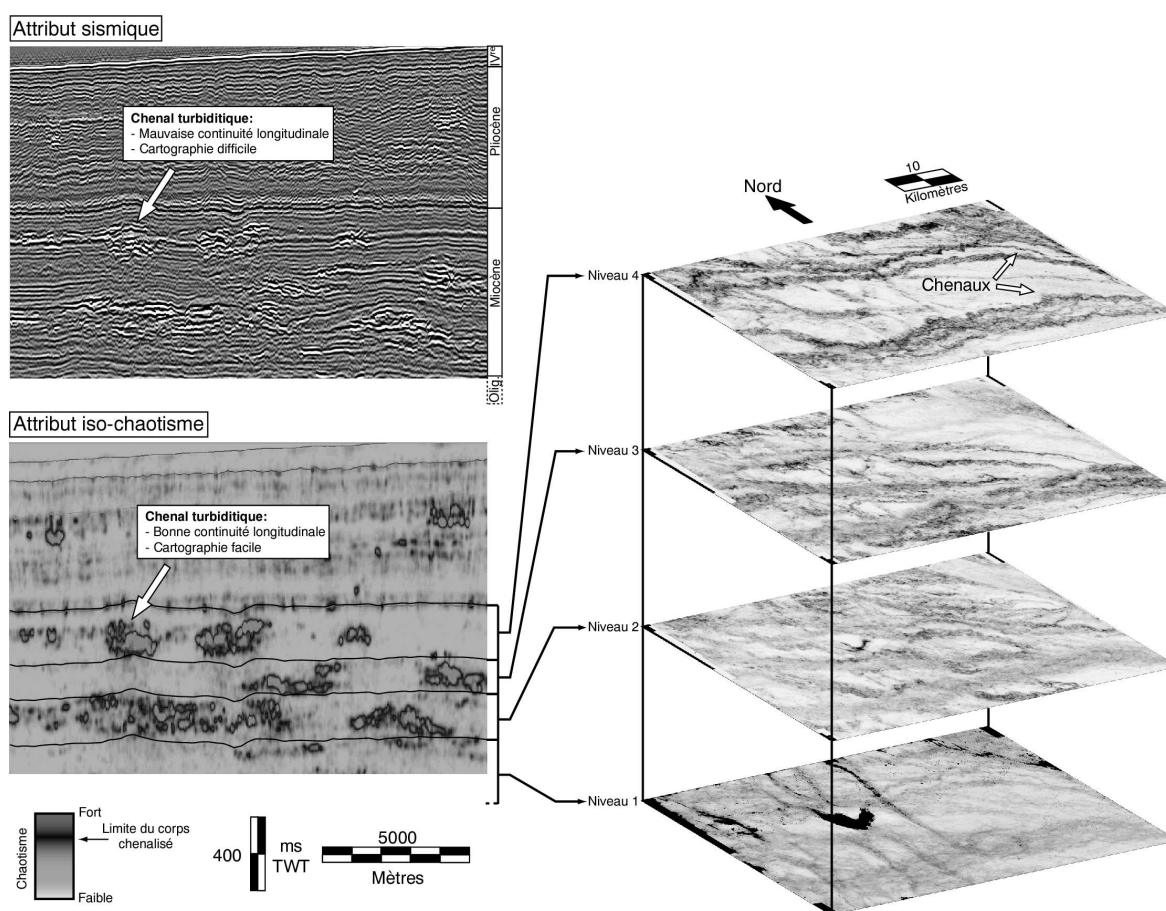
- **le niveau 1**, Base Oligocène / Base Pliocène+640 ms (millisecondes temps double). Il pourrait correspondre à l'incision de l'Oligocène supérieur par des chenaux de la base Miocène. Leur densité dans cet intervalle est relativement réduite.

- **le niveau 2**, Base Pliocène+640 ms / Base Pliocène+430 ms, semble être celui où la densité de chenaux est la plus forte. Les chenaux de cet intervalle ont été datés du Miocène inférieur.

- **le niveau 3**, Base Pliocène+430 ms / Base Pliocène+260 ms, est caractérisé par une concentration de chenaux dans le Sud et l'Ouest de la zone avec un axe préférentiel orienté SW-NE. Cet intervalle a débuté du Miocène moyen.

- **le niveau 4** (Base Pliocène +260ms / Base Pliocène), daté du Miocène supérieur, montre un changement radical de direction des chenaux. Ils sont majoritairement orientés E-W dans cet intervalle. En raison de leur position plus superficielle, c'est dans cet intervalle que les chenaux sont le mieux exprimés.

Ces différents niveaux de chenaux sont interstratifiés avec des niveaux plus ou moins épais, caractérisés par un faciès sismique lité et continu qui correspond à des dépôts hémipélagiques. Le niveau à chenaux supérieur (niveau 4) est drapé par une couverture exclusivement hémipélagique de 1000 m d'épaisseur en moyenne. Nous verrons dans le chapitre suivant que **cette interruption dans le dépôt de systèmes turbiditiques à la transition Miocène-Pliocène est liée à un by-pass des sédiments les plus grossiers qui transitent alors dans le canyon du Zaïre pour être déposés plus à l'aval.**



**Figure 2. 18 : Cartographie des 4 niveaux à chenaux du Miocène à partir de l'attribut d'iso-chaotisme. Sur les profils sismiques, les chenaux sont caractérisés par des réflexeurs de forte amplitude et un faciès chaotique qui les rendent difficiles à individualiser. L'attribut iso-chaotisme, par contre, est particulièrement adapté pour les cartographier, mais la morphologie interne des réflexeurs est alors perdue.**

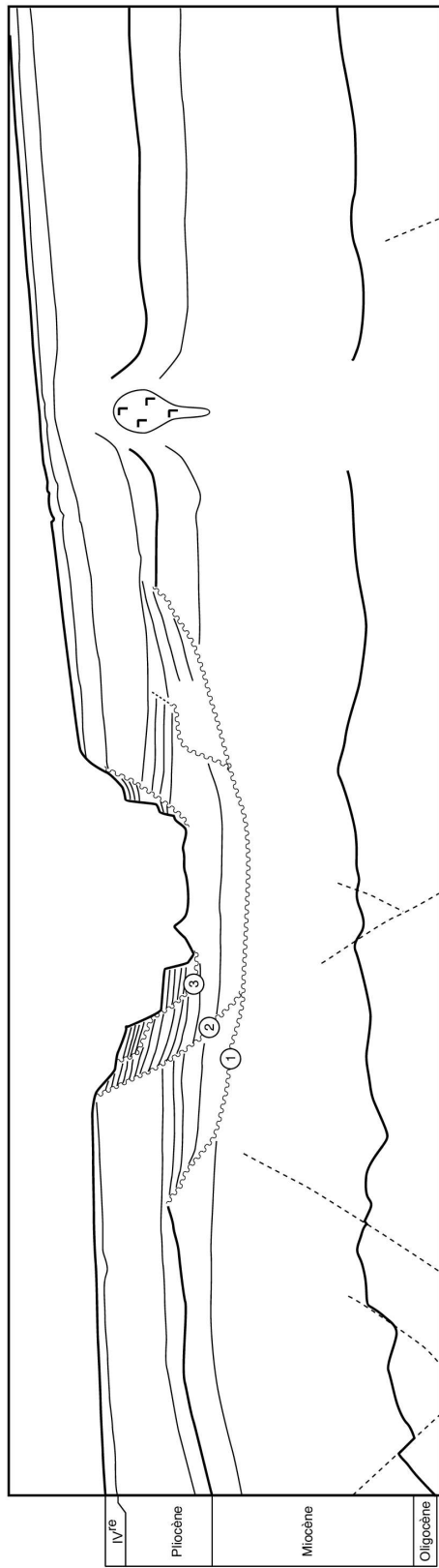
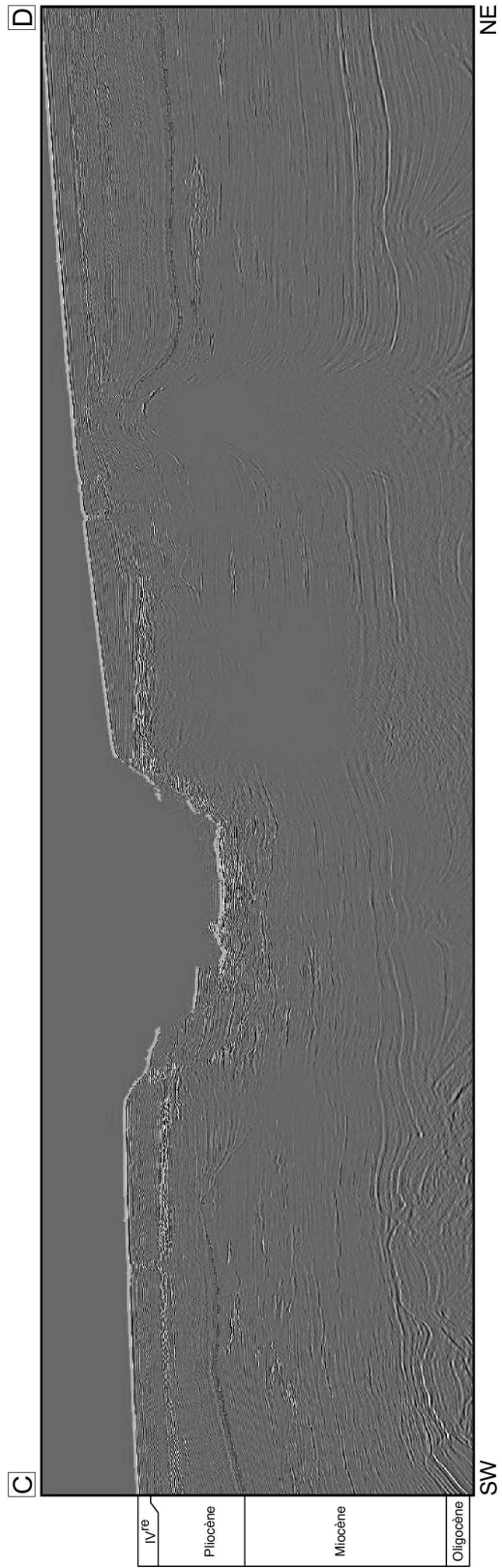
### **2.13 Les dépôts turbiditiques dans l'intervalle Pliocène – Actuel**

Les différents profils sismiques acquis durant les missions ZAIANGO, ainsi que ceux issus des données de sismique 3D, montrent qu'**aucun chenal turbiditique n'est présent dans l'intervalle Pliocène-Actuel**. Durant cette période, la sédimentation est repoussée vers l'Ouest, au pied de l'Escarpement Angolais (*Figure 2.9*). Par contre, plusieurs profils transverses au canyon actuel du Zaïre montrent qu'**au moins 5 phases d'érosion-remplissage (en comptant le canyon actuel) se sont succédées** durant cet intervalle dans la zone d'étude (*Figures 2.19 et 2.20*) et qui présentent des similitudes morphologiques évidentes avec le remplissage du canyon de l'Ogooué plus au Nord (Wonham *et al.*, 2000). En raison de l'encaissement important, **les courants turbiditiques ne débordent plus** et sont contraints à l'intérieur de la vallée, construisant localement des levées confinées (Babonneau *et al.*, 2002). Ces paléo-vallées, qui ont migré dans une bande de 10 à 12 km de large, sont peut-être à l'origine d'un **transit des sédiments grossiers qui se sont déposés plus à l'aval**. Cette bande est matérialisée sur la carte isochrone de la base du Pliocène (*Figure 2.14*) par un arrêt de propagation le long de cet horizon.

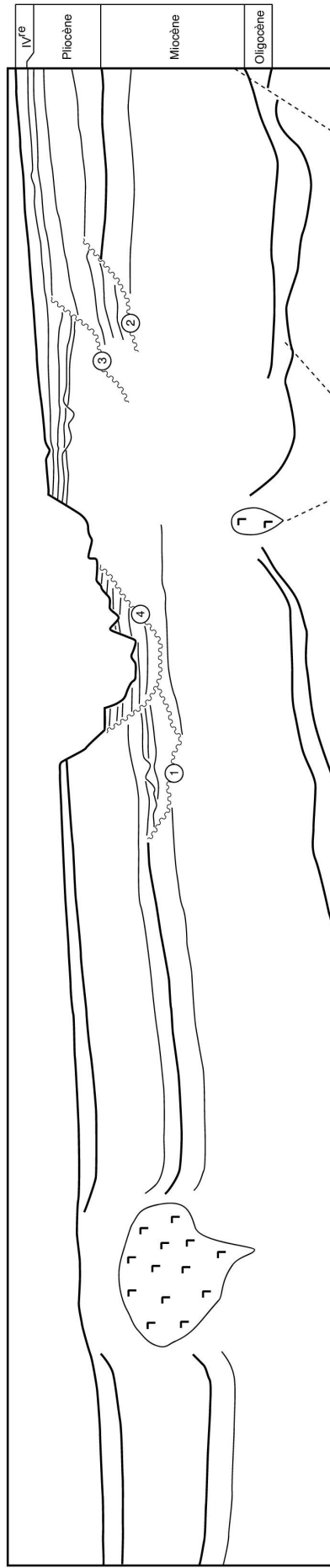
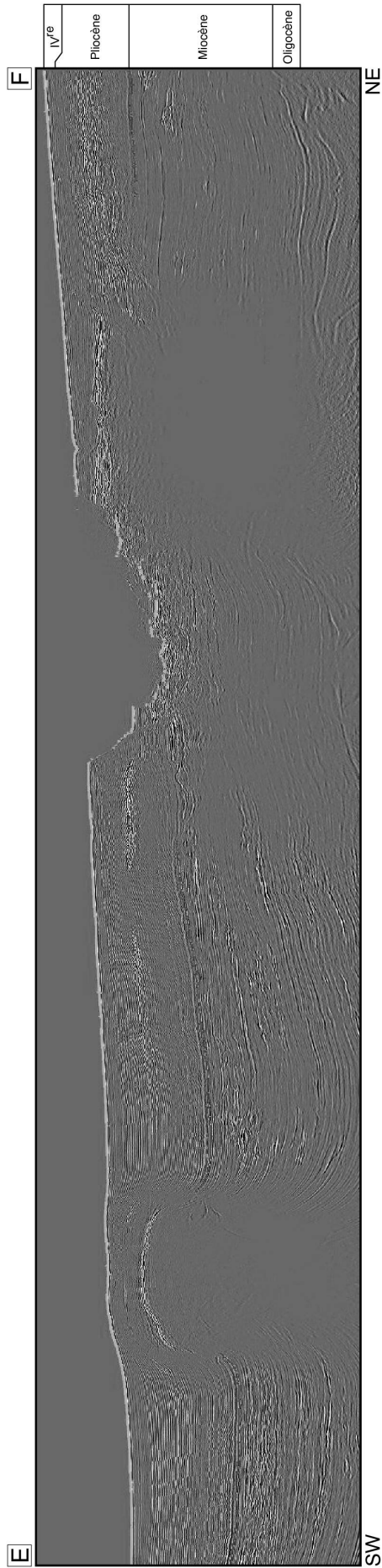
2 pages suivantes :

**Figure 2. 19 : Coupe sismique CD recoupant le canyon actuel et son interprétation (voir Figure 2.10 pour localisation). Au moins 4 phases d'érosion-remplissage ont été identifiées sur cette coupe tandis qu'aucun chenal turbiditique n'est présent dans l'intervalle Pliocène suggérant un transit des sédiments plus à l'aval depuis le début du Pliocène.**

**Figure 2. 20 : Coupe sismique EF du canyon actuel et son interprétation (voir Figure 2.10 pour localisation). Les différentes phases successives d'érosion-remplissage (5 au moins sur ce profil) sont cantonnées dans une bande de 10 à 12 km de large.**












ms  
1000 TWT

5000  
Mètres

LEGENDE:

- 
  
Limites de série
- 
  
Diapir de sel
- 
  
Erosion
- 
  
Faille
- 
  
Réflecteurs clés

La dernière phase d'érosion du canyon du Zaïre est associée à la construction d'un éventail plus à l'aval daté du Quaternaire (Savoie *et al.*, 2000) et qui compte plus de 80 systèmes de chenaux-levées fossiles (Figure 2.21). La plupart d'entre eux sont enfouis encore superficiellement et ont donc une expression morphologique sur le fond marin. Ces différents systèmes ont été regroupés en trois édifices (nord, sud et central) alimentés par le même canyon (Savoie *et al.*, 2000). La zone d'étude se situe exactement en amont de la divergence de tous ces systèmes de chenaux-levées qui ont migré très rapidement par avulsion. Le canyon représenterait donc une structure pérenne depuis le début du Pliocène conférant à cette zone une certaine homogénéité dans la nature des sédiments de pente déposés en dehors du canyon pendant cette période.

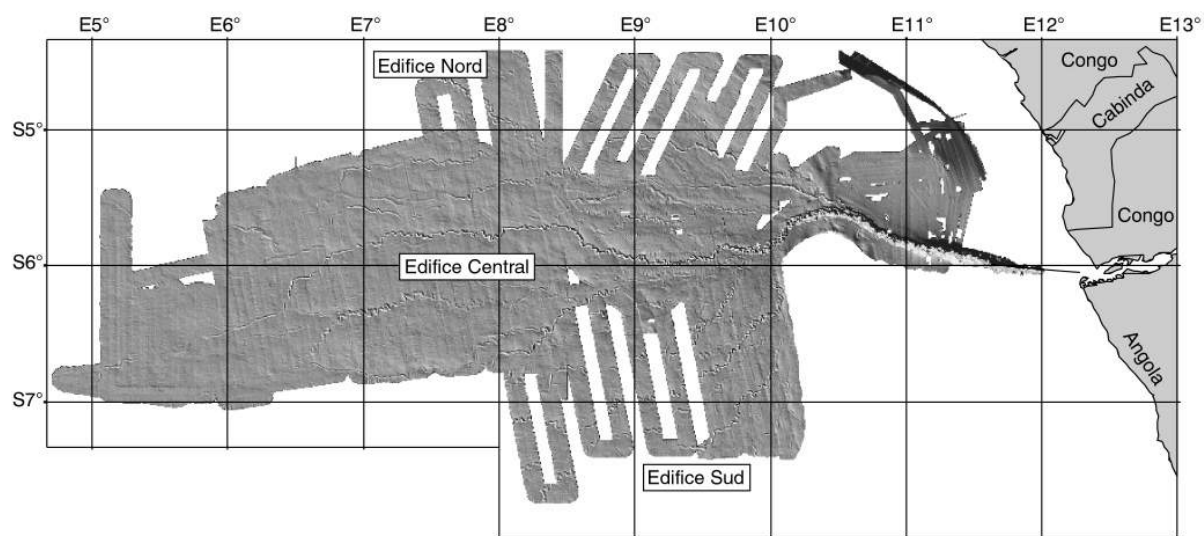


Figure 2. 21 : Carte de pente des bassins du Congo et de l'Angola, montrant la trace sur le fond de la mer d'une multitude de chenaux quaternaires peu enfouis tous reliés au canyon du Zaïre. La zone d'étude, représentée par un trait plein, se situe juste en amont de la divergence de tous les systèmes de chenaux-levés.

## 22 LES DEPOTS DE PENTE

L'incision du canyon du Zaïre a généré une dynamique sédimentaire très particulière dans le bassin du Congo. Tandis que les sédiments les plus grossiers transitent par le canyon et sont déposés beaucoup plus à l'aval dans les lobes distaux, la sédimentation sur la pente est dominée par des dépôts hémipélagiques dans lesquels la fraction silto-sableuse est totalement absente. Afin de comprendre les mécanismes de migration des fluides dans les sédiments de pente, il convenait donc de les caractériser d'un point de vue lithologique.

### 22.1 Caractérisation à partir des forages du Leg ODP 175

L'objectif du Leg ODP 175 était de déterminer la productivité, la circulation et la dynamique du courant du Benguela dans l'Atlantique sud-est du Pliocène supérieur jusqu'à aujourd'hui (Wefer *et al.*, 1998a). Durant cette mission, 3 sites de forage de 240 m en

moyenne (sites 1076, 1077 et 1075) ont été implantés sur la pente du bassin du Congo, à des distances croissantes de la côte et suffisamment loin au nord du canyon du Zaïre afin de se soustraire à son influence (*Figure 2.10* pour localisation):

- le forage 1076, le plus proximal, a été réalisé à 1404 m de bathymétrie. Les taux de sédimentation sur ce site sont plus forts que sur les deux autres sites (Giraudeau *et al.*, 1998).

- le forage 1077 a été réalisé à une profondeur intermédiaire de 2394 m (Giraudeau *et al.*, 1998).

- le forage 1075, réalisé à 3007 m, est le plus profond. Les taux de sédimentation sont toujours plus faibles que sur les deux autres sites, ce qui permet d'atteindre des âges plus importants au fond du puit (Giraudeau *et al.*, 1998).

Cette décroissance des taux de sédimentation, depuis le site le plus proximal vers le site le plus distal, traduit un apport terrigène progressivement réduit vers le bassin. Ces forages ont une pénétration maximum de 240 m, mais en raison du taux de sédimentation variable, ils n'atteignent que rarement le Pliocène supérieur (Pufahl *et al.*, 1998). Les sédiments sont de type hémipélagique modérément bioturbés, gris vert à gris olive. Ils sont caractérisés par des argiles riches en diatomées, en glauconite et en nannofossiles. Les silicoflagellés, les spicules d'éponge, les phytolithes et les radiolaires sont assez rares. Les composants authigènes comprennent de la dolomie, des grains de pyrite framboïdale et des polyédres glauconitiques (Wefer *et al.*, 1998b). Le taux de carbonates est généralement faible, surtout dans les sédiments de la base des carottes dont l'âge est supérieur à 1 Ma.

Les sédiments de pente dans la zone sont donc dominés par des argiles fines en suspension issues de la charge du fleuve Congo et par des débris biogènes provenant de l'activité biologique de surface (Pufahl *et al.*, 1998). Bien que la zone d'étude se situe au large d'un grand distribuaire fluvial, la fraction silteuse et sableuse est complètement absente des carottes. En réalité, la majeure partie des sédiments grossiers est piégée dans le canyon du Zaïre et se trouve beaucoup plus en aval dans les chenaux ou les lobes distaux (Jansen *et al.*, 1984).

### a. Analyses pétrographiques et minéralogiques

Les sédiments du site 1075 forment une seule grande unité lithostratigraphique composée exclusivement d'argile gris-vert (5GY 5/1) à gris-olive (5Y 3/2) riche en diatomées et en nannofossiles. Les variations de couleur entre ces deux pôles dépendent de la concentration en carbone organique, de la contribution relative entre les minéraux argileux et la fraction biogène et de l'abondance en argiles glauconitiques ou en pyrite. Les sédiments sont modérément bioturbés. Le taux de carbonates est faible tout le long de la carotte, souvent inférieur à 2.5 % du poids total (Pufahl *et al.*, 1998).

Les analyses de frottis montrent que la partie clastique est dominée par les minéraux argileux avec quelques traces de quartz et de feldspath. La fraction biogène contient des diatomées en abondance (10-35%), quelques nannofossiles (0-10%), de rares

silicoflagellés, des spicules d'éponges siliceuses, des phytolithes et des fragments de radiolaires et de foraminifères. La fraction authigène est dominée par la présence ubiquiste de glauconite, de dolomite (rhomboédres de 6 à 100 µm) et de sulfures de fer, sous la forme de pyrite dissimulée et de pyrite framboïdale (trouvée fréquemment dans les frustules des diatomées). Quelques nodules blanchâtres friables de 1 à 2 mm de diamètre, de composition phosphatée, ont été observés le long de la carotte.

Les analyses de sédiments en diffraction X ont pu mettre en évidence 5 minéraux majeurs : smectite, kaolinite, illite, quartz, calcite et pyrite. On sait que la kaolinite est un produit du lessivage chimique des roches silico-alumineuses sous climat tropical humide (Millot, 1964 ; Singer, 1984). Les forts taux de kaolinite suggèrent donc un climat humide dans l'aire de drainage du fleuve Zaïre.

### b. Analyses biostratigraphiques :

Bien que les microfossiles calcaires soient très mal préservés dans la plupart des sections, les analyses biostratigraphiques menées principalement sur des nannofossiles calcaires ont permis de construire un chrono-diagramme âge en fonction de la profondeur pour chaque site (Figure 2.22). Le standard de zonation des nannofossiles calcaires établi par Martini a permis d'identifier 5 zones (de NN18 à NN21b). Ces analyses sont en accord avec les mesures paléomagnétiques réalisées par ailleurs. La corrélation de ces diagrammes entre les trois sites montre que l'épaisseur de ces zones diminue vers le bassin confirmant que l'apport sédimentaire provenant du Zaïre construit progressivement un cône d'érosion progradant (Sarrane, 1999).

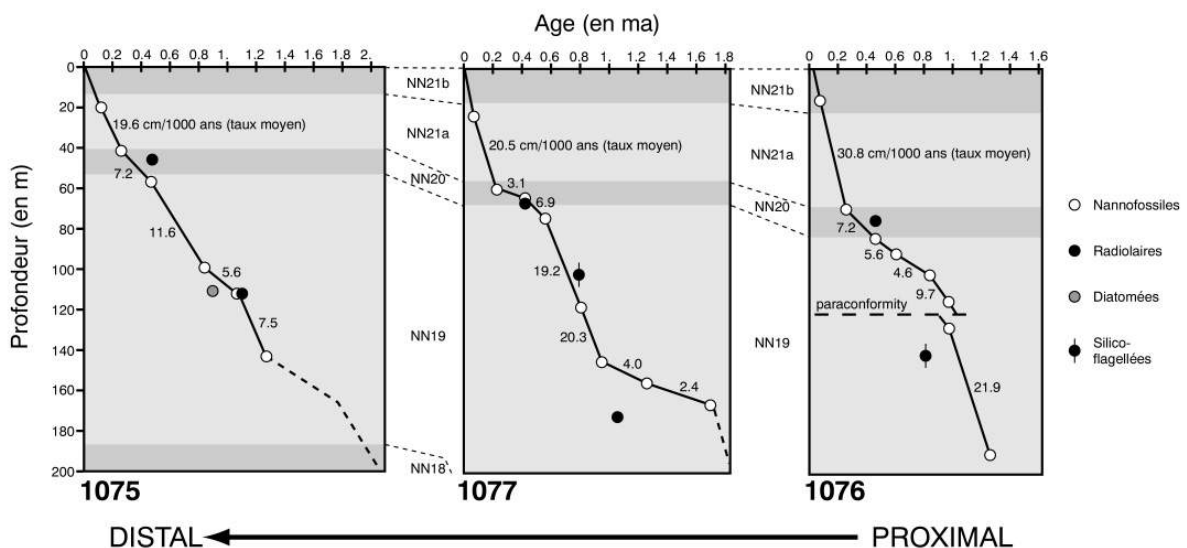


Figure 2. 22 : Corrélation entre les diagrammes Age-Profondeur des 3 sites de forage ODP dans le bassin du Congo, établis à partir des analyses biostratigraphiques (Pufahl *et al.*, 1998). La diminution de l'épaisseur des zones à nannofossiles calcaires et la réduction des taux de sédimentation vers le bassin confirment que l'apport sédimentaire construit un cône progradant d'érosion (Sarrane, 1999).

## **2.2.2. Caractérisation à partir des carottes gravitaires ZAIAN GO**

Les carottes Kuhlenberg réalisées sur la pente du bassin du Congo pendant les missions ZAIANGO ont une pénétration maximum de 14 m. Elles sont donc beaucoup plus superficielles que les carottes ODP, mais elles permettent de comprendre la dynamique actuelle ou sub-actuelle de ces dépôts. Deux carottes ont donc été réalisées dans le bassin du Congo : la KZR-29, loin du canyon du Zaïre pour ne pas subir son influence, et la KZR-31 sur la levée du canyon à quelques centaines de mètres du premier escarpement (*Figure 2.10 pour localisation*).

Pour chacune de ces carottes plusieurs analyses ont été réalisées :

- une description lithologique détaillée ;
- des analyses de granulométrie tous les 10 cm ;
- la mesure du taux de carbonates total tous les 20 cm ;
- des mesures de densité tout le long de la carotte ;
- des frottis et des analyses de tamis ;
- des analyses en diffraction X sur sédiment sec et humide (pour minéraux simples et non argileux).

### **a. La carotte KZR-29**

La carotte KZR-29 est localisée à S 5° 27.594 et E 10° 57.806, à plus de 15 km au nord du canyon du Zaïre. La pénétration est de 12.09 m. Les sédiments sont composés essentiellement d'une argile gris-verte homogène sans structures internes apparentes (*Figure 2.23*).

Les analyses granulométriques ont montré qu'il s'agit d'une argile fine très peu silteuse. Vers la base de la carotte, la courbe de la granulométrie montre une contribution d'éléments plus grossiers qui pourrait être due aux débris végétaux détritiques dans le log lithologique. Les analyses de frottis montrent que les minéraux argileux dominent : des analyses complémentaires en diffraction X sur lames orientées devraient permettre d'affiner la composition exacte de ces argiles.

Les minéraux authigènes sont dominés par la calcite mais il n'est pas rare de rencontrer de l'aragonite et de la dolomite, le taux de carbonates ne dépasse pas les 5% du poids total de sédiments. A 853 cm, des petits lits de nodules sont certainement composés de pyrite, déjà identifiée comme étant un minéral majeur dans ce type d'environnement.

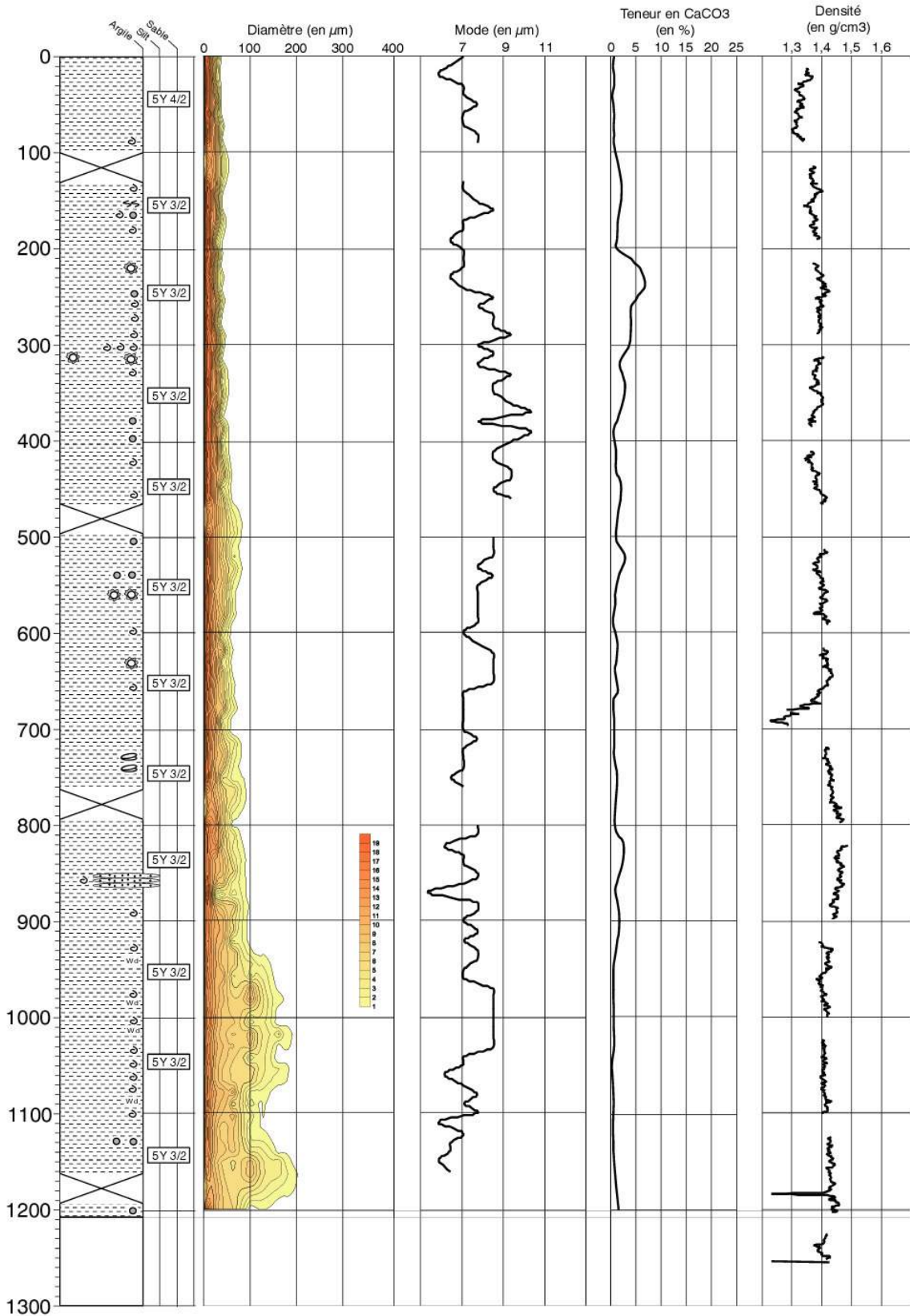
En ce qui concerne la fraction biogène, de nombreux débris de coquilles et de tests (surtout des foraminifères) sont présents tout le long de la carotte et la bioturbation est faible. Les analyses de frottis et de tamis montrent que la fraction biogène est composée de diatomées, de quelques nannofossiles, de spicules d'éponges, de foraminifères (globigerinidae, globorotaliidae), de radiolaires et quelques silicoflagellés.

En ce qui concerne les structures visibles sur la carotte, deux types de vacuoles ont été observés : 1) des vacuoles circulaires de diamètre plurimillimétrique avec du sédiment liquéfié au tour, formant une auréole de 1 à 2 mm ; 2) des vacuoles circulaires ou allongées de largeur très variable (de 1 mm à plusieurs cm) avec autour une auréole de sédiment cohésif oxydé pouvant atteindre plus de 10 cm. Ces structures ont été décrites comme des figures d'expansion de gaz piégés dans les sédiments et destabilisés pendant la remontée de la carotte ; nous les détaillerons plus loin à propos des hydrates de gaz.

Les datations par le carbone 14 sur foraminifères de deux échantillons prélevés à 50 cm et à 280 cm donnent des âges absolus respectifs de  $8382 \pm 27$  ans et  $21375 \pm 338$  ans. Le taux moyen de sédimentation serait donc de  $17.65 \pm 0.5$  cm/1000 ans entre 280 cm et 50 cm et de  $5.97 \pm 0.01$  cm/1000 ans de 50 cm jusqu'au fond de l'eau.

Page suivante :

**Figure 2. 23 : Description lithologique de la carotte KZR-29, située loin au nord du canyon. Les sédiments sont composés d'une argile fine très peu silteuse avec un taux de carbonates toujours inférieur à 5% du poids total. Cette carotte correspond à un milieu de sédimentation hémipélagique.**



### CAROTTE KZR-29

## b. La carotte KZR-31

La carotte KZR-31 est localisée à S 5° 38.100 et E 10° 44.571, près du premier escarpement du canyon sur sa rive nord. La profondeur est de 12.81 m.

Les analyses de granulométrie ont montré qu'il s'agissait d'une argile silteuse fine de couleur gris-verte sans structures internes visibles (*Figure 2.24*). La granulométrie est ici sensiblement supérieure à celle décrite dans la carotte KZR-29, ce qui semblerait indiquer que le canyon exerce un contrôle sur les dépôts de pente au-delà de plusieurs centaines de mètres de son premier escarpement. Entre 170 cm et 340 cm de profondeur, la carotte est extrêmement perturbée par de nombreuses vacuoles, souvent connectées entre elles, et montrant des orloles de sédiment liquéfié qui peuvent atteindre plusieurs cm voire toute la largeur de la section. Ces structures, là aussi, ont été attribuées à l'effet de l'expansion de gaz dans la carotte.

Les minéraux authigènes sont dominés par la calcite mais il n'est pas rare de rencontrer de l'aragonite et de la dolomite, le taux de carbonates ne dépassant pas les 5% du poids total de sédiments. Un type particulier de calcite a été identifié en diffraction X : il s'agit de calcite magnésienne massive qui, comme on le verra par la suite, peut signer par sa présence certaines circulations de fluides.

En ce qui concerne la fraction biogène, de nombreux tests (surtout des foraminifères) sont présents tout le long de la carotte et la bioturbation reste faible. Les analyses de frottis et de tamis mettent en évidence une composition biogène proche de celle de la carotte KZR-29 (diatomées, quelques nannofossiles, spicules d'éponges, foraminifères, radiolaires et quelques silicoflagellés).

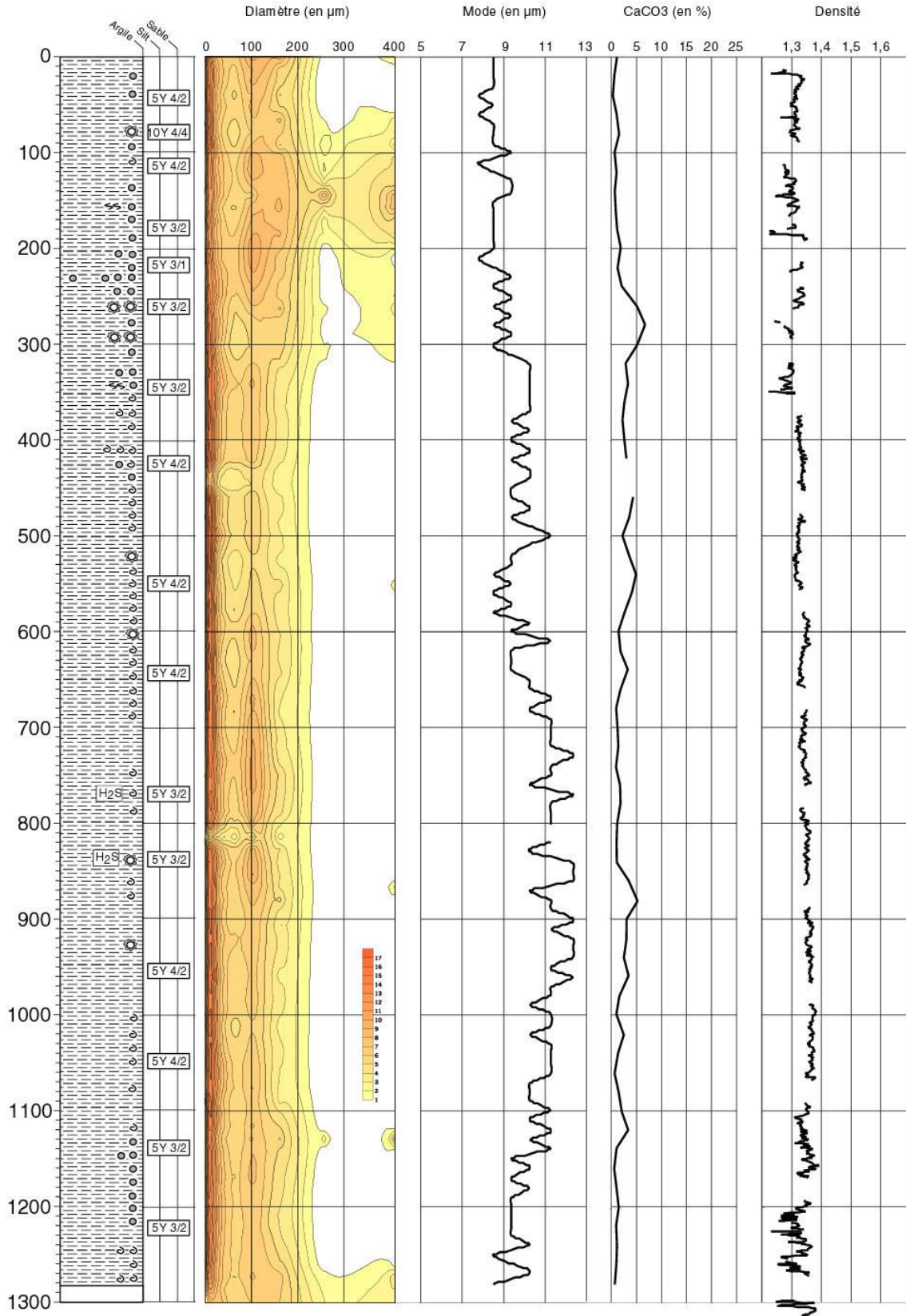
Les datations par le carbone 14 sur foraminifères de deux chantillons prélevés à 50 cm et à 210 cm donnent des âges absolus respectifs de  $7241 \pm 27$  ans et  $13164 \pm 579$  ans. Le taux moyen de sédimentation est donc ici de  $27.01 \pm 2.5$  cm/1000 ans entre 210 cm et 50 cm et de  $6.90 \pm 0.02$  cm/1000 ans de 50 cm jusqu'au fond de l'eau (Denniérou, Ifremer, en cours).

Ces taux de sédimentation sont supérieurs à ceux calculés pour la carotte KZR-29 plus loin du canyon pour chacun des deux intervalles. Cela tend à montrer d'une part que depuis les derniers 20000 ans le taux de sédimentation diminue jusqu'à l'actuel, et d'autre part que le canyon apporte un supplément de fraction fine argileuse sur la pente proche.

Page suivante :

**Figure 2. 24 : Description lithologique de la carotte KZR-31, située à quelques centaines de mètres du premier escarpement du canyon sur sa rive nord. Les analyses granulométriques montrent que les sédiments sont composés d'argile silteuse plus grossière que pour la carotte KZR-29 située plus loin du canyon. De la même manière, les taux de sédimentation moyens plus importants confirment que le canyon joue un rôle dans la dynamique sédimentaire de part et d'autre de son axe. La nature lithologique de cette carotte ainsi que le faible taux de carbonates indiquent que la sédimentation est de type hémipélagique.**





Argile silteuse	Odeur à l'ouverture
Fragments de coquilles	Vacuole avec sédiments liquéfiés
Bioturbation	Vacuole avec auréole d'oxydation

**CAROTTE KZR-31**

### **3 ORIGINE, NATURE ET RESERVOIRS DES FLUIDES SEDIMENTAIRES**

La compréhension des chemins suivis par les fluides dans un environnement de marge mature passe par la détermination claire de leur nature et de leur origine. D'autre part, détecter et quantifier les anomalies liées à la migration et à l'expulsion de fluides sur les fonds marins nécessite de connaître les processus physico-chimiques qui leur ont donné naissance. Abrams (1992) définit ainsi quatre grandes familles de fluides :

- **les gaz et/ou les huiles thermogéniques**, produits de la maturation de la matière organique dans les roches mères enfouies ;
- **les gaz biogéniques**, produits *in situ* par la dégradation de la matière organique par des bactéries chimiosynthétiques ;
- **les fluides interstitiels**, piégés dans la porosité lors des dépôts des sédiments (=eaux connées) et dont les éléments dissous vont pouvoir réagir à la fois avec les fluides biogéniques et thermogéniques et avec l'encaissant sédimentaire ;
- **une combinaison** de deux ou trois des fluides précédents.

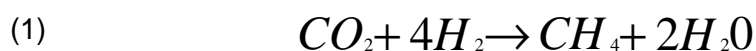
Chacun de ces fluides a été créé à partir de processus différents, maintenant bien connus, qu'il convient de rappeler pour bien situer l'origine et la nature des fluides qui migrent à travers la couverture sédimentaire des marges passives.

#### **3.1 LA PRODUCTION DE METHANE BIOGENIQUE**

La teneur moyenne des roches sédimentaires en matière organique est de 0.5%. Dans la zone d'étude, les analyses du Leg ODP 175 ont montré que cette teneur atteint de 2.6% qui est due à trois phénomènes : 1) la matière organique est principalement issue des débris de micro-fossiles planctoniques en décomposition ; 2) La zone d'étude se situe au droit d'un grand distributaire fluvial qui amène vers les bassins une quantité importante de matière organique, principalement sous la forme de débris végétaux ; 3) Le taux de sédimentation est relativement faible dans le bassin du Congo à cause de la présence du canyon du Zaïre qui amène la plus grande partie des sédiments, surtout la fraction grossière, beaucoup plus à l'aval. Parmi les processus de diagenèse précoce, l'action des bactéries en milieu anoxique joue un rôle important. En effet, dans la zone de méthanogénèse, c'est à dire à partir de 10 mètres de profondeur environ, le méthane biogénique est produit par dégradation de la matière organique sous l'action des bactéries (Floodgate and Judd, 1992).

Cette dégradation s'opère à une température optimale comprise entre 35 et 45° C à travers deux réactions principales (Claypool and Kaplan, 1974) :

En milieu marin, par réduction du CO<sub>2</sub> :



En milieu d'eau douce, par fermentation de l'acétate :



Toute la matière organique n'est pourtant pas dégradée, et la part qui est conservée va subir l'action de la température et de la pression pendant l'enfouissement.

## **3.2 LA PRODUCTION DE GAZ ET D'HUILE THERMOGENIQUE**

### **3.2.1 Les roches mères et le kérogène**

Lorsque la concentration en matière organique devient importante (4 à 12%), le sédiment est alors considéré comme une roche mère potentielle, c'est-à-dire une roche susceptible de générer des hydrocarbures (Tissot and Welte, 1984). Lors de l'enfouissement au cours du temps, la matière organique qui a échappé à la dégradation superficielle par les bactéries va se transformer chimiquement sous l'action de la pression et de la température. Les premiers produits de cette transformation sont appelés kérogènes initiaux (kérogène + extrait). Ils sont composés de polymères, macromolécules de poids élevé (>10000) formés de noyaux cycliques liés par des hétéroatomes ou des chaînes paraffiniques. Ils comprennent également des biomarqueurs, preuves de l'origine organique du pétrole. Ce sont des dérivés de membranes cellulaires (surtout des organismes unicellulaires) tels que terpanes tricycliques, heptanes, stéranes, caroténoïdes, isoprénoïdes et porphyrines. Aujourd'hui, les géochimistes définissent différents produits contenus dans les roches mères (Tissot and Welte, 1984) :

- le kérogène représente la fraction insoluble de la matière organique (80 à 95%) ;
- l'extrait (ou bitume), correspondant à la fraction soluble, est dispersé dans la matrice de la roche.

Trois types de kérogènes initiaux sont reconnus, dépendant de la biomasse initiale et des conditions de sédimentation. Ils se différencient par leur composition et par leur rapport H/C et O/C (Figure 2.25) d'après Van Krevelen (1984) :

- le type 1 : Le rapport H/C est élevé, les chaînes paraffiniques sont nombreuses et il y a peu d'aromatiques. Ce type de kérogène caractérise les milieux d'eaux douces, lacustres et dérive de produits lipidiques algaires et bactériens ;

-le type 2 : Les rapports H/C et O/C sont intermédiaires, les produits aromatiques et naphthéniques sont plus nombreux. Ce type de kérogène caractérise les milieux marins anoxiques avec principalement une origine planctonique parfois mêlée à des produits issus de plantes supérieures ;

-le type 3 : Le rapport O/C est élevé et on observe des produits poly-aromatiques plus ou moins oxygénés. Ce type de kérogène est issu de produits végétaux d'origine continentale.

### 3.2.2 Transformation du kérogène et formation d'huile et de gaz

Lors de l'enfouissement, les kérogènes initiaux vont être soumis à une température et à une pression croissantes. Le mécanisme de transformation est appelé craquage. Il va donner naissance aux huiles, au gaz et à un kérogène résiduel. Outre la diagenèse initiale qui génère du méthane biologique superficiellement, on distingue trois étapes dans la formation des hydrocarbures en fonction de l'enfouissement croissant (Tissot and Welte, 1984) :

- **la diagenèse d'enfouissement.** Les trois types de kérogènes initiaux commencent à perdre leurs composants oxygénés sous forme d'eau et de gaz carbonique. La décroissance du rapport O/C est plus rapide que celle du rapport H/C (Figure 2.25) ;

- **la catagenèse** correspond à l'étape de formation de l'huile et des hydrocarbures légers (gaz à condensats). Le rapport O/C ne décroît guère mais le rapport H/C diminue rapidement (Figure 2.25). Dans ce cas le craquage thermique est efficace libérant des hydrocarbures avec un poids moléculaire réduit. La profondeur à laquelle s'effectue cette transformation est appelée fenêtre à huile. Le seuil supérieur de cette fenêtre varie entre 60°C et 120°C, soit de 1500 à 4000 m, selon les gradients géothermiques du bassin sédimentaire ;

- **la métagenèse** correspond à la phase ultime d'évolution du kérogène. C'est le stade de formation du gaz sec (méthane) ou gaz thermogénique. Par craquage des hydrocarbures précédemment formés et du kérogène résiduel il y a formation de gaz, principalement du méthane. On parle de fenêtre à gaz dont le seuil supérieur se situe vers 3000 m de profondeur.

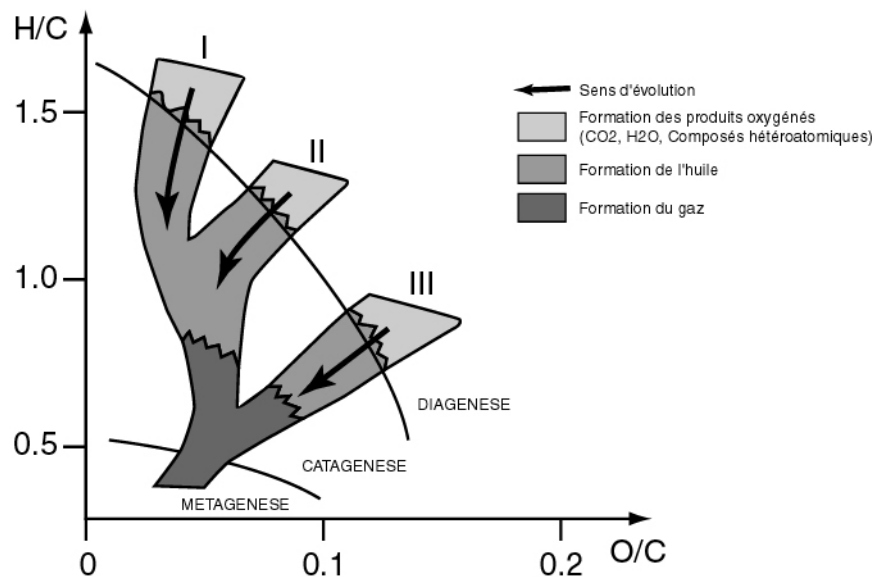


Figure 2. 25 : Diagramme de O/C versus H/C (d'après Van Krevelen (Van Krevelen, 1984)) montrant les trois types de kérogènes initiaux et leur évolution pendant l'enfouissement (Tissot and Welte, 1984).

### 3.2.3 Le système pétrolier dans le bassin du Congo

Dans le bassin du Congo, il est possible de classer les roches mères potentielles en 4 grands types décrits dans le tableau 1.1.

Le type marin évaporitique représente un cas accessoire qui ne concerne que quelques découvertes, en particulier dans le bassin du Kwanza. On distinguera donc 3 grands types de roches mères potentielles.

ROCHE MERE	AGE	FORMATIONS
Type lacustre pré-salifère	Crétacé inférieur (Barrémien/Néocomien)	Sialivakou, Djeno, Marnes de Pointe-Noire
Type marin évaporitique	Crétacé inférieur (Aptien)	Chela...
Type marin franc	Crétacé supérieur (Albo-Sénonien) à Tertiaire inférieur (Paléocène /Eocène)	Likouala, Madingo, Sendji...
Type marin à influence continentale	Tertiaire supérieur (Oligocène /Miocène)	Paloukou...

Tableau 1. 1 : Caractérisation des roches mères potentielles dans le bassin du Congo avec leur âge et le nom des formations concernées.

Il est possible de déterminer l'origine des huiles issues de ces roches mères à partir d'un ensemble de critères, décrits dans le tableau 1.2, qui leur sont propres.

VARIABLE	ORIGINE MARINE	ORIGINE LACUSTRE
% Soufre	>0.5	<0.5
Variable canonique	<0	>0
Ö <sub>2</sub> H	<-110	>-110
Pr/Ph	<1.5	>1.5
Terpanes Tricycliques C21/C23	<0.70	>0.70
Terpanes Tricycliques C26/C25	<1	>1
Hopanes C31/C30	>0.45	<0.45
Stéranes/Hopanes	>1	>0.3

Tableau 1. 2 : Variables caractéristiques qui permettent de distinguer une huile d'origine marine d'une huile d'origine lacustre.

Les terpanes tricycliques sont des biomarqueurs persistants qui permettent de bien définir l'origine lacustre ou marine d'une huile grâce aux analyses en GC/MS. Le diagramme C21T/C23T versus C26T/C25T permet d'obtenir des domaines caractéristiques définissant l'origine de ces huiles (Figure 2.26). Les deux pôles majeurs, marin ou lacustre, ont été définis à partir de plus de 200 huiles d'origine pré- et post-salifère des bassins du Congo, du Bas Congo, du Kwanza et du Benguela. Une huile se situant entre ces deux pôles correspond soit à un mélange, soit provient d'une roche mère aux caractéristiques moins prononcées. Concernant les huiles d'origine marine, l'utilisation d'autres paramètres peut permettre de distinguer précisément une huile d'origine Marine vaporitique d'âge Aptien (Gammacrane, Hopanes lourds) d'une huile d'origine Tertiaire (Olananes).

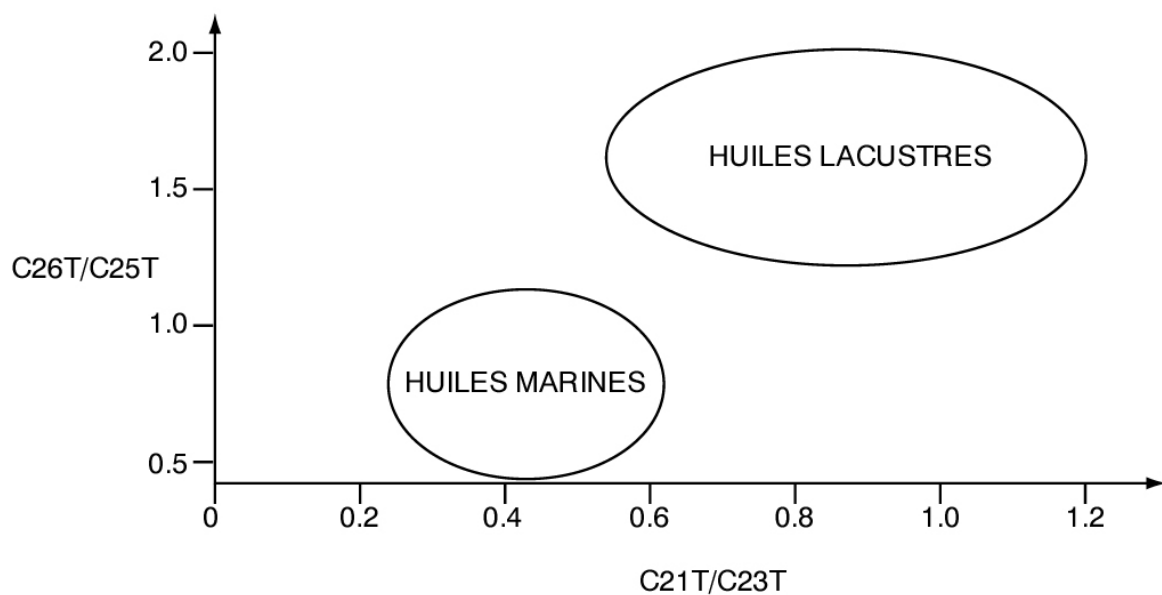


Figure 2. 26 : Diagramme des rapports de terpanes tricycliques C21T/C23T versus C26T/C25T permettant d'identifier l'origine marine ou lacustre des huiles dans le bassin du Congo.

### **3.3 DISCRIMINATION ENTRE FLUIDES BIOGENIQUES ET THERMOGENIQUES**

#### **3.3.1. Analyses géochimiques**

Il est possible d'établir la nature d'un fluide à partir de sa signature géochimique. Ainsi Abrams (1992) définit une signature propre pour chacun de ces fluides à partir d'une méthode, proposée initialement par Bernard (1978), combinant le rapport C1/C2+C3 et les rapports isotopiques du carbone issu du méthane (C1). Ainsi les fluides biogéniques issus de l'activité bactérienne sont composés à 98% de méthane et à 2% d'éthane ou d'hydrocarbures plus lourds avec des valeurs de  $\delta^{13}C$  du méthane inférieures à -100‰. En ce qui concerne les fluides thermogéniques, ils sont composés de moins de 90% de méthane tandis que les valeurs de  $\delta^{13}C$  sont comprises entre -40‰ et -60‰ (Anderson et al., 1992).

*L'environnement sédimentaire et la place des fluides*

*al.*, 1983 ; Baylis *et al.*, 1997). Ces caractères sont suffisamment discriminatoires pour permettre une identification claire entre ces deux pôles purs.

### **3.3.2. Notions de fractionnement moléculaire**

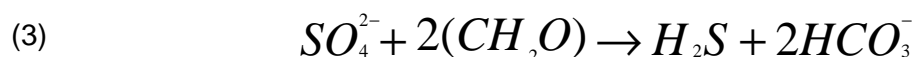
Les limitations à l'utilisation des méthodes de géochimie classique concernent les cas d'une diffusion passive, d'un mélange de fluides ou d'un temps de résidence important dans un réservoir intermédiaire (Prinzhofer *et al.*, 2000). En effet, ne prendre en compte que les hydrocarbures légers (C1 à C5) pour déterminer la source des fluides est risqué à cause de l'altération des hydrocarbures lourds dont la signature peut alors changer, masquant la réelle nature de ces fluides (Abrams, 1992). Ainsi les analyses menées sur de nombreuses carottes montrent que le gaz semble plutôt biogénique à cause des faibles concentrations d'éthane et de propane par rapport au méthane tandis que les analyses sur le sédiment semblent indiquer une origine plus thermogénique à cause de la forte concentration d'éthane et de propane par rapport au méthane. On a donc une rétention des hydrocarbures plus lourds au niveau des sédiments.

## **3.4. LES FLUIDES INTERSTITIELS**

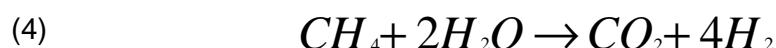
La composition des fluides interstitiels est étroitement liée à l'environnement au moment du dépôt. Les données du Leg ODP 175 fournissent une étude détaillée de ces fluides à travers les trois carottages réalisés dans le bassin du Congo :

### **3.4.1. Alcalinité, sulfates et ammonium**

Les sulfates dissous sont abondants dans l'eau de mer (~28 mMol/L) et leur réduction par les bactéries est un des processus dominants dans la diagenèse des sédiments marins (Goldhaber and Kaplan, 1974). Le carbone organique d'origine marine ou terrestre sert de donneur d'électron primaire et de substrat pour la respiration anaérobie des bactéries sulfato-réductrices.



Certaines bactéries ont également la possibilité de renverser leur métabolisme primaire en oxydant le méthane (au lieu de réduire le CO<sub>2</sub>) à condition que l'hydrogène produit soit consommé rapidement (Zehnder and Brock, 1979). La réaction (1) devient alors inverse :



L'hydrogène est effectivement consommé, vers 10 m de profondeur environ, par un autre groupe de bactéries qui réduisent les sulfates (DeLong, 2000) :



La somme de ces deux processus coopératifs, oxydation du méthane et réduction des sulfates, permet la consommation à la fois du méthane et des sulfates à travers la réaction synthétique (Claypool and Kaplan, 1974 ; Berner, 1980 ; Aharon and Fu, 2000 ; Boetius *et al.*, 2000) :



Ce type d'interaction métabolique entre deux types de bactéries est appelé réaction syntrophique. La conséquence de cette réaction est un appauvrissement avec la profondeur de  $\text{SO}_4$  dissous dans l'eau interstitielle lorsque le milieu devient anoxique et une augmentation de l' $\text{H}_2\text{S}$  dissous (Aharon and Fu, 2000). En fait, lorsque la concentration de sulfates est suffisamment faible, la production de méthane peut commencer (Martens and Berner, 1974 ; Bernard, 1979 ; Devol and Ahmed, 1981 ; Martens and Klump, 1984). La concentration de méthane biogénique augmente donc avec la profondeur de façon inversement proportionnelle à celle des sulfates (Claypool and Kaplan, 1974) (Figure 2.27).

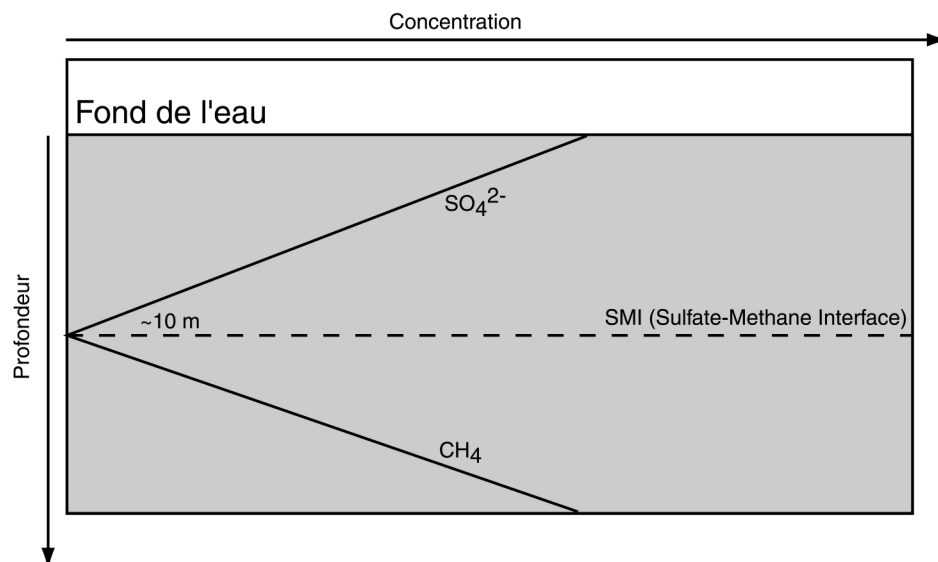


Figure 2. 27 : Profils de concentration des sulfates et du méthane dans les premiers mètres de la colonne sédimentaire (d'après Claypool (Claypool and Kaplan, 1974)). La réaction de réduction des sulfates est le processus majeur qui contrôle à la fois la concentration de sulfates et celle du méthane, l'une diminuant aux dépens de l'autre. Ainsi, la production de méthane ne peut commencer qu'au dessous de l'interface Sulfate-Méthane (SMI).

Ainsi, les profils d'alcalinité, de sulfates, de méthane et d'ammonium traduisent le degré d'évolution de la réaction de dégradation de la matière organique. Les données du Leg ODP 175 montrent que les taux de Carbone Organique Total (TOC) sont élevés dans le bassin du Congo (2.6% du poids total de sédiments). C'est donc ce taux important qui est responsable de la forte alcalinité des fluides interstitiels dans les sédiments superficiels. Au-delà de 90 m sous le fond de la mer, l'alcalinité diminue doucement, traduisant la formation progressive de minéraux argileux durant la diagenèse ou la précipitation de carbonates authigènes riches en Mg. La concentration de sulfates dans les eaux interstitielles est égale



29 mM au sommet de la carotte, ce qui correspond à celle de l'eau de mer de fond (Millero and Sohn, 1992). Cette concentration diminue rapidement avec la profondeur pour atteindre des valeurs proches de 0 vers 30 m de profondeur.

### **3.4.2. Calcium, magnésium et strontium**

Les profils de  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  dissous montrent une diminution des teneurs avec la profondeur. Les processus de formation de minéraux authigènes sont directement responsables de cette diminution, comme la calcite (riche en Mg), la dolomite, les minéraux argileux ou l'apatite. En considérant la vitesse de diminution des concentrations de  $\text{Ca}^{2+}$  et de  $\text{Mg}^{2+}$ , la dolomitisation semble être le processus dominant dans la partie plus superficielle de la carotte. Par contre l'augmentation avec la profondeur des concentrations de  $\text{Sr}^{2+}$  est due à la dissolution de la calcite biogène. Au niveau des sites d'échappements de fluides, les sédiments peuvent être appauvris en strontium car la précipitation de carbonates authigéniques a tendance à capter le strontium (Kastner *et al.*, 1995b).

### **3.4.3. Silice et phosphates**

La silice dissoute provient directement de la dissolution de l'opale des diatomées, dont la concentration est importante dans ces carottes. La concentration de silice dissoute augmente avec la profondeur, traduisant la dissolution progressive de la fraction biogène siliceuse. La concentration en phosphates augmente avec la profondeur jusqu'à 60 m et diminue au-delà. La courbe de concentration des phosphates est corrélable avec celle de l'alcalinité et traduit donc une libération des phosphates pendant la dégradation de la matière organique (Tromp *et al.*, 1995).

### **3.4.4. Sodium et potassium**

Les concentrations en  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  dissous augmentent avec la profondeur. En particulier la forte augmentation en  $\text{Na}^+$  est directement liée à celle en  $\text{Cl}^-$ , détaillée ci-dessous.

### **3.4.5. Salinité et chlorinité**

La salinité dans les fluides interstitiels au sommet de la carotte est égale à 35,5‰. Elle correspond exactement à celle de l'eau de mer de fond (Millero and Sohn, 1992). La salinité diminue ensuite avec la profondeur pour atteindre une valeur stable de 34‰. Ce phénomène pourrait être dû à la diminution avec la profondeur des concentrations de sulfates, de  $\text{Ca}^{2+}$  et de  $\text{Mg}^{2+}$ . La chlorinité, par contre, augmente rapidement dans les premiers mètres et se stabilise à partir de 40 mètres sous le fond de la mer.  $\text{Cl}^-$  est un élément connu pour être bien conservé pendant les processus de diagenèse (Kastner *et al.*, 1995b). L'étude des concentrations en  $\text{Cl}^-$  est importante car cet élément est particulièrement

sensible aux pH no mènes de formation ou de dissociation des hydrates, en se concentrant ou en se diluant dans les fluides interstitiels (Kastner *et al.*, 1995a).

## 35. LE CAS PARTICULIER DES HYDRATES DE GAZ

### 35.1. Les propriétés physico-chimiques des hydrates et occurrence

#### a. Propriétés cristallines et composition

Les hydrates de gaz, également appelés clathrates, sont des solides cristallins composés à 85% d'eau formant une matrice rigide à l'intérieur de laquelle des molécules de gaz peuvent être piégées (Figure 2.28). En fonction des conditions thermodynamiques et de la nature des gaz piégés, la matrice rigide peut s'organiser sous la forme de trois types de polyèdres selon deux systèmes cubiques. La taille de la maille ainsi constituée conditionne le diamètre des molécules de gaz qui peuvent être piégées. Ainsi le système cubique 1 piègera préférentiellement du méthane ( $\text{CH}_4$ ) et de l'éthane ( $\text{C}_2\text{H}_6$ ) tandis que le système cubique 2 piègera des molécules gazeuses plus grosses telles que le propane ( $\text{C}_3\text{H}_8$ ) et le butane ( $\text{C}_4\text{H}_{10}$ ). D'autres gaz plus accessoires peuvent entrer dans la composition des hydrates, comme l'azote ( $\text{N}_2$ ), l'oxygène ( $\text{O}_2$ ), le sulfure d'hydrogène ( $\text{H}_2\text{S}$ ), le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) ou encore le  $(\text{CH}_2)\text{O}_3$ . En règle générale, les gaz piégés dans les hydrates sont composés de 96% de méthane et de 0 à 4% de ces gaz accessoires.

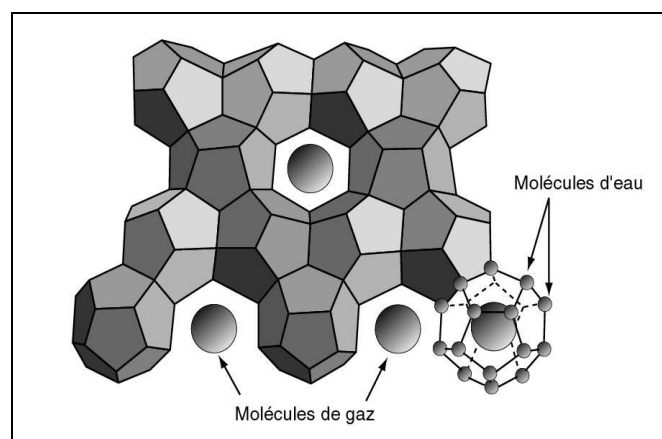


Figure 2. 28 : :Structure cristalline des gaz hydrates. Des molécules d'eau forment des cages dodécédriques dans lesquelles des molécules de gaz (principalement du méthane) peuvent être piégées.

L'échantillonnage d'hydrates a permis dans de très rares cas d'effectuer des analyses géochimiques et isotopiques qui ont montré que la nature des gaz piégés est très souvent biogénique et parfois thermogénique (Brooks *et al.*, 1984 ; Brooks *et al.*, 1991). Dans la plupart des cas, il ne s'agit pas de pôles purs mais plutôt de mélanges avec une contribution très variable de chacun des gaz (Brooks, 1999) et dans une même zone, la nature des hydrates peut varier d'un extrême à l'autre. Certains traceurs, comme le 2-

m thylbutane, dans les sédiments à proximité de s hydrates, sont un bon indicateur de leur précipitation massive (Sassen *et al.*, 2000).

L'intérêt des hydrates de gaz réside dans le fait que sous leur forme solide, ils concentrent d'énormes quantités de gaz. En effet, 1m<sup>3</sup> d'hydrates peut détenir 164m<sup>3</sup> de gaz et 0.8m<sup>3</sup> d'eau. Les implications sur le plan économique (les hydrates représentent potentiellement d'énormes réserves énergétiques) mais aussi sur la stabilité des pentes sous-marines sont considérables.

### b. Les propriétés géomécaniques et physiques

Les hydrates étant composés à 85% d'eau, ils ont des propriétés physiques et mécaniques très proches (la rigidité des hydrates est identique à celle de l'eau (Edwards, 1997)). C'est pourquoi la densité des hydrates a été mesurée expérimentalement à 0.912 g.cm<sup>-3</sup>. Les principaux paramètres physiques sont reportés dans le tableau 1.3.

PARAMETRES	GLACE	HYDRATES
Coefficient de Poisson	0.33	0.33
Module d'Young (268° K)	9500.10 <sup>6</sup> Pa	8400.10 <sup>6</sup> Pa
Module de compression (272° K)	8.8	5.6
Module de cisaillement (272° K)	3.9	2.4

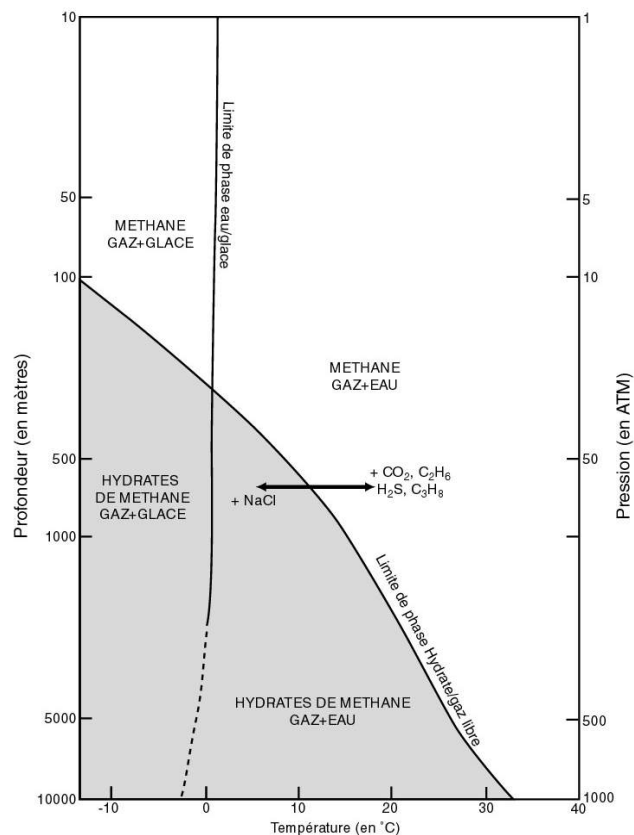
**Tableau 1. 3 : Comparaison entre les propriétés physiques des hydrates et celles de la glace. Ces propriétés sont très proches. Ce qui signifie que le comportement rhéologique des hydrates est similaire à celui de la glace.**

### c. Les conditions de stabilité

La formation des hydrates est conditionnée par la pression et la température qui augmentent avec la profondeur. Plusieurs auteurs ont tenté d'établir des diagrammes de phase décrivant les conditions de stabilité des hydrates, mais ils ont été établis à partir d'eau pure et de méthane pur, ce qui n'est jamais le cas dans la réalité (Kvenvolden and McMenamin, 1980) (*Figure 2.29*). Ainsi, l'ajout de sel (NaCl) dans le système déplacera la courbe vers la gauche, c'est à dire vers des températures plus faibles et des pressions plus fortes. La salinité joue donc un rôle dans la stabilité des hydrates, mais qui reste tout de même minime au regard de la pression et de la température. A contrario, la présence de CO<sub>2</sub>, d'H<sub>2</sub>S, d'éthane et de propane, déplacera la courbe de stabilité vers des domaines à pression plus faible et température plus forte, augmentant ainsi la surface totale de stabilité des hydrates (Sloan, 1990).

Il ne faut pourtant pas perdre de vue que le paramètre essentiel reste l'apport de gaz, représentant une condition *sine qua non* de formation des hydrates. En effet, la solubilité du méthane dans l'eau de mer étant très faible, environ 0.045 volume de méthanes pour un volume d'eau dans des conditions standards, l'apport nécessaire pour dépasser la limite de solubilité du méthane dans l'eau doit être extrêmement important (Zatsepina and Buffett, *L'environnement sédimentaire et la place des fluides*

1997). Les zones dans le monde où l'apport de méthane est suffisant pour permettre la formation d'hydrates restent limitées (Ginsburg and Soloviev, 1995).



**Figure 2. 29 : Diagramme Pression-Température de stabilité des hydrates de gaz, d'après Kvenvolden (Kvenvolden and McMenamin, 1980). Les courbes de stabilité ont été calculées à partir d'eau pure, ce qui n'est jamais le cas dans la nature. Ainsi la présence de sel en solution déplacera la courbe vers la gauche, c'est à dire vers des pressions plus fortes et des températures plus faibles (Sloan, 1990).**

#### d. Occurrence des hydrates

Les conditions de stabilité énoncées précédemment définissent des environnements caractérisés par des pressions fortes et des températures faibles. Il existe dans le monde deux environnements réunissant ces conditions : le milieu marin profond où la température est rarement en dessous de zéro mais où la pression peut être extrêmement forte, et les permafrosts en milieu aérien, localisés surtout sur à faibles latitudes, où la pression est faible mais où les températures peuvent être très basses. Nous ne traiterons ici que les hydrates en milieu marin qui représentent le cas qui nous intéresse ici.

La température de l'eau au fond de la mer dépend de divers paramètres (principalement la circulation océanique), mais elle est en moyenne de 18°C sur le rebord de la plateforme et décroît régulièrement pour atteindre 1°C à 3000 m de profondeur. Le fond de la mer est donc constamment dans le domaine de stabilité des hydrates au delà de 300 m de bathymétrie (Figure 2.30) et les hydrates ont donc été identifiés sur la plupart des marges à travers le monde (Kvenvolden *et al.*, 1993). Le fond de l'eau définit donc le sommet de la

zone de stabilité des hydrates. A cause de la présence d'un gradient géothermique, la température augmente avec la profondeur sous le fond de l'eau. A partir de quelques centaines de mètres, la température est trop importante pour que les hydrates soient stables et le méthane reste alors sous forme gazeuse : il est appelé gaz libre. La profondeur de la base de la zone de stabilité des hydrates va dépendre essentiellement du type de maille cristalline et donc de la nature des fluides qui sont à l'origine de leur formation (Milkov and Sassen, 2000). De manière générale, en raison de la pente continentale sous-marine, l'importance du domaine de stabilité des hydrates est plus importante à forte bathymétrie (la pression est plus forte) qu'à faible bathymétrie (la pression est plus faible) et sa base va donc intercepter le fond de l'eau vers 300 à 600 m de bathymétrie, terminant un biseau (McIver, 1982).

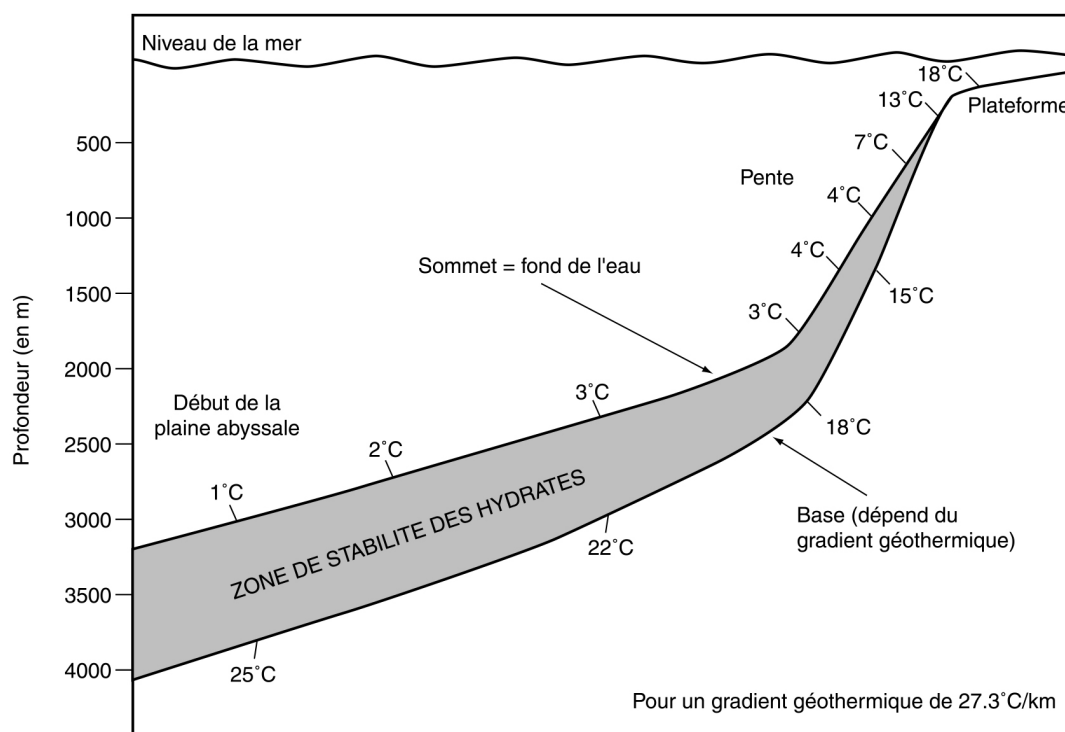
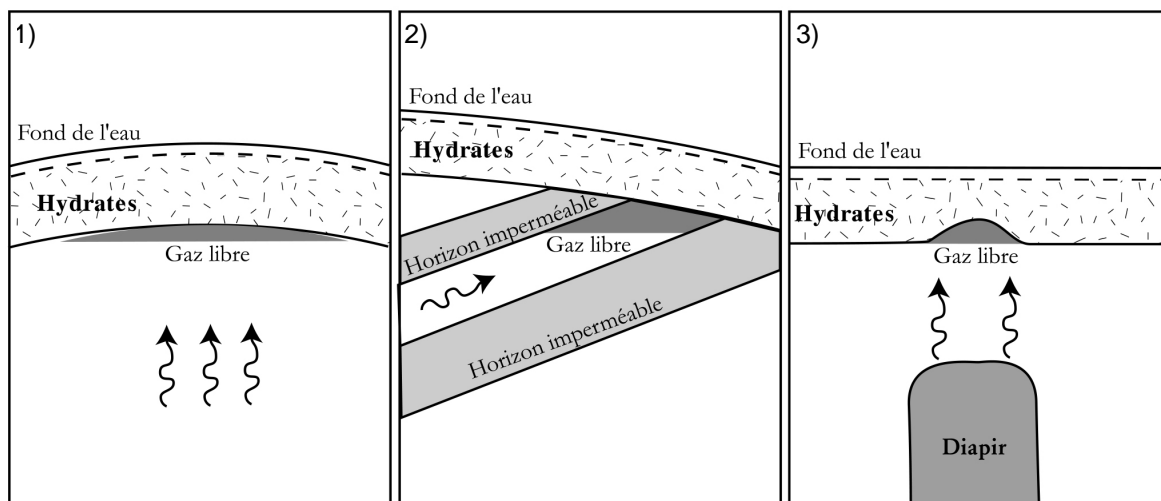


Figure 2. 30 : Schéma représentant la zone de stabilité des hydrates sur un profil de marge continentale passive pour un gradient géothermique constant de 27.3°C/km (d'après Kvenvolden (Kvenvolden and Barnard, 1983)).

### e. Environnements types pour le piégeage du gaz-libre

Pendant la formation des hydrates, le méthane et l'eau vont être immobilisés en phase solide réduisant la porosité et retardant la migration du méthane et la compaction. L'eau sous forme solide plutôt que liquide occupe donc préférentiellement les pores et les processus sédimentaires de consolidation et de cimentation minérale vont être ralentis, voire même momentanément stoppés (Guerin *et al.*, 1999 ; Henry *et al.*, 1999). Ce sont les hydrates eux-mêmes qui vont jouer le rôle de ciment. La perméabilité des sédiments se

Il est donc à mesure que les hydrates se forment jusqu'à ce qu'ils aient fini de migrer, qui se retrouve piégé sous les hydrates. Étant donné que ce gaz ne se situe pas dans la zone de stabilité des hydrates, il reste sous la forme gazeuse qui facilite sa mobilité à travers les sédiments. Ce gaz libre reste piégé uniquement dans des environnements où il ne peut pas migrer latéralement. Trois types de pièges ont ainsi été définis (*Figure 2.31*) : 1) Lorsque le fond de l'eau est plissé (par des processus gravitaires ou tectoniques), les isothermes, et par conséquent la limite inférieure de la zone de stabilité des hydrates, vont prendre les formes imposées par le fond de l'eau, définissant localement des anticlinaux d'hydrates sous lesquels le gaz libre pourra être piégé (Dillon *et al.*, 1980 ; Borowski *et al.*, 1999) ; 2) Le gaz peut migrer dans un niveau plus perméable intercalé entre deux niveaux imperméables jusqu'à ce qu'il soit bloqué par les hydrates (Dillon *et al.*, 1980) ; 3) L'apport de chaleur généré par la montée d'un diapir de sel peut dissocier la base des hydrates et le gaz piégé va occuper l'espace ainsi créé (Dillon *et al.*, 1980 ; Taylor *et al.*, 2000).



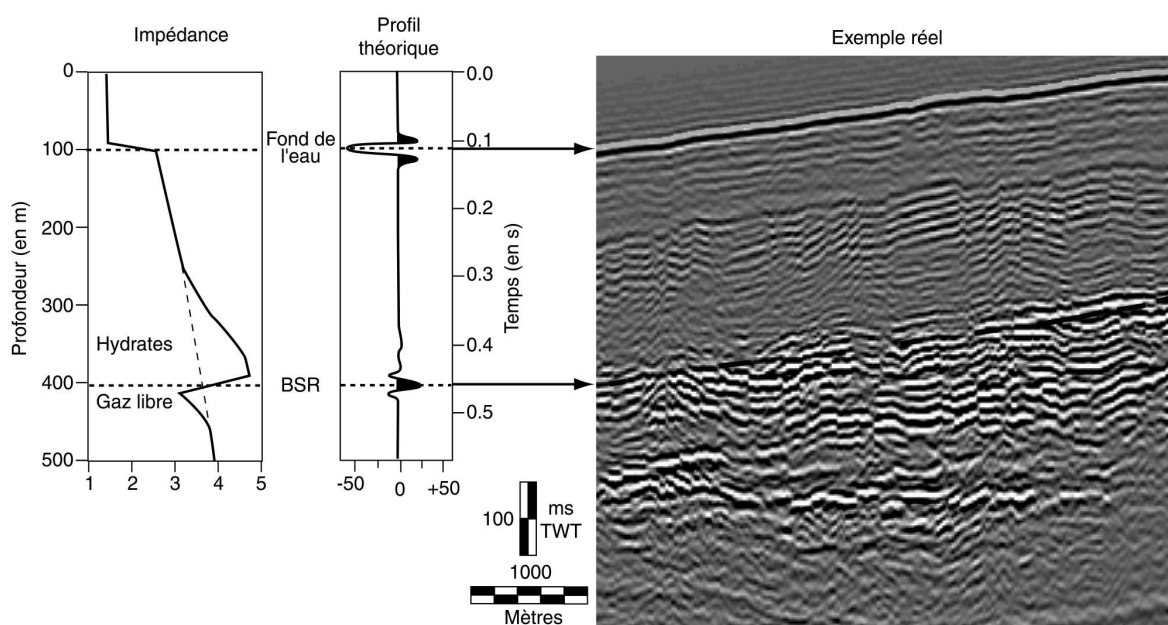
**Figure 2. 31 : Schéma des trois situations géologiques types où le gaz libre peut être piégé par les hydrates jouant le rôle de couverture imperméable (d'après Dillon (Dillon *et al.*, 1980)).**

Les hydrates représentent donc une barrière à la migration des fluides, et dans de nombreux cas, les analyses menées sur les sédiments de surface mettent en évidence une origine biogénique pour le gaz. Il convient de préciser le rôle de cette barrière pour les liquides. En effet, dans le golfe du Nigeria, les analyses menées sur de nombreuses carottes montrent que le gaz est effectivement biogénique, donc produit in situ, alors que des traces d'hydrocarbures liquides ont été détectés [Brooks, 1999 (18-22 July) #62], ce qui signifie que des hydrocarbures profonds ont pu traverser le niveau d'hydrates.

## 3.5.2 La reconnaissance des zones à hydrates

### a. Méthodes géophysiques

Les hydrates ayant des propriétés physiques très proches de celles de la glace, les outils et les techniques de traitement géophysique ne permettent pas encore de distinguer les hydrates de l'eau interstitielle contenue dans les sédiments. Pourtant la présence d'hydrates augmente la vitesse de propagation des ondes de compression dans les sédiments (une augmentation des vitesses de 7 à 10 % correspond à des sédiments dont les hydrates occupent 15 à 20 % du volume des pores (Spense *et al.*, 1995)), tandis qu'un sédiment chargé en gaz libre est caractérisé par des vitesses très lentes. Cette chute brutale de vitesses provoque un contraste d'impédance et l'apparition en section sismique d'un réflecteur virtuel dont la phase est positive (Figure 2.32). Ce réflecteur est appelé BSR (Bottom Simulating Reflector) car, à l'échelle d'un profil sismique, il est globalement parallèle au fond de l'eau, marquant ainsi la base de la zone de stabilité des hydrates (Shipley *et al.*, 1979 ; MacKay *et al.*, 1994). Il se reconnaît généralement sur les profils car sa phase est inverse à celle du fond de l'eau (Brown *et al.*, 1996) (Figure 2.32).



De nombreuses études de sismique 2D régionale et de sismique 3D ont montré que le BSR n'était pas uniformément réparti sur les marges océaniques, contrairement aux prédictions des modèles thermodynamiques. Il se distribue généralement le long de grandes bandes (Field and Kvenvolden, 1985) ou sous la forme de taches plus ou moins dispersées

(Milkov and Sassen, 2001) et sa surface cumulée est faible au regard de la surface totale de la zone d'investigation. Dans le bassin du Congo, le BSR se distribue plutôt sous la forme de bandes qui sont globalement parallèles à la pente (*Figure 2.33*). Elles sont espacées de plusieurs kilomètres et leur largeur est pluri-hectométrique à kilométrique. Cela signifie soit que l'apport de méthane sous les hydrates, permettant l'apparition d'un BSR, n'est pas uniforme, soit que le gaz libre se concentre dans des zones particulières, comme celles d'écritures plus haut. Dans la zone Nord-Est, le BSR est totalement absent, ce qui pourrait être dû à l'expulsion du gaz libre couplée à un arrêt de l'alimentation en gaz sous-jacent. Dans la zone Sud, la distribution en bandes parallèles n'est pas évidente, en raison de la forte déformation des sédiments par l'intrusion diapirique.



**Figure 2. 33 : Carte isochrone du BSR (exprimée en ms temps double) dans le bassin du Congo, établie à partir des données de sismique 3D. Le BSR se distribue le long de grandes bandes parallèles à la pente. Il n'est exprimé que dans l'Ouest de la zone, soit parce que l'apport de fluides est plus important soit parce que la structuration de la couverture, et donc des hydrates, permet de conserver le gaz libre.**

Le BSR est donc reconnu comme étant un bon indicateur de la présence d'hydrates et de gaz libre piégés en dessous (Kvenvolden and McDonald, 1985 ; Singh *et al.*, 1993 ; Pecher *et al.*, 1998), mais son absence ne signifie pas qu'il n'y a pas d'hydrates (Vanneste *et al.*, 2001). Dans ce cas, une analyse des vitesses peut montrer une accélération des vitesses à l'interface sédiments saturés en hydrates-sédiments saturés en eau. La méthode de l'AVO (Amplitude Versus Offset) et maintenant de l'AVA (Amplitude Versus Angle)



semblent être les mieux adaptées pour mettre en évidence la présence d'hydrates mais elles nécessitent la connaissance de certains paramètres physiques (Katzman and Holbrook, 1994 ; Andreassen *et al.*, 1995) :

- **pour les sédiments saturés en eau**  $V_p=1900 \text{ m.s}^{-1}$  et  $\bar{n}=1900 \text{ kg.m}^{-3}$  (Hamilton, 1979),  $\bar{\sigma}=40\%$  (Hamilton and Bachman, 1982), et  $\sigma=0.47$  ;

- **pour les hydrates**, considérés purs,  $V_p=3300\text{-}3800 \text{ m.s}^{-1}$  (Whalley, 1980) et (Sloan, 1990), et  $\bar{n}=920\text{-}930 \text{ kg.m}^{-3}$  (Whalley, 1980 ; Kvenvolden and McDonald, 1985 ; Mathews and Von\_Huene, 1985) ;

- **pour les sédiments saturés en gaz**,  $V_p$ ,  $V_s$  et  $\bar{n}$  sont calculés à partir de la relation de Biot-Gassmann qui est fonction du pourcentage de saturation en gaz. Cette fraction de gaz affecte essentiellement  $V_p$  entre 0 et 5% tandis que  $V_s$  reste quasiment constant. Donc, lorsque le pourcentage de gaz augmente,  $V_p/V_s$  diminue et le coefficient de Poisson  $\sigma$  diminue (Domenico, 1976). Un modèle avec une saturation en gaz libre sous le BSR montre ainsi clairement une diminution de  $V_p$  et du coefficient de Poisson accompagnée d'une augmentation de l'amplitude avec l'offset.

Ces méthodes permettent d'évaluer la quantité de gaz libre piégé sous les hydrates en étudiant la variation de l'amplitude avec l'offset et la forme des ondes (Tinivella *et al.*, 1998 ; Laberg *et al.*, 1998 ; Tinivella and Lodolo, 2000), mais elles ne donnent malheureusement pas d'informations concernant le degré de saturation en gaz des sédiments (Hyndman and Spence, 1992). Des sédiments chargés en gaz à hauteur de 10% du volume des pores suffisent à expliquer l'apparition d'un BSR sur les profils sismiques (Andreassen *et al.*, 1995), mais à condition que les sédiments au dessus du BSR ne soient pas saturés d'hydrates à plus de 30% du volume des pores (Andreassen *et al.*, 1997 ; Hobro *et al.*, 1998). Inversement, plusieurs modèles montrent que seulement 2.1% d'hydrates dans les sédiments suffisent pour générer un BSR sur les profils sismiques (Coren *et al.*, 2001).

## **b. Mesures et prélèvements *in situ***

La remontée d'une carotte provoque son réchauffement, mais surtout elle subit une très forte dépressurisation entraînant la dissociation des hydrates éventuels qu'elle contient. L'expansion brutale du gaz liquéfie le sédiment en lui donnant la consistance alvéolaire de la mousse au chocolat (honey-comb structure) et crée des fentes et des conduits par lesquels le gaz va pouvoir s'échapper.

La présence d'hydrates peut être détectée pendant la réalisation d'un forage grâce à un outil développé récemment, le PCS (Pressure Core Sampler). Utilisé sur la zone de la Blake Ridge, cet outil a montré que de grandes quantités d'hydrates étaient piégées dans les sédiments (Dickens *et al.*, 1997b).

A l'heure actuelle, quelques observations ont pu être réalisées dans des carottes lorsque celles-ci ont été remontées suffisamment rapidement, préservant ainsi pendant quelques minutes une température basse au cœur de la carotte :

- durant le Leg DSDP 76, 238 mètres sous le fond de l'eau dans la zone de la Blake Outer Ridge (Brooks *et al.*, 1983 ; Brooks *et al.*, 1984) ;
- durant les Leg DSDP 66, 67 et 84 sur les marges mexicaines et guatémaltèques (Moore and al, 1979 ; Hesse and Harrison, 1981 ; Brooks *et al.*, 1984) ;
- dans la Mer Noire (Yefremova and Zhizhchenko, 1974) ;
- dans le Golfe du Mexique, directement l'affleurement sur le fond de l'eau (Sassen *et al.*, 2001) ;
- Sur la marge Nord Californienne, dans le bassin de la Eel River (Brooks *et al.*, 1991) ;
- au niveau du point triple du Chili (Brown *et al.*, 1996) ;
- sur la marge du Nigeria (Brooks, 1999) ;
- sur les marges de Vancouver et de l'Oregon, pendant le Leg ODP 146 (Hovland *et al.*, 1995) ;
- en mer d'Okhotsk, entre 600 et 1000 m de bathymétrie (Ginsburg *et al.*, 1993) ;
- dans le lac Baikal, (Kuzmin *et al.*, 1998) ;
- dans le bassin du Congo, pendant les Missions Zaiango (1998-2000) ;

Lorsque les hydrates ont pu être conservés, ils se présentaient sous la forme de nodules massifs (*Figure 2.34*) ou d'éléments plus petits dispersés dans le sédiment (Ginsburg *et al.*, 1993). La taille de ces agrégats varie de quelques millimètres 10 -15 cm (Suess *et al.*, 1999). Pour les nodules les plus gros, leur diamètre correspond celui de la carotte, suggérant que le niveau d'hydrates a une épaisseur de 10-15 cm, mais que son extension latérale est beaucoup plus importante. Les hydrates ont été préférentiellement observés dans des niveaux silto-sableux intercalés entre des niveaux d'argile beaucoup plus imperméables (Brooks *et al.*, 1991).

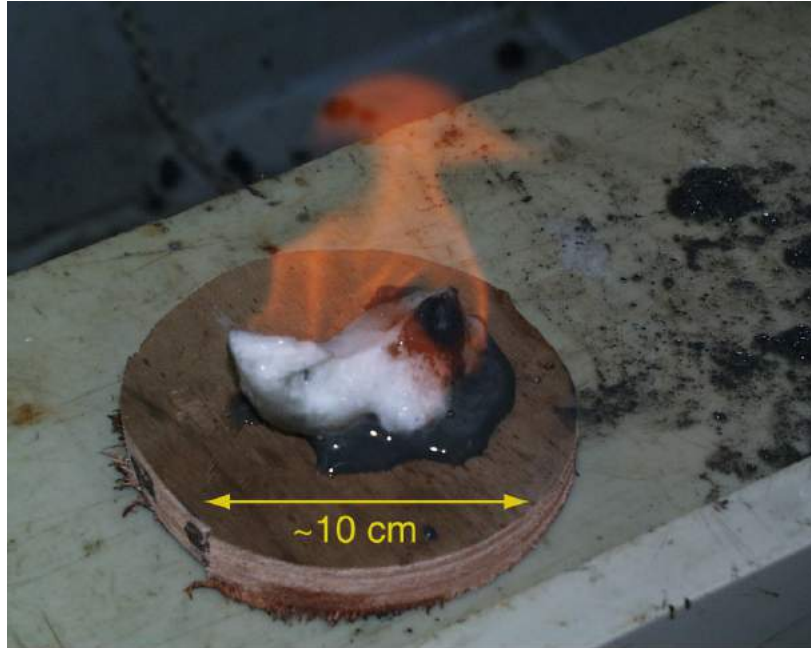


Figure 2. 34 : Nodule massif d'hydrates échantillonné dans la carotte KZR\_42 dans le bassin du Congo, pendant la campagne ZAIROV. A la pression ambiante, les hydrates se dissocient libérant une grande quantité de méthane, gaz combustible !

### **3.5.3 Les causes de la dissociation des hydrates**

#### **a. Les causes événementielles et/ou ponctuelles**

En raison de la profondeur à laquelle les hydrates sont stables, ils ne sont pas sensibles aux variations de températures saisonnières ou aux tempêtes qui affectent surtout les eaux de surface et l'environnement proche de la côte. Les événements catastrophiques comme les impacts de météorites dans l'océan et les tsunamis associés, le volcanisme sous-marin, une charge sédimentaire brutale (issue d'un glissement gravitaire par exemple) ou les changements majeurs de circulation océanique sont susceptibles de modifier les conditions au fond de l'eau et de produire une déstabilisation des hydrates à l'échelle locale, voire régionale (*Figure 2.35*). Nous verrons à travers cette étude que d'autres phénomènes comme de larges érosions, la mise en place de diapirs de sel ou la migration de fluides plus profonds peuvent également dissocier les hydrates et produire de grandes quantités de gaz qui vont migrer vers la surface (Bagirov and Lerche, 1997).

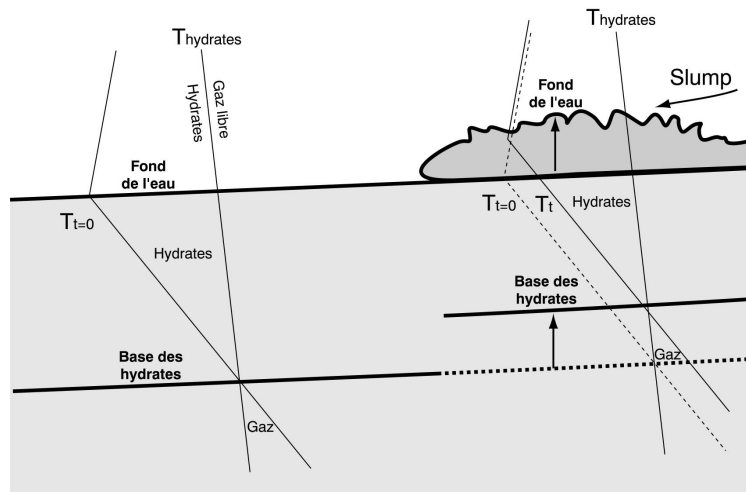


Figure 2. 35 : Sch ma repr se ntant la dissociation des hydrates par la base dans le cas d'un v nement brutal comme le d pôt d'un slump (modifi a prs McIver (McIver, 1982) et Rempel (Rempel and Buffet, 1998)).

De façon plus g n rale, dans les bassins à forts taux de s d imentation, le r a justement permanent de la base des hydrates va g n r suffisamment de gaz libre pour permettre l'apparition d'un BSR (Pecher *et al.*, 1998 ; Von\_Huene and Pecher, 1999). Inversement, dans les bassins à forte subsidence, tout le gaz libre disponible est imm d iatement pi g en pha se solide à mesure que la base des hydrates s'abaisse. Il n'y a alors plus assez de gaz libre pi g sous les hydrates pour permettre l'apparition d'un BSR. Ces observations ont une forte implication sur la compr hen sion des environnements de d pôt, car lorsque le BSR est largement visible, cela signifie que le bassin est plutôt stable et que les taux de s d imentation sont relativement importants.

### b. Les changements d'ordre global

Les changements climatiques globaux, à travers leur influence sur le niveau eustatique, peuvent modifier les conditions de temp rature et de pression au fond des oc ans (Haq, 1993). Par exemple, un r chauffage des eaux de fond peut dissocier 10 à 100 m d'hydrates en quelques centaines d'ann e s (MacDonald, 1990). L'alternance de p riodes glaciaires-interglaciaires depuis l'Oligocène inf rieur a provoqu e s variations importantes et très rapides du niveau de la mer. Pendant les p riodes glaciaires, la baisse brutale du niveau marin provoque une chute de pression, et dans une moindre mesure une augmentation de la temp rature des eaux de fonds, qui peuvent dissocier les hydrates (Figure 2.36). Cette dissociation entraîne une augmentation du volume de gaz libre sous les hydrates (Sain *et al.*, 2000), qui peut conduire à une surpression et à la fracturation permettant à ces fluides de s' chapper.

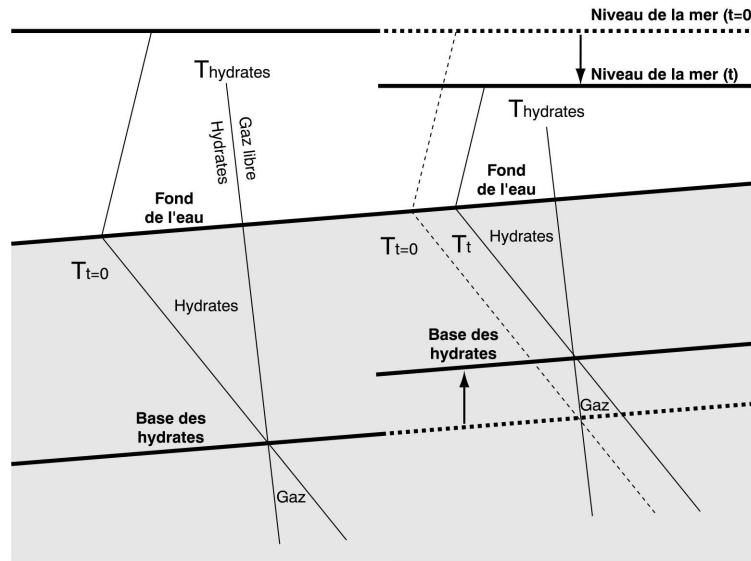


Figure 2. 36 : Sch ma illustrant la dissociation des hydrates dans le cas d'une baisse brutale du niveau marin qui peut être due aux alternances glaciaires-interglaciaires pendant la période Ice-house (modifié après McIver (McIver, 1982) et Rempel (Rempel and Buffet, 1998)).

### c. L'impact de la dissociation des hydrates

Le changement de température abaisse la température à la base de la zone de stabilité des hydrates, ce qui augmente localement le gradient géothermique en créant un gradient inverse plus important entre le fond de l'eau et la base des hydrates. La dissociation commence ainsi par la base de la zone de stabilité et produit une importante quantité de gaz libre qui s'ajoute au gaz libre déjà présent sous les hydrates et à celui qui continue à migrer depuis les séries plus enfouies. Dans les modèles de McIver (McIver, 1982), la fusion des hydrates sur la pente des marges continentales entraîne la formation de bulles de gaz dans les pores augmentant la pression interstitielle. Ainsi, une accumulation de gaz sous les hydrates peut conduire à un bombement des séries sédimentaires, à la fracturation, à la liquéfaction, à un chappement catastrophique vers le fond de l'eau, et à des instabilités de pente (Hovland, 1989 ; Carpenter, 1981 ; Hovland, 1992 ; Maslin *et al.*, 1998 ; Kennett and Fackler-Adams, 2000 ; Cochonat *et al.*, 2002) (Figure 2.37).

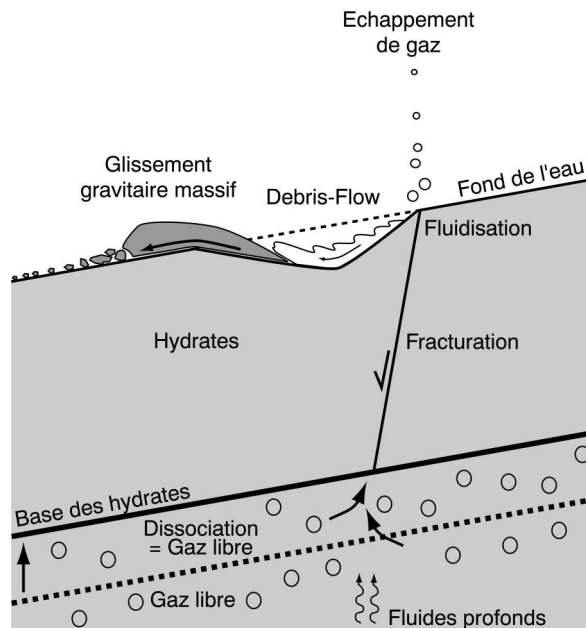


Figure 2. 37 : Schéma décrivant les effets de la dissociation des hydrates. L'occupation des pores par du gaz engendre une surpression sous les hydrates qui peut conduire à leur fracturation et à la liquéfaction des sédiments. Le gaz a ainsi la possibilité de remonter vers la surface entraînant des instabilités gravitaires sur le fond de la mer (modifié à partir de McIver (McIver, 1982) et Bouriak (Bouriak *et al.*, 2000)).

D'autre part, une dissociation massive d'hydrates peut conduire à un changement climatique majeur car le méthane est un puissant gaz à effet de serre. Un tel événement a déjà été reconnu au Paléocène et est étroitement corrélé avec les valeurs isotopiques du carbone mesuré dans des sédiments de cette période (Dickens *et al.*, 1997a).

Dans la zone étudiée sur la pente du bassin du Congo, aucun glissement gravitaire n'a été identifié sur le fond de la mer actuel, hormis au pied de l'escarpement angolais. Cela suggère soit que l'environnement sédimentaire (nature des sédiments, pente locale...) ne s'y prête pas, soit qu'aucun échappement catastrophique n'a eu lieu récemment dans cette zone, assurant une certaine stabilité de la pente.

## 4 CONCLUSION :

Nous avons vu travers ce chapitre que le bassin du Congo, localisé sur la marge Ouest-Africaine, était un terrain d'étude idéal pour comprendre le rôle joué par les fluides dans un contexte de marge passive.

Tout d'abord, nous avons pu identifier qu'un changement climatique global l'Oligocène inférieur est l'origine de l'empilement de deux super-unités stratigraphiques caractérisées par des environnements de dépôt la dynamique très différente. Le glissement gravitaire de cette épaisse couverture sédimentaire sur un niveau d'évaporites déposées au moment de l'ouverture océanique structure la marge en trois compartiments (extensif, de transition et compressif). La fracturation ainsi engendrée par les mouvements holocinétiques représente un chemin idéal pour les fluides. D'autre part, la nature des dépôts est variable la fois dans le temps, c'est à dire verticalement, et dans l'espace. Nous verrons par la suite que les dépôts grossiers, comme les chenaux, ont une porosité qui va faciliter le stockage provisoire des fluides, tandis que les dépôts plus fins, et donc plus imperméables, seront un frein la migration des fluides.

Ensuite, nous avons caractérisé la nature des différents fluides présents sur les marges continentales matures, et plus particulièrement dans le bassin du Congo. La nature de ces fluides dépend essentiellement de la profondeur laquelle ils ont été produits. Les processus thermiques, chimiques ou biologiques qui génèrent ces fluides (ou qui les transforment) laissent une empreinte que les outils modernes, comme la géochimie, permettront d'identifier.

Enfin, les conditions thermodynamiques au fond des océans sont favorables la formation d'hydrates, solides cristallins composés d'eau et de gaz, qui se développent dans la partie superficielle de la couverture. Nous allons voir qu'ils tiennent une place importante dans la migration des fluides, puisqu'ils jouent la fois le rôle d'écran et le rôle de réservoir.

La dissociation des hydrates (réaction endothermique) est beaucoup plus rapide que leur formation (Chen and Yapa, 2001), ce qui peut conduire un état de déséquilibre permanent des hydrates dans la pile sédimentaire. Cet état de déséquilibre pourrait être alors le témoin d'érosions ou de déformations dont il serait possible d'apprécier la cinétique travers la réaction de dissociation ou de formation des hydrates.





## **CHAPITRE III**

# **LES EVIDENCES DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES : ETAT DES CONNAISSANCES ET APPLICATION AU BASSIN DU CONGO.**



**Moule méthanotrophique fixée sur un tube de vers Vestimentifère.**

## 1 INTRODUCTION

De nombreuses dépressions circulaires à allongées, de taille métrique à pluri-hectométrique, ont été décrites sur le fond de l'eau de nombreux océans à travers le monde. La marine Néo-Zélandaise, la première, affirmait dans un communiqué de 1954 avoir vu des « trous » à faible bathymétrie (Hydrographic-Branch, 1954). Leur densité et leur forme évoquaient des cratères causés par un impact et une des premières interprétations proposait une origine due à la chute de météorites lorsque les baisses eustatiques découvraient le plateau continental pendant les périodes glaciaires. L'exploration des océans, qui subit un véritable essor après la deuxième guerre mondiale, permit de mettre en évidence que de telles dépressions pouvaient se développer à des bathymétries non compatibles avec une émergence lors des baisses eustatiques. Il fallut donc attendre les années 70 pour que King et McLean (1970) introduisent la notion de pockmarks pour décrire ces dépressions, souvent associées à des anomalies acoustiques sur le fond de l'eau et dans la colonne sédimentaire dues à la présence de gaz. Ces pockmarks ont alors été interprétés comme étant la trace d'expulsions de fluides sur le plancher océanique. Bien que la présence de gaz dans les sédiments marins soit connue depuis longtemps, le manque d'approches multidisciplinaires n'a pas encore permis de bien comprendre qu'elle était la place des fluides sur les marges.

Nous allons voir dans ce chapitre que l'utilisation simultanée de l'imagerie du fond de l'eau, des profils de sismique 2D haute résolution et surtout de la sismique 3D pétrolière, couplée à des analyses géochimiques et minéralogiques d'échantillons prélevés *in situ* grâce aux carottages et aux plongées par submersible représente une approche intégrée novatrice qui va nous permettre de caractériser les sorties de fluides sur le plancher océanique des marges matures et de mieux comprendre le rôle essentiel des fluides dans les processus de compaction et les processus post-dépôt.

## **2 ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES MARQUEURS DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES**

### **2.1 LES CHEMINÉES ET LES POCKMARKS**

#### **2.1.1 Historique et environnement des sorties de fluides**

Depuis les années 1970, l'amélioration des outils d'imagerie du fond marin, a permis d'obtenir des images à la résolution accrue. Durant la campagne d'imagerie de la plateforme cossaise en Mer du Nord, King et MacLean (1970) ont identifié, sur l'enregistrement de leur sonar à balayage latéral, de nombreuses dépressions circulaires qu'ils ont appelées « pockmarks » (littéralement en anglais : marque de petite vole) en raison de l'aspect grêlé que donnaient ces dépressions sur le fond de l'eau. Les pockmarks se développent plutôt dans des sédiments à grains fins, dans un environnement de type pélagique à hémipélagique. Depuis cette première campagne de reconnaissance, des pockmarks ont été identifiés dans de nombreux océans à travers le monde, à des bathymétries allant de 30 m jusqu'à plus de 3500 m :

- **sur des marges passives**, principalement, comme en mer du Nord (Hovland, 1981 ; Hovland *et al.*, 1984), sur la marge cossaise (Josenhans *et al.*, 1978), sur la plateforme canadienne (Fader *et al.*, 1982 ; Fader, 1991), dans le golfe du Mexique (Sieck, 1975), en mer de Chine (Platt, 1977), en mer de Bering (Nelson *et al.*, 1979), en mer Baltique (Werner, 1978 ; Whitticar and Werner, 1981 ; Solheim and Elverhoi, 1993), dans le golfe de Cadix (Baraza *et al.*, 1999), dans les mers du Vietnam (Traynor and Sladen, 1998), en mer de Nouvelle-Zélande (Nelson and Healy, 1984), dans le golfe du Maine (Scanlon and Knebel, 1989 ; Kelley *et al.*, 1994), dans le golfe d'Arabie (Ellis and McGuinness, 1986 ; Uchupi, 1992) ;

Ces différentes observations sont souvent réalisées dans des provinces pélagiques où l'exploration des fonds océaniques est beaucoup plus développée. Pourtant des pockmarks ont été identifiés dans d'autres contextes :

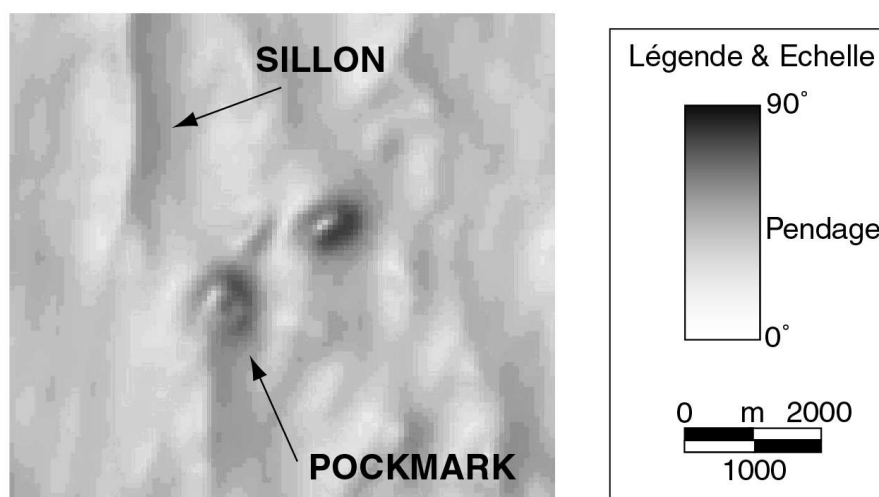
- **dans des lacs**, comme les Grands Lacs (Berkson and Clay, 1973 ; Flood, 1984), ou le lac Rotoiti (Pickrill, 1993) ;

- **dans des bassins en contexte tectonique actif**, comme dans le bassin méditerranéen [Newton, 1980 (May) #36], (Hasiotis *et al.*, 1996 ; Soter, 1999), sur la marge du Costa Rica (Ruppel and Kinoshita, 2000), sur la marge du Prou, ou dans la zone de la faille de San Andrés (Orange *et al.*, 1999) ;

- **dans des environnements deltaïques**, comme le delta de l'Orinoco au Venezuela (Butenko and Barbot, 1979).

## **2.1.2. Caractères morphologiques des pockmarks et des sillons**

Les pockmarks sont des dépressions circulaires ou sub-circulaires avec des diamètres pluri-métriques à pluri-hectométriques (le plus gros observé aujourd'hui fait 900 m de diamètre). Leur profondeur varie de 1 m à près de 40 m, généralement proportionnelle à leur diamètre. Les pockmarks peuvent être isolés ou regroupés dans des zones de plusieurs kilomètres carrés (Hovland and Judd, 1988).



**Figure 3. 1 : Carte DIP du fond de la mer dans le bassin du Congo. L'expulsion des fluides laisse une empreinte sur le fond matérialisée par : 1) des dépressions circulaires appelées pockmarks dans le cas d'un flux important localisé et 2) des dépressions rectilignes appelées sillons dans le cas de l'expulsion des fluides issus de la compaction progressive des sédiments.**

Les sillons sont des dépressions rectilignes de quelques mètres à plusieurs kilomètres de long pour seulement quelques mètres de profondeur. Ils sont souvent orientés perpendiculairement à la ligne de plus grande pente et les premières interprétations suggéraient que leur formation était due à un fluage de la couverture sédimentaire. Nous verrons par la suite que leur orientation dépend de l'état de contrainte de la colonne sédimentaire et que leur formation est due à l'expulsion des fluides interstitiels venant des séries sous-jacentes peu enfouies. Ils représentent donc aussi un marqueur de l'expulsion de fluides sur les fonds marins.

## **2.1.3. Genèse des pockmarks**

Le problème de la formation des pockmarks reste entier aujourd'hui. La formation de dépressions dans des sédiments meubles des fonds marins a été attribuée à deux phénomènes majeurs, une érosion et une explosion.

La première hypothèse invoque une interaction entre les échappements de fluides et des courants de fond : le flux de fluides montant trouble les sédiments qui sont remis en suspension et balayés par les courants de fond (Figure 3.2) (Josenhans *et al.*, 1978). Le flux

de fluides sortants peut être deviné par ces courants, induisant une érosion différentielle sur les bordures des pockmarks, ce qui peut expliquer la différence de pente observée sur de nombreux pockmarks. La morphologie des pockmarks pourrait alors servir d'indicateur de la direction des courants de fond.

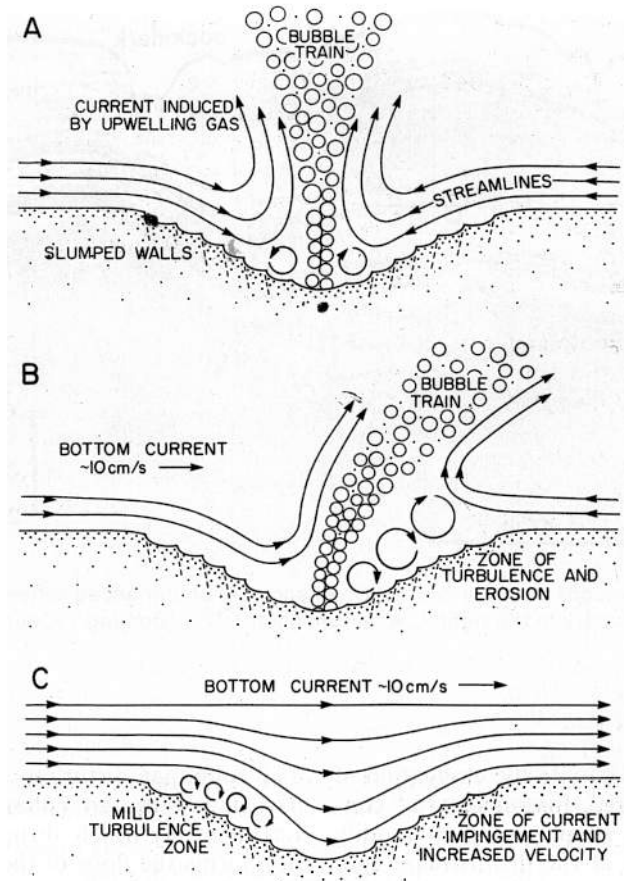


Figure 3. 2 : Modèle de formation des pockmarks d'après Josenhans (Josenhans *et al.*, 1978). Les courants de fond sont devinés par le flux sortant de fluides et érodent le fond en remettant en suspension les sédiments.

La deuxième hypothèse considère que les fluides sont d'abord piégés sous les pockmarks faisant augmenter la pression interstitielle et induisant un bombement de la couverture. Lorsque la pression atteint le seuil de rupture, il y a explosion, expulsion des fluides et effondrement des sédiments sus-jacents (Figure 3.3) (Hovland and Judd, 1988 ; Hovland, 1992a). Cet effondrement crée une dépression sur le fond dont le diamètre et la profondeur sont proportionnels à la quantité de fluides expulsés.

A la fin de ce chapitre, nous verrons qu'il existe une alternative à ces deux phénomènes. Dans ce cas, le flux sortant de fluides ne permet pas aux sédiments de se déposer ou repousse les sédiments vers l'extérieur de la colonne de fluides ascendants et une dépression se forme sur le fond de l'eau par différentiel de sédimentation. Il s'agit d'une hypothèse beaucoup moins catastrophique que celle proposée par Hovland (1988).

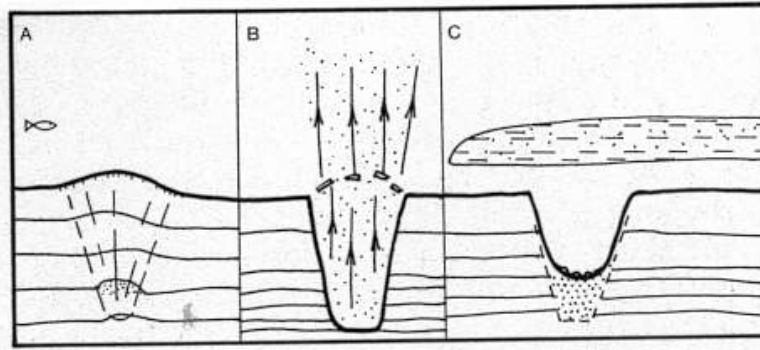


Figure 3. 3 : Modèle de formation des pockmarks d'après Hovland (Hovland and Judd, 1988). L'accumulation de fluides dans les sédiments superficiels provoque une augmentation de la pression interstitielle et un bombement des séries. Lorsque la pression atteint le seuil de rupture, il y a explosion, échappement des fluides, remise en suspension des sédiments et effondrement, formant une dépression sur le fond.

## **2.1.4. Origine des pockmarks et structures enfouies associées**

La répartition des pockmarks sur le fond de l'eau a été considérée, pendant longtemps, comme assez aléatoire. Ceci était principalement lié au manque de données qui ne permettait pas d'avoir une vision spatiale de leur répartition. Cependant, dans de rares cas, des pockmarks alignés ont suggéré qu'un contrôle structural plus profond pouvait guider les fluides à travers la colonne sédimentaire et donc contrôler l'organisation des pockmarks sur le fond de la mer (Eichhubl *et al.*, 2000). Ces pockmarks alignés ont donc été associés à plusieurs structures enfouies comme :

- **des érosions glaciaires sous-marines** de type moraines (Josenhans *et al.*, 1978 ; Whiticar and Werner, 1981 ; Kelley *et al.*, 1994 ; Barnhardt *et al.*, 1997) ;
- **des surfaces structurales** le long du socle (Shaw *et al.*, 1997) ;
- **des linéaments tectoniques** (Söderberg and Flöden, 1991 ; Söderberg and Flöden, 1992 ; Rise *et al.*, 1999) ;
- **des diapirs**, dont la remontée fracture la couverture sédimentaire initiant des drains pour les fluides (Taylor *et al.*, 2000) ;
- **des failles** (Papatheodorou *et al.*, 1993 ; Boe *et al.*, 1998 ; Soter, 1999) ;
- **des anticlinaux faillés** (Papatheodorou *et al.*, 1993 ; Vogt *et al.*, 1994 ; Vogt *et al.*, 1999 ; Eichhubl *et al.*, 2000) ;

Cette organisation des pockmarks sur le fond suggère que **toute les discontinuités représentent des drains potentiels** pour la remontée de fluides, et que la simple diffusion à travers la colonne sédimentaire ne peut pas expliquer de telles structures (Abrams, 1992 ; Brown, 2000). La migration des fluides sera donc plus aisée le long de toutes ces discontinuités (Abrams, 1996 ; Orange *et al.*, 1999). Nous verrons par la suite que la répartition des pockmarks sur le fond de la mer est toujours contrôlée par la structuration de la couverture sédimentaire ou les objets qu'elle contient.

## 2.2 LES MECANISMES D'EXPULSION DE FLUIDES

Les mécanismes de migration des fluides à travers la couverture sédimentaire sont encore mal connus à ce jour. Les différentes études s'accordent pour dire que deux mécanismes majeurs gouvernent la migration des fluides (Wheeler, 1990 ; Davis, 1992 ; Klusman and Saeed, 1996 ; Clayton and Dando, 1996) :

1) lorsque la concentration de fluides arrive à saturation, **des bulles peuvent se former** et remonter à travers la porosité ou le long de discontinuités par simple effet de contraste de densité ;

2) lorsque la concentration en fluides n'atteint pas le seuil de saturation et qu'ils restent en solution, les fluides peuvent migrer à travers les sédiments **par diffusion**.

Cependant, pour expliquer les très fortes anomalies observées, la plupart des modèles d'échappement de fluides invoquent la nécessité que les fluides soient **issus de sédiments en surpression**. Dans les bassins sédimentaires sur marges passives, les processus qui peuvent conduire à une surpression et à l'échappement de fluides sont le dépôt rapide de sédiments fins (Harrison and Summa, 1991), l'apport sous-jacent de fluides profonds (Hedberg, 1974), ou l'expulsion de l'eau interstitielle pendant la compaction associée à la consolidation qui en résulte (Powers, 1967 ; Bitzer *et al.*, 2000). Les sédiments en surpression sont généralement imperméables ou bien ils sont scellés par une couverture imperméable. Pour que les fluides puissent être expulsés, ils doivent ouvrir un chemin à travers les sédiments sus-jacents, la plupart du temps par fracturation. Ce processus est appelé hydrofracturation. L'échappement de fluides en surpression peut amener à la précipitation de ciments dans les fractures [Sibson, 2000 #400], coupant à nouveau les fluides du système des eaux de fond et la pression augmente à nouveau jusqu'à la rouverture de la fracture existante ou en créant de nouvelles fractures (Hunt, 1990). C'est donc un **mécanisme cyclique** que l'on peut assimiler au fonctionnement des valves sismiques décrites par Sibson (1992). Cependant, la fréquence des expulsions de fluides, et donc le facteur temps, reste très mal connue à ce jour. Les modèles numériques développés depuis le début des années 90 tendent pourtant vers la même observation : les phénomènes d'expulsion de fluides issus de l'hydrofracturation sont des **vénements relativement brefs** à l'échelle des temps géologiques : les flux calculés peuvent atteindre 1000 mm/an pendant quelques dizaines de milliers d'années.

A l'heure actuelle, il est possible de calculer les variations de pression et de température dans les bassins sédimentaires, en fonction des paramètres intrinsèques des sédiments et de l'environnement géologique (Luo and Vasseur, 1992). Lors d'un événement d'expulsion, un fluide sous pression et plus chaud va remonter dans la couverture sédimentaire et créer dans celle-ci une **anomalie thermique**. Ainsi, la détection dans un pockmark d'une eau de fond plus chaude que l'eau de fond environnante, peut être un **bon indicateur d'une sortie de fluides active** comme nous l'illustrerons par la suite.

D'autre part, l'échappement de fluides sur le fond de l'eau induit des circulations de fluides interstitiels dans les sédiments, à la périphérie des conduits (O'Hara *et al.*, 1995). Cette circulation crée des cellules convectives qui permettent à l'eau de fond de pénétrer

dans les sédiments. Contrairement à toute attente, il devrait être possible d'identifier des zones « d'entrée de fluides » couplées aux zones de sortie de fluides !. Si ces circulations periphériques de fluides n'existaient pas, il y aurait rapidement pu nuire en certains éléments chimiques dans les conduits, comme en sulfates par exemple, et certaines réactions stopperaient. La plupart des observations montrent que des éléments sont toujours disponibles, ce qui suggère qu'il y a bien un mixage des fluides interstitiels à travers des cellules convectives.

Dans le bassin du Congo, l'analyse en continu de la température au cours des plongées du ROV Victor-6000 a permis de mettre en évidence que la température de l'eau de fond, à l'intérieur même d'un pockmark, pouvait atteindre localement 2.5° C, soit 1° C de plus que l'eau de fond environnante, mettant en évidence un flux sortant de fluides.

## **2.3 LES MARQUEURS D'ÉCHAPPEMENTS DANS LA COLONNE D'EAU**

### **2.3.1 Les marqueurs géophysiques**

Il est possible d'observer des **hyperboles de diffraction** sur les enregistrements de 3.5 kHz directement au-dessus des pockmarks (*Figure 3.4*) (Hovland, 1985 ; Hovland and Judd, 1988 ; Judd and Hovland, 1992 ; Dando and Hovland, 1992 ; Baraza and Ercilla, 1996). Elles ont été attribuées dans un premier temps à la présence de bulles de gaz dans la colonne d'eau à l'aplomb des sorties de fluides (Judd *et al.*, 1997). L'utilisation récente d'un sonar circulaire dans la baie d'Eckernförde a montré que des bulles de gaz pouvaient exister dans la colonne d'eau au-dessus des sorties de fluides (Jackson *et al.*, 1998 ; Anderson *et al.*, 1998). Ce nouvel appareil permet de détecter des bulles ayant un diamètre de 0.15 mm minimum.

Nous montrerons dans ce chapitre que certains de ces choses peuvent être interprétés différemment. Plusieurs plongées en submersible dans le bassin du Congo ont permis de mettre en évidence que les hyperboles détectées au sonar pouvaient correspondre à des **choses latentes** d'objets construits ou de masses fortement cimentées sur le fond de la mer.



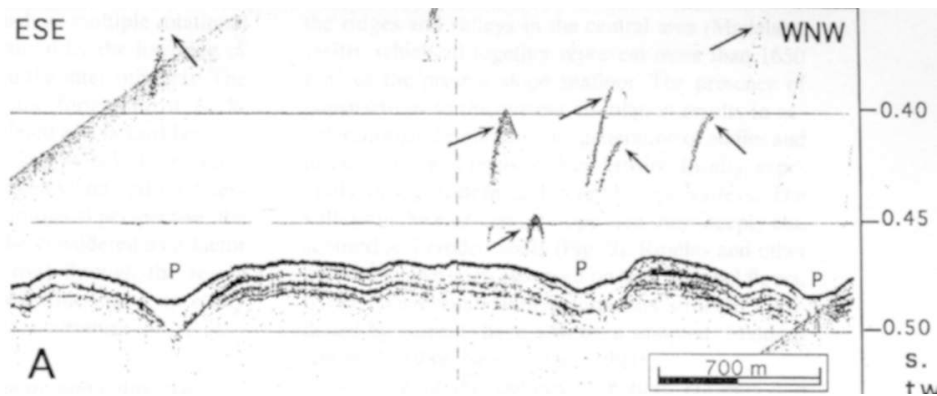


Figure 3. 4 : Profil 6 kHz haute résolution dans le Golfe de Cadix, à travers un champ de pockmarks (notés P). Les hyperboles de diffraction (pointées par des flèches) ont été interprétées comme dues à du gaz dans la colonne d'eau, d'après Baraza (Baraza *et al.*, 1999).

### **2.3.2 Les marqueurs chimiques**

La principale méthode utilisée pour mesurer la concentration en fluides dissous dans la colonne d'eau, en particulier les hydrocarbures légers et surtout le méthane, est la bathysonde. Elle permet de réaliser une vingtaine de prélèvements d'eau afin d'obtenir **un profil de concentration vertical**. Ces mesures permettent d'établir si le profil vertical à travers un panache de méthane à partir de concentrations anormalement élevées par rapport au bruit de fond océanique (Tsunogai *et al.*, 1998). Il est pourtant difficile de déterminer si la source se localise à la verticale du profil sans des **données précises de courantologie**. Il est possible, en effet, de détecter un panache poussé par les courants et dont la source peut être très lointaine (parfois plus de 10 km) (Suess *et al.*, 1999). Il existe également la possibilité de réaliser un maillage serré dans une zone donnée, comme cela a déjà été testé par exemple en Mer du Nord (Faber and Stahl, 1984), sur la marge Californienne (Sigalove and Pearlman, 1975) ou sur la marge du Texas (Brooks *et al.*, 1979).

Plusieurs campagnes de prélèvements d'eau au-dessus du site d'échappements de fluides de Coal Oil Point, dans le chenal de Santa Barbara en Californie, ont permis de caractériser des panaches de méthane, d'éthane et de propane dans la colonne d'eau (Clark *et al.*, 2000), dont la forme dépend exclusivement des courants marins présents dans la zone. Les concentrations de méthane, en particulier, atteignent 1300 nMol/l avec un maximum de 5200 nMol/l. Le nombre très important de mesures réalisées à diverses profondeurs et sur une surface allant bien au-delà de la zone de sortie de fluides a montré que 25 à 60% du méthane mis est dissous pendant son transit dans la colonne d'eau.

## **24 LA CARACTERISATION DES ECHAPPEMENTS SUR LE FOND DE LA MER**

### **24.1 Propriétés acoustiques des sorties de fluides sur le fond de la mer : Les sillons et les pockmarks**

La nature des sédiments de subsurface jouent un rôle prépondérant dans la modification des différents signaux sismiques ou acoustiques. Les sédiments hémipélagiques de pente sont généralement homogènes à l'échelle d'un profil sismique et servent donc de référence pour le traitement de l'imagerie fond de mer. Les dépressions ou les reliefs sur le fond, les objets « durs », la présence de gaz dans les sédiments superficiels représentent autant de paramètres qui sont susceptibles de perturber les signaux sismiques ou acoustiques (Hovland, 1992b ; Max *et al.*, 1992 ; Söderberg and Flodén, 1997).

Les outils les plus couramment utilisés sont : le sondeur 3.5 kHz, le sonar à balayage latéral, le sondeur multifaisceaux, le SAR ou le PASISAR, la sismique 2D classique, et plus récemment la sismique 3D (Judd and Hovland, 1992). La détection des sorties de fluides à partir de l'utilisation d'un seul de ces outils n'est pas exhaustive. Dans le bassin norvégien, par exemple, seulement 46% des pockmarks ont été identifiés grâce au sondeur de sédiments (Hovland, 1982). A cause de la pénétration du signal dans les sédiments, cela signifie peut-être que ces pockmarks libèrent des fluides actuellement ou qu'ils ont fonctionné, les autres, qui ne signent pas sur l'imagerie fond de mer, étant beaucoup plus anciens.

Nous ne décrivons ici que les outils que nous avons couramment utilisés dans cette étude, l'imagerie issue de la sismique 3D et l'imagerie issue du sondeur multifaisceaux.

L'imagerie issue de la sismique 3D permet de mettre en évidence des anomalies d'amplitude sur le fond de l'eau au niveau des pockmarks. Une anomalie positive par rapport aux sédiments environnants signifie qu'un objet dur est présent sur le fond de l'eau ou est enfoui légèrement. Par contre, une anomalie négative signifie que les sédiments sont chargés en gaz (Heggland, 1998). Il faut toutefois prendre avec précautions les informations d'amplitude tirées de la sismique 3D, car en raison des grandes fenêtres d'égilisation appliquées pendant le traitement du bloc sismique (jusqu'à 1000 ms dans la zone Congo), il est possible de voir une anomalie qui est en réalité enfouie.

Les sondeurs multifaisceaux permettent d'obtenir des cartes bathymétriques, mais aussi des cartes de réflectivité du fond. La réflectivité est un attribut qui intègre plusieurs paramètres comme la pente, la dureté ou la rugosité. Dans le cas des sorties de fluides, la présence de communautés chimiosynthétiques, parfois associées à des précipitations massives d'encroûtements carbonatés, comme nous allons le voir à travers ce chapitre, va fortement perturber le signal du multifaisceaux et créer une anomalie positive de réflectivité sur le fond. Cependant, le signal du multifaisceaux EM12 que nous avons utilisé a une pénétration potentielle de 10 m environ. Dès qu'il rencontre un objet, il est réfléchi et « enregistre » une anomalie, ce qui implique qu'une anomalie de réflectivité peut être enfouie entre 0 et 10 m sous le fond de l'eau. L'utilisation plus récente du sondeur multifaisceaux

EM300, dont le signal a une p n tration de quelques cm seulement, devrait permettre de mieux caract riser le fond de l'eau.

## **2.4.2. Les marqueurs chimiques et thermiques**

### **a. Les concentrations en m thane, l'alcalinité et la température des eaux de fond**

Il est possible, à partir de submersibles, de collecter des échantillons d'eau près du fond. Les analyses en m thane dissous montrent des concentrations variables qui sont fonction du flux sortant de m thane. Ces concentrations peuvent varier **de quelques n/l** (représentant le bruit de fond océanique) **plus de 15000 n/l** (flux sortant de m thane exceptionnel). Comme nous le verrons par la suite, pour des sorties de fluides dites « classiques », ces concentrations en m thane dissous sont plutôt comprises entre 100 et 5000 n/l. Le fait de pouvoir mesurer des concentrations en m thane anormalement élevées dans l'eau de mer signifie que tout le m thane n'a pas été consommé par les bactéries. La concentration mesurée représente donc **le méthane restant** et la quantité de fluides migrant à travers la colonne sédimentaire est donc certainement beaucoup plus élevée (à condition que les bactéries soient présentes) (Hovland and Judd, 1992).

De nombreuses campagnes de géochimie ont tenté d'établir un maillage sur une zone donnée afin de pré-localiser les zones de sorties de fluides. Les analyses sont réalisées sur des échantillons d'eau prélevés près du fond de l'eau, le long d'un transect. En raison souvent de la méconnaissance des courants marins au fond des océans, il peut être dangereux de vouloir interpréter ces données en terme de sorties de fluides uniques. En effet, il est tout à fait possible que la concentration mesurée soit le résultat du **mixage entre** du m thane issu de **plusieurs sources**.

Cependant, des mesures continues de température des eaux de fond montrent que dans les zones de sorties de fluides, **la température peut être de 1 à 2 °C supérieure** à l'eau de fond environnante (Vogt *et al.*, 1999 ; Kobayashi, 2002). L'alcalinité montre également de fortes anomalies positives dans l'eau près du fond au niveau des zones de sortie de fluides (Aharon *et al.*, 1992a). Il serait donc intéressant d'essayer de coupler les analyses de m thane sur le fond avec les mesures de température, pour mieux contraindre la localisation des sorties de fluides, comme cela a déjà été réalisé en Mer de Chine, dans le cas de sorties de fluides associées à un diapir (Xie *et al.*, 2001).

### **b. Les sulfates comme marqueurs de l'expulsion de fluides**

Les analyses réalisées sur des échantillons de carottes sur des sites avérés d'écoulements de gaz et d'huile dans le Golfe du Mexique montrent une **concentration en sulfates extrêmement faible** (inférieure à 0.3 mMol/L) par rapport aux eaux de fond environnantes (28.9 mMol/L) (Aharon and Fu, 2000). Cette faible concentration confirme la consommation de sulfates à travers la réaction d'oxydation du m thane et de réduction des

sulfates qui s'opèrent près du fond de l'eau. Nous allons voir que cette observation est confirmée par des mesures réalisées verticalement dans les sédiments superficiels et qui indiquent un flux montant de fluides, surtout du méthane.

### c. Le fractionnement isotopique du soufre et de l'oxygène

La réduction des sulfates par les bactéries est un processus biochimique complexe qui est plus rapide pour  $^{32}\text{S}^{16}\text{O}_4^{2-}$  que pour  $^{34}\text{S}^{18}\text{O}_4^{2-}$  car l'énergie nécessaire pour casser les liaisons  $^{32}\text{S}-^{16}\text{O}$  est moins importante que pour  $^{34}\text{S}-^{18}\text{O}$  (Harrison and Thode, 1958 ; Mizutani and Rafter, 1969). Ce comportement discriminatoire des bactéries est donc la cause d'un fractionnement qui contribue à l'**enrichissement en  $^{34}\text{S}$  et en  $^{18}\text{O}$  dans les sulfates résiduels dissous.**

Le fractionnement des isotopes de l'oxygène et du soufre est donc directement contrôlé par l'effet cinétique de la réaction d'oxydation du méthane et de réduction des sulfates et le rapport  $\frac{\delta^{34}\text{S}}{\delta^{18}\text{O}}$  varie dans le même sens que le taux de réduction des sulfates.

## **2.4.3 Les marqueurs pétrologiques et minéralogiques**

Les sites d'échappements de fluides sont souvent caractérisés par la précipitation importante de carbonates qui construisent des dallages, des tours ou des dômes composés principalement de **calcite magnésienne, d'aragonite et de dolomite** (Hovland *et al.*, 1987 ; Ritger *et al.*, 1987 ; Roberts and Aharon, 1994 ; Ferrel and Aharon, 1994 ; Von Rad *et al.*, 1996 ; Stakes *et al.*, 1999).

La calcite magnésienne domine généralement dans les encroûtements qui forment des dallages (ou des placages) sur le fond de l'eau et représente un bon indicateur de circulation de fluides, en particulier de méthane [Jorgensen, 1992 #335], (Von Rad *et al.*, 1996). La substitution du calcium par le magnésium est facilitée par un rayon atomique du magnésium plus petit (Ferrel and Aharon, 1994).

L'aragonite représente souvent la phase carbonatée dominante dans les coquilles et les squelettes d'êtres vivants, mais aussi dans le ciment qui les lie entre eux [Jorgensen, 1992 #335], (Ferrel and Aharon, 1994).

La précipitation de la dolomite est favorisée par la productivité microbienne et apparaît préférentiellement dans la première centaine de mètres de sédiments (Pufahl and Wefer, 2001 ; et références citées). L'oxydation de la matière organique par l'activité microbienne augmente sensiblement l'alcalinité et le pH des fluides interstitiels et altère la surface des minéraux remettant en solution des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ , remobilisés immédiatement à travers la précipitation de dolomite organogénique (Vasconcelos and McKenzie, 1997). Cette dolomite se distingue de la dolomite authigénique par une forte proportion de carbone organique provenant de la dégradation microbienne *in situ*, ce qui a pour effet de diminuer sa valeur de  $\delta^{13}\text{C}$  (Froelich *et al.*, 1979). La dolomite ne coexiste

jamais avec l'aragonite, mais elle peut coexister avec la calcite magnésienne. Nous verrons par la suite que la dolomite authigénique précipite dans des environnements très particuliers.

Dans quelques cas, ces carbonates précipitent dans les sédiments sous la forme de veines ou de cheminées (Stakes *et al.*, 1999). Ces **carbonates authigéniques** précipitent à partir des bicarbonates produits lors de la réaction de réduction des sulfates et d'oxydation du méthane :



Ils représentent donc un très **bon indicateur** d'échappements de fluides sur les fonds marins. Ils apparaissent la plupart du temps au centre des échappements de fluides, que ce soit des pockmarks (Aharon, 1994), des volcans de boue (Aloisi *et al.*, 2000) ou au sommet des diapirs. Ils sont fréquemment associés à un environnement dans lequel les sédiments sont riches en matière organique (Stakes *et al.*, 1999).

### a. Propriétés minéralogiques au niveau des sorties de fluides

Les encroûtements carbonatés correspondent à des mudstones, des siltites, et plus rarement des grès, cimentés par des carbonates qui peuvent représenter 40 à 90% du poids total. La **fraction terrigène** est constituée principalement de **grains de quartz et de feldspath**. Les carbonates, surtout la dolomite, forment fréquemment une croûte autour des grains de quartz et de feldspath. Dans des environnements de marge passive grasse, la **fraction biogène** est composée de **foraminifères, de diatomées, de spicules d'éponges, de gastéropodes, de fragments de coquilles et de débris organiques**. La réaction de formation des carbonates s'accompagne souvent d'une augmentation de l'alcalinité dans les eaux interstitielles (Peckmann *et al.*, 2001).

Quelques **minéraux accessoires** sont également présents, tels des **silicates** et de la **pyrite**, issus des sulfures produits lors de la réaction d'oxydation du méthane et de réduction des sulfates en milieu anoxique (Berner, 1984 ; Commeau *et al.*, 1987 ; Von Rad *et al.*, 1996). Les grains de pyrite framboïdale sont localisés dans les microfractures et dans les espaces intergranulaires. La pyrite se forme également dans la chambre des coquilles de foraminifère et dans les frustules de diatomées. Ces grains ont un diamètre moyen de 0.25 µm et peuvent se trouver sous la forme d'aggrégats atteignant 10 µm de diamètre. Dans quelques cas, la pyrite est remplacée par des minéraux opaques d'**oxydes de manganèse**, suggérant que la nature des fluides originels est différente. Lorsque les fluides sont acides ou réduits, ils favorisent la consommation des oxydes de fer (hématite) pour former de la pyrite et de la sidérite (Schumacher, 1996). Ce processus entraîne souvent une décoloration des sédiments qui apparaissent alors blanchis. Les sulfures de fer ainsi produits peuvent ensuite évoluer vers la marcassite, la magnétite, la pyrrhotite, la greigite ou la maghémite (Schumacher, 1996 ; Kasten *et al.*, 1998). Ces minéraux sont particulièrement intéressants car ils sont magnétiques et s'orientent donc en fonction du champ magnétique terrestre au moment de leur formation. Piégés en phase solide dans des encroûtements carbonatés ou dans les hydrates (Housen and Musgrave, 1996), ils pourraient permettre de dater le moment de leur formation.

La production de  $\text{CO}_2$  et de  $\text{H}_2\text{S}$ , issus de la réaction d'oxydation du méthane et de la réduction des sulfates, contribue à la formation de **sédiments réduits**. Cet environnement est généralement acide, favorisant d'une part l'altération des feldspaths qui se transforment en argiles et d'autre part la transformation de l'illite stable en kaolinite (Schumacher, 1996).

### b. Propriétés isotopiques des encroûtements carbonatés

**Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des encroûtements carbonatés** sont contrôlées par la minéralogie des échantillons, la température de formation et la composition isotopique des fluides interstitiels. Ainsi, dans les environnements d'écoulements de fluides froids, la calcite précipite en équilibre avec l'eau de fond environnante ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} = 0 \pm 0.2\text{‰}$ ). La dolomite présente des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de 3‰ supérieures à celles de la calcite. La calcite magnésienne, quant à elle, a des valeurs intermédiaires pour une même température de précipitation (Land, 1983), (Aharon, 1994). Cela signifie qu'un fractionnement isotopique s'opère lors de la précipitation de la dolomite et de la calcite magnésienne et que les carbonates sont enrichis en  $^{18}\text{O}$  par rapport à l'eau de mer et aux fluides interstitiels. Cet enrichissement montre que la réaction de réduction des sulfates par les bactéries est responsable de la précipitation de ces carbonates (Hathaway and Degens, 1968).

**Les valeurs isotopiques du carbone** contenu dans les encroûtements peuvent également permettre de déterminer l'origine des fluides qui ont conduit à leur formation (Schumacher, 1996 ; Thiel *et al.*, 2001). Le carbone contenu dans les encroûtements peut provenir du méthane biogénique ( $\delta^{13}\text{C} < -65\text{‰}$ ) ou thermogénique ( $\delta^{13}\text{C} = -30$  à  $-50\text{‰}$ ), du carbone organique sédimentaire ( $\delta^{13}\text{C} = -20\text{‰}$ ) et des carbonates marins ( $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ ) (Aharon *et al.*, 1997). En raison de ces origines diverses, il est souvent très difficile de déterminer l'origine des fluides.

### c. Distribution minéralogique à l'échelle d'une zone de sortie de fluides

Plusieurs analyses de carbonates authigéniques, prélevés dans la baie de Monterey (Californie), montrent que la dolomite peut être très **hétérogène à une échelle millimétrique à centimétrique**. Les carbonates autour des grains de quartz détritiques sont souvent plus magnésiens que les carbonates dissimulés dans le ciment. Ces grains dissimulés sont interprétés comme étant le résultat de la précipitation directe depuis les fluides, tandis que les grains de dolomite entourant les grains de quartz sont issus d'une recristallisation (Stakes *et al.*, 1999).

La présence de **cheminés carbonatés** de diamètre centimétrique montre que les flux de fluides peuvent être canalisés à travers des conduits qui sont susceptibles de se boucher à mesure de la précipitation des carbonates (Stakes *et al.*, 1999).

A ce jour, aucune distribution des encroûtements n'a été proposée. À partir des plongées ROV dans le bassin du Congo et de l'Angola, nous montrerons qu'il existe une logique de répartition de ces encroûtements qui dépend de l'activité de la sortie de fluides.

## **2.4.4. Les marqueurs biologiques**

### **a. Les marqueurs paléontologiques des sorties de fluides**

Seuls des prélèvements de sédiments accompagnés d'une analyse paléontologique permettent de connaître l'origine des sédiments expulsés et donc la profondeur d'origine minimum où a dû être la migration. Ainsi, des analyses de carottes sur des pockmarks de la Blake Ridge ont montré que **les sédiments de sub-surface sont en partie allochtones**. En effet, la présence de nanoplanctons, et en particulier certaines associations de coccolites fossiles, permettent de mettre en évidence une remontée verticale de sédiments Eocène à Oligocène (Borowski *et al.*, 1999), ce qui confirme l'action mécanique de la remontée de fluides sur les sédiments le long du chemin de descente et de migration. Cette même observation a été réalisée en Norvège, au niveau de Storegga Slide, où des remontées de sédiments tertiaires ont été mises en évidence grâce aux nanoplanctons (Bouriak *et al.*, 2000). Dans des cas extrêmes, cette action de remontée de sédiments en même temps que les fluides crée **des volcans de boue** sur le fond de l'eau [Fowler, 2000 #357], (Graue, 2000 ; Kohl and Roberts, 1994), qui peuvent contenir une part importante de foraminifères correspondant aux séries traversées par le flux montant de fluides et de boue (Kohl and Roberts, 1994). Il semblerait que ce ne soit pas le cas dans le bassin du Congo, où aucun volcan de boue n'a été identifié. Nous verrons par la suite que des dômes d'une trentaine de centimètres de diamètre, identifiés dans certains pockmarks pourraient correspondre à l'absence de petits volcans de boue.

### **b. Les communautés chimiosynthétiques**

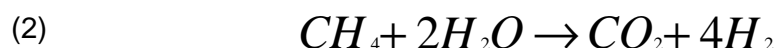
Depuis la fin des années 70, les progrès technologiques majeurs en océanographie, en particulier dans le domaine des submersibles profonds, ont permis la découverte d'une vie foisonnante résidant sur les sites d'expulsion de fluides hydrothermaux au droit des dorsales océaniques (Corliss *et al.*, 1979 ; Ballard, 1984). Les grandes circulations d'eau de mer à travers la croûte océanique en formation lessivent les basaltes et les piroditites chargeant cette eau en minéraux principalement sulfurés. Sous l'action d'un fort gradient géothermique lié à la remontée magmatique dans ces zones, cette eau sort à plus de 250°C sur le plancher océanique construisant de nombreuses structures appelées fumeurs noirs. La découverte d'une vie foisonnante associée à ces fumeurs a bouleversé notre vision de l'apparition de la vie sans photosynthèse dans un milieu hostile et toxique, utilisant la synthèse des éléments chimiques présents dans ces fluides pour se développer. On dit de ces organismes qu'ils sont chimiosynthétiques par opposition aux organismes photosynthétiques. En raison de la forte température des eaux sulfureuses s'échappant de ces fumeurs, les fluides sortant de ces sites hydrothermaux ont été appelés fluides chauds. Depuis une dizaine d'années, l'exploration croissante des fonds océaniques a mis en évidence des zones de sorties de fluides dans des **contextes de marges matures** en dehors de toute influence magmatique liée à l'expansion des fonds marins. Ces **fluides chargés en méthane et en sulfures** ont une température de 1 à 2°C supérieure à celle de l'eau de fond, et, par opposition aux fortes températures des sites hydrothermaux, ils ont été

appelés **fluides froids**. Au sortir de ces chappements, des **assemblages d'organismes chimiosynthétiques** se développent, représentant une biomasse beaucoup plus importante que celle issue des organismes benthiques installés normalement sur le fond de l'eau (Kennicutt II *et al.*, 1985 ; Carney, 1994 ; LaRock *et al.*, 1994). Ces sites particuliers sont communément appelés des oasis benthiques par analogie avec le milieu aride où l'abondance de vie dans les oasis contraste avec le désert (Laubier, 1993).

### La relation entre vents fluides et communautés chimiosynthétiques

Pour comprendre la place du méthane dans le cycle de la vie chimiosynthétique, il faut distinguer les producteurs et les consommateurs. **Les producteurs de méthane sont des bactéries** qui vivent en milieu anaérobie et que l'on appelle **bactéries méthanogéniques**. Les consommateurs de méthane sont des bactéries que l'on appelle **bactéries méthanotrophiques**. Mais il existe d'autres sources d'énergie basées sur l'hydrogène, les nitrates, l'ammonium et le fer que nous ne détaillons pas ici (Jannasch, 1984).

Les analyses de sédiments réalisés sur « l'hydrate ridge », au niveau de la marge active de Cascadia au large de l'Oregon, ont mis en évidence des bactéries *Archaea* (Boetius *et al.*, 2000) qui sont appauvries en  $\delta^{13}\text{C}$  (-124‰) ainsi que des lipides, associés aux *Archaea*, également appauvris en  $\delta^{13}\text{C}$  (-114 à -133‰). L'appauvrissement en  $\delta^{13}\text{C}$  de ces biomarqueurs lipidiques est dû à un fractionnement pendant la consommation de méthane ayant des valeurs comprises entre -62 et -72‰ (Borowski *et al.*, 1997 ; Pancost *et al.*, 2001). De plus, des acides gras longs (type iso- et ante-iso  $\text{C}_{15}$ ), abondants dans les bactéries sulfato-réductrices, ont été identifiés avec des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  comprises entre -63 et -75‰. Il semble donc que la réaction d'oxydation du méthane et de réduction des sulfates soit issue d'un **processus coopératif entre deux types de bactéries** (Figure 3.5) :



Le  $\text{H}_2$  est immédiatement utilisé par les bactéries sulfato-réductrices pour former des sulfures et de l'eau à travers la réaction de réduction des sulfates :



La somme de ces deux processus coopératifs, oxydation du méthane et réduction des sulfates, permet la consommation du méthane et des sulfates à travers la réaction suivante (Claypool and Kaplan, 1974 ; Berner, 1980 ; Aharon and Fu, 2000 ; Boetius *et al.*, 2000) :



Ce type d'interaction métabolique entre deux types de bactéries est appelé **réaction syntrophique** (DeLong, 2000), et a été mise en évidence dans de nombreux bassins ouverts ou fermés (Schouten *et al.*, 2001 ; Hinrichs *et al.*, 2000). Ces bactéries se présentent sous la forme d'agrégats de cellules composés d'un noyau central contenant environ 100



cellules coccoïdales d'Archea de 0.5  $\mu$ m de diamètre, entouré complètement ou partiellement d'environ 200 cellules de bactéries sulfato-réductrices d'un diamètre de 0.3 à 0.5  $\mu$ m, formant une carapace sur un ou deux niveaux superposés (Boetius *et al.*, 2000). L'ensemble de l'agrégat a un diamètre de 1 à 11  $\mu$ m, avec une moyenne de  $3.2 \pm 1.5 \mu$ m. Le plus petit agrégat mesuré était constitué de 1 à 3 cellules d'Archea, entourées de 1 à 3 cellules de bactéries sulfato-réductrices, représentant le stade précoce de l'association (les plus grands agrégats pouvant contenir jusqu'à 10000 cellules).

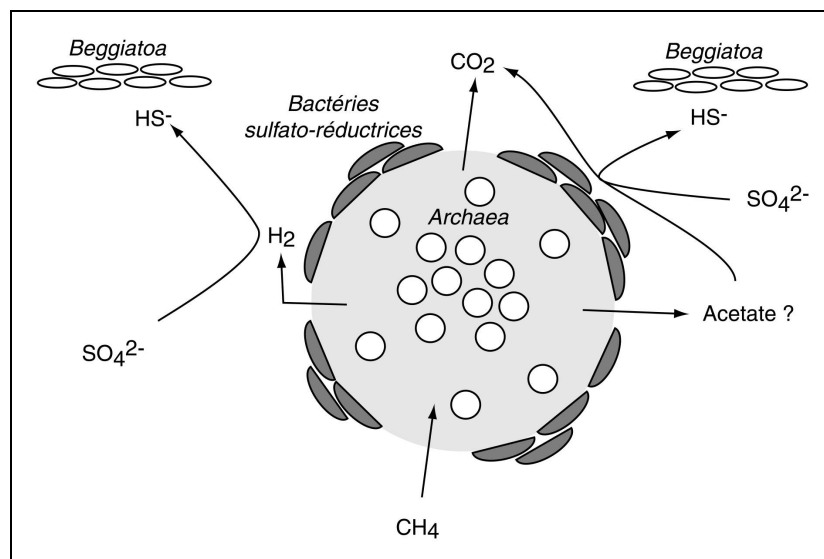


Figure 3. 5 : Schéma représentant le processus coopératif entre les Archaea (bactéries méthanotrophiques) et des bactéries sulfato-réductrices (modifié d'après (Boetius *et al.*, 2000) et (DeLong, 2000)). Les sulfures produits sont oxydés par les bactéries *Beggiatoa* qui vivent sur le fond marin des sorties de fluides.

### Les bactéries thiotrophiques et méthanotrophiques

Dans les sites d'échappements fluides, la réaction de réduction des sulfates montre que pour une mole de sulfate consommée par les bactéries, une mole de sulfure est produite. L'évolution avec la profondeur de  $H_2S$  versus  $SO_4$  devrait donc montrer une progression linéaire avec une pente égale à 1. Lorsque la pente est inférieure à 1, cela signifie que certains processus enlèvent du  $H_2S$  dissous dans les fluides interstitiels, comme la dégradation via des consommateurs thiotrophiques, principalement *Beggiatoa* (Larkin *et al.*, 1994 ; Boetius *et al.*, 2000), ou comme la précipitation de sulfures en milieu sursaturé (Aharon and Fu, 2000). Lors de la plupart des plongées réalisées sur des sites d'évents froids, les observateurs ont souvent identifié de larges **tapis bactériens** correspondant essentiellement au groupe des *Beggiatoa sp.* Ces bactéries thiotrophiques tirent donc leur énergie de l'**oxydation des sulfures** (Larkin *et al.*, 1994).

### c. Organisation spatio-temporelle des communautés au droit des échappements fluides

Dans le golfe du Mexique, tous les sites ont été colonisés, à l'origine, par une association d'espèces chimiosynthétiques appelée VBV : vers en tubes Vestimentifères, moules Bathymodiolus et clams V sicomyid s (Reilly *et al.*, 1996). D'autres espèces sont aussi systématiquement associées : clams Lucinid s (et/ou Calyptogena) et vers Pogonophores (Barry *et al.*, 1996).

**La complexité d'une association de faune semble être directement liée à l'apport en fluides, en particulier le méthane (Olu *et al.*, 1997).** Ainsi, plus l'apport est important et concentré et plus la masse bio-construite est complexe et grande (Reilly *et al.*, 1996) (Tableau 3.1).

COMPLEXITE DE LA BIOMASSE	COMPLEXITE DES HYDROCARBURES ET DES PRODUITS ASSOCIES	CONCENTRATION DES HYDROCARBURES	DISTRIBUTION SPATIALE
+++	+++	+++	Concentr
Vestimentifères	C5+, HS, H2S	●	●
V sicomyid s	C3+, HS, H2S		
Mytilid s	C1, HS, H2S		
Beggiatoa	HS, H2S		
---	---	---	Dispers

**Tableau 3.1 : Tableau illustrant la relation entre la complexité des assemblages chimiosynthétiques sur le fond de l'eau et l'apport en fluides. Plus la masse bio-construite est complexe et plus l'apport de fluides est important et concentré.**

Depuis ces premières observations, le nombre croissant de plongées sur les sites d'évents froids a permis de montrer que ces sites représentent des niches écologiques dans lesquelles s'installent trois grandes familles faunistiques (Brooks *et al.*, 1987 ; Carney, 1994 ; Vogt *et al.*, 1999) (Figure 3.6) :

- **les bactéries**, qui consomment directement les ressources en fluides ;
- **les consommateurs secondaires**, vivant sur le fond ou en suspension, qui dépendent directement des bactéries ;
- **les consommateurs primaires**, qui régulent la surexploitation des résidents.

Il existe également des espèces de foraminifères spécifiques aux zones de sorties de fluides, comme *Bolivina ordinaria*, *Gavelinopsis translucens*, *Casidulina neocarinata* dans des environnements profonds (>600 m) ou comme *Uvigerina laevis* et *Bolivina*

*subaenariensis* qui dominent sur les sites moins profonds (<600 m). Certaines de ces esp ces sont clairement associées aux lits bactériens de *Beggiatoa* et présentent donc une certaine tolérance à la toxicité des sulfures (Sen Gupta and Aharon, 1994). Il existe également un cas tout à fait surprenant dans le Golfe du Mexique où des vers, *Hesiocaeca Methanicola*, vivent directement dans les hydrates (Fisher *et al.*, 2000). De mani re générale, l'association de faune présente sur un site semble être directement dépendante de la nature (huile, gaz, H<sub>2</sub>S) et de la concentration des fluides qui s'échappent (Sassen *et al.*, 1994). D'autre part, les analyses isotopiques réalisées sur des foraminif res endémiques aux sorties de fluides peuvent permettre de reconstituer l'histoire de l'expulsion des fluides (Rao *et al.*, 2001).

Nous montrerons dans le cas du Bassin du Congo que la complexité d'une zone de sortie de fluides, d'un point de vue biologique, est directement liée à la quantité de fluides disponibles et donc au flux sortant de fluides, en particulier le méthane. Cette complexité des assemblages faunistiques présente une incidence directe sur l'imagerie du fond de la mer que nous avons tenté de calibrer.

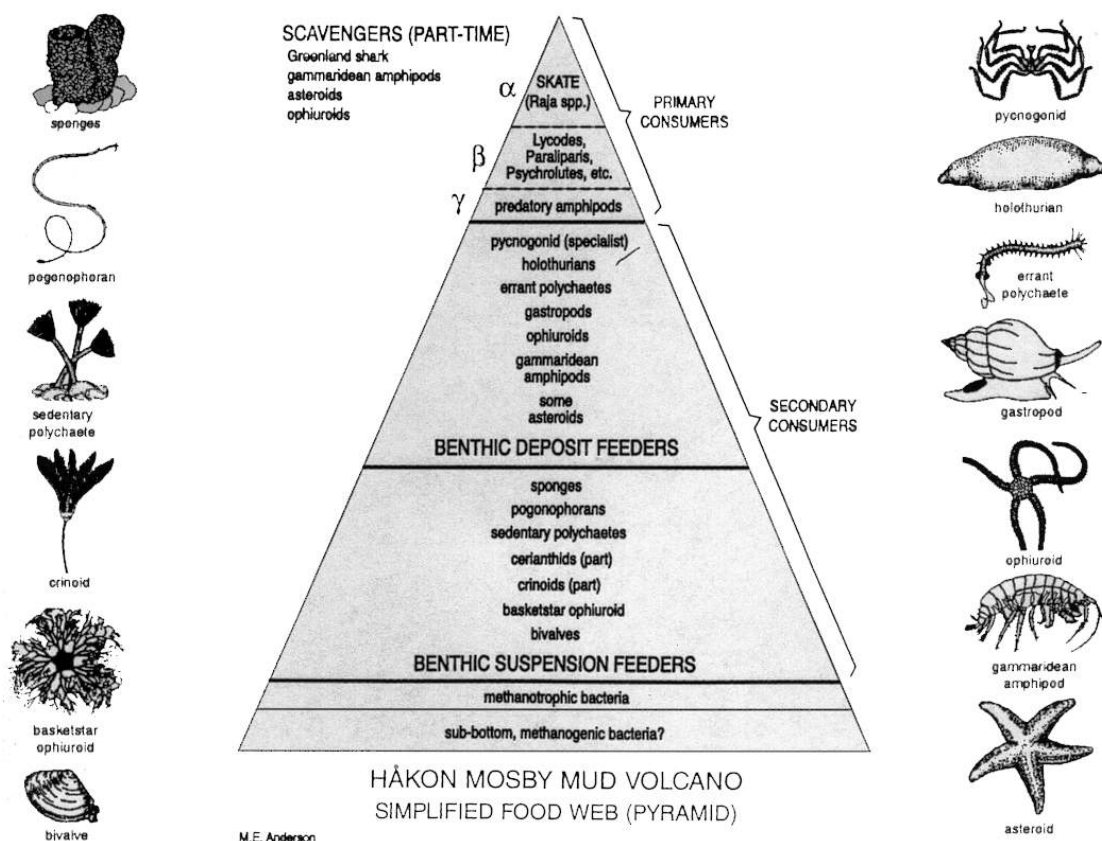


Figure 3. 6 : Diagramme pyramidal repr se ntant la chaîne trophique install e s sur le volcan de boue de Hakön Mosby (Vogt *et al.*, 1999).

#### d. La vie symbiotique

Contrairement aux moules thiotrophiques *Bathymodiolus* identifiées sur les sites hydrothermaux (Rau and Hedges, 1979), les **moules** du même type observées sur les sites

d' vents froids semblent être **associés** plutôt à **des bactéries symbiotiques méthanotrophiques** (Cary *et al.*, 1988 ; Dando *et al.*, 1991). Toutefois la présence simultanée de deux types de bactéries, thiotrophiques et méthanotrophiques, dans les branchies des moules d' vents froids a été évoquée par Fisher (1987) puis confirmée par Kennicutt (1985) grâce aux analyses isotopiques réalisées sur des bivalves prélevés sur marge de Louisiane ou sur des pogonophores et des bivalves prélevés dans le bassin de Skagerrak (Schmaljohann *et al.*, 1990). Des tâches gris-sombre à noires ont également été observées sur le fond de l'eau et elles ont été attribuées à des processus inorganiques de précipitations de sulfures ferreux. Dans ces deux cas d'utilisation des sulfures, soit par des processus chimiosynthétiques, soit par des processus inorganiques, jusqu'à 31% des sulfures produits lors de la réduction des sulfates peuvent être enlevés des fluides interstitiels.

De façon générale, les moules méthanotrophiques sont abondantes sur les sites d' échappements de méthane (thermogénique dans le cas du Golfe du Mexique) tandis que les tapis bactériens dominent sur les sites d' échappements d'huile (Aharon *et al.*, 1992b ; Sassen *et al.*, 1993). Pourtant, de récentes expérimentations en laboratoire ont montré que certaines formes d'hydrocarbures lourds pouvaient être oxydés par certaines espèces de bactéries sulfato-réductrices (Rueter *et al.*, 1994) certaines études mettent en évidence que des communautés chimiosynthétiques peuvent se développer sans utiliser directement le méthane (Juhl and Taghon, 1993). Nous en resterons sur l'idée première que la molécule de méthane étant beaucoup plus petite et simple que celle des hydrocarbures plus lourds, il est raisonnable de penser que les bactéries ont plus de facilité à l'oxyder.

### e. L'origine des fluides

Le postulat que la formation puis la dissolution des hydrates de gaz sont à l'origine des concentrations en méthane nécessaires à l'installation de communautés chimiosynthétiques peut être confirmé en comparant la distribution de ces communautés dans l'espace sur le fond de l'eau des océans modernes avec celles observées au cours des temps géologiques et avec la répartition thermique des hydrates de gaz. Dans le Golfe du Mexique, aucune communauté chimiosynthétique associée à des vents fluides n'a été trouvée à des bathymétries inférieures à 600 m, ce qui représente la limite supérieure de stabilité des hydrates. Dans d'autres régions du monde, de telles communautés ont été observées à 300m de bathymétrie mais elles étaient systématiquement situées dans des zones polaires où la pression insuffisante pour former des hydrates est compensée par des températures plus basses (Carney, 1994).

Dans le cas des bassins du Congo et de l'Angola, de telles communautés existent à des bathymétries inférieures à 600 m. Ces sites libèrent abondamment du méthane qui, à l'évidence, ne peut pas provenir des hydrates puisqu'en dehors de leur zone de stabilité. Cette observation remet en cause cette association, qui paraissait systématique, entre communautés chimiosynthétiques et hydrates. Par contre, lorsque les hydrates sont présents, ils jouent effectivement un rôle, celui de stockage intermédiaire, mais **l'origine des fluides peut être plus profonde.**

## **25 LES MARQUEURS DE LA MIGRATION DANS LA COLONNE SEDIMENTAIRE**

### **25.1. Les propriétés acoustiques dans la colonne sédimentaire**

#### **a. Les sédiments chargés en gaz**

La **pr sence de gaz** dans les s d iments a un impact très fort sur les ondes, en r du isant leur vitesse. Cette **diminution des vitesses** peut se traduire soit par une interruption des r flecteurs au voisinage de la zone charg e en gaz (zone de « wipeout ») (Hovland, 1983 ; Hovland, 1991 ; Rao *et al.*, 2001), soit par des r flecteurs de plus forte amplitude accompagn s d'une zone sourde en-dessous (« bright-spot »), soit par des r flecteurs fortement perturb s (zone de turbidit a coustique) (Premchitt *et al.*, 1992 ; Taylor, 1992 ; Yuan *et al.*, 1992 ; Papatheodorou *et al.*, 1993 ; Abegg and Anderson, 1997 ; Ergun and Cifci, 1999 ; Wever *et al.*, 1998), ou bien encore par un abaissement virtuel des r flecteurs qui sont alors positionn s plus bas que leur position r e lle (effet de « pull-down ») (Hovland *et al.*, 1984 ; Hempel *et al.*, 1994 ; Yun *et al.*, 1999). Les zones charg e s en gaz s'accompagnent g n ralement d'une inversion de phase qui permet de les identifier comme telles sans trop d'ambiguït (Anderson and Hampton, 1980). La mise en vidence d'anomalies acoustiques superficielles sur les profils sismiques est courante dans de nombreux bassins à travers le monde mais la pr sence av r e de gaz n'a t montr e que dans de très rares cas (Carlson *et al.*, 1985 ; Laier *et al.*, 1992 ; Uchupi *et al.*, 1996 ; Hagen and Vogt, 1999).

#### **b. Les cheminées de dysmigration de fluides**

Les **sorties de fluides** sont presque toujours **associ es à des anomalies acoustiques sous-jacentes** dans la colonne s d imentaire (Kvenvolden *et al.*, 1979a). Les profils sismiques montrent une zone ovoïdale verticale pluri-d cam trique de largeur toujours l gèrement inf rieur e au diamètre du pockmark sus-jacent (*Figure 3.7*). A l'int rieur de cette zone, les r flecteurs sont de plus forte amplitude et sont syst matiquement rebrouss s vers le bas par effet de « pull-down » (Heggland, 1998). Ce faciès sismique particulier a t a ttribu à la pr sence de gaz dans la colonne s d imentaire. En effet, les ondes sismiques sont ralenties en entrant dans un intervalle charg en gaz, donc moins dense, et au moment du traitement des profils sismiques, ces r flecteurs sont positionn s trop bas, car le temps de trajet mesur e s ondes est alors l gèrement plus long. L'utilisation r cente de la sismique 3D pour caract riser ces objets superficiels a permis de mettre en vidence que cette zone tait g n ralement **de forme cylindrique** avec un allongement vertical **voquant une chemin e** (Heggland, 1998). Imm d iatement sous cette chemin e , une zone dite sourde, ayant la forme d'un V invers e affectant l'ensemble de la coupe, gêne la lisibilit e de la section sismique. L'intensit e de cette perturbation varie depuis la simple att nua tion jusqu'au masquage complet des r flecteurs traversant cette zone.

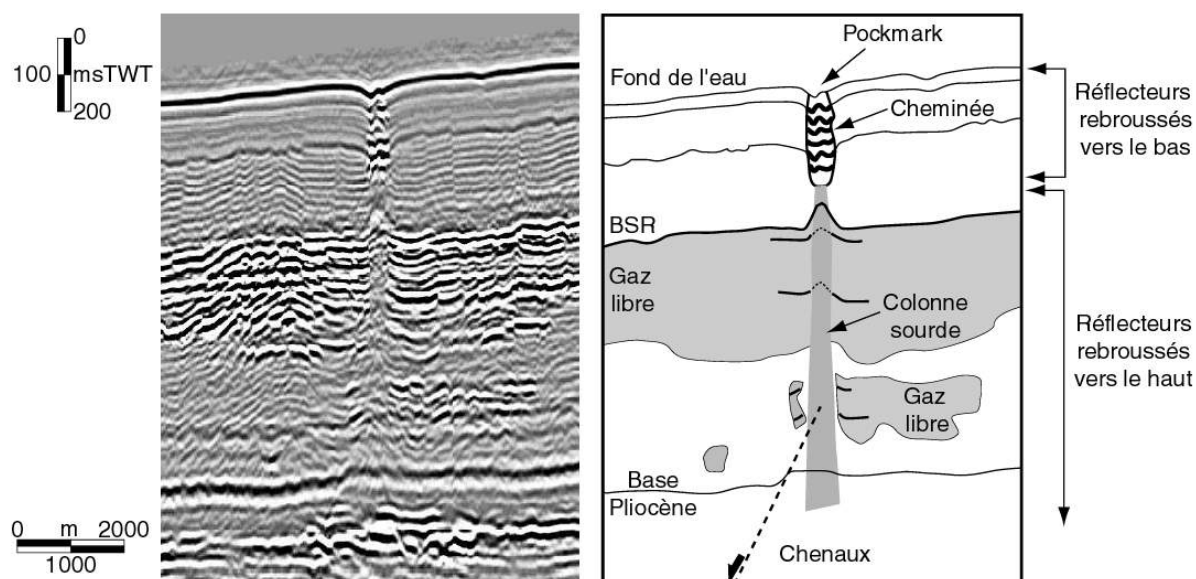


Figure 3. 7 : Profil sismique issu de la sismique 3D et montrant un pockmark associé à une anomalie acoustique dans la colonne sédimentaire, appelée cheminée de dysmigration de fluides.

La figure 3.7 montre bien que les réflecteurs de forte amplitude liés à la présence de gaz libre sous les hydrates sont très atténués dans cette colonne sourde située sous la cheminée. Indépendamment de ces deux perturbations acoustiques verticales, certains réflecteurs présentent localement des amplitudes plus fortes qui sont généralement attribuées à la présence de gaz. En raison de leur forte amplitude et de leur extension qui est plutôt horizontale le long de certains réflecteurs, ces anomalies sont appelées poches de gaz ou « bright spots ». Le gaz est piégé dans ces niveaux soit parce-que ceux-ci ont une porosité plus élevée, soit parce-que les horizons supérieurs ont une perméabilité plus faible freinant ou stoppant la migration de ces gaz.

L'apparence de ces anomalies semble être plutôt fonction de la concentration en gaz, de la nature lithologique des sédiments et aussi de la fréquence et de la résolution du système d'acquisition utilisé (Carlson *et al.*, 1985 ; Abrams, 1992). Toutefois, les auteurs s'accordent à dire que les anomalies d'amplitude et de réflectivité détectées dans la colonne sédimentaire correspondent bien à la présence de gaz libre (Whiticar, 2002).

### c. Les diapirs de boue

Il existe sur les marges d'autres manifestations de l'expulsion de fluides reconnues sur les profils sismiques. Il s'agit de diapirs de boue dont le diamètre est hectométrique et qui peuvent former des dômes sur le fond de l'eau. Ces diapirs sont souvent accompagnés de gaz qui s'échappe alors sur le fond de l'eau, comme dans la Mer Adriatique (Hovland and Curzi, 1989), en Norvège (Hovland, 1990), ou sur la marge de Skagerrak (Hovland, 1991). Certains de ces volcans de boue accueillent des communautés chimiosynthétiques, comme sur le volcan de boue Napoli en Méditerranée (Corselli and Basso, 1996).

## 25.2 Les marqueurs thermiques et chimiques

### a. Les marqueurs thermiques

Il est très difficile de mesurer *in situ* la température des sédiments et c'est donc par des méthodes indirectes qu'il est possible de mettre en évidence un flux montant de fluides.

La première concerne la modélisation, contrainte par des valeurs de puits, dans le cas d'une migration le long de failles. La modélisation numérique réalisée par Roberts (2001) dans la zone de South Eugene Island, montre que **les isothermes sont dca l es vers le haut** lorsque la faille est perméable et qu'elle conduit des fluides. En Mer du Nord, de telles anomalies thermiques ont été identifiées entre 2 et 4 km de profondeur, suggérant qu'un flux montant de fluides, évalué à 100-1000 mm/an, amène des fluides plus chauds depuis un compartiment sous-jacent en surpression (Haszeldine *et al.*, 2000).

La deuxième concerne la base de la zone de stabilité des hydrates, en particulier lorsque le BSR est exprimé grâce à la présence de gaz libre piégé en dessous. En effet, un flux montant de fluides plus chauds que l'encaissant sédimentaire peut contribuer à **dca l er la base de la zone de stabilité des hydrates vers le haut** (Xu and Ruppel, 1999 ; Ganguly *et al.*, 2000 ; Kaul *et al.*, 2000 ; Pecher *et al.*, 2001 ; Grauls, 2001). C'est le cas dans le bassin du Congo, où il est possible de corrélérer certains pockmarks sur le fond de l'eau avec une remontée anormale du BSR (*Figure 3.8*), qui indique un flux montant de fluides plus chauds.

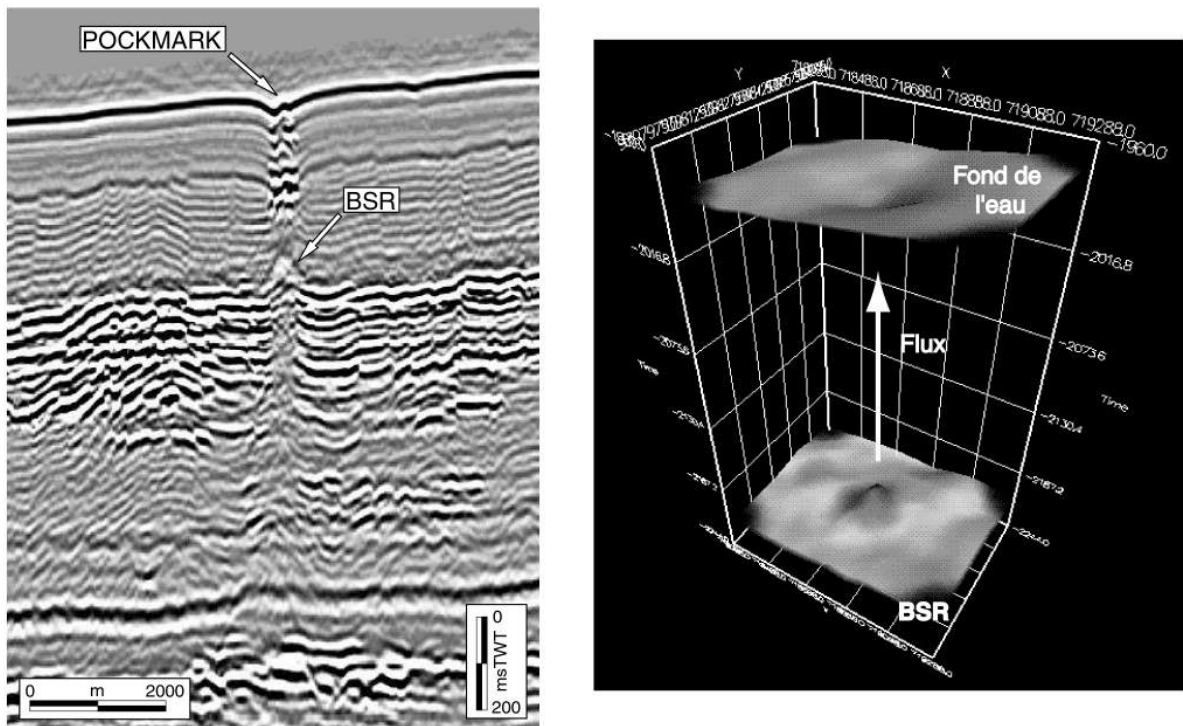


Figure 3.8 : Profil sismique à travers un pockmark et sa cheminée d'alimentation. Le BSR est dca l vers le haut directement sous le pockmark, indiquant un flux montant de fluides plus chauds. Il est possible de cartographier le pockmark et le BSR pour se rendre compte du lien qui existe entre les deux.

## b. Le rôle des sulfates et du méthane

Dans le cas d'un flux important de méthane, la réaction déjà citée contrôlée par l'activité bactérienne et correspondant à la réduction des sulfates est susceptible de consommer des sulfates et du méthane (Claypool and Kaplan, 1974 ; Berner, 1980 ; Aharon and Fu, 2000 ; Boetius *et al.*, 2000) pour produire des sulfures, des ions bicarbonates et de l'eau :



Comme nous l'avons déjà vu, cette réaction définit deux domaines distincts dans la colonne sédimentaire (Figure 3.9) :

- **un domaine superficiel**, de 10 m d'épaisseur environ, appelé **zone de réduction des sulfates**. La concentration de sulfates diminue avec la profondeur pour atteindre une valeur quasi nulle au niveau de la base de cette zone.

- **un domaine plus profond**, à partir de 10 m environ, appelé **zone de méthanogénèse**. La production de méthane ne peut commencer dans cette zone qu'à condition que tous les sulfates aient été consommés (Devol and Ahmed, 1981).

La limite entre ces deux zones est appelée SMI (Sulfate-Méthane Interface).

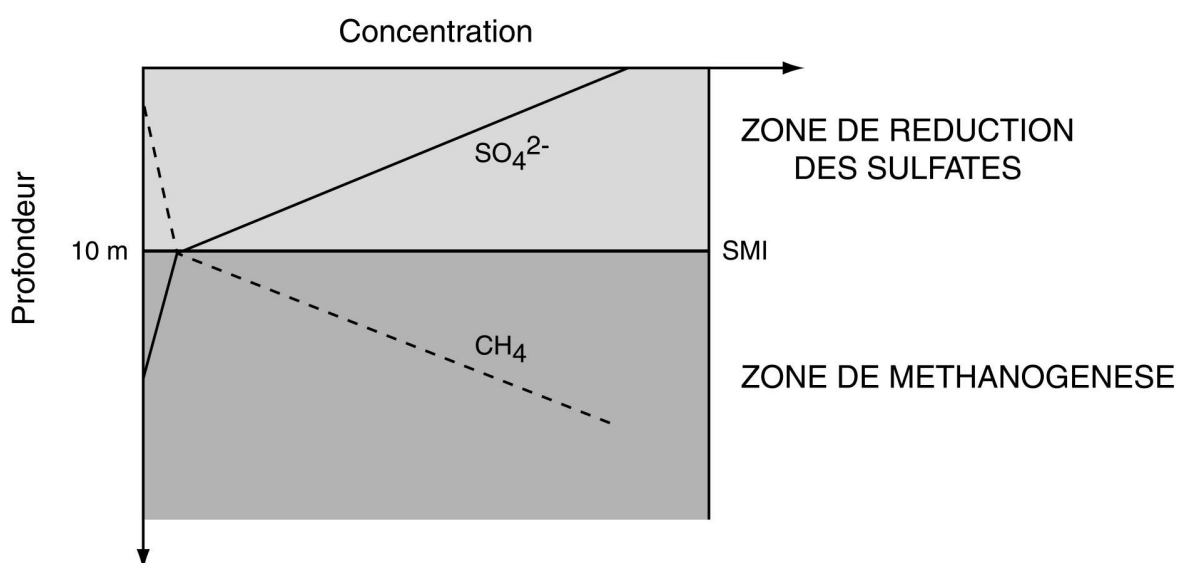


Figure 3. 9 : Modèle de distribution des sulfates et du méthane dans un environnement marin. La concentration en sulfates diminue avec la profondeur jusqu'à atteindre une valeur quasi nulle vers 10 m de profondeur. Au-delà de 10 m, la production de méthane peut commencer et sa concentration augmente alors avec la profondeur (Devol and Ahmed, 1981).

La première conséquence de cette observation est que **les hydrates ne peuvent pas se former dans les premiers dix mètres de sédiments** puisque tout le méthane y est consommé. C'est le cas par exemple sur les marges de Vancouver et de l'Oregon où les hydrates ont été trouvés à 19 m de profondeur (Hovland *et al.*, 1995). Le sommet des



hydrates n'est donc pas le fond de l'eau, mais la base de la zone de réduction des sulfates et nous allons voir que cela joue un rôle fondamental dans la compréhension des mécanismes qui conduisent à la formation des sorties de fluides sur les fonds marins. D'autre part, la détection d'hydrates dans les premiers 10 m serait un bon indicateur d'un flux montant de méthane actuel ou récent.

### Les profils de sulfates et de méthane

Les modèles diagnostiques sont basés sur des équations de conservation de la masse qui simulent plusieurs processus comme l'advection, la diffusion et les réactions dans les sédiments (Berner, 1978 ; Boudreau and Westrich, 1984). Plus récemment, le modèle développé par Martens (1998) prend en compte ces divers paramètres et tente de décrire les variations de concentration de sulfates et de méthane avec la profondeur.

Ainsi, la distribution de carbone organique dans les sédiments peut être décrite par une équation de compensation entre l'advection et la décomposition du carbone :

$$(6) \quad -\omega \frac{dG}{dz} - k_G G = 0$$

où  $\omega$  représente le taux de sédimentation (en  $\text{cm.an}^{-1}$ )

$z$  représente la profondeur sous le fond de l'eau (en cm)

$k_G$  est le taux de reminéralisation constante du carbone organique (en  $\text{an}^{-1}$ )

$G$  correspond à la concentration de carbone (en mM).

La concentration de sulfates ( $S$ ) avec la profondeur est décrite par une équation qui contient un terme de transport diffusif pour le passage des sulfates de l'eau de mer vers les sédiments, un terme de transport advectif qui traduit l'enfouissement et l'effet de percolation vers le haut d'un fluide sans sulfates (valable à proximité de la côte), et un terme de réaction correspondant à la consommation des sulfates par les bactéries :

$$(7) \quad D_s \frac{d^2 S}{dz^2} - \hat{\omega} \frac{dS}{dz} - f_1 \left[ 1/2 k_G G + k_M M_{diss} \right] = 0$$

où  $D_s$  représente la diffusivité des sulfates dans les sédiments à température et salinité *in situ* (en  $\text{cm}^2.\text{s}^{-1}$ ).

$\hat{\omega}$  est la somme entre l'advection vers le bas due à la sédimentation et l'advection vers le haut associée au flux montant de fluides (en  $\text{cm.an}^{-1}$ )

$k_M$  correspond au taux constant d'oxydation du méthane (en  $\text{an}^{-1}$ )

$M_{diss}$  est la concentration de méthane dissous (en mM)

$f_1$  est un coefficient qui permet de simuler le passage progressif de la zone de réduction des sulfates à la zone de méthanogenèse.

En ce qui concerne le méthane, l'équation qui décrit sa concentration avec la profondeur est très similaire à celle des sulfates (réaction stœchiométrique entre ces deux éléments) :

$$(8) \quad D_M \frac{d^2 M_{diss}}{dz^2} - \zeta \frac{dM_{diss}}{dz} - f_2 f_3 \left[ \frac{1}{2} k_G G \right] - f_1 [k_M M_{diss}] + f_3 [k_D M_{gaz}] = 0$$

où  $k_D$  représente la dissolution du méthane (en  $\text{an}^{-1}$ )

$M_{gaz}$  est la concentration de méthane sous la forme gazeuse (en mM), à condition que  $M_{diss}$  soit suffisamment important pour passer le seuil de saturation.

$f_2$  et  $f_3$  sont des coefficients « limitateurs », c'est à dire qu'ils simulent que le méthane n'est produit qu'à partir d'une certaine profondeur, lorsque la concentration en sulfates est suffisamment faible.

La concentration en méthane gazeux est décrite par une équation qui met en balance la sédimentation et la production de méthane avec la dissolution et l'ubullition de gaz :

$$(9) \quad -\omega \frac{dM_{gaz}}{dz} + f_2 f_4 \left[ \frac{1}{2} k_G G \right] - [k_B M_{gaz}] - f_3 [k_D M_{gaz}] = 0$$

où  $k_B$  est le coefficient d'ubullition (en  $\text{an}^{-1}$ )

$f_4$  représente un coefficient qui prend en compte le fait que la production de méthane sous forme gazeuse n'est possible que si la concentration en méthane dépasse le seuil de saturation.

La résolution de ces équations différentielles grâce à des conditions limites connues ou mesurées permet d'établir des **profils de concentration type, en méthane et en sulfates**, dans un environnement de sorties de fluides et hors contexte d'effacement (*Figure 3.10*) (Albert *et al.*, 1998).

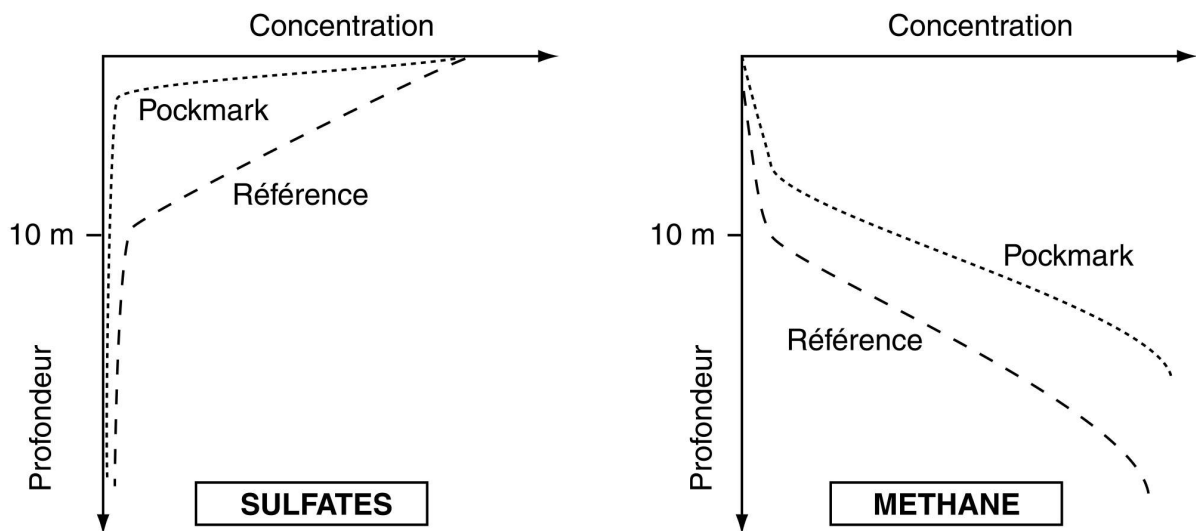


Figure 3. 10 : Profils de concentration en sulfates et en méthane, calculés à partir du modèle numérique de Martens, dans un environnement référence et dans un pockmark (Martens *et al.*, 1998). Ces profils correspondent bien à ceux mesurés sur des sites actifs (c.f. Figure 3.9).

Ces profils montrent que la **concentration en sulfates diminue très rapidement** avec la profondeur dans le cas d'un pockmark, c'est à dire **dans le cas d'un flux montant** de méthane. Inversement, la concentration de méthane ne commence à augmenter qu'à partir de 10 m dans un environnement normal, mais dans le cas d'un pockmark cette concentration augmente beaucoup plus tôt. Ainsi, la forme des profils de concentration en sulfates et/ou en méthane devrait permettre d'identifier si l'on se trouve dans une zone de sortie de fluides. Dans ce cas le flux montant de méthane est toutefois modeste puisqu'il est entièrement consommé avant d'atteindre le fond de l'eau.

### Profondeur de la SMI comme marqueur d'un flux de méthane

L'une des conséquences des observations précédentes est que **la profondeur de la base de la zone de réduction des sulfates (SMI) est contrôlée par le flux montant de méthane** venant des séries plus enfouies (Figure 3.11) (Paull *et al.*, 2002). Ce méthane engage la réaction d'oxydation anaérobie qui consomme les sulfates. Les flux de méthane calculés à partir des profils de sulfates montrent une variabilité importante qui suggère des variations latérales de concentration de méthane avec la profondeur (Borowski *et al.*, 1996).

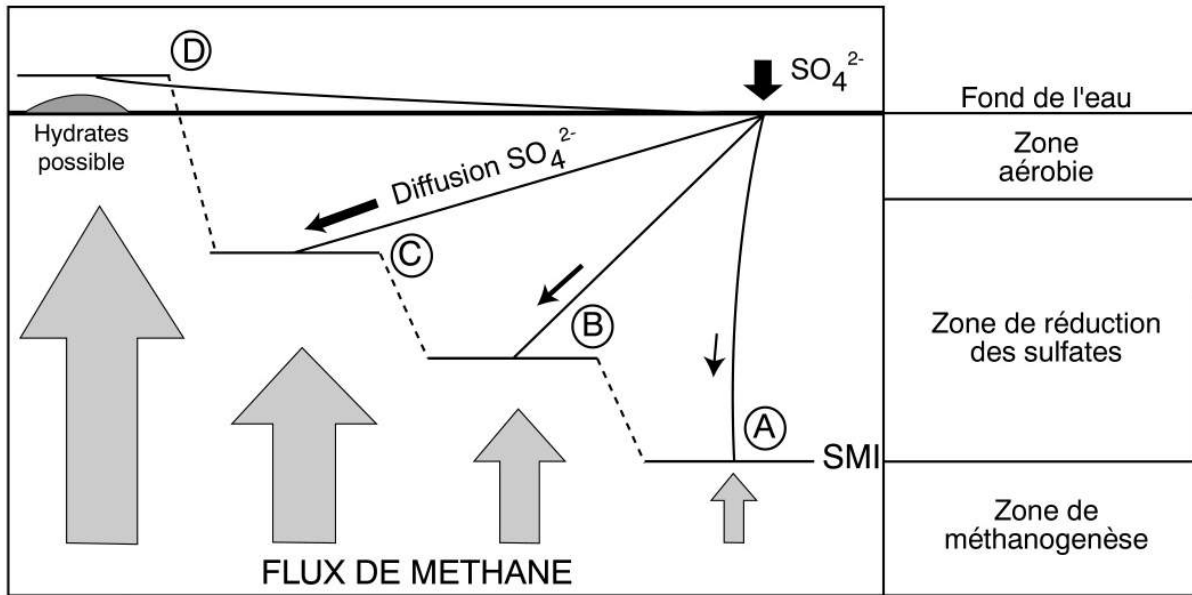


Figure 3. 11 : Variation de la profondeur de la SMI (Sulfate-Methane Interface) en fonction du flux montant de méthane, modifié à partir de Borowski (Borowski *et al.*, 1996). Dans le cas où le flux est suffisamment important la SMI peut théoriquement se retrouver dans la colonne d'eau. Dans ce cas le méthane atteint le fond de l'eau et des hydrates peuvent se former.

La détection de la réaction (3) à une profondeur inférieure à 10 m serait donc aussi un bon indicateur d'un flux montant de méthane, certainement avec une composante thermogénique, venant des séries enfouies plus profondément (Borowski *et al.*, 1996 ; Borowski *et al.*, 1999).

Dans le cas d'un flux vraiment important de méthane, la SMI peut même atteindre le fond de la mer et le méthane est alors présent dans les premiers 10 m de sédiments et des hydrates peuvent se former et affleurer sur le fond de la mer. Nous verrons par la suite que le flux de méthane contrôle l'épaisseur de la zone de réduction des sulfates et conditionne la formation des hydrates sur le fond de la mer. Le corollaire de cette observation est que si l'on mesure des concentrations anormales en méthane dissous dans l'eau près du fond, cela signifie que ce méthane est en excès, qu'il n'a pas été consommé par les bactéries et donc que le flux de méthane est beaucoup plus important que ce qui est alors mesuré.

### Le taux de réduction des sulfates comme marqueur

Le taux de réduction des sulfates peut être calculé à partir des profils de sulfates dans les sédiments. Ce taux ne varie pas en fonction des sulfates dissous au préalable dans les fluides interstitiels (Boudreau and Westrich, 1984). Par contre, il est fonction de la diffusion des sulfates ( $D_s$ ), du taux de sédimentation ( $\omega$ ), et de la profondeur ( $x$ ) (Berner, 1980) :

$$(10) \quad D_s \left( \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} \right) - \omega \left( \frac{\delta C}{\delta x} \right) - f(x) = 0$$

$D_s$  = Coefficient de diffusion en  $\text{cm}^2.\text{an}^{-1}$

$\dot{U}$  = Taux de sédimentation (en  $\text{cm}.1000\text{an}^{-1}$ )

$x$  = Profondeur en cm

$C$  = Concentration de sulfates en  $\mu\text{mol SO}_4^{2-}.\text{cm}^{-3}.\text{fed}$

où  $f(x) = ae^{-bx}$  et  $a$  et  $b$  sont des constantes.

Pour  $C=C_0$  quand  $x=0$

Et  $C(C_\infty)$  = valeur finie quand  $x \rightarrow \infty$

Les solutions de cette équation sont :

$$(11) \quad C(x) = (C_0 - C_\infty)e^{-bx} + C_\infty$$

$$\text{avec } (C_0 - C_\infty) = \frac{a}{D_s b^2 + \omega b}$$

Cette solution prouve donc que la concentration de sulfates décroît avec la profondeur de façon exponentielle pour tendre vers  $C_\infty$  de façon asymptotique. Ainsi  $a$  et  $(C_0 - C_\infty)$  sont déterminés à partir des valeurs de carottage.

Ainsi, les analyses menées sur des carottes du Golfe du Mexique montrent que le taux de réduction des sulfates est très variable : il est de  $0.004 \mu\text{mol SO}_4^{2-}.\text{cm}^{-3}.\text{jour}^{-1}$  dans le cas des sites références sans chappements, il est compris entre  $0.01$  et  $0.22 \mu\text{mol SO}_4^{2-}.\text{cm}^{-3}.\text{jour}^{-1}$  pour les chappements d'huiles et il varie de  $0.27$  à  $2.51 \mu\text{mol SO}_4^{2-}.\text{cm}^{-3}.\text{jour}^{-1}$  dans le cas des chappements de gaz (Aharon and Fu, 2000 ; Devol and Ahmed, 1981). La mesure du taux de réduction des sulfates est donc à la fois un **bon indicateur de sorties de fluides**, mais il peut permettre aussi de connaître le **type de sortie de fluides**.

Cependant, cette équation ne tient pas compte des paramètres liés au milieu environnant comme la pression et la température ainsi que de la concentration de sulfates initialement dissous dans les pores. Des études ont montré que ni la température, ni la pression ne sont suffisantes dans certains cas et que la concentration de sulfates dissous peut affecter le taux de réduction des sulfates seulement si cette concentration est inférieure à 10% de la valeur de l'eau de mer (Martens and Berner, 1977 ; Jorgensen, 1981 ; Bernard and Westrich, 1984), cette condition n'est pas toujours réalisée. Finalement, la réactivité métabolique de la matière organique semble être le facteur essentiel plus que l'apport de matière organique lui-même (Westrich, 1983).

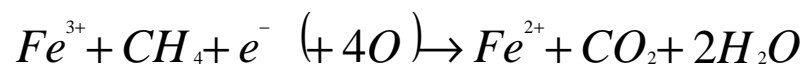
Ainsi les forts taux de réduction des sulfates observés sur les sites d'écoulement de fluides peuvent être attribués à la présence d'un substrat marin normalement chargé en carbone organique auquel on ajoute l'écoulement d'hydrocarbures et la chimiosynthèse.

## Les marqueurs qui confirment la consommation de sulfates et de méthane

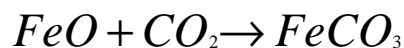
### 1) La production de CO<sub>2</sub>

Dans la zone de la Blake Ridge, les mesures de CO<sub>2</sub> total avec la profondeur montrent une **production de CO<sub>2</sub> près de la base de la zone de réduction des sulfates** et un flux montant diffusif jusqu'au fond de l'eau. Il existe un cas connu d'une zone de sortie de fluides qui n'expulse quasiment que du dioxyde de carbone sur la marge de Norton Sound, en Alaska (Kvenvolden *et al.*, 1979b).

Il existe toutefois une autre manière de produire du CO<sub>2</sub>. Les oxydes de fer présents dans les sédiments argileux peuvent être utilisés comme agents oxydants par les bactéries, pour la biodégradation du méthane (Clayton *et al.*, 1997) :



Dans ce cas, le CO<sub>2</sub> et les ions Fe<sup>2+</sup> réagissent pour former de la sidérite que l'on peut retrouver sous la forme de nodules dans les sédiments :



Mais l'utilisation alternative de cette réaction nécessite un apport très important de Fe<sup>3+</sup>, ce qui est rarement le cas dans la plupart des bassins à la sédimentation argileuse.

### 2) Les fronts de baryum

La majorité du baryum disponible dans les sédiments est concentrée dans les minéraux de type aluminosilicates et dans les cristaux de barytine. Contrairement au baryum disponible dans les aluminosilicates, très peu mobile pendant la diagenèse, le baryum contenu dans la barytine peut facilement repasser en solution dans l'eau interstitielle. Tandis que la barytine a tendance à migrer depuis les zones riches vers les zones pauvres en sulfates, l'ion Ba<sup>2+</sup> migre depuis les zones pauvres en sulfates vers les zones riches en sulfates où il précipite sous la forme de barytine (Torres *et al.*, 1996). Ceci signifie qu'il existe un flux montant de baryum depuis la zone de méthanogenèse vers la zone de réduction des sulfates, formant un front de baryum immédiatement sous la SMI. La profondeur de ce front variant en même temps que la profondeur de la SMI, il peut représenter un bon indicateur d'un flux montant de méthane (Dickens, 2001b). D'autre part, la formation et la dissolution d'un tel front de baryum prend 10<sup>4</sup> à 10<sup>6</sup> ans. Il est donc possible de retrouver dans un profil de sédiments des paléo-fronts de baryum qui seraient alors un indicateur d'un flux différent de méthane dans le passé.

### 3) La salinité des eaux interstitielles

Plusieurs études ont été menées pour comprendre quelle était la composition des eaux interstitielles au moment du dépôt des sédiments afin d'identifier des **marqueurs**

**sp c ifiques** de la migration ou de l'expulsion dans le cas d' chappements de fluides (Fu and Aharon, 1998). En particulier, la salinité dans les eaux interstitielles est différente de l'environnement dans lequel se situe l' échantillonnage. Ainsi Fu (1998) distingue **trois types de fluides interstitiels** dans le Golfe du Mexique:

- **le type I** est caractérisé par une salinité normale (38‰), identique à la salinité des eaux de fonds environnantes. Par contre, leurs compositions chimiques et isotopiques sont modifiées sous l'action des bactéries, par la précipitation de carbonates authigéniques ou par la sublimation des hydrates ;

- **le type II** correspond à un fluide très salé (116‰ à 182‰) issu de la dissolution de diapirs de sel superficiels pendant les circulations de cellules convectives d'eau de mer ;

- **le type III** est caractérisé par des salinités intermédiaires entre les types I et II (52‰ à 152‰), mais il est extrêmement enrichi en Ba, Ra, Sr et Ca provenant des eaux de formation plus profondes et qui sont expulsés par les processus de compaction.

### **Les marqueurs de la migration de fluides à proximité des diapirs**

Cette réaction d'oxydation du méthane et de réduction des sulfates peut également se réaliser dans un **environnement diapirique** (Clayton *et al.*, 1997). En effet, les dépôts salifères sont souvent composés d'anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ) qui joue alors le rôle de **fournisseur de sulfates**. La forte concentration de Ca disponible réagit immédiatement avec les ions bicarbonates produits ( $\text{HCO}_3^-$ ) conduisant à la précipitation massive de carbonates ( $\text{CaCO}_3$ ).

Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  peut également être un marqueur de la migration des fluides dans un environnement diapirique. En effet, l'étude menée sur des diapirs à proximité du prisme de la Barbade, a montré que les rapports isotopiques du strontium dans les premiers 8 m (inférieurs à l'eau de fond) étaient liés à un apport de fluides profonds non-radiogéniques (Castrec *et al.*, 1996).

## **25.3 La variabilité spatiale de la distribution des hydrocarbures**

La détection des hydrocarbures dans la colonne d'eau et dans les sédiments marins **nécessite de connaître le bruit de fond océanique**. Ce bruit de fond est très fort à faible bathymétrie car dans la première centaine de mètres sous le niveau de la mer, l'activité planctonique génère de grandes quantités de méthane. Au-delà de cette profondeur, il devient beaucoup plus faible et la détection d'hydrocarbures dissous devient un indicateur fort d' chappements de gaz.

### **a. La distribution verticale des hydrocarbures**

Les analyses menées par Abrams (1992) sur de nombreuses carottes effectuées sur la marge de la mer de Bering montrent des **différences significatives dans le type et la concentration des hydrocarbures**. Ces différences peuvent être aisément expliquées par des processus physiques et biologiques agissant dans les sédiments superficiels.

### Les hydrocarbures faible poids moléculaire (C1 - C5+)

Les échantillons prélevés sur des carottes gravitaires en mer de Bering (Abrams, 1992), sur lesquels des analyses de gaz de headspace et de cuttings ont été réalisées, montrent une **augmentation avec la profondeur de la concentration des gaz faible poids moléculaire (C1 - C5+)**. Cette concentration est deux fois supérieure au bruit de fond océanique à 2m de profondeur, 16 fois à 6m, et jusqu'à 48 fois à 46m (*Figure 3.12*). Des résultats similaires ont été obtenus autour d'échappements actifs dans le golfe du Mexique (Anderson *et al.*, 1983). Ces gaz sont généralement dominés par le méthane qui représente 90 à 99% du total. La concentration des gaz humides (C2 à C5 : éthane, propane, butane et pentane) augmente également avec la profondeur mais de façon moins régulière que le méthane.

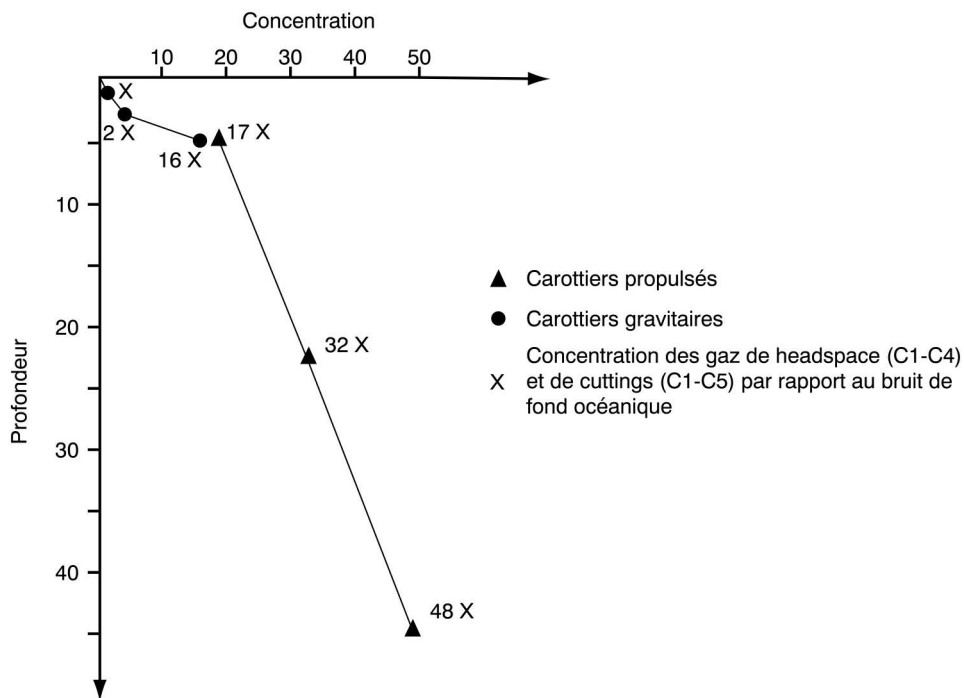


Figure 3. 12 : Concentration des hydrocarbures légers (C1-C4 et C1-C5) en fonction de la profondeur au niveau d'une zone de sortie de fluides, d'après Abrams (Abrams, 1992). La concentration est quasi nulle sur le fond de l'eau et augmente légèrement jusqu'à 6 m de profondeur. Au-delà, la concentration augmente de façon linéaire, indiquant que l'on se situe dans la zone méthanogène. En fait, dans ce cas, le flux montant n'est pas suffisamment important et la presque totalité des hydrocarbures (surtout le méthane) est consommée dans la zone de réduction des sulfates (entre 0 et 6 m) avant d'atteindre le fond de l'eau.

### Relation entre prélèvements dans la colonne d'eau et dans les sédiments

Les profils de concentration montrent clairement que **les gaz dans la colonne d'eau sont différents de ceux identifiés dans les sédiments**. Près du fond de l'eau, la faible concentration d'éthane et de propane par rapport au méthane indique une origine plutôt biologique. Au contraire, la forte concentration d'éthane et de propane par rapport au méthane dans les sédiments près du fond montre que les hydrocarbures présents sont plutôt



d'origine thermogénique. Brooks (1979) interprète cette différence par un **fractionnement moléculaire dû au poids moléculaire des hydrocarbures**. Les hydrocarbures à fort poids moléculaire sont retenus préférentiellement dans les sédiments par rapport au méthane qui peut s'échapper plus facilement. Des observations similaires ont été réalisées dans plusieurs bassins en Alaska où les prélèvements de surface n'indiquaient pas de présence de fluides thermogéniques tandis que les carottages profonds présentaient des évidences claires d'hydrocarbures plus lourds (C10+).

### **Les hydrocarbures à fort poids moléculaire (C10+)**

La concentration des hydrocarbures à fort poids moléculaire augmente généralement avec la profondeur dans les environnements d'échappements de fluides froids. Cependant, ils ne sont généralement **détectés clairement qu'à partir de 6m de profondeur** sous le fond de la mer. La zone de perturbation maximum est la zone où l'activité bactérienne, le lessivage et la perte des hydrocarbures volatiles peuvent altérer les hydrocarbures migrés (Abrams, 1992). La génération *in situ* d'hydrocarbures à faible poids moléculaire (C2 à C4) dans la zone de réduction des sulfates par la respiration anaérobie peut masquer les hydrocarbures migrés. Des barrières lithologiques comme des permafrosts, des niveaux à hydrates ou des niveaux imperméables, peuvent également représenter un frein à la migration des hydrocarbures. Dans les zones de forte migration et d'accumulation superficielle d'hydrocarbures lourds, comme dans le chenal de Santa Barbara ou dans le golfe du Mexique, des hydrocarbures à fort poids moléculaire ont pu être échantillonnés sur le fond de l'eau ou dans les sédiments très superficiels pendant les plongées de submersibles (Abrams, 1996). Cette concentration est d'autant plus forte dans les zones de failles (Fischer and Stevenson, 1973 ; Reitsema, 1978 ; Abrams, 1992).

### **b. La distribution horizontale des hydrocarbures**

Le premier modèle de distribution horizontale des hydrocarbures autour d'un échappement de fluides a été proposé par (Abrams, 1992). Les analyses effectuées sur des carottes réalisées à des distances croissantes du centre de l'échappement montrent que la migration de fluides n'est pas un phénomène ponctuel mais plutôt qu'elle est **fonction de la profondeur et de la distance latérale du centre de l'échappement** (Figure 3.13). Cette observation montre également que le flux montant de fluides n'est pas complètement chenalisé à travers des conduits bien définis, mais que les fluides peuvent aussi **diffuser latéralement** et imprégner les sédiments dans un rayon très large autour du centre de l'échappement.

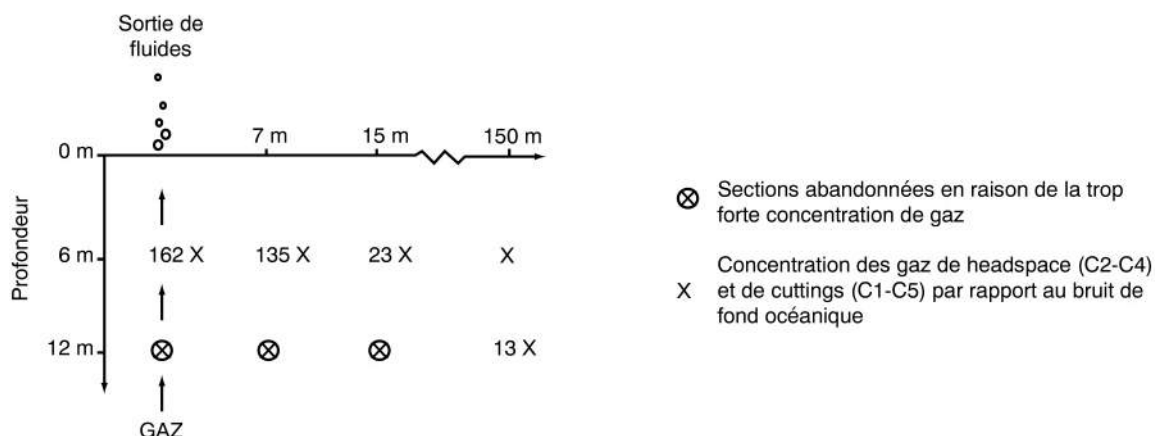


Figure 3. 13 : Diagramme représentant la variation latérale de la concentration des hydrocarbures au niveau d'une zone de sortie de fluides, d'après Abrams (Abrams, 1992). Des carottes ont été prises à des distances croissantes de l'axe de la sortie de fluides, montrant que le flux montant n'est pas localisé à la verticale de la sortie de fluides et que, dans ce cas, les hydrocarbures imprègnent les sédiments dans un rayon de 150 m.

## **25.4. Les marqueurs minéralogiques**

Il n'existe que peu de marqueurs minéralogiques de la migration des fluides dans la colonne sédimentaire. Ces marqueurs sont représentés principalement par la précipitation de carbonates sous diverses formes. Comme nous l'avons vu plus haut, il s'agit principalement de calcite magnésienne ou de dolomite qui précipitent en formant des conduits d'un diamètre centimétrique à pluridécimétrique (Orpin, 1997 ; Harding, 1998).

Au niveau de la transition entre la zone de réduction des sulfates et la zone de méthanogenèse, des cristaux d'ikaïte (carbonates hydratés) ont été identifiés (Zabel and Schulz, 2001). Il est donc possible de retrouver de tels cristaux à des profondeurs inférieures à 10 m, ce qui représenterait la trace d'un flux montant de méthane actuel ou passé. En effet, la SMI a pu monter pendant un flux plus important et est ensuite redescendue vers 10 m lorsque la source s'est tarie. L'observation seule d'ikaïte n'est donc pas un indicateur suffisant d'un flux montant de méthane.

## **25.5. Les marqueurs indirects de migration des fluides : les hydrates**

Les carottages réalisés sur plusieurs sites où la présence d'hydrates était avérée ont montré que ceux-ci n'étaient pas toujours présents directement sur le fond de l'eau, contrairement à ce que prévoient leurs conditions de stabilité. Dans le bassin du Congo, la carotte KZR-42 réalisée à la périphérie d'un pockmark géant a permis d'échantillonner des hydrates, mais ils n'étaient présents qu'à partir d'une profondeur de 6 à 8 m. Au centre du pockmark, les observations directes du fond de l'eau grâce au ROV, ont montré que les hydrates affleurent sous les encroûtements carbonatés. **Cette profondeur inégale du sommet des hydrates suggère que certains conduits dans le pockmark amènent du méthane jusque sur le fond de l'eau permettant la formation d'hydrates.** A la périphérie,

les hydrates jouent le rôle d'écran à la migration, ne permettant pas leur formation dans les premiers 8 mètres à cause de la zone de réduction des sulfates. Cette observation est corroborée par la campagne de carottages réalisée dans le golfe du Nigeria, qui montre également que les hydrates sont rarement présents directement sur le fond de l'eau, certainement à cause de leur forte imperméabilité et de l'impossibilité de former des hydrates dans la zone de réduction des sulfates. Il existe cependant quelques cas où les bactéries qui réduisent les sulfates (SRB) cohabitent avec des bactéries productrices de méthane (MPB) (Holmer and Kristensen, 1994), ce qui permettrait théoriquement à des hydrates de se former à condition que tout le méthane produit ne soit pas consommé tout de suite dans la réaction de réduction des sulfates.

### **3 CARACTERISATION DES ZONES DE SORTIE DE FLUIDES DANS LE BASSIN DU CONGO**

L'exploration des fonds dans la zone du Congo a été essentiellement réalisée pendant la campagne ZAIROV2 (2000) qui avait pour but de visiter et d'échantillonner plusieurs zones de sorties de fluides supposées actives. Le choix des cibles pour des plongées ROV a été essentiellement déterminé à partir de l'analyse des données acquises au cours des campagnes antérieures (ZAIANGO 1 et 2, ZAISAR et ZAICAR). En particulier, les données disponibles étaient les suivantes : une couverture multiple d'imagerie (EM12, EM300, sismique 3D, SAR ou PASISAR), des profils sismiques (HR, THR, 3D, 3.5 kHz), des carottages (caractérisation lithologique, minéralogique, paléontologique et géochimique), avec parfois une instrumentation pour mesures de flux de chaleur, et éventuellement une reconnaissance vidéo préalable (Scampi). Nous avons choisi, dans cette étude, de ne montrer que les sites les plus représentatifs de la variété de sorties de fluides, soit au total 7 sites (*Figure 3.14*) :

- **Le site « biseau du BSR »** : Il correspond à une zone de sortie de fluides à proximité du biseau des hydrates, vers 600 m de bathymétrie. L'étude de ce site avait pour objectif de caractériser les pockmarks directement associés aux hydrates.

- **Le pockmark géant « Regab »** en domaine profond : Avec un diamètre de 900 m, il est le plus gros pockmark connu à ce jour dans un tel contexte. A une profondeur de 3200 m, il est caractérisé par une faune exubérante associée aux fluides qu'il expulse.

- **Les pockmarks isolés** : il correspond à plusieurs pockmarks qui semblent isolés sur la pente, à 1500 m de profondeur environ. Des carottes réalisées pendant la campagne Gardline (commanditée par TotalFinaElf) avaient montré des évidences fortes de gaz et des traces d'huile dans les sédiments superficiels.

- **Les pockmarks qui suivent un trajet mandriforme** : il s'agit d'un site à proximité du canyon du Zaïre, vers 1900 m de bathymétrie, qui compte de nombreux pockmarks distribués sur le fond de l'eau suivant un trajet mandriforme.

- **Les pockmarks associés à un diapir** : ces pockmarks se situent à 2825 m de profondeur. Ils sont groupés au-dessus d'un diapir de sel qui déforme la couverture sédimentaire. Ce site est également caractérisé par plusieurs glissements sur la pente qui pourraient être dus à la déstabilisation d'hydrates dans la zone ou bien à la poussée diapirique.

- **Le site d'un cap-rock affleurant** : il s'agit d'un site sur lequel un diapir perçant affleure sur le fond de l'eau. Le cap-rock est donc directement accessible. Sa caractérisation permettra de mieux comprendre les processus de migration de fluides associés à un diapir de sel (cas précédent des pockmarks associés à un diapir).

- **Un site de rifs construits** : Ce site est situé à une bathymétrie de 400 m environ, c'est-à-dire en dehors de la zone de stabilité des hydrates. Pourtant des communautés

chimiosynthétiques se développent grâce à des chappements de fluides, surtout du méthane dont l'origine est à chercher dans les séries enfouies plus profondément.

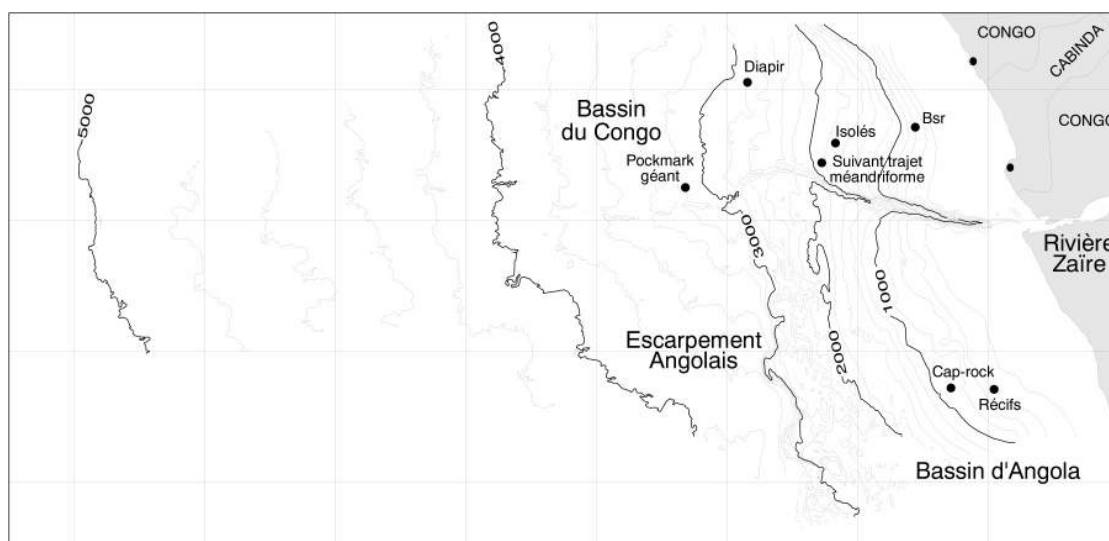


Figure 3. 14 : Carte bathymétrique EM12 du bassin du Congo, montrant la localisation des sites étudiés et des plongées ROV.

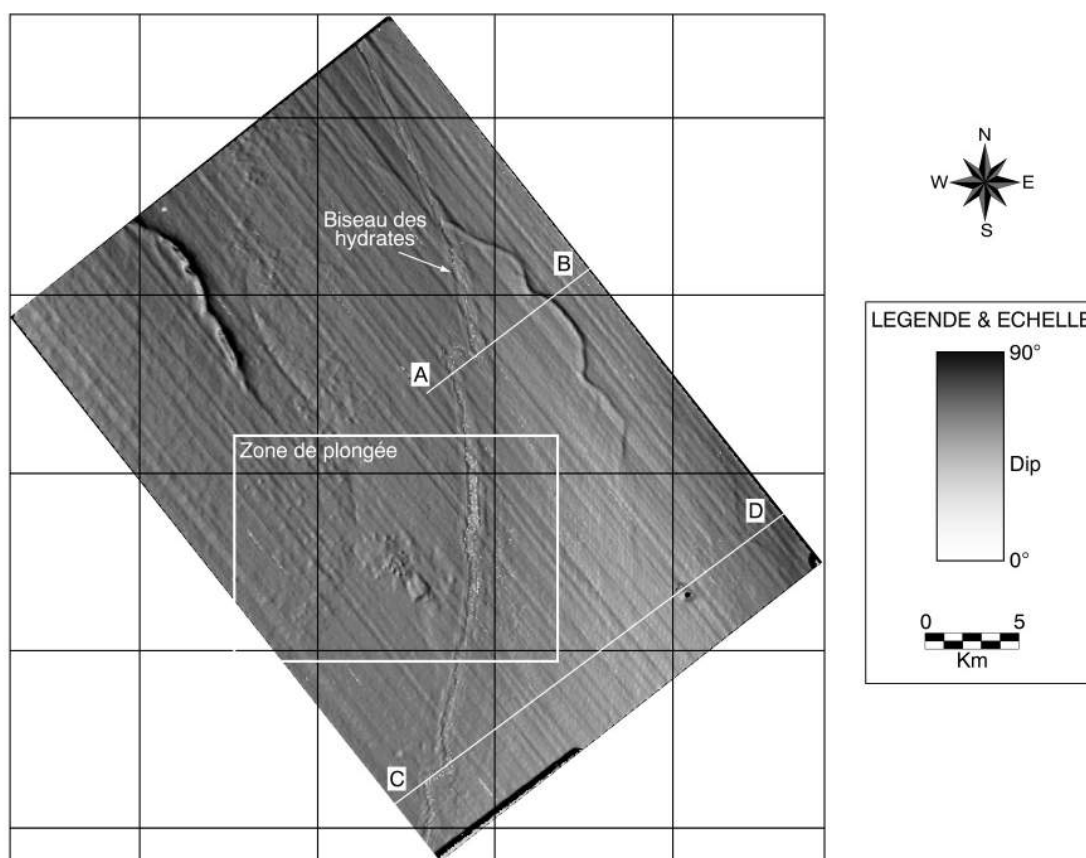
Sur chacun de ces sites, des observations *in-situ*, grâce au submersible non-habité ROV Victor6000, ont permis de caractériser les zones de sortie de fluides visuellement et de mieux comprendre la signification de l'imagerie fond de mer. De nombreux prélèvements de sédiments, de faune, d'encroûtements carbonatés et d'eau ont été réalisés grâce à l'équipement embarqué du submersible. D'autre part, des carottages complémentaires à l'intérieur et à l'extérieur des pockmarks ont permis de dégager des caractères minéralogiques, granulométriques, paléontologiques et géochimiques spécifiques à ces sorties de fluides. La comparaison des résultats sur les différents sites devrait permettre de caractériser l'origine et la signature de chaque type de pockmark en fonction de l'environnement dans lequel il s'est développé.

### 3.1 LES POCKMARKS ASSOCIÉS AU BISEAU DES HYDRATES

#### 3.1.1 Localisation et intérêt de la zone

La zone BSR se situe au Nord du canyon du Zaïre, à une bathymétrie moyenne de 600 m (Figure 3.14). La carte Dip du fond de l'eau montre plusieurs dépressions en arc de cercle de direction NW-SE (Figure 3.15). Comme on peut le voir sur des profils sismiques, elles correspondent à la trace sur le fond de l'eau de failles normales à pendage Ouest, ce qui confirme que cette zone subit encore aujourd'hui une déformation en extension compatible avec le glissement gravitaire de la couverture sédimentaire sur le niveau de sel. Ces failles représenteraient des drains préférentiels pour les fluides, comme le soulignent

quelques pockmarks d'un diam tre pluri-hectométrique qui les jalonnent. Cependant, l'intérêt principal de cette zone réside dans les conditions de pression et de température au fond de l'eau qui devraient permettre au biseau des hydrates d'affleurer. Cette limite d'équilibre thermodynamique des hydrates serait visible sur la carte Dip du fond de l'eau qui montre **une bande de quelques centaines de m tres de large**, caractérisée par deux décalages dextres, l'un au centre de la zone, l'autre au Sud (*Figure 3.15*). Malgré les deux décalages, cette bande qui suit parfaitement l'isobathe 565 m **serait l'expression sur le fond de l'eau du biseau des hydrates**, comme le prévoient les diagrammes de stabilité dans cette fenêtre bathymétrique (*c.f. Chapitre 2*).



**Figure 3. 15 : Carte DIP de la zone BSR, localisée sur le haut de pente du bassin du Congo. Une bande de quelques centaines de m tres de large traverse la zone du Nord au Sud. Cette bande a été interprétée comme étant la trace sur le fond de l'eau du biseau des hydrates.**

Les profils sismiques AB et CD (*Figures 3.16 et 3.17*), qui recoupent le biseau théorique des hydrates, montrent que la trace visible sur la carte Dip du fond de l'eau serait un artefact dû à la déformation du fond de l'eau par des hyperboles de diffraction qui se développent au-dessus de **portions de réflecteurs plus épais et de plus forte amplitude**, à quelques m tres de profondeur sous le fond de l'eau. Cette bande n'a donc aucune réalité physique sur le fond de l'eau. Elle matérialise un alignement d'hyperboles et donc un

alignement de portions de réflecteurs plus épais et de plus forte amplitude. Ce sont ces portions de réflecteurs qui pourraient **marquer le biseau des hydrates**.

Si l'on regarde dans le détail ces deux profils sismiques, on se rend compte qu'il existe, à l'Est du biseau supposé, d'autres **portions de réflecteurs enfouis**, ayant les mêmes propriétés, et sur lesquelles des hyperboles se développent également. La largeur de ces portions de réflecteurs est de quelques centaines de mètres, identique à celles proches du fond de l'eau actuel. Elles pourraient correspondre à des **paléo-biseaux** de la zone de stabilité des hydrates, comme le prévoient les modèles de stabilité des hydrates (Dickens, 2001a), représentant ainsi une **paléobathymétrie de 565 m** sur les horizons maintenant enfouis. L'ensemble de ces portions de réflecteurs s'aligne suivant une ligne tangente aux horizons qui marque la **migration du biseau vers le bassin à mesure de la progradation** du matériel terrigène sur la pente.

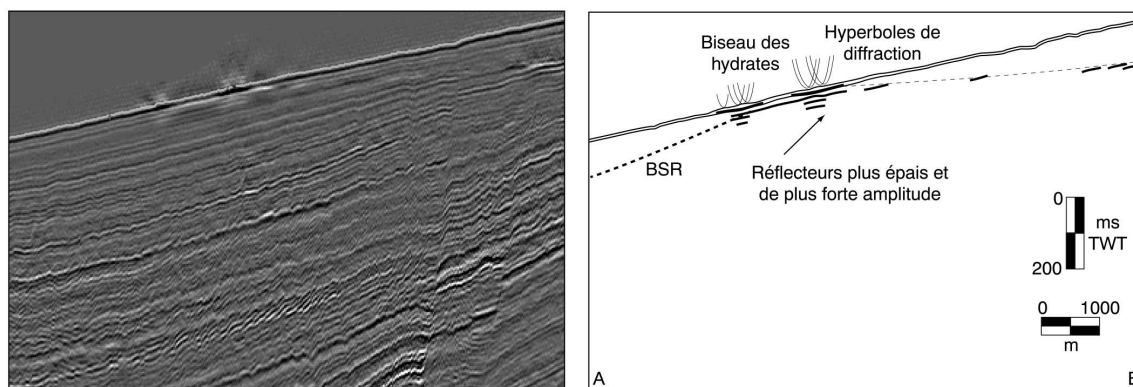


Figure 3. 16.

Figures 3.16 et 3.17 : Profils sismiques AB et CD dans la zone BSR avec leur interprétation. Ces profils recoupent le biseau supposé des hydrates. La bande identifiée sur la carte Dip de la zone correspond à la formation du fond de l'eau par des hyperboles de diffraction qui se développent au dessus de portions de réflecteurs plus épais et de plus forte amplitude. D'autres portions de réflecteurs avec les mêmes caractéristiques ont été identifiées le long d'une ligne qui recoupe les horizons et qui pourrait marquer la migration du biseau à mesure de la progradation sur la pente.

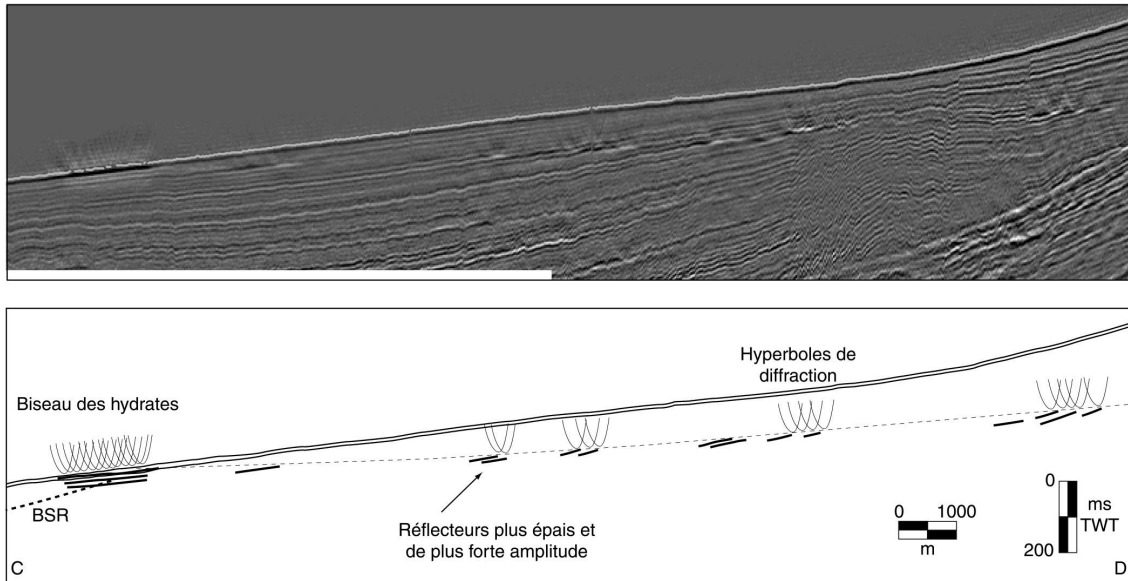


Figure 3. 17.

### **3.1.2. Propriétés sismiques et acoustiques des sorties de fluides à proximité du biseau des hydrates**

Une zone de sortie de fluides a été identifiée à l'Ouest du biseau, c'est à dire **dans la zone de stabilité des hydrates**. Sur une surface de 4 km<sup>2</sup> environ, le fond de l'eau est très perturbé par **de nombreux pockmarks** et par une dépression de forme rectangulaire d'un diamètre de 1000 m, qui pourraient correspondre à des sorties de fluides (*Figure 3.18*).

Deux carottes (CAR-1 et CAR-2) ont été réalisées dans la zone pendant la campagne Gardline (99). Elles ont montré des évidences de gaz, mais pas d'hydrocarbures plus lourds. Les valeurs faibles de  $\delta^{13}\text{C}$  (<-65‰) indiquent que le gaz est d'origine biogénique principalement, mais qu'il existe une composante thermogénique plus profonde (*c.f. Chapitre 2*).



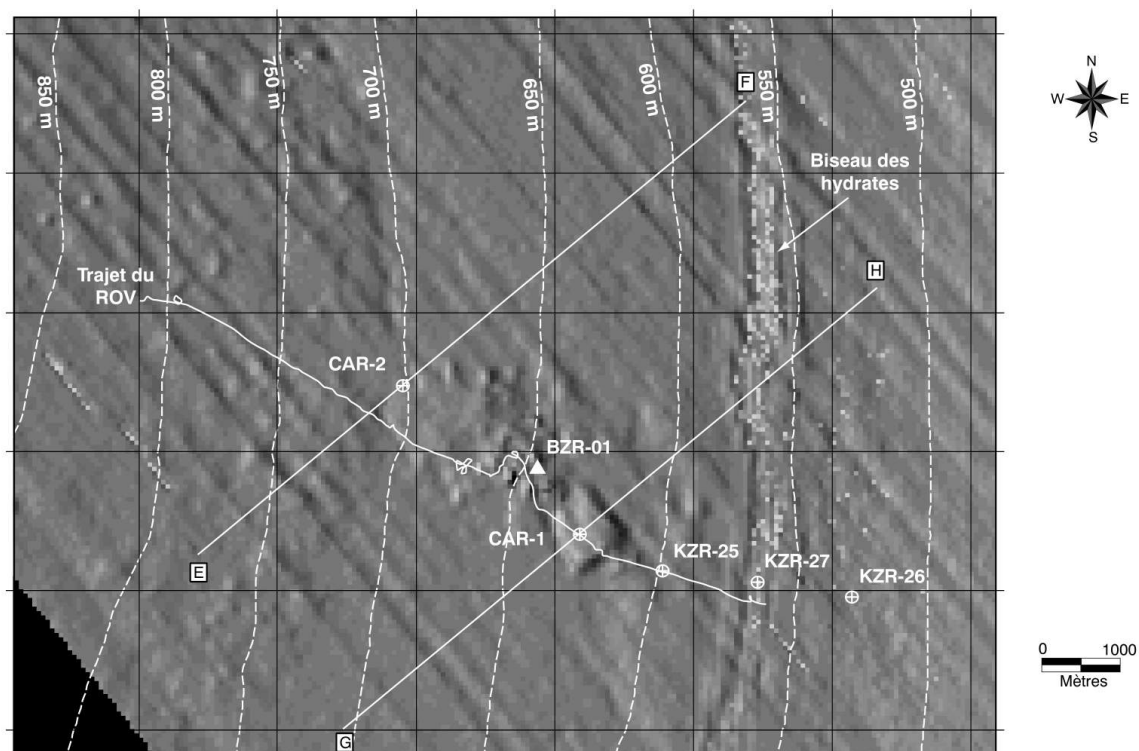


Figure 3. 18 : Carte DIP de la zone du biseau des hydrates. Le trait blanc représente le trajet du ROV sur le fond de l'eau. Les deux carottes CAR-1 et CAR-2, réalisées en 1999 lors de la campagne de carottages Gardline, ont montré des vidences de gaz.

La carte EM12 (Figure 3.19) montre que la zone perturbée, identifiée sur la carte Dip, correspond exactement à une forte anomalie de réflectivité. La réflectivité est un paramètre calculé à partir du signal issu du sondeur bathymétrique multifaisceaux EM12. Ce signal intègre d'une part la rugosité des fonds et les fortes variations de la pente, mais, dans des sédiments argileux sous-compacts et homogènes, il présente une perturbation potentielle de 10 m. Il peut ainsi détecter la présence « d'objets durs » faiblement enfouis. Les seuls objets durs susceptibles de générer une telle anomalie de réflectivité dans l'exemple étudié correspondraient à des **encroûtements carbonatés** et/ou à des **champs de bivalves**, qui jalonnent traditionnellement les zones de sorties de fluides (c.f. paragraphe 2.4.4).

La carte de réflectivité EM12 permet de distinguer 3 faciès distincts :

- **le faciès de faible réflectivité**. Ce type de réflectivité est le plus fréquent dans les sédiments fins hémipélagiques des environnements de pente, et il couvre la grande majorité du fond de l'eau dans la zone ;

- **le faciès de réflectivité moyenne**, qui contraste fortement avec la faible réflectivité du faciès A. La limite de ce faciès coïncide avec la limite de la zone perturbée par les sorties de fluides identifiées à partir de la carte Dip du fond de l'eau ;

- **le faciès de forte réflectivité**. Il se situe très fréquemment à l'intérieur de la zone couverte par le faciès B. Sa délimitation est donc beaucoup plus subjective, car il est parfois

difficile d distinguer du faciès B, en particulier lorsqu'il couvre une faible zone dont la surface approche la limite de définition du sondeur multifaisceaux.

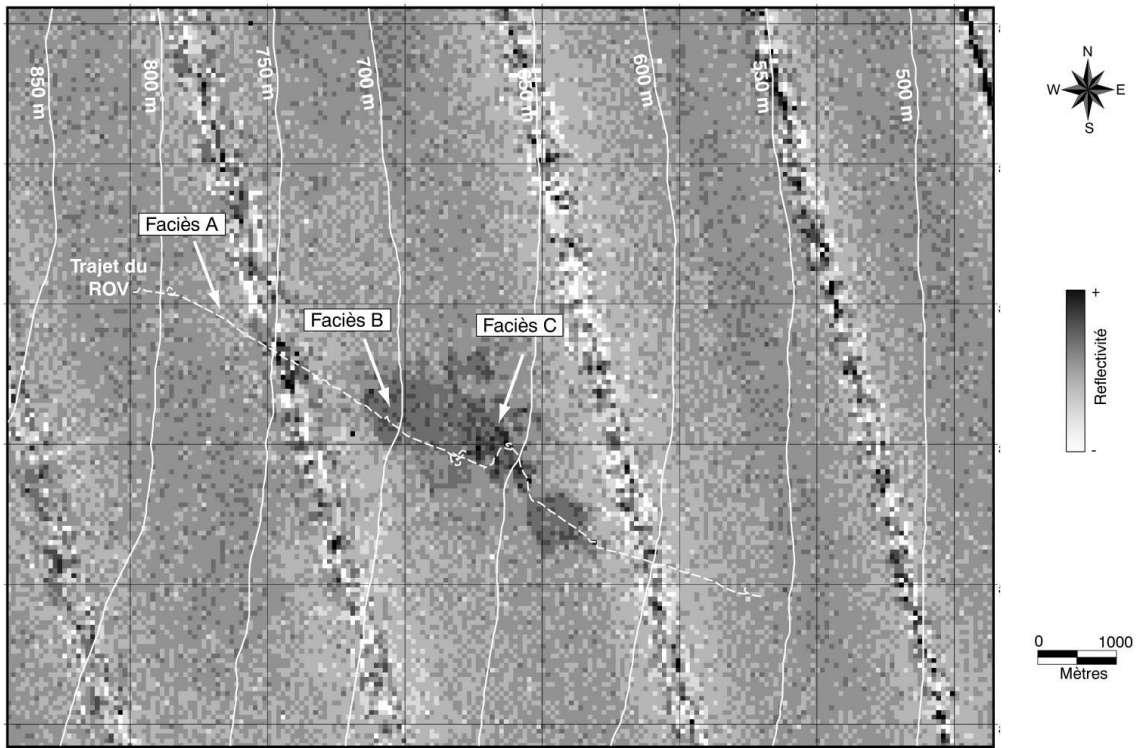


Figure 3. 19 : Carte de réflectivité EM12 dans la zone du biseau des hydrates, acquise pendant la campagne Guinness. Le trait blanc représente le trajet du ROV sur le fond de l'eau. Les lignes parallèles orientées N-NW/S-SE correspondent aux perturbations du signal au droit du passage du bateau pendant l'acquisition.

### **3.13. Les faciès observés en plongée dans la zone BSR**

Les observations visuelles à partir du ROV ont permis de montrer que **les 3 faciès de réflectivité correspondent exactement à 3 faciès morphologiques et biologiques sur le fond de l'eau**. Chacun de ces faciès est caractérisé par la nature des sédiments, par la densité de faune (vivante ou morte) présente sur le fond, et par les précipitations carbonatées qui définissent parfois un relief sur le fond de l'eau.

#### **a. Le Faciès A**

Il correspond à un faciès de réflectivité faible, **habituel dans des environnements de pente continentale**. Les sédiments sur le fond de l'eau sont homogènes, avec peu de bioturbation. La vie benthique y est très ponctuelle. Les variations morphologiques sur le fond sont très faibles (*Figure 3.20*).



Figure 3. 20 : Photo du fond de l'eau illustrant le faciès A reconnu à partir de la réflectivité EM12. Les sédiments sont homogènes, avec parfois des traces de bioturbation. La vie benthique y est très ponctuelle.

### b. Le faciès B

Il s'agit de **grands tapis bactériens blancs** associés à des **sédiments réduits** et noirs qui se développent sur quelques cm<sup>2</sup> voire plusieurs m<sup>2</sup>. Ces sédiments sont certainement riches en sulfures de fer et en kaolinite (Schumacher, 1996). À la périphérie des tapis bactériens, se trouvent fréquemment des **coquilles de bivalves Vésicomidés**, parfois vivants (Figure 3.21). Ces amas de coquilles associés à des tapis bactériens et à des sédiments réduits finissent parfois un **léger relief de quelques centimètres sur le fond de l'eau**. Ils peuvent être responsables de l'anomalie moyenne de réflectivité observée. Au cours du trajet du ROV sur le fond, nous avons constaté que ces amas ne sont pas continus tandis que l'anomalie de réflectivité ne varie pas. Le signal du multifaisceaux EM12 ayant une pénétration potentielle de 10 m, cela signifie probablement que des amas de coquilles peuvent être enfouis. Ils sont aujourd'hui drapés par les sédiments hémipolagiques (type faciès A), ne laissant aucune trace sur le fond de l'eau.



Figure 3. 21 : Photo du fond de l'eau illustrant le faciès B reconnu à partir de la réflectivité EM12. Les sédiments sont noirs, caractéristiques d'une forte réduction. De larges tapis bactériens blancs sont fréquemment associés à ces taches de sédiment réduit. De nombreux bivalves (*Vésicomidés* principalement), rarement vivants, se situent à la périphérie des tapis bactériens. Une forte accumulation de ces coquilles pourrait être responsable de l'anomalie de réflectivité sur le fond de l'eau.

### c. Le faciès C

Dans la zone BSR, le faciès C a une extension assez limitée. Il se situe dans la zone couverte par le faciès B et couvre une surface de quelques dizaines à quelques centaines de mètres carrés. De larges **plaques d'encroûtements carbonatés** dominent dans ce faciès (Figure 3.22). Leur large extension associée à leur dureté est certainement responsable des fortes anomalies de réflectivité sur le fond. Ils définissent un relief sur le fond de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. Le fond de l'eau n'est pourtant pas entièrement couvert par ces encroûtements et dans les petites dépressions laissées vacantes, **les sédiments qui affleurent sont très riches et couverts par des voiles bactériens blancs**. De nombreuses coquilles de Vésicomydés, rarement vivantes, sont également éparpillées sur les sédiments réduits, mais aussi incorporées aux encroûtements. Les encroûtements sont donc composés d'une **grande densité de coquilles** cimentées par des carbonates. **La vie benthique sur ce faciès est foisonnante**, incluant des crabes, des galathées, des anémones et des vers.

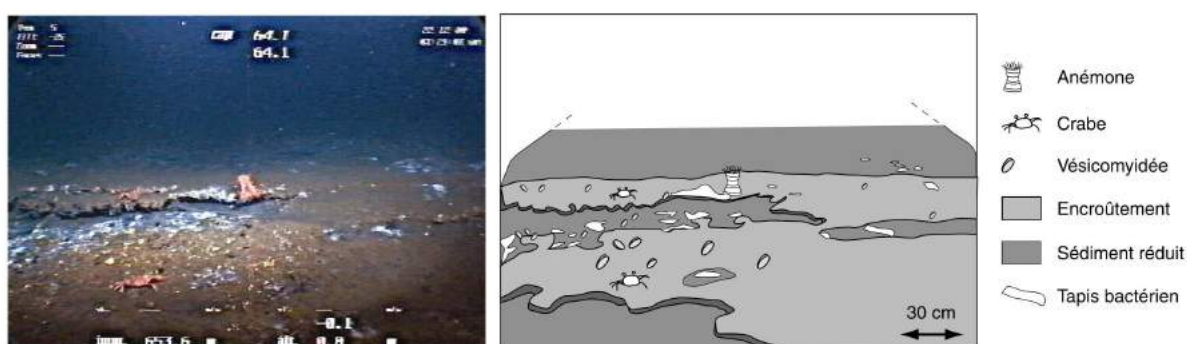


Figure 3. 22 : Photo du fond de l'eau dans la zone du faciès C. Les sédiments noirs riches sont abondants, sur lesquels se développent de larges tapis bactériens blancs. Les encroûtements carbonatés ont la forme d'un placage au-dessus des sédiments définissant un léger relief de quelques centimètres. Ils servent de point de fixation aux anémones et parfois aux bivalves vésicomydés. D'autres individus comme des crabes rouges se nourrissent des débris.

Les analyses minéralogiques de ces encroûtements carbonatés montrent que **les coquilles sont principalement composées d'aragonite, cimentées par de la calcite magnésienne**.

La présence de sédiments noirs et réduits associés à un voile bactérien et à la présence de coquilles de Vésicomydés semble donc être un indicateur d'expulsion de fluides sur le fond de l'eau. De plus, nous avons observé qu'une vie benthique foisonnante était systématiquement associée à des encroûtements carbonatés lorsque ceux-ci affleurent sur le fond de l'eau et qu'ils ne sont pas drapés par les sédiments hémipélagiques. Ceci semble donc indiquer que, dans ce cas, **une expulsion importante de fluides permet d'entretenir une chaîne trophique plus riche** (c.f. paragraphe 2.4.4). Les analyses de méthane dissous dans l'eau vont nous permettre de confirmer cette hypothèse.

### 3.1.4 Analyses de méthane dissous sur le fond et dans la colonne d'eau

Les prélèvements d'eau par pompage à partir du ROV permettent de mesurer la concentration en méthane dissous dans l'eau (c.f. paragraphe 2.4.2). Douze prélèvements d'eau près du fond ont été effectués durant la plongée sur la zone BSR. Les analyses réalisées par le laboratoire de géochimie et métallogénie de l'Ifremer (J-L. Charlou, en cours) mettent en évidence des **concentrations en méthane largement supérieures au bruit de fond océanique** (Figure 3.23).

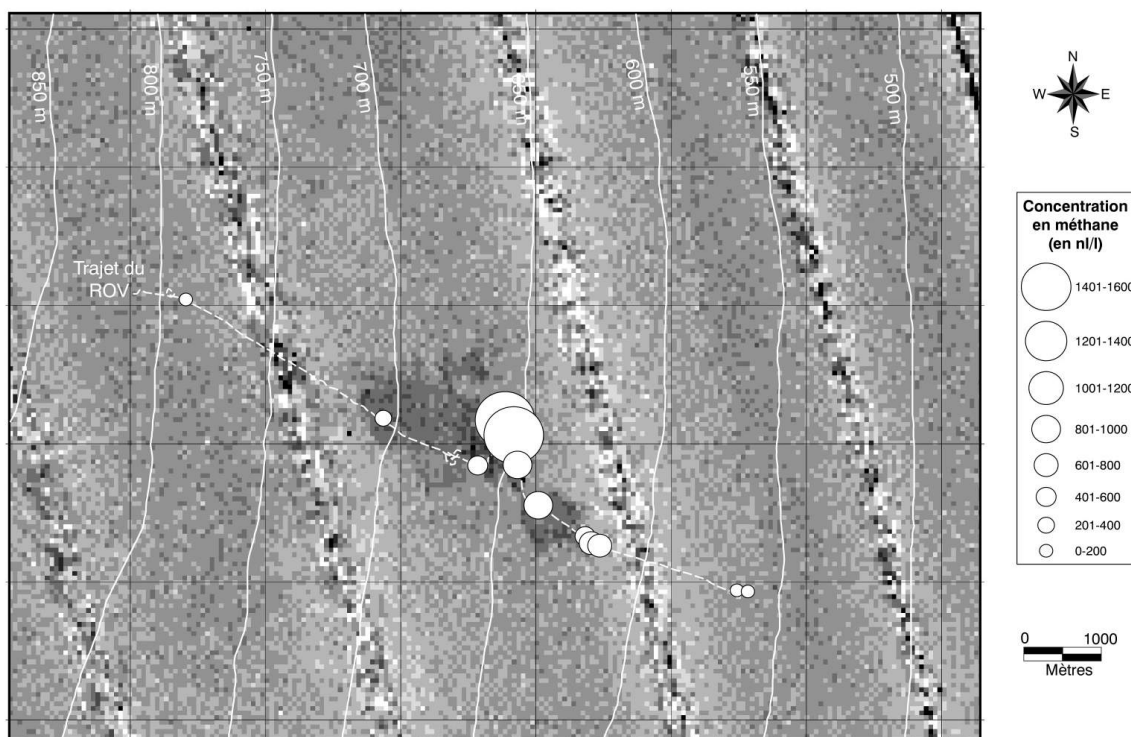


Figure 3. 23 : Concentrations de méthane dissous dans l'eau près du fond, mesurées par l'équipe de géochimie et métallogénie de l'Ifremer (J-L. Charlou, en cours). Les plus fortes anomalies de réflectivité sont corrélées avec les plus fortes concentrations en méthane dissous.

Les concentrations en méthane sont toujours faibles au dessus du faciès A peu réflectif (<200 nl/l). Les courants de fond peuvent contribuer à amener dans ces zones du méthane mis dans une autre zone, comme nous l'avons indiqué dans le paragraphe 2.3.2, mais avec des concentrations faibles en raison de la dispersion très rapide du méthane dissous dans le volume d'eau. **Le faciès A a donc été considéré comme non metteur de fluides.**

En ce qui concerne le **faciès B**, il est caractérisé par des **concentrations plus élevées en méthane dissous** dans l'eau près du fond (200<C<1000 nl/l). La présence de sédiments r du its et d'un voile bactérien indique qu'il existe dans cette zone des sorties de fluides mais qu'elles sont plutôt diffuses. La concentration n'est pas suffisante pour permettre

l'entretien d'une chaîne trophique importante. L'anomalie de réflectivité, continue tout le long du faciès B, suggère que certains sites, actifs par le passé, ont été totalement drapés par les sédiments tandis que d'autres affleurent encore aujourd'hui.

Le faciès C, le plus réflectif, est caractérisé par des concentrations largement supérieures au bruit de fond océanique ( $1000 < C < 1600$  n/l). La présence sur le fond de larges placages d'encroûtements carbonatés avec des sédiments réduits, des voiles bactériens et une longue chaîne trophique suggèrent que **le faciès C correspond à un faciès d'expulsion active et importante de fluides**. Il semblerait donc qu'au-delà d'un certain seuil, **la concentration en méthane permet d'entretenir une chaîne trophique complète**. Cette observation est confirmée par les analyses de méthane dissous réalisées dans la colonne d'eau, à la verticale du faciès C (bathysonde BZR-01). Ces analyses montrent un échappement de méthane formant un panache de 100 m de haut (Figure 3.24) qui coïncide avec les fortes concentrations de méthane mesurées près du fond. Cependant, en raison de la dynamique océanique, il est difficile d'affirmer que la (ou les) sortie(s) de fluides se trouvent exactement au-dessous du profil (c.f. paragraphe 2.3.2).

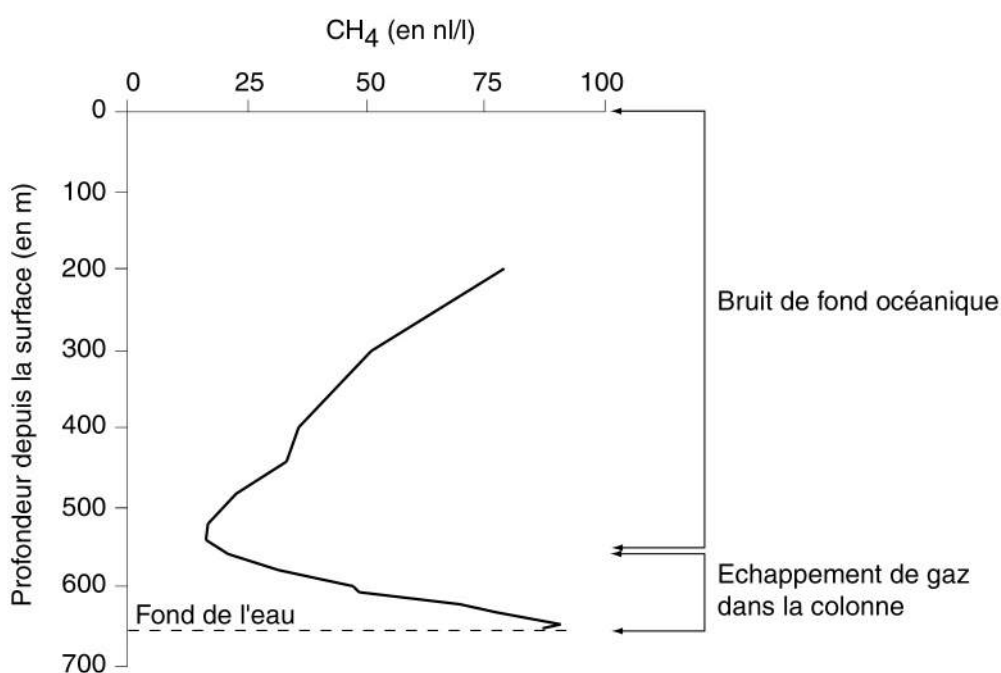


Figure 3. 24 : Profil vertical de concentration de méthane dissous dans la colonne d'eau à la verticale du faciès C (bathysonde BZR-01), réalisée par l'équipe de géochimie et métallogénie de l'Ifremer (J-L. Charlou, en cours). La diminution de la concentration avec la profondeur correspond à l'activité biologique de surface et au bruit de fond océanique. Cette concentration qui augmente près du fond, signifie qu'il y a une source de méthane à proximité (mais pas forcément à la verticale du profil).

### **3.15. Modèle de formation des sorties de fluides associées aux hydrates**

Les observations précédentes dans la zone BSR montrent qu'il existe une relation directe entre la quantité de fluides expulsés, la densité et la nature des communautés chimiosynthétiques associées et la précipitation de carbonates qui engendrent plusieurs degrés de réflectivité sur le fond. Pourtant, à l'échelle de la zone de sortie de fluides, l'expression de ces différents paramètres n'est pas continue sur le fond, tandis que l'anomalie de réflectivité, elle, couvre une plus large zone. Ceci suggère que **d'anciennes sorties de fluides sont enfouies l'heure actuelle des profondeurs inférieures 10 m**. Ces expulsions, qui se sont succédées dans le temps, ont migré latéralement lorsque la sortie n'était plus possible, peut-être à cause du colmatage des conduits par des précipitations plus importantes. Nous proposons ainsi un modèle d'évolution dans le temps pour une sortie type de fluides, couplé à une évolution spatiale en six stades successifs (Figure 3.25). Cette évolution comporte un stade initial au cours duquel l'event est activé et les communautés pionnières s'installent, puis une phase d'activité où la chaîne trophique est à son plein rendement et enfin un stade de sénescence où les espèces disparaissent successivement, en même temps que diminue le débit en fluides mis. Cependant, si l'on se réfère uniquement aux concentrations en méthane et aux propriétés de réflectivité, il est par exemple impossible de distinguer le stade 2 du stade 5 sans observations *in situ*. D'autre part, le stade 3 peut ne pas être atteint, puisqu'il dépend de la concentration en méthane et le modèle ne comporterait plus alors que 5 stades. La seule observation *in situ* ne permet pas de distinguer le stade 2 du stade 4, c'est-à-dire distinguer un site naissant, d'un site mourant. Cela revient à regarder le modèle de la gauche vers la droite. Tenter de rationaliser une interprétation de la droite vers la gauche reste très risqué.

La complexité de l'assemblage chimiosynthétique est directement reliée à l'apport de fluides, comme cela a déjà été montré dans le Golfe du Mexique (Reilly *et al.*, 1996) ou à la Barbade (Olu *et al.*, 1997). Les faciès sur le fond de la zone de sortie de fluides sont variés, traduisant plusieurs degrés de complexité, tandis que l'anomalie de réflectivité couvre toute cette zone. Cette observation suggère que l'anomalie de réflectivité représente la somme sur une verticale de plusieurs faciès qui se sont succédés dans le temps. Le maximum de l'enchappement de méthane s'est déplacé au cours du temps et il n'a sans doute pas toujours été à son emplacement actuel.

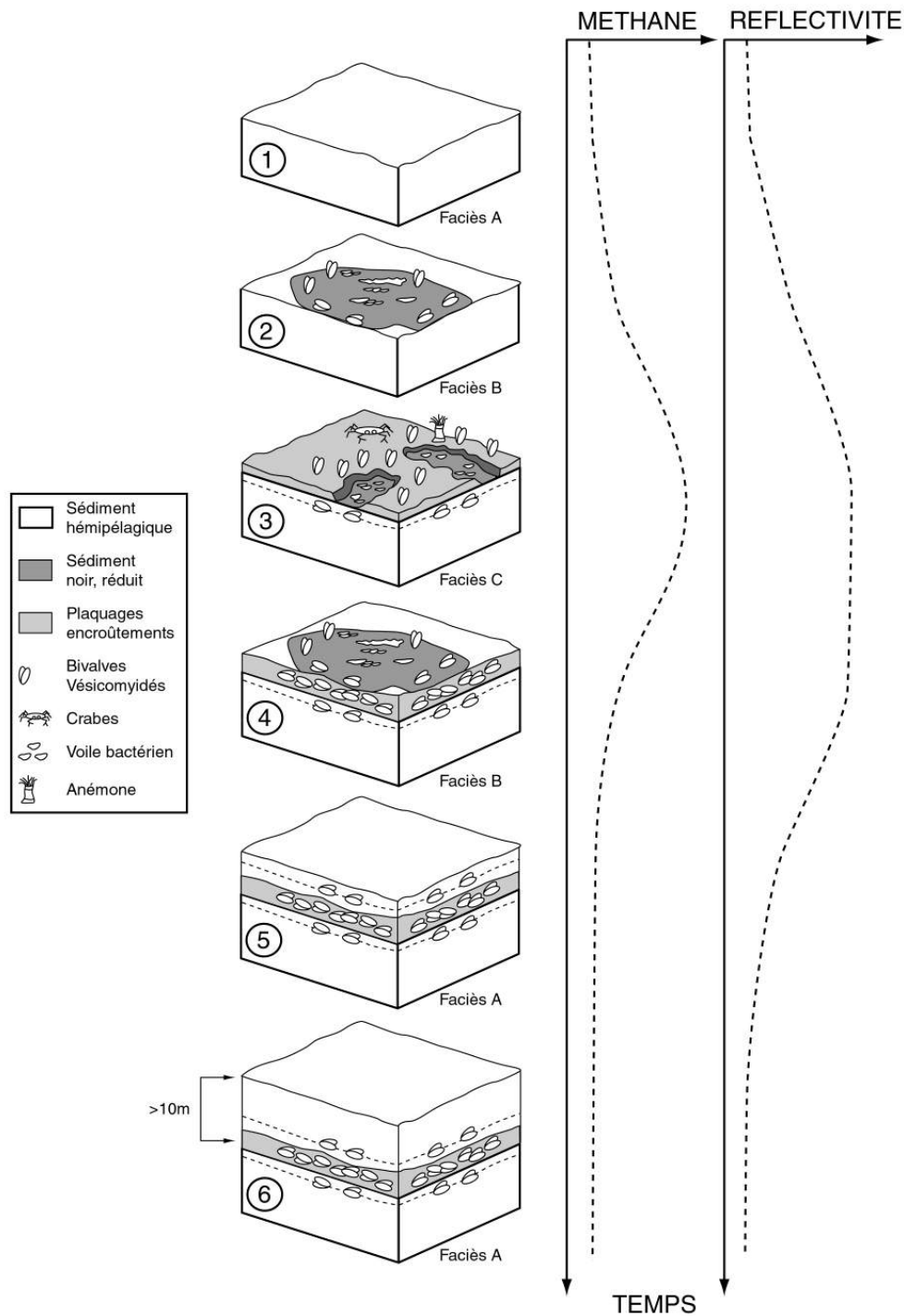


Figure 3. 25 : Mod le d'évolution dans le temps d'une sortie de fluides à proximité du biseau des hydrates. La densité de population chimiosynthétique et l'importance des précipitations carbonatées sont proportionnelles à la concentration en méthane et à la réflectivité sur le fond.

Les profils sismiques EF et GH, orientés NE-SW et passant respectivement par les sites de carottage CAR-2 et CAR-1, montrent que la zone de sortie de fluides est située à l'aplomb d'une grande faille normale à vergence Est (Figure 3.26). Cette faille décale en profondeur un chenal enfoui du Miocène supérieur. Les chenaux turbiditiques ayant une porosité importante par rapport aux sédiments hémipélagiques de pente, ils constituent des



reservoirs efficaces pour stocker les fluides. Cette faille a donc pu conduire des fluides issus de ce chenal vers la surface. Cette hypothèse est confirmée par le fait que le BSR, marquant la base de la zone de stabilité des hydrates lorsque du gaz libre est piégé dessous, n'a été identifié dans la zone qu'à l'aplomb de la sortie de fluides, au niveau de la faille.

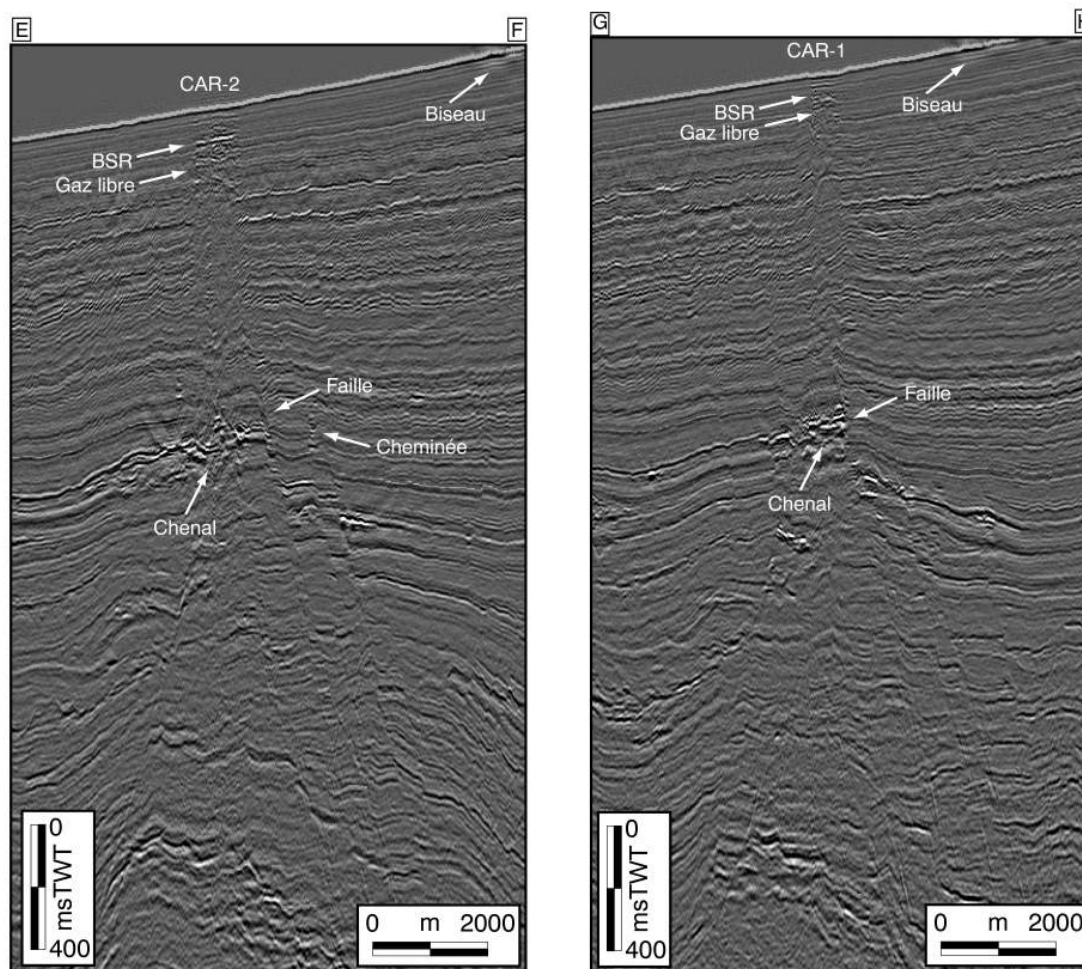


Figure 3. 26 : Coupes sismiques EF et GH, passant respectivement par les sites HM99-1 et HM99-2. Ces deux sorties de fluides sont situées dans la zone de stabilité des hydrates. Bien qu'un BSR soit visible sous chacun de ces sites, les hydrates ne semblent pas être directement la source des fluides. Un chenal enfoui est créé par une faille qui a pu conduire les fluides vers la surface.

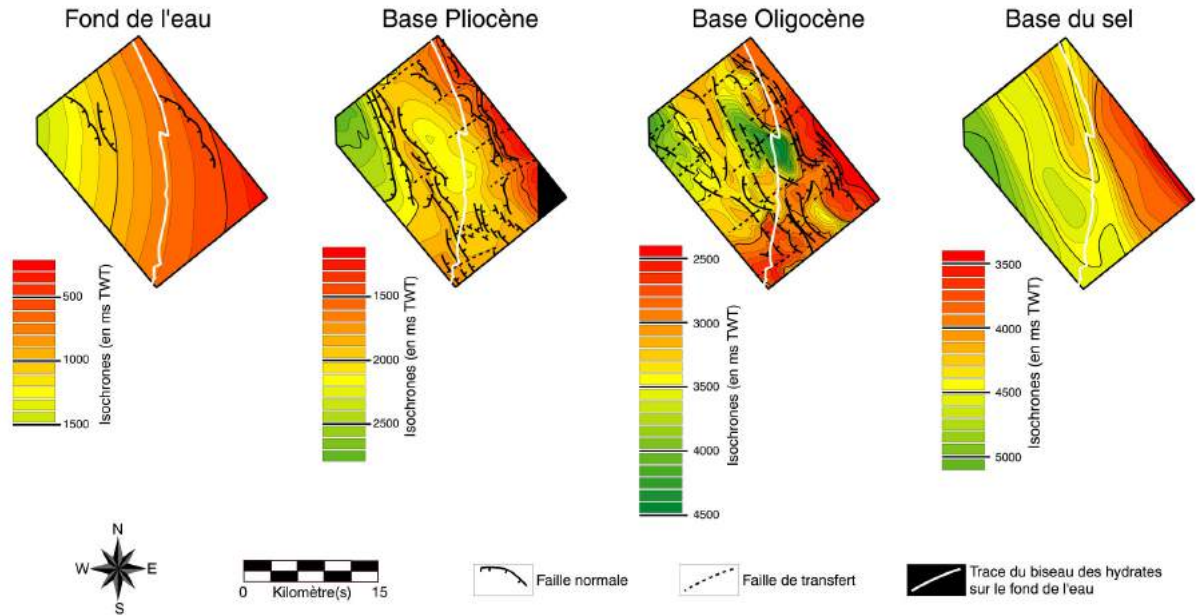
La zone de sortie de fluides de la zone BSR est donc clairement associée à un chenal turbiditique enfoui. Dans ce cas, les hydrates jouent le rôle d'intermédiaire dans la migration, en stockant provisoirement les fluides dans la colonne sédimentaire. Les fluides s'écouplant sur le fond de l'eau peuvent avoir une signature « hydrates » (Gaedicke *et al.*, 1997), mais cela est généralement lié au temps de résidence des fluides dans ce réservoir intermédiaire. Nous verrons dans les chapitres suivants que les hydrates ne sont jamais directement à l'origine des écoulements sur le fond de l'eau et que la source des fluides est à chercher plus profondément.

### **3.16 La zone du biseau des hydrates**

Les prélèvements d'eau réalisés à l'extrémité sud-est du trajet du ROV, c'est à dire au niveau du biseau supposé de s hydrates, montrent des concentrations très faibles en méthane. Ce site est caractérisé par un faciès A : la sédimentation correspond à un drapage hiéroglyphique, la vie benthique y est ponctuelle et il n'y a pas d'anomalies de réflectivité. Pourtant les profils de sismiques AB et CD (*c.f. Figure 3.15*) montrent que des portions de réflecteurs sont plus épaisses et de plus forte amplitude sous le biseau des hydrates, générant d'importantes hyperboles de diffraction. Ces **portions de réflecteurs** pourraient correspondre à des **amas importants de Vsicomys** (faciès B), mais plus vraisemblablement à des **encroûtements carbonatés** (faciès C) qui sont la trace d'écoulements de fluides sur le fond de l'eau. L'absence d'anomalie de réflectivité dans cette zone suggère que ces encroûtements et ces champs de bivalves sont maintenant enfouis au-delà de 10 m de profondeur.

**Les portions de réflecteurs plus épaisses et de plus forte amplitude** observées sur les profils AB et CD sont alignées le long d'une ligne sub-horizontale qui pourrait représenter le **chemin suivi par la migration progressive du biseau tertiaire des hydrates**. Les portions de réflecteurs de forte amplitude souligneraient ainsi les périodes d'intense activité pour l'expulsion de fluides au niveau du biseau (formant d'importantes communautés chimiosynthétiques), tandis que l'espacement entre deux portions successives représenterait des périodes d'inactivité. Le biseau supposé, générant des hyperboles de diffraction, représenterait donc la dernière période d'activité. Le biseau réel est inactif aujourd'hui, puisqu'il n'a aucune expression particulière sur le fond, et il se situerait légèrement en aval du biseau supposé. Ces observations montrent finalement que **l'expulsion de fluides au niveau du biseau est discontinuë**. Toutefois, les hydrates tant sensibles aux variations de température et de pression, les expulsions au niveau du biseau pourraient être liées à des événements climatiques et/ou eustatiques. Ces événements contrôleraient la dissociation des hydrates et la quantité de fluides expulsés sur le fond de l'eau au niveau du biseau, permettant ainsi à des communautés chimiosynthétiques de s'installer.

Comme nous l'avons vu sur la carte Dip du fond de l'eau (*Figures 3.15 et 3.18*), le biseau supposé de s hydrates présente deux déclivités, une au milieu de la zone étudiée et une complètement au sud. Nous avons reporté la trace de ce biseau sur les cartes isochrones avec leur interprétation structurale de la base du sel, de la base de l'Oligocène, de la base du Pliocène et du fond de l'eau (*Figure 3.27*). Les deux déclivités sont parfaitement corrélées avec deux failles de transfert identifiées sur la base de l'Oligocène et la base du Pliocène, mais pas sur le fond de l'eau (*c.f. Chapitre 2*). Le dernier horizon à être affecté est celui sur lequel s'est développé le biseau supposé de s hydrates, tout au moins de la dernière activité d'expulsion de fluides.



**Figure 3. 27 : Cartes isochrones de la base du sel, de la base Oligocène, de la base Pliocène et du fond de l'eau de la zone BSR avec leur interprétation structurale. Sur chacune de ces cartes, le trait blanc représente la trace du biseau supposé des hydrates sur le fond de l'eau (identifié à partir de la carte dip). Les deux décalages dextres sont systématiquement corrélés avec des failles de transfert qui affectent la série post-salifère.**

Nous proposons donc un modèle de migration du biseau des hydrates qui tient compte : 1) de la déformation engendrée par la progradation différentielle sur la pente qui génère des failles de transfert, 2) de l'apport discontinu de fluides engendrant ponctuellement la formation de communautés chimiosynthétiques et 3) de la précipitation d'encroûtements carbonatés (*Figure 3.28*). Les communautés chimiosynthétiques situées dans le domaine de stabilité des hydrates ne sont pas directement liées aux hydrates et l'origine des fluides est plus profonde. Dans ce type d'environnement il existe donc deux modes de migration pour les fluides :

- **le long des failles qui représentent des drains préférentiels**, permettant ainsi à des fluides profonds d'atteindre le fond de l'eau. Les sorties de fluides qui se développent au droit des failles ne sont pas influencées par les hydrates. Nous verrons dans les chapitres suivants que les failles représentent le vecteur essentiel de la migration des fluides à travers la colonne sédimentaire ;

- **sous la base de la zone de stabilité des hydrates**. Au moment d'une baisse eustatique, ou d'un réchauffement des eaux de fond, les hydrates se dissocient d'abord à leur base (c.f. chapitre 2, paragraphe x). Le gaz ainsi produit pourrait migrer sous la base de la zone de stabilité jusqu'au biseau où il serait expulsé, permettant l'installation de communautés chimiosynthétiques et la précipitation massive d'encroûtements carbonatés.

Finalement, les portions de réflecteurs épaisses et de forte amplitude marquent des périodes d'intense expulsion de fluides au niveau du biseau et peuvent ainsi servir de **marqueurs d'une paléobathymétrie de 600 m** le long de ces horizons.

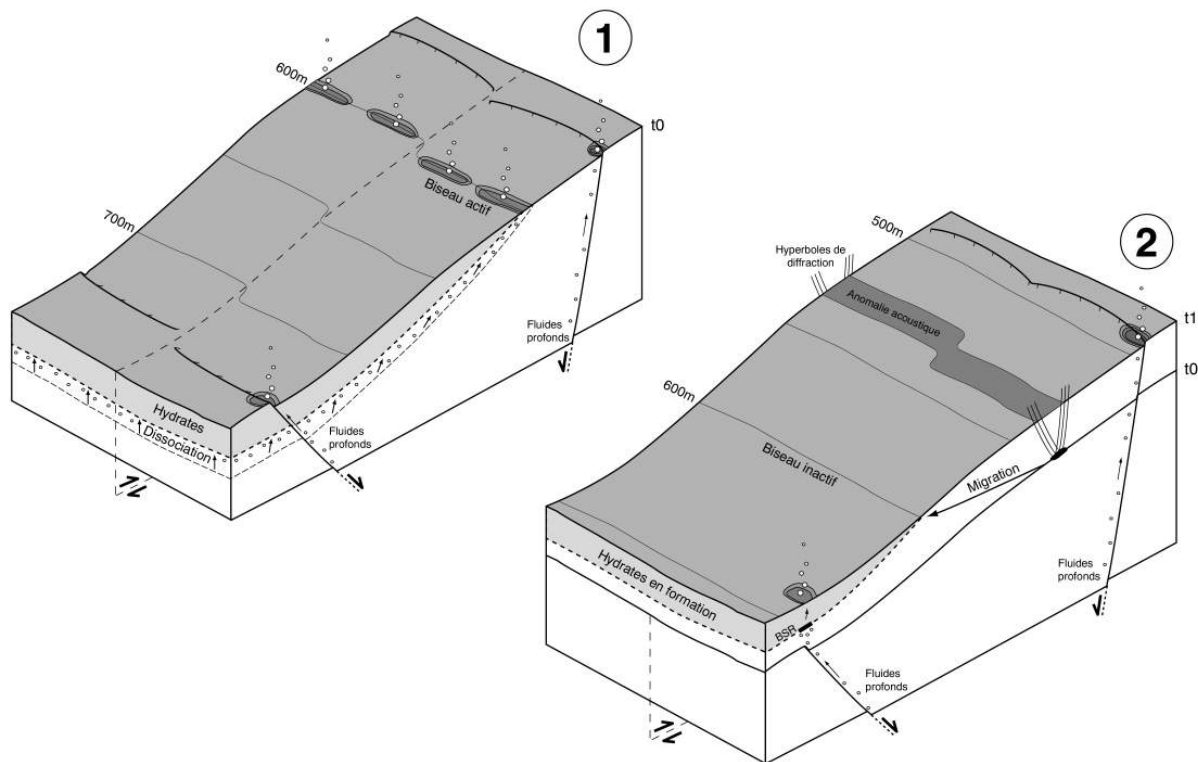


Figure 3. 28 : Bloc schématique représentant la région du biseau des hydrates. Au niveau d'un cône d'apport progradant, l'apport sédimentaire est progressivement réduit plus on s'éloigne de l'axe d'apport, générant des failles de transfert. La progradation de matériel terrigène sur la pente est également responsable de la migration vers le bassin du biseau des hydrates.

## 3.2 LE POCKMARK GEANT « REGAB » EN DOMAINE PROFOND

Nous allons maintenant nous intéresser à un site à caractère exceptionnel où l'intensité de l'activité trophique souligne la richesse de son contenu gazeux à l'image de la REGAB, la fameuse bière gabonaise !

### 3.2.1 Localisation du pockmark géant

Le pockmark géant « REGAB » se situe sur la rive Nord du chenal du Zaïre. Il est caractérisé par un diamètre de 900 m et une profondeur au centre atteignant 16 m. Il s'est formé à une bathymétrie de 3150 m environ, ce qui fait de lui **le pockmark géant le plus profond jamais découvert**. Sa structure interne complexe, du point de vue morphologique, minéralogique, chimique et biologique, va nous permettre de mieux comprendre l'évolution dans le temps de ce type d'objet.

### 3.2.2 Propriétés acoustiques sur le fond de l'eau

La réflectivité des sédiments de pente est habituellement faible. Néanmoins, au Nord du chenal du Zaïre, une **importante anomalie de réflectivité** a été identifiée sur la pente (Figure 3.29). D'un diamètre exceptionnel de 900 m environ, cette anomalie contraste avec la réflectivité des sédiments environnants.

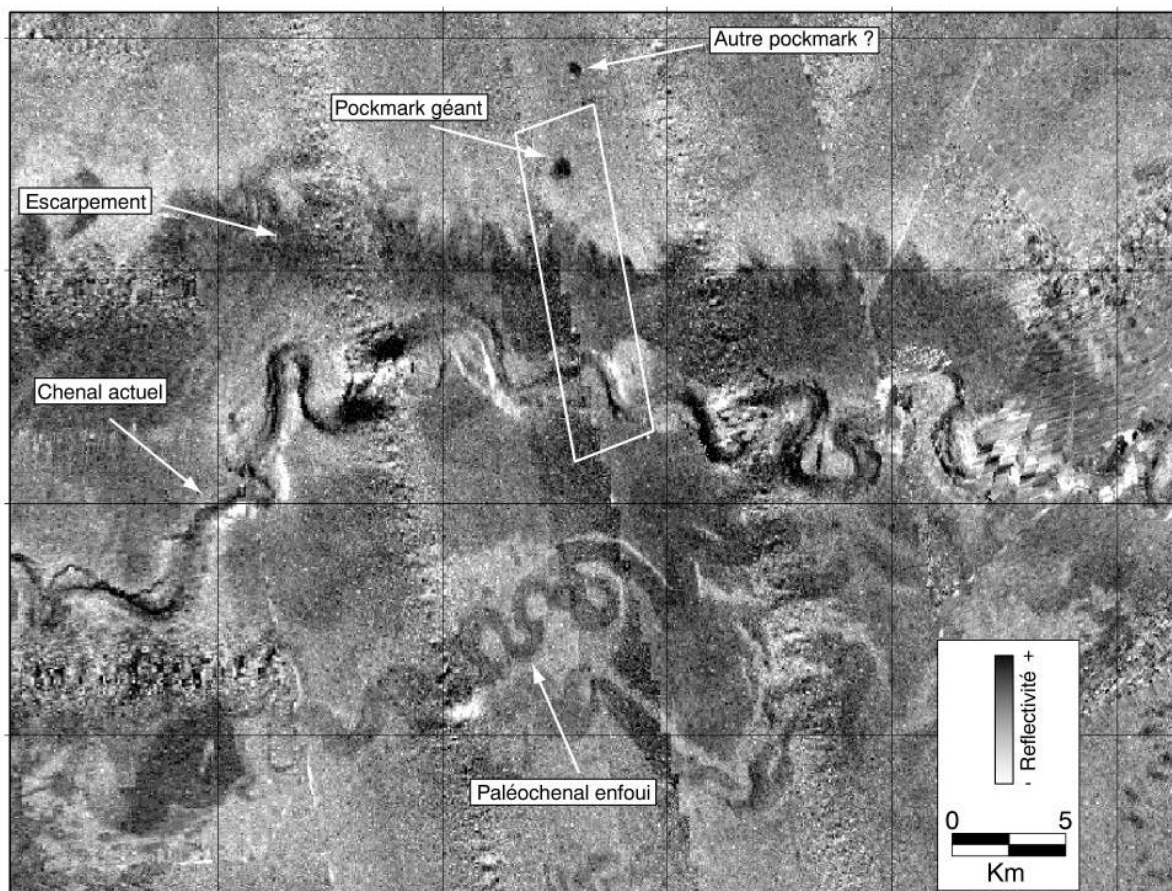


Figure 3. 29 : Carte de réflectivité EM12 de la zone du pockmark géant « REGAB ». La zone de sortie de fluides est matérialisée par une tache sombre sur la rive nord du chenal actuel. Le rectangle blanc correspond à la zone couverte par l'EM300, représentée dans la figure suivante.

Cette forte anomalie de réflectivité correspond à la trace sur le fond de l'eau d'un pockmark géant. Nous avons vu que le signal de réflectivité EM12 a potentiellement une pénétration de 10 m environ. Cela signifie, dans ce cas, que des objets très réfléchissants, comme des encroûtements ou des champs de bivalves, sont enfouis entre 0 et 10 m. L'utilisation du sondeur multifaisceaux EM300 permet une meilleure définition. Son signal plus haute fréquence a une pénétration bien inférieure et la carte de réflectivité EM300 montre également une forte anomalie au niveau du pockmark (Figure 3.30), corrélée avec l'anomalie EM12. Le fait qu'une anomalie soit détectée avec l'EM300 suggère que des objets réfléchissants sont enfouis superficiellement, voire même qu'ils affleurent sur le fond de l'eau. L'interprétation du signal EM12 et EM300 tant très vite absorbée dans les objets « durs », l'anomalie détectée par l'EM12 correspond à l'anomalie détectée par l'EM300, bien que la pénétration potentielle du signal EM12 soit plus grande. Il y a donc tout lieu de croire que **ce pockmark est actif** aujourd'hui ou qu'il l'a été dans un passé relativement proche. Nous confirmerons par la suite grâce aux observations in-situ réalisées à partir du ROV, que ce site a permis le

d développement de communautés chimiosynthétiques et la formation d'encroûtements carbonatés qui apparaissent aujourd'hui sur les deux types de cartes de réflectivité.

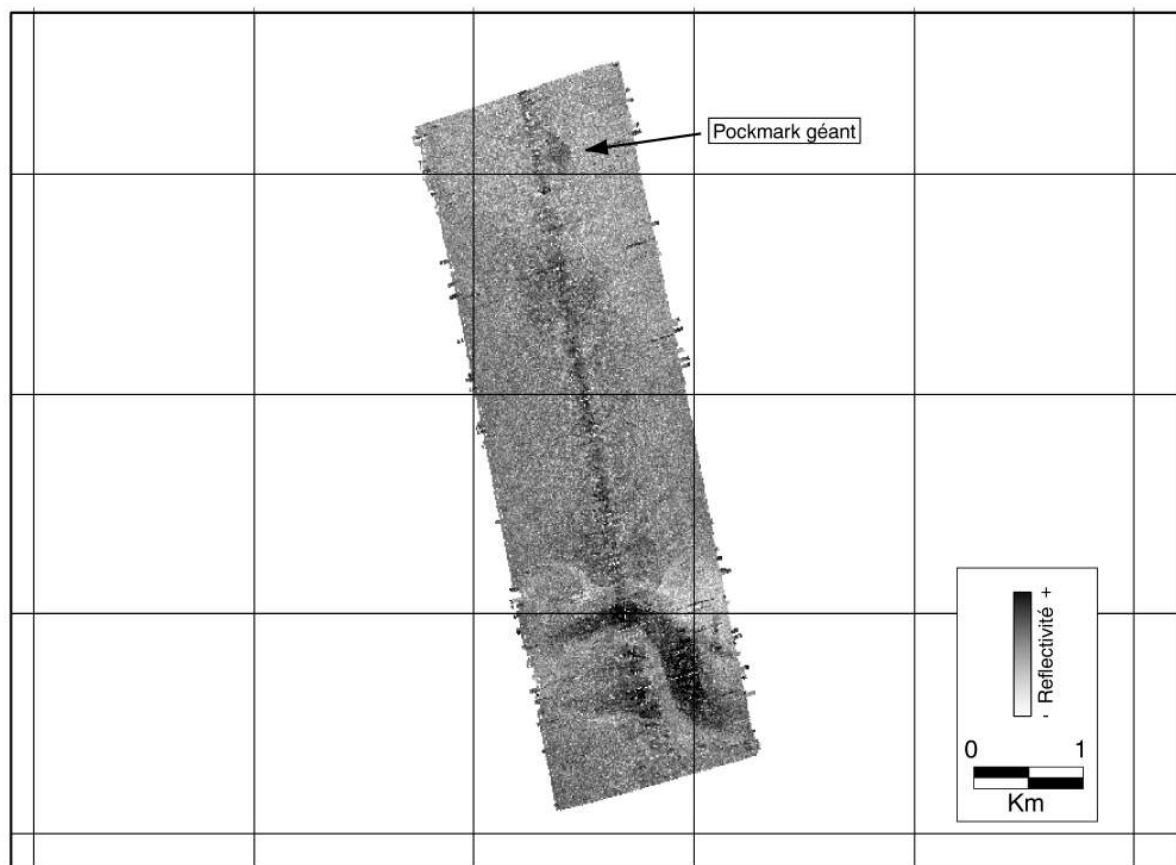


Figure 3.30 : Carte de réflectivité EM300 dans la zone du pockmark géant, représentée par une tache sombre. Au sud de cette zone, le chenal actuel et son escarpement sont également bien visibles.

### **3.2.3. Propriétés acoustiques dans la colonne sédimentaire**

Le profil du sondeur 3.5 kHz montre que le pockmark géant est caractérisé par des paléomètres de part et d'autre d'une dépression centrale à fond plat (LeMoigne, 1999) (Figure 3.31). Sous le fond de l'eau, au droit du pockmark, a été identifiée une **anomalie acoustique de forte amplitude** sur une quinzaine de mètres d'épaisseur. Cette anomalie génère un masque acoustique qui affecte tout l'intervalle sédimentaire sous le pockmark (c.f. paragraphe 2.5.1). C'est pourquoi, les réflecteurs sont interrompus. Cette anomalie acoustique suggère que du gaz est présent sous le pockmark géant. Il est donc fort probable que ce gaz affecte les séries sédimentaires, voire qu'il contribue à l'entretien d'une communauté chimiosynthétique sur le fond de l'eau.

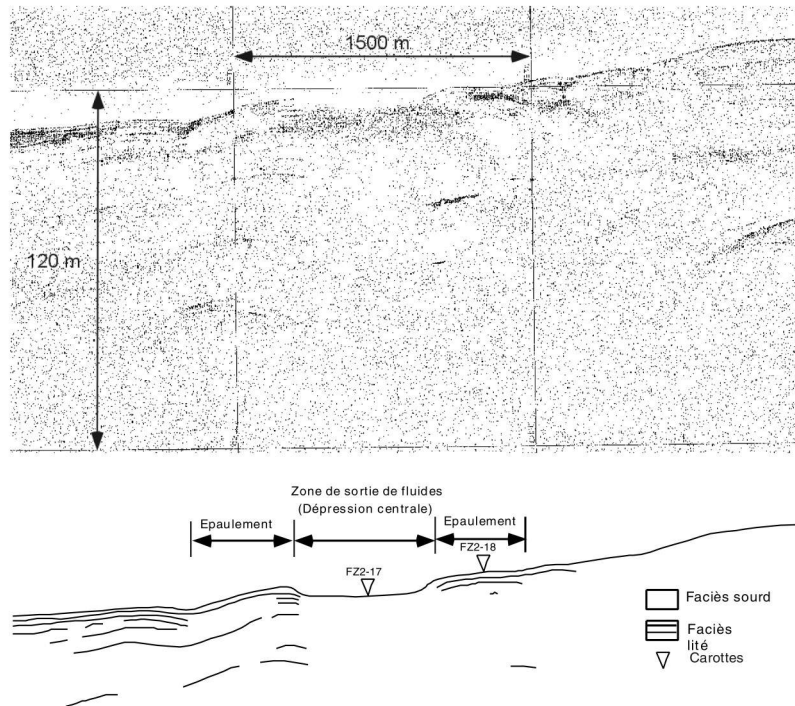


Figure 3. 31 : Profil 3.5 kHz avec son interprétation à travers le pockmark gagnant, d'après LeMoigne (LeMoigne, 1999).

### **3.2.4 Les marqueurs de migration de fluides dans la colonne sédimentaire**

Deux carottes ont été réalisées pendant la campagne Zaiango 2 afin de mettre en évidence des marqueurs de la migration de fluides dans ce pockmark. La carotte FZ2-17 se situe dans le pockmark, au niveau de l'anomalie acoustique détectée sur le sondeur 3.5 kHz. La carotte FZ2-18 a été réalisée sur l'épaulement amont au faciès lité. Ces deux carottes ont été étudiées dans le cadre du DEA de LeMoigne (1999) d'où sont extraites les principales observations suivantes :

#### **a. Etude de la carotte FZ2-18, sur la bordure du pockmark**

Les sédiments sont composés d'une argile légèrement silteuse homogène, gris-vert sombre, présentant des variations de couleurs (*Figure 3.32*). Elle contient de nombreuses diatomées, des radiolaires, des spicules d'éponges ainsi que quelques foraminifères et nannofossiles. La bioturbation de style chondrites devient de plus en plus importante (ou visible ?) à partir de 7 m de profondeur. Ce faciès ne contient **aucun nodule carbonaté**, mais on peut observer des niveaux riches en bioclastes que l'on associe à des remaniements par les courants de fond. Des **poches fluidisées ou vacuoles** apparaissent à 2.30 m et deviennent abondantes jusqu'à 7 m de profondeur. Une **odeur de H<sub>2</sub>S** est apparue à l'ouverture de la carotte vers 6 m de profondeur, confirmant la réaction de réduction des sulfates et d'oxydation du méthane (*c.f. paragraphe 2.4.2*).



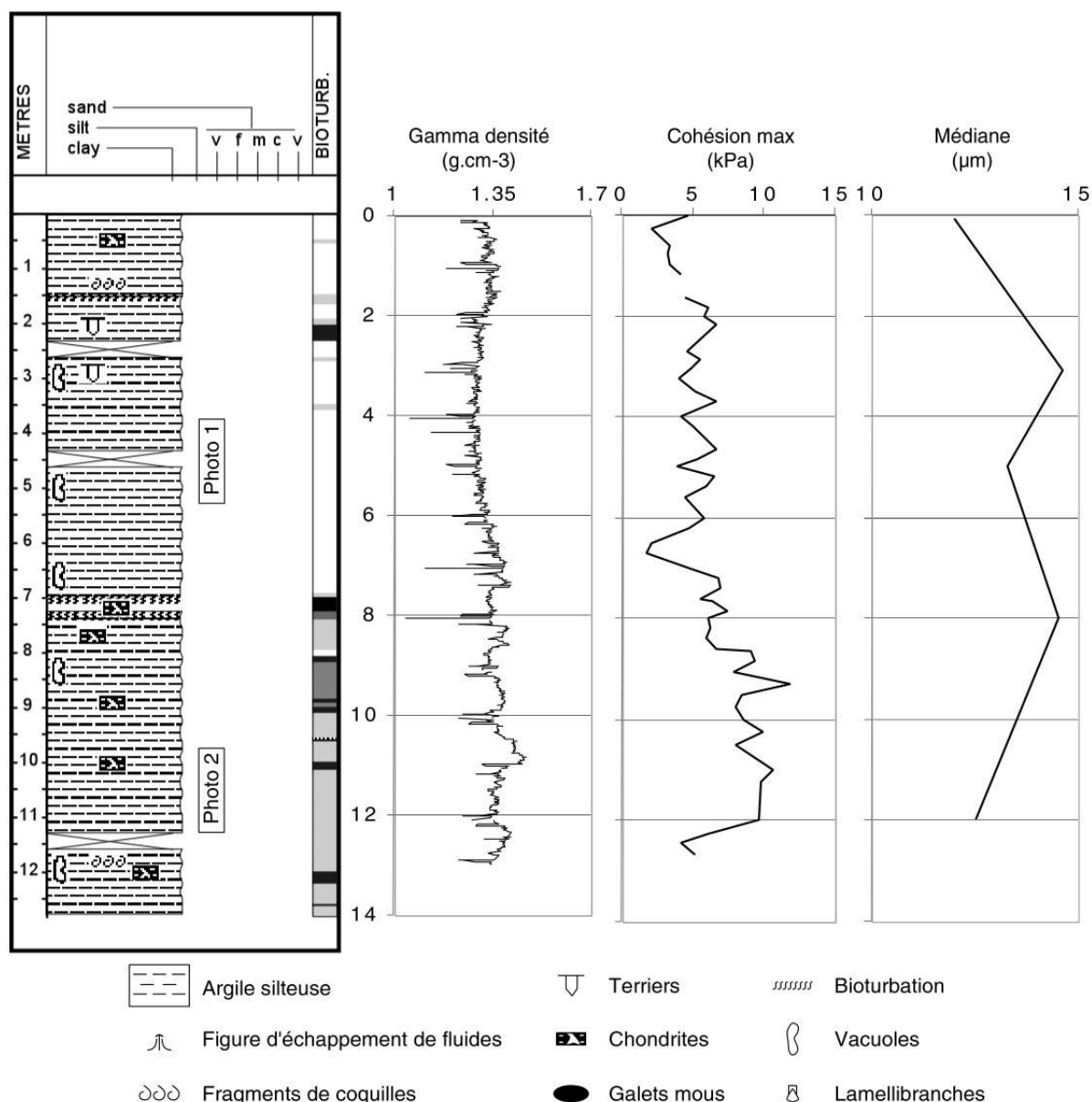


Figure 3. 32 : Log stratigraphique de la carotte FZ2-18, réalisée sur la bordure du pockmark ga nt (LeMoigne, 1999).

La diminution du gamma densité et de la cohésion maximale montre que la zone comprise entre 2.30 m et 6 m a subi un **fort remaniement**, peut-être du à une forte bioturbation ou à la **pr sence de gaz** (vacuoles). Au delà de 6 m, cette courbe évolue conformément aux processus de compaction attendus dans ce contexte.

### b. Etude de la carotte FZ2-17, dans le pockmark

Les s d iments sont compos s d'une argile peu silteuse de couleur gris-vert sombre, riche en diatom e s, radiolaires et nannofossiles (Figure 3.33). On distingue, le long de cette carotte, deux intervalles :



- **de 0 à 6 m**, la bioturbation est relativement importante. Les débris de coquilles de lamellibranches pluricentimétriques à décimétrique sont nombreux, parfois en position de vie (valves jointes). Des **nodules carbonatés** centimétriques à pluricentimétriques ont également été identifiés. Ils se développent généralement autour de bivalves de grande taille. À 4.30 m apparaissent des structures vésiculeuses plus sombres, renfermant des sédiments liquifiés et formant un **réseau de canalicules** **organisation verticale**.

- **de 6 à 11.85 m**, les sédiments sont traversés par des **conduits centimétriques** de couleur plus claire, à structures lobées ou « en bouffées de pipe » (*Figure 3.34*). Ces conduits ont été interprétés comme des **figures d'échappements de fluides** lors de la remontée de la carotte. Cet intervalle montre une très faible bioturbation, à moins que celle-ci n'ait été détruite lors du passage des fluides. Quelques petits nodules carbonatés ont également été observés, parfois associés à des vacuoles qui pourraient correspondre à zones liquifiées ou dégazées (Hovland and Judd, 1988 ; Sills and Wheeler, 1992 ; Yuan *et al.*, 1992). Enfin, tout l'intervalle est caractérisé par une **forte odeur de H<sub>2</sub>S** qui caractérise la réaction de réduction des sulfates et d'oxydation du méthane.

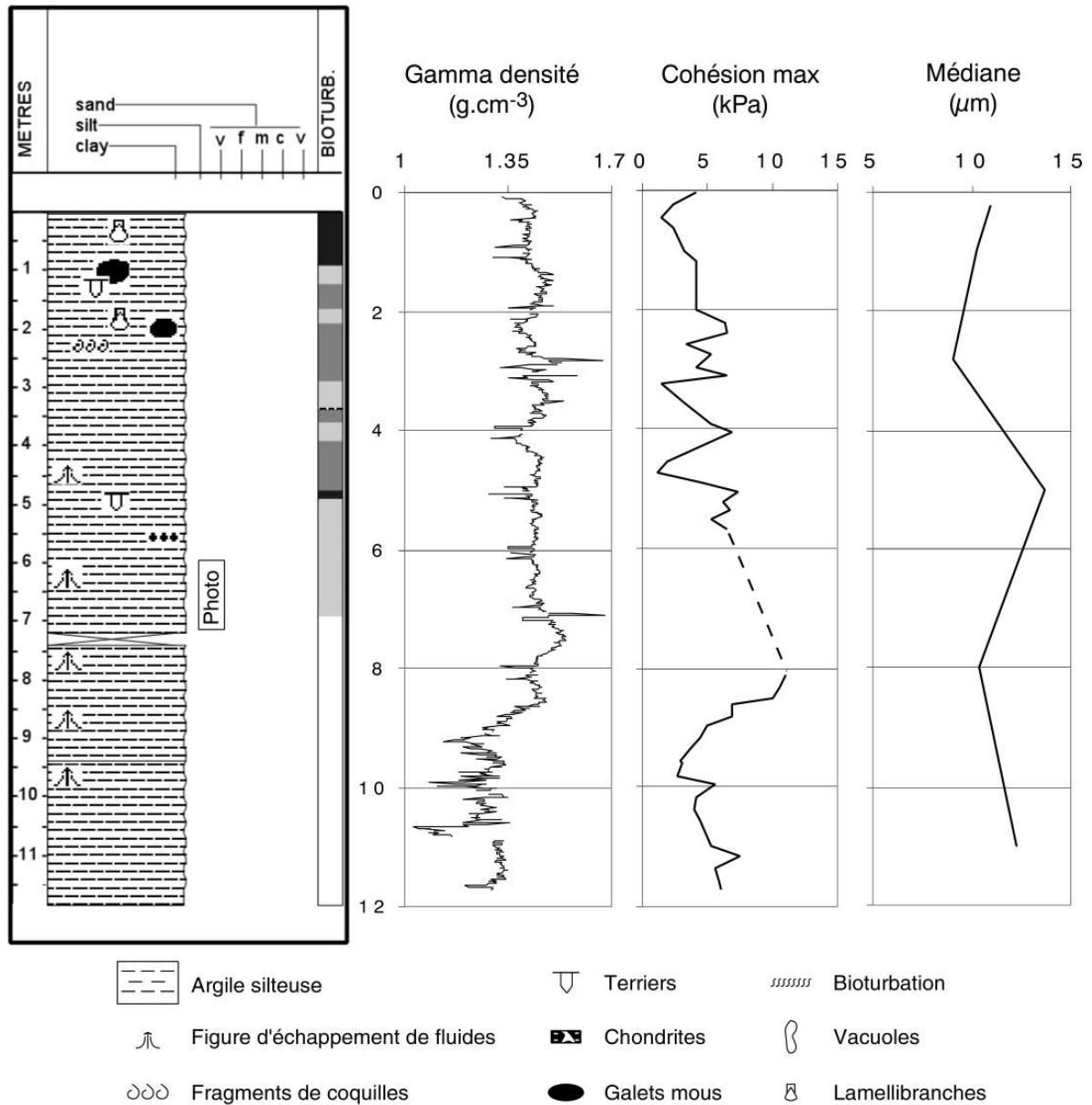


Figure 3. 33 : Log stratigraphique de la carotte FZ2-17, r a lis e dans le pockmark g a nt (LeMoigne, 1999).

La courbe de gamma densité montre une légère augmentation de la densité avec la profondeur, conforme aux processus de compaction, jusqu'à 8 m. Au-delà, la densité diminue dans les zones où des conduits d'échappement de fluides sont présents. La cohésion maximale présente également plusieurs pics de sous-consolidation, cohérents avec les perturbations observées dans les sédiments.

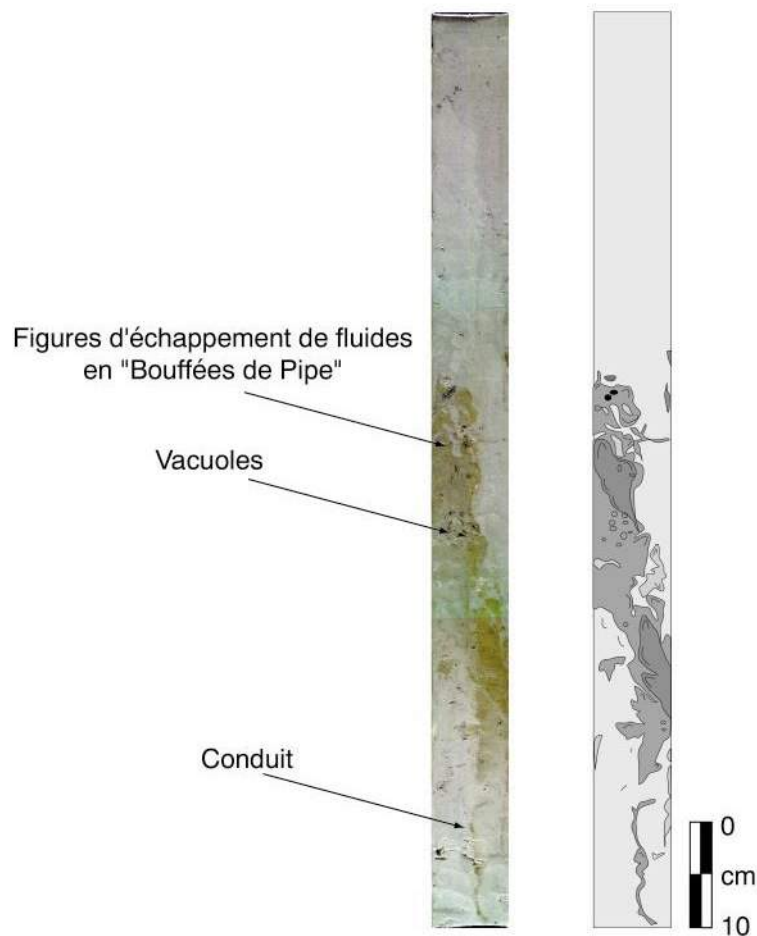


Figure 3. 34 : Photo de la section 7 de la carotte FZ2-17, dans le pockmark. Les sédiments marqués par une teinte brunâtre correspondent à des figures d'altération ou de réaction dans la zone d'échappement de fluides en « bouffée de pipe ». Plusieurs conduits et de nombreuses vacuoles ont été décrits tout le long de la carotte (LeMoigne, 1999).

### c. Caractères propres aux zones de sortie de fluides

La comparaison entre ces deux carottes montre qu'elles ont une nature lithologique similaire, mais **elles diffèrent par leur taux de remaniement** et par la présence de **figures d'échappements de fluides** et de **nodules carbonatés**.

Ainsi, la colonisation de la dépression par des gros lamellibranches serait directement liée au développement d'une vie chimiosynthétique associée aux expulsions de fluides (*c.f. paragraphe 2.4.4*). De la même façon, les cimentations carbonatées témoigneraient de l'activité de diagenèse du méthane par les bactéries (*c.f. paragraphes 2.4.3 et 2.5.4*).

## **3.2.5. Morphologie détaillée dans le pockmark géant**

En raison du grand diamètre de ce pockmark, quatre plongées ROV ont été nécessaires pour couvrir un maximum de sa surface (*Figure 3.35*). Les premières plongées

avaient un but de reconnaissance tandis que les suivantes se sont focalisées sur des objectifs particuliers à l'intérieur même du pockmark.

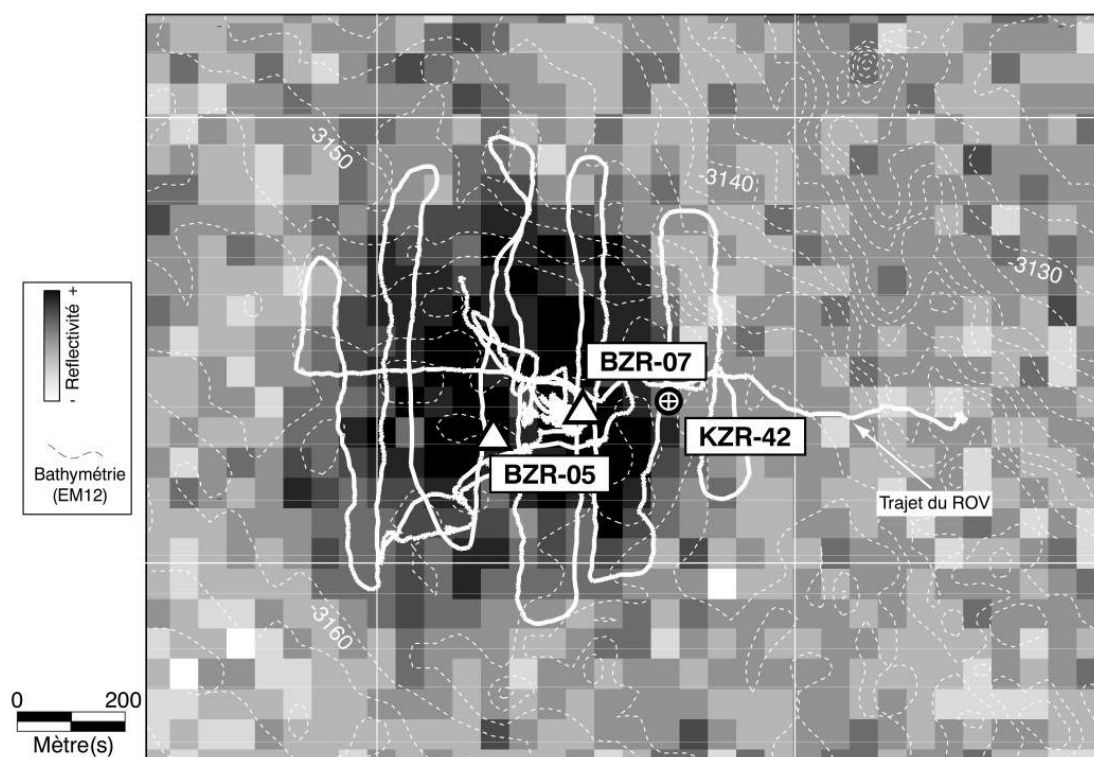


Figure 3.35 : Carte de réflectivité EM12 du pockmark gant. Les lignes blanches représentent le trajet du ROV sur le fond.

Le ROV est équipé d'appareils puissants permettant de contrôler son attitude, c'est à dire son immersion, son altitude par rapport au fond, son cap, son inclinaison et bien d'autres outils encore. L'immersion et l'altitude cumulées permettent d'établir une carte bathymétrique détaillée du fond marin, le long du trajet du submersible. Il a donc été possible de cartographier précisément le fond de l'eau du pockmark gant (Figure 3.36). Toute la surface n'ayant pas été couverte, une interpolation a été nécessaire entre certaines zones. Cette carte permet de mettre en évidence que la dépression a une **profondeur maximum de 16 m**, ce qui est assez faible par rapport à son diamètre de 900 m. Contrairement à nombre de pockmarks étudiés, **la morphologie du fond du pockmark est très irrégulière**. Les pentes variables semblent former d'autres dépressions plus petites à l'intérieur du pockmark gant.

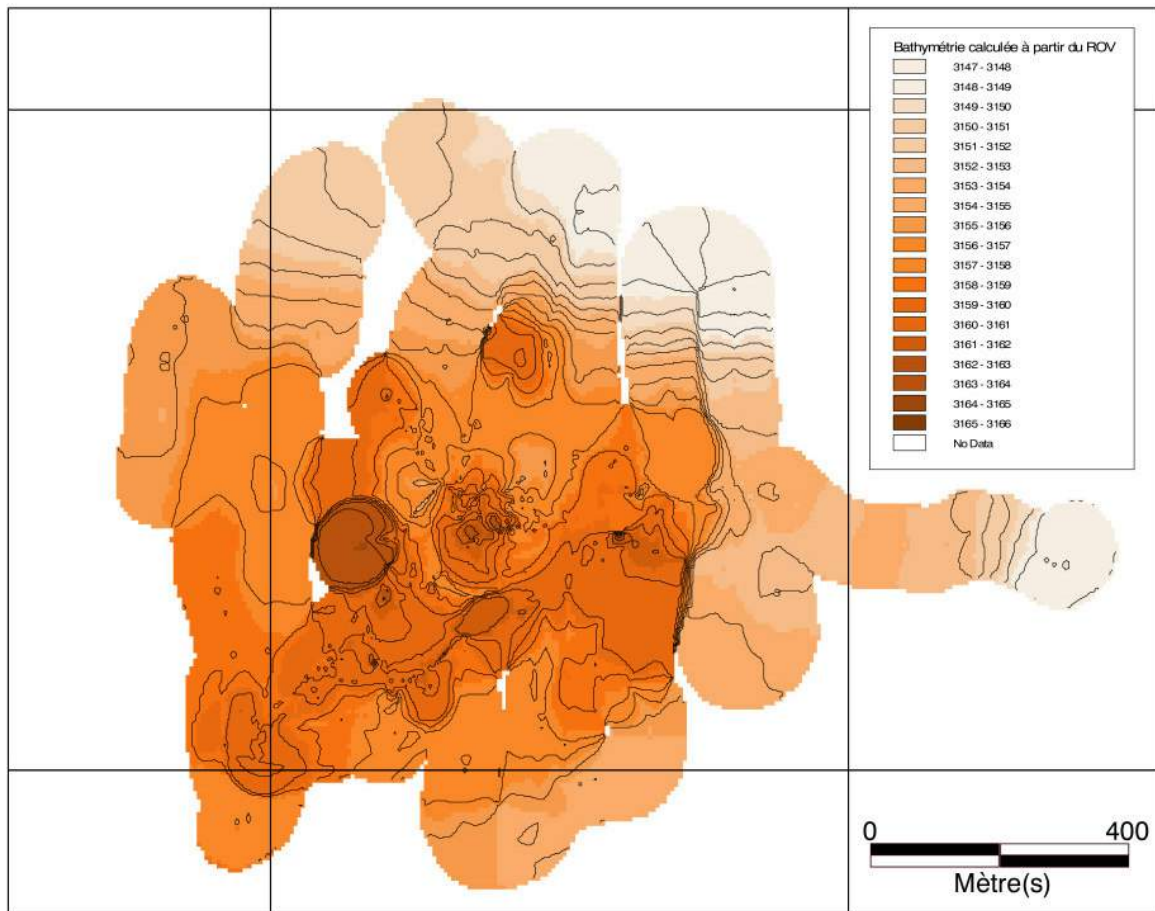


Figure 3. 36 : Carte bathymétrique du pockmark gant en domaine profond calculée à partir des données d'attitude *in-situ* du ROV. La profondeur générale a un diamètre de plus de 800 m, mais cette carte permet de se rendre compte que ce pockmark gant est en réalité le résultat de la coalescence de plusieurs pressions plus petites d'un diamètre moyen de 120 m.

A partir de la carte bathymétrique détaillée, il est possible d'établir une carte des pentes à l'intérieur du pockmark gant (Figure 3.37). Cette carte confirme que le pockmark gant est formé de la **coalescence de nombreuses pressions plus petites**, avec un diamètre moyen de 150 m et une profondeur de quelques mètres. Ces pressions sont plus ou moins bien marquées sur le fond de l'eau, ce qui semble indiquer que **l'activité d'écoulement de fluides** et donc la formation des petits pockmarks **est variable à l'intérieur même du pockmark gant**. Ainsi, les pressions les mieux marquées pourraient correspondre à l'activité la plus importante et/ou la plus récente. D'autre part, ces pressions sont mieux marquées au centre qu'à la périphérie, traduisant un **gradient d'écoulement de fluides** depuis le centre vers la périphérie.

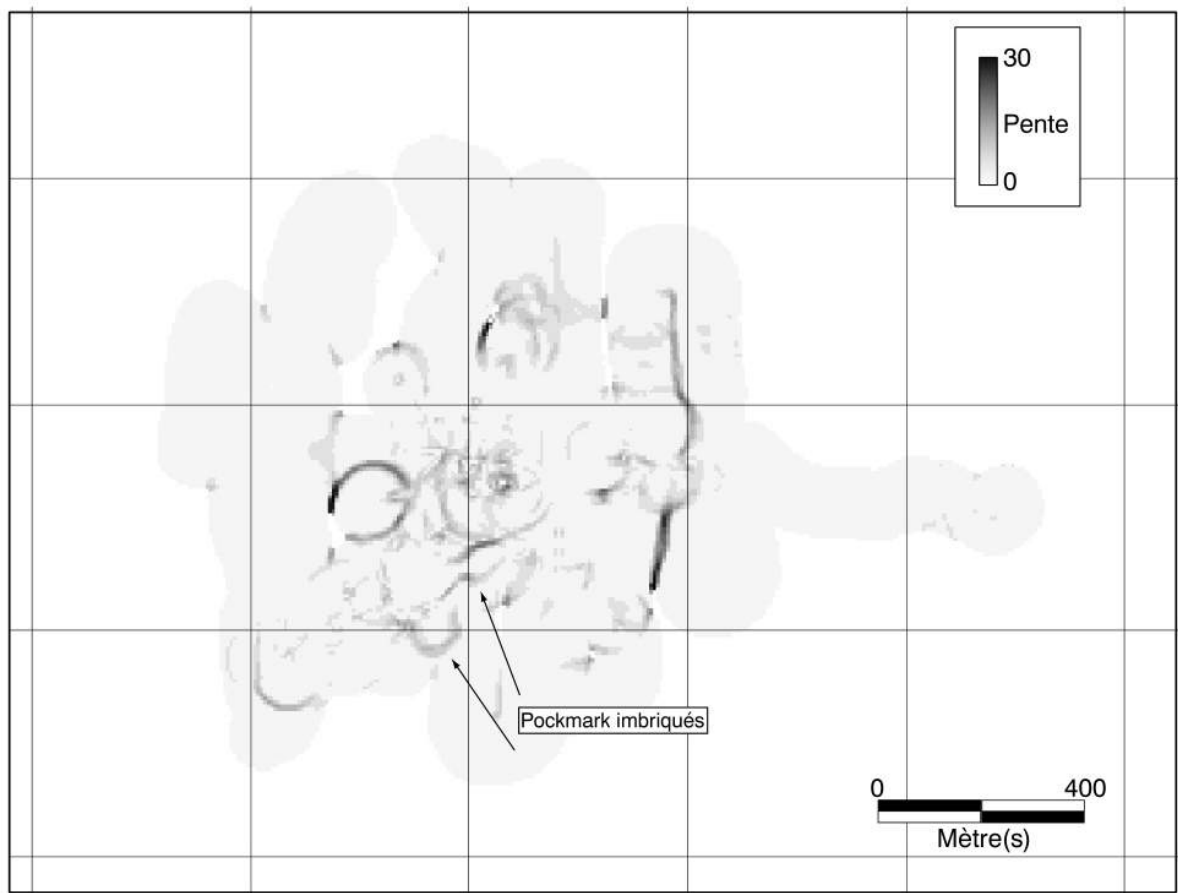


Figure 3. 37 : Carte des pentes du pockmark g a nt. Cette carte montre que le pockmark g a nt est formé de la coalescence de nombreuses d pressions circulaires plus petites.

### **3.26. L'environnement biologique**

La particularité la plus importante de ce pockmark g an t est que les chappements de fluides sont actifs induisant la formation de **larges communautés chimiosynthétiques**, parfois associées à des encroûtements carbonatés.

Dans le pockmark g an t, les communautés biologiques sont **dominées par les Vestimentifères**, vers vivants dans des tubes calcaires d'un diamètre centimétrique et dont la longueur peut atteindre 3 m. Ils forment des sortes de « buissons » sur le fond de l'eau, mais ils ne peuvent vivre que fixés aux encroûtements carbonatés (*Figure 3.38*). Parfois, **des moules mytilidés** sont accrochés aux tubes de Vestimentifères qui représentent un point d'ancrage dur.

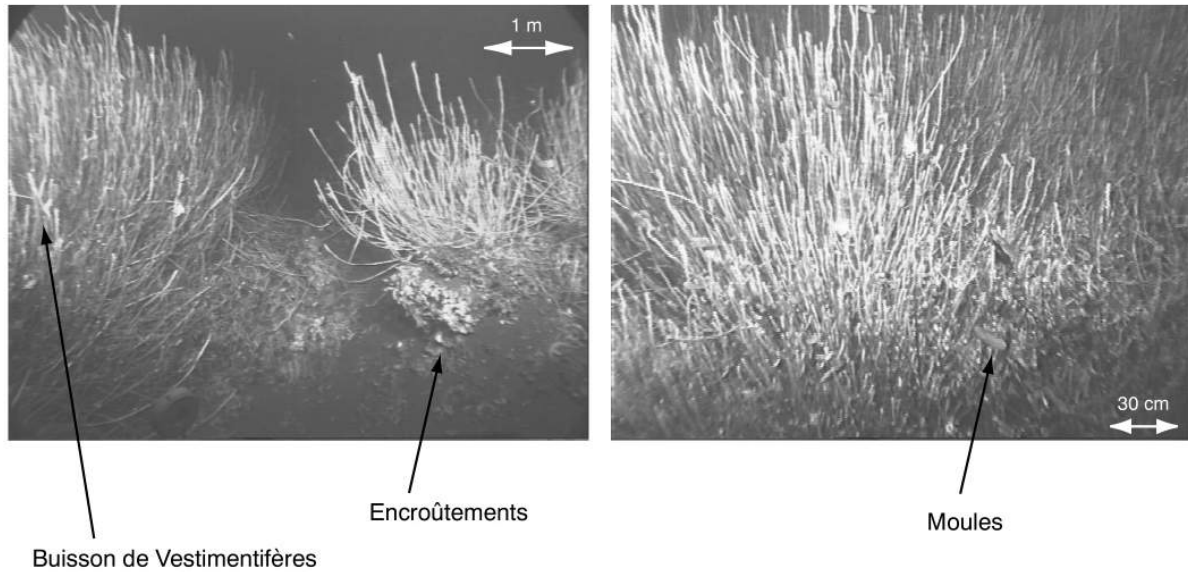


Figure 3. 38 : Photographies de buissons de Vestimentifères fixés sur des dômes d'encroûtements carbonatés. Les vestimentifères représentent des niches écologiques pour d'autres espèces telles que les moules Mytilidés ou les crevettes.

Les moules mytilidés vivent fréquemment **accrochées à un substrat dur**, mais il est possible de les trouver en position de vie dans les sédiments meubles (Figure 3.39). Les **clams Vésicomidés** ont été trouvés au pied des encroûtements carbonatés où ils sont généralement vivants (Figure 3.39). Par contre, à la périphérie du pockmark géant, les clams forment **de grands champs** où ils sont généralement morts.

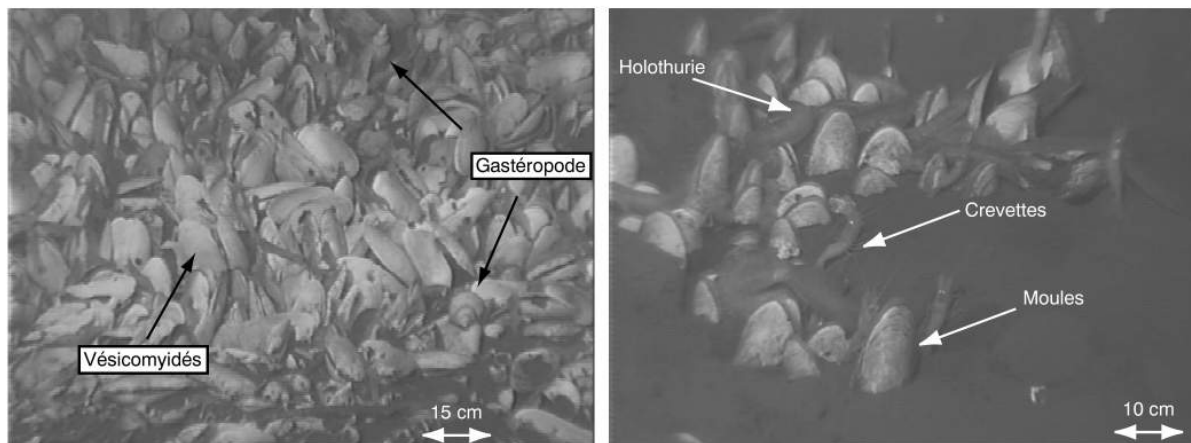


Figure 3. 39 : Photographies de deux champs de moules Mytilidés et de clams Vésicomidés. D'autres espèces accompagnatrices vivent également dans ces environnements, comme des gastéropodes, des holothuries et des crevettes.

Comme nous l'avons vu au paragraphe 2.4.4, ces communautés sont directement **dépendantes des échappements de méthane** sur le fond de l'eau. L'écoupe du laboratoire Environnement Profond de l'Ifremer (Karine Olu, en cours) a mis en évidence que les différents êtres vivants des communautés chimiosynthétiques vivent en association avec des bactéries symbiotiques méthanotrophes ou sulfo-oxydantes (Figure 3.40). Ainsi, les Moules

Mytilid s vivent avec un symbionte m thanotrophique et un symbionte sulfo-oxydant, tandis que les V sicomyid s ne possèdent qu'un symbionte sulfo-oxydant. En ce qui concerne les Vestimentifères, la nature de leur symbionte est encore ind termin e . **D'autres tres vivants sont également présents**, comme des holothuries, des gast ropodes, des crevettes, des galath e s, des oursins ou des ponges. Il s'agit d'**espèces dites « accompagnatrices » ou opportunistes**. Leur rôle dans la chaîne trophique et/ou leur d penda ce aux sorties de m thane n'a pas encore t tabli avec certitude.

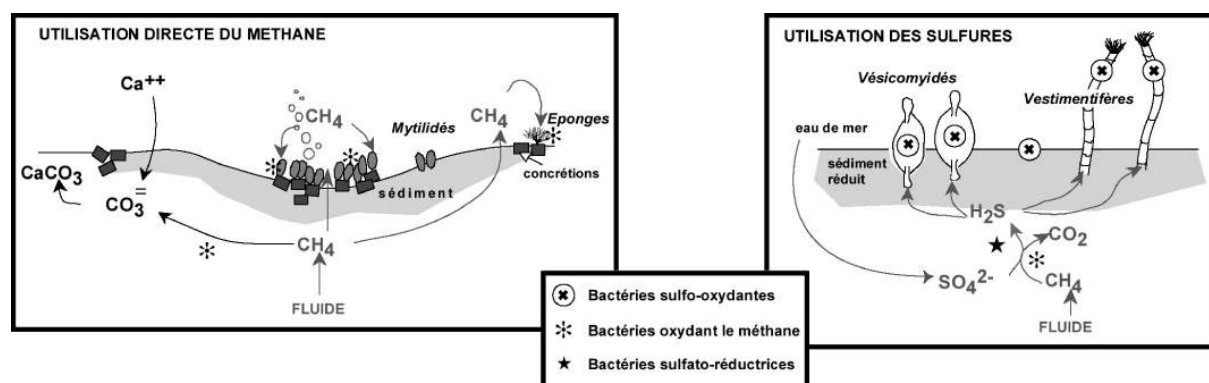


Figure 3. 40 : Schémas représentant l'utilisation du méthane et des sulfures par les communautés chimiosynthétiques des sorties de fluides froids (Karine Olu, en cours).

Les diverses plong e s ROV ont permis d' tablir une carte de r pa rtition des encroûtements et des communaut s biologiques dominantes (Figure 3.41). Ainsi, **les encroûtements carbonatés se concentrent selon une bande de 600 m de long et de 200 à 250 m de large, orientée NE-SW**. Les Vestimentifères sont syst matiquement associ s aux encroûtements carbonat s et ils ont donc la même r pa rtition sur le fond. En ce qui concerne les moules mytilid s, elles sont localis e s en deux endroits : 1) au milieu de la zone couverte par les Vestimentifères où elles sont accroch e s aux tubes calcaires ou aux encroûtements carbonat s et 2) dans des champs de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de large directement dans les s d iments meubles du fond de l'eau. Les clams V sicomyid s vivants se situent principalement au pied des encroûtements carbonat s, mais ils sont particulièrement concentr s aux extr mit s de la bande form e pa r les encroûtements et les Vestimentifères. En dehors de ces zones, le fond de l'eau du pockmark g ant est couvert par des champs de clams de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de diamètre, g n ralement morts.



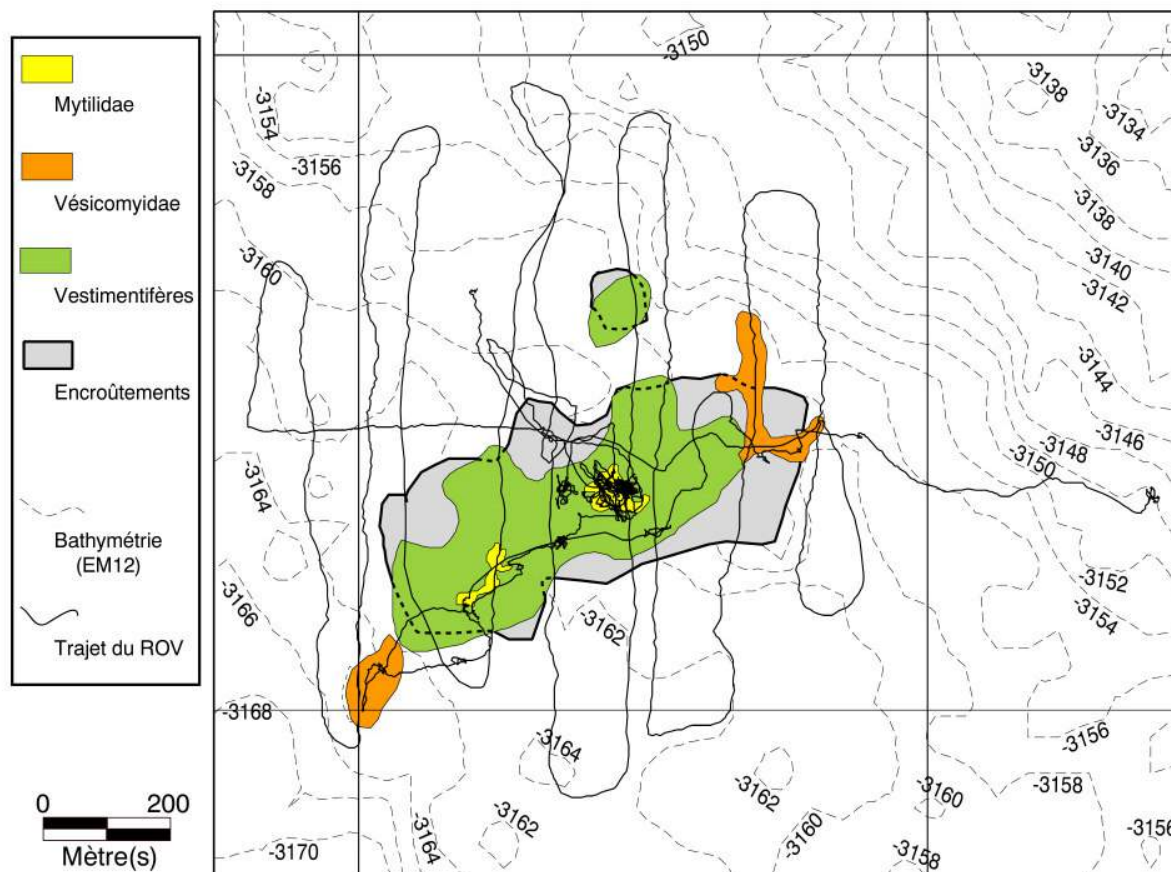


Figure 3. 41 : Carte de répartition des espèces observées sur le fond du pockmark gant (d'après K. Olu et H. Ondas, en cours). Les encroûtements carbonatés, qui prennent une place prépondérante au centre, servent de support aux Vestimentifères, d'où une similitude de répartition. L'ensemble des espèces présentes sur le fond (Vestimentifères, Vésicomysidae et Mytilidae) semble orienté selon un axe NE-SW.

Nous verrons dans le chapitre 5, que cette répartition NE-SW n'est pas anodine et qu'elle est une des expressions sur le fond de l'eau de la nature des structures enfouies qui ont donné naissance à ce pockmark gant.

### **3.2.7. Analyses de méthane dissous dans l'eau de fond et dans la colonne d'eau**

Le système de prélèvements par pompage, installé sur le ROV, a permis d'échantillonner l'eau de fond en divers points du pockmark gant. Les concentrations de méthane ainsi mesurées sont de 3 à 4 ordres de grandeur plus importantes que celles mesurées sur la zone BSR par exemple (Figure 3.42). C'est à dire que les concentrations varient de 0.01 µl/l à la périphérie du pockmark gant et atteignent plus de 100 µl/l au centre.

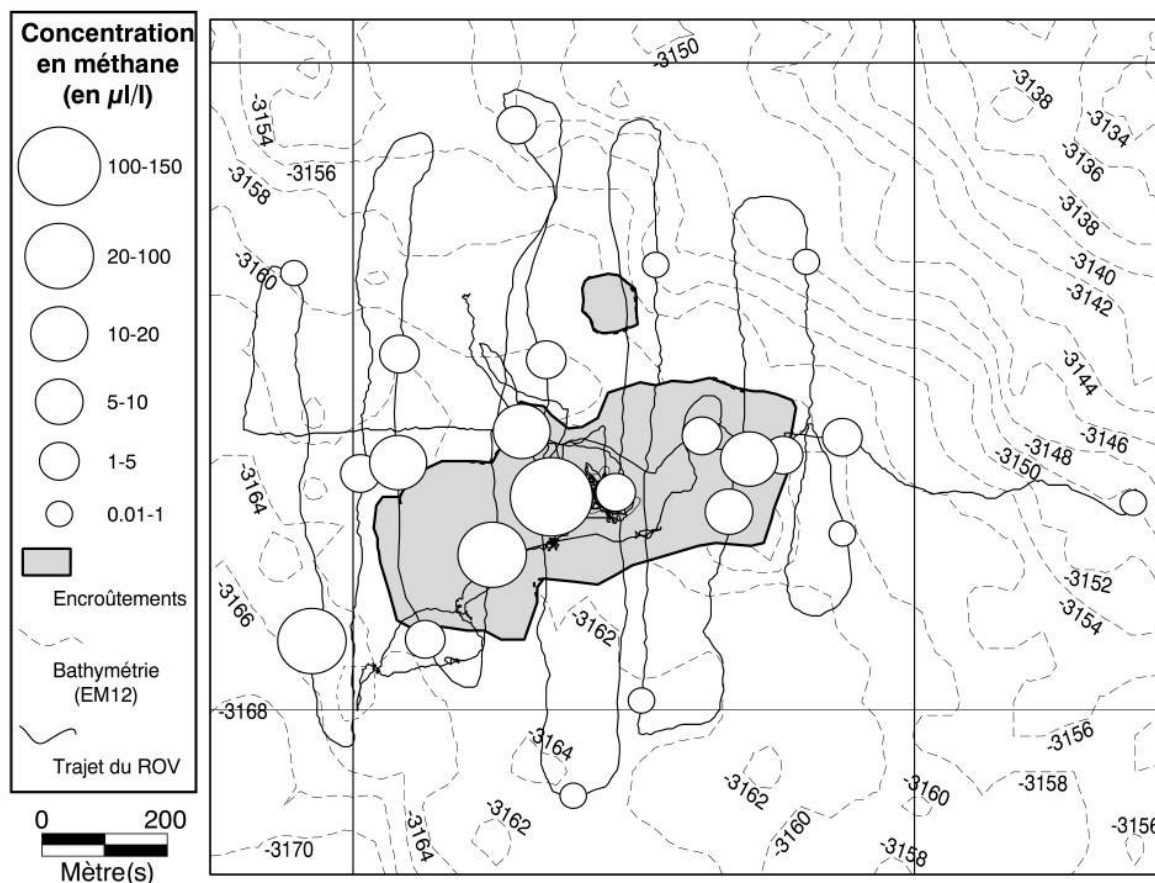


Figure 3. 42 : Carte de concentration en méthane dissous mesurée dans les eaux de fond du pockmark gant. Les mesures de méthane ont été réalisées par Charlou (Ifremer, en cours) et la carte des encroûtements a été établie par Olu (Ifremer, en cours).

Les plus fortes valeurs de méthane se concentrent le long de la bande définie par les encroûtements carbonatés et les Vestimentifères. Ceci semble indiquer qu'il existe un **lien entre la précipitation importante de carbonates et les fortes concentrations en méthane** dissous dans les eaux de fond (Suess *et al.*, 1999). Toutefois, dans l'ensemble du pockmark gant, les concentrations en méthane sont largement supérieures au bruit de fond océanique à ces profondeurs. L'émulsion de méthane est donc plus ou moins diffuse sur toute la surface du pockmark gant.

Ces échappements de gaz contribuent à former un **panache important de méthane dans la colonne d'eau**. Deux bathysondes ont été réalisées à la verticale du centre du pockmark, là où les concentrations de méthane dans les eaux de fond sont les plus fortes (Figure 3.43). Elles montrent des concentrations particulièrement importantes dans la colonne d'eau pour la bathysonde BZR-07. Cependant, l'absence de données de courantologie dans cette zone ne permet pas d'affirmer que ce méthane provient directement du point sur le fond de l'eau où ont été réalisés les prélèvements (*c.f. paragraphe 2.3.2*). Il semblerait que l'ensemble des sorties de fluides dans le pockmark gant contribue à former un panache de méthane qui peut atteindre 200 à 250 m de haut.

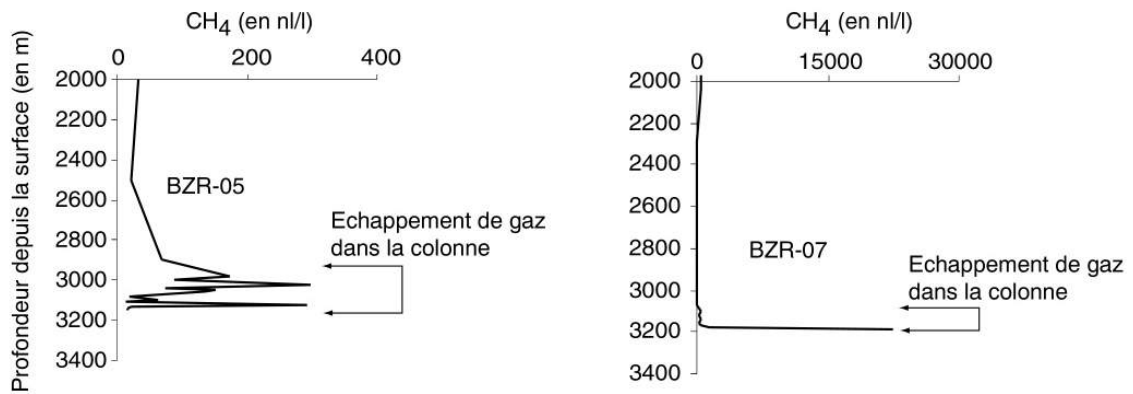


Figure 3. 43 : Profils de concentration en méthane dissous dans la colonne d'eau à la verticale du pockmark géant « REGAB », réalisés par le laboratoire de géochimie et métallologie de l'Ifremer (J-L. Charlou, en cours).

### **3.2.8. Les faciès dans le pockmark géant**

L'ensemble des plongées ROV permet d'établir une classification de la nature du fond en fonction des caractères morphologiques distincts observés *in situ*, de la faune présente, mais aussi des valeurs de méthane dissous mesurées sur le fond de l'eau.

#### **a. Les faciès A et A'**

Le **faciès A**, déjà reconnu sur la zone BSR, correspond à des **sédiments de pente, homogènes** sur le fond. La vie benthique y est très ponctuelle. A mesure que l'on se rapproche des zones à forte réfectivité, la densité de terriers de vers fouisseurs augmente et donc **la bioturbation est plus importante**. Les traces laissées sur le fond par les holothuries sont généralement beaucoup plus nombreuses (*Figure 3.44*). Ce faciès est appelé **faciès A'** en raison de ses similitudes avec le faciès A. Toutefois, ce seul faciès ne permet pas de déterminer la proximité éventuelle d'une sortie de fluides. Les concentrations en méthane dissous dans l'eau de fond sont assez faibles, ne dépassant pas 1000 nl/l, mais largement supérieures au bruit de fond océanique. La réfectivité sur le fond de l'eau est plutôt faible, conforme à la réfectivité de sédiments de pente, ce qui signifie qu'aucun objet « dur » n'est présent dans les premiers 10 m de sédiments. Il s'agit donc d'un **faciès externe au pockmark**.

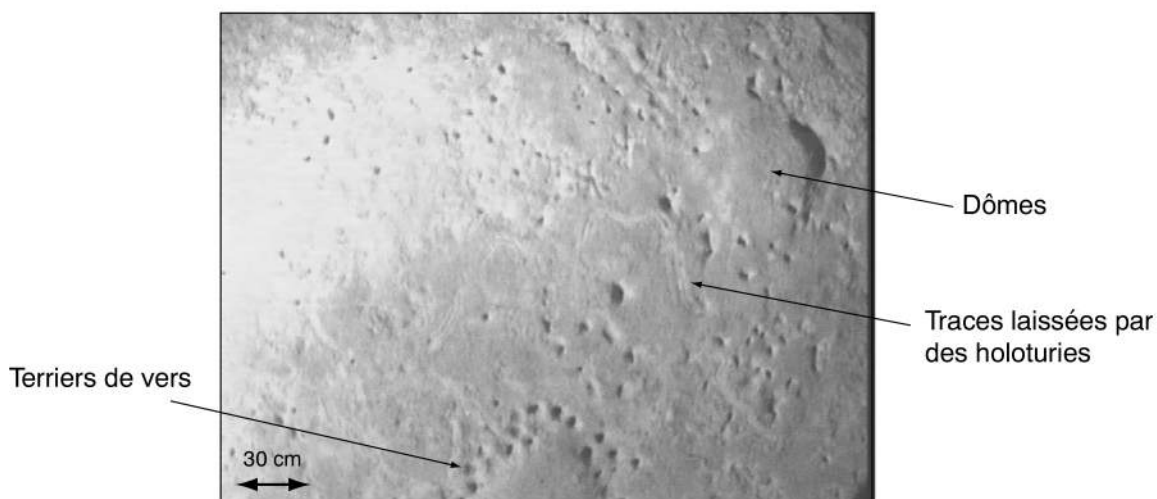


Figure 3. 44 : Photographie du fond de l'eau, prise à la verticale, illustrant la nature des sédiments correspondant au faciès A' à la périphérie du pockmark géant « REGAB ».

### b. Le faciès B

Il s'agit du même **faciès B** déjà reconnu sur la zone BSR. Il est caractérisé par des **sédiments de pente** qui peuvent être localement **réduits** et couverts par un **tapis bactérien blanc** (Figure 3.45). A la périphérie de ces tapis bactériens, se trouvent fréquemment des **coquilles de bivalves Vésicomydés**, rarement vivants, qui peuvent s'étendre sur plusieurs m<sup>2</sup>, voire plusieurs dizaines de m<sup>2</sup> sous la forme de champs épars de coquilles mortes (Figure 3.46). Ce faciès est localisé **à la périphérie du pockmark** et en dehors de la large bande définie par les encroûtements. Contrairement à ce que nous avons pu observer dans la zone BSR, ce faciès est caractérisé par de fortes anomalies de réflectivité qui ne peuvent être expliquées que par un fort empilement de ces champs de bivalves Vésicomydés, au moins dans les premiers 10 m de sédiments. Les valeurs de méthane dissous dans l'eau au-dessus de ce faciès n'excèdent pas 5 µl/l. Cette valeur est conforme à celle mesurée dans la zone BSR pour ce même faciès.

D'autre part, les analyses menées par le laboratoire de Géochimie et Métallogénie de l'IFREMER (Yves Fouquet, en cours) montrent que les sédiments réduits sont riches en SiO<sub>2</sub> (~43%), en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~18%), et surtout en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~10%) qui va fournir le fer nécessaire à la formation des sulfures, comme la pyrite (FeS<sub>2</sub>). En revanche, ces sédiments réduits sont pauvres en CaO (~1 à 2%), en MgO (~2%) et surtout en Soufre (~2%) qui représente également l'élément nécessaire à la formation des sulfures.

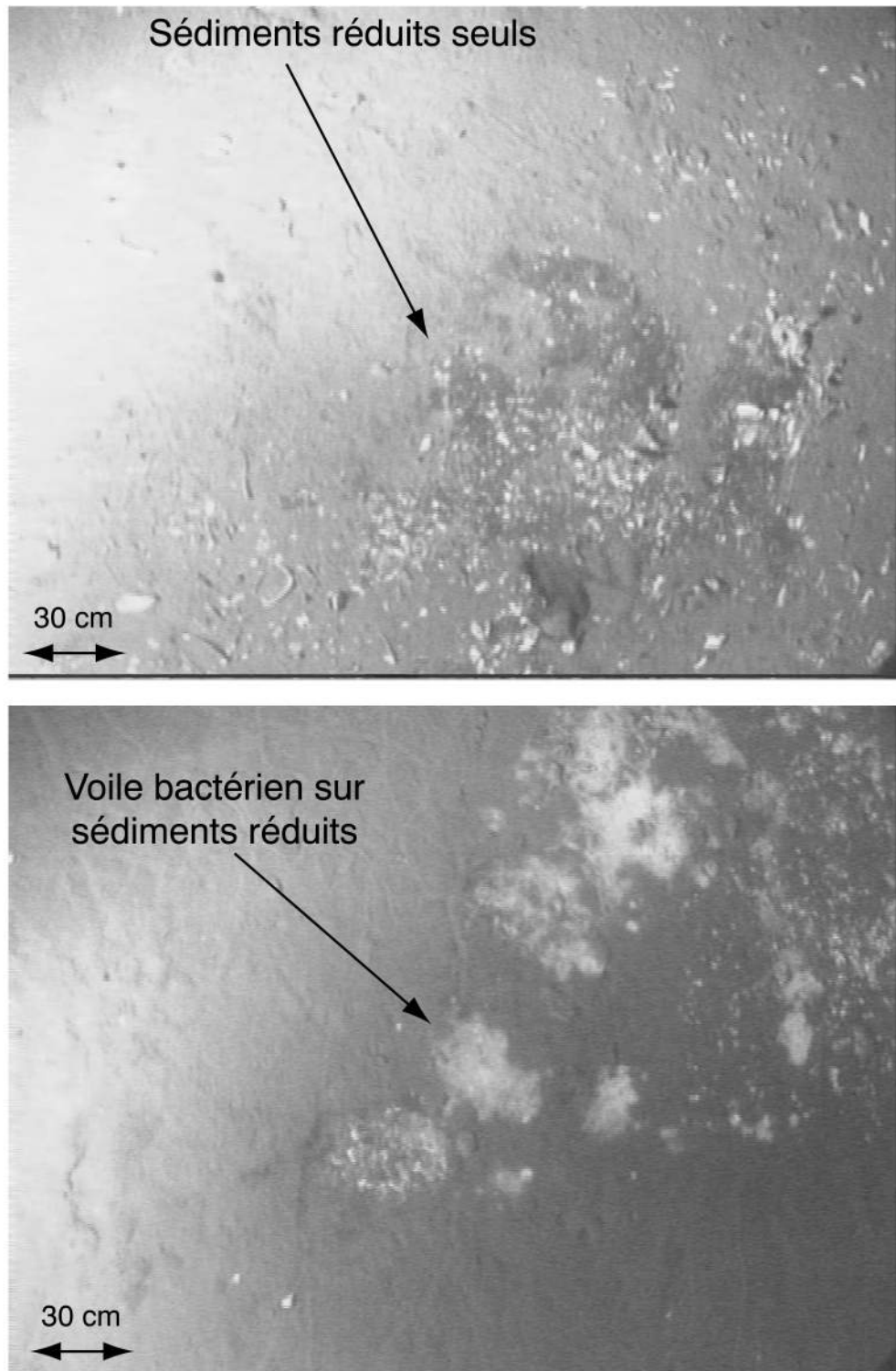


Figure 3. 45 : Photographies du fond de l'eau, prises la verticale du faciès B dans le pockmark géant. Les sédiments sont réduits, accompagnés d'un voile bactérien blanc. Des bivalves Vésicomydés se développent abondamment autour de ce type de faciès.

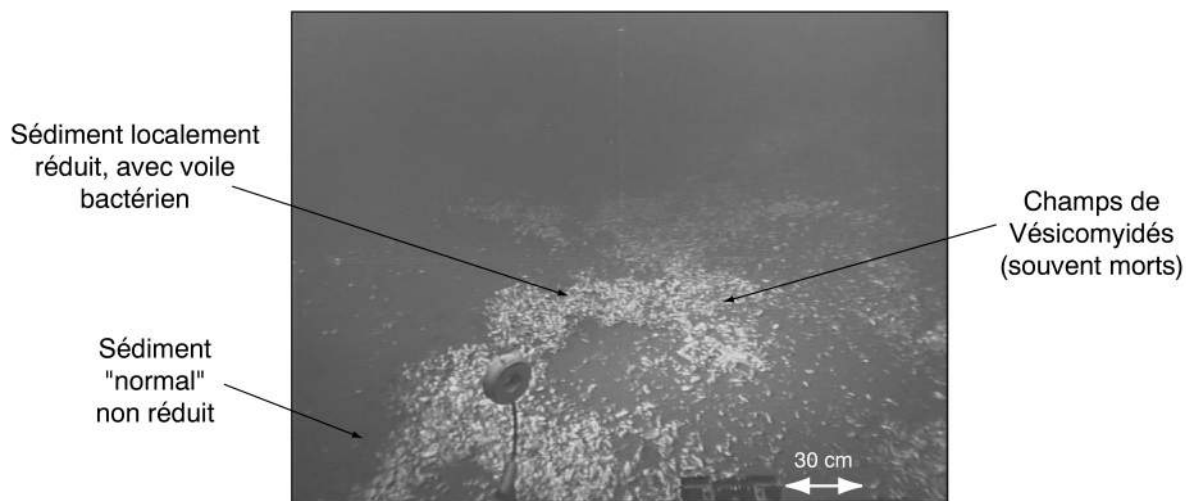


Figure 3. 46 : Photographie d'un grand champ de clams Vésicomys. Leur tendue peut atteindre plusieurs dizaines de m<sup>2</sup>. Ils sont souvent associés à des sédiments réduits et parfois à des voiles bactériens. Ces champs de clams finissent le faciès B sur le fond de l'eau et se distribuent principalement à la périphérie du pockmark géant.

### c. Les faciès C et C'

Le **faciès C** est caractérisé par des **placages d'encroûtements carbonatés** sur le fond de l'eau, définissant un léger relief. Ce faciès est de plus en plus abondant vers le centre du pockmark géant. Dans ces encroûtements, la fraction de coquilles est très faible. Il s'agit plutôt d'un sédiment lithifié, riche en carbonates (*Figure 3.47*). Ces derniers sont constitués de calcite magnésienne et leur composition, riche en CaO (~44%) et en MgO (~5%) est caractéristique des encroûtements. Par ailleurs, ils présentent des circonvolutions qui semblent mimer les circulations de fluides.

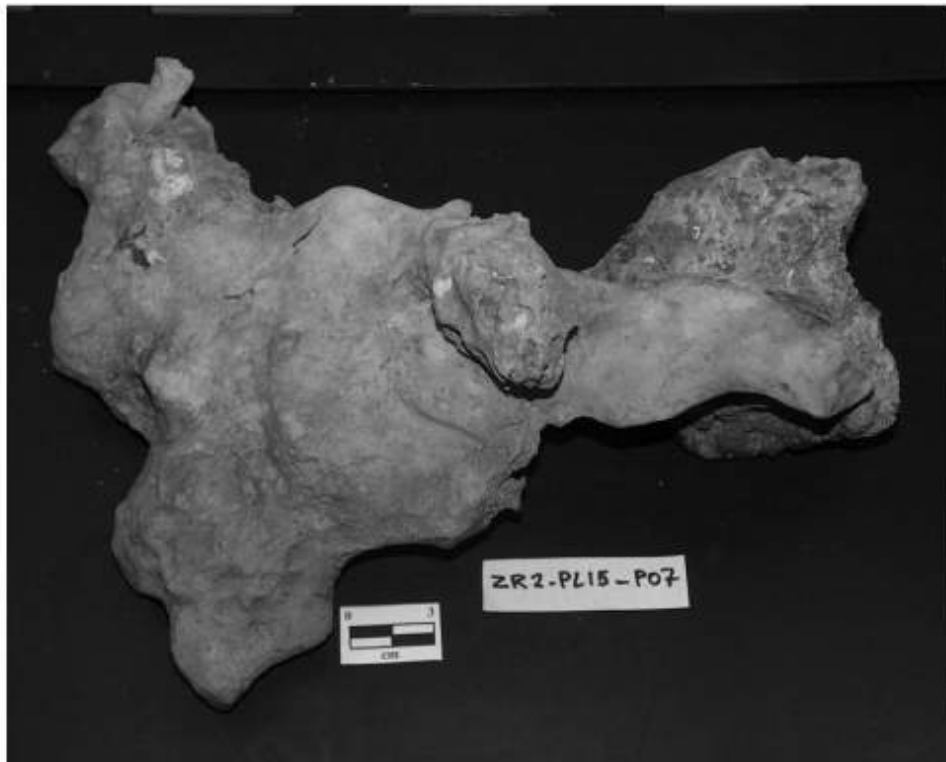


Figure 3. 47 : Photo d'un échantillon d'encroûtement carbonaté prélevé au centre du pockmark géant. Ce type d'encroûtement, appelé type II, est plutôt caractéristique du sommet des dômes carbonatés. Il est composé principalement d'une argile lithifiée riche en calcite magnésienne.

La large bande d'encroûtements, d'axe NE-SW, correspond à un **empilement de ces placages** qui finissent par former de **véritables dômes** pouvant atteindre 4 à 5 m de haut, pour un diamètre décamétrique (*Figure 3.48*), tels que ceux identifiés dans le Golfe du Mexique (Roberts and Aharon, 1994). Ces sites servent de substrat dur pour la fixation des vers Vestimentifères. Lorsque ceux-ci sont bien développés, ils sont un bon indicateur de sorties de fluides actives, avec des concentrations supérieures à 10  $\mu\text{l/l}$  (et jamais inférieures à 5  $\mu\text{l/l}$ ). Ce faciès est un **multiple du faciès C**, et il a donc été appelé **faciès C'**. De fortes anomalies de réflectivité accompagnent ce faciès.

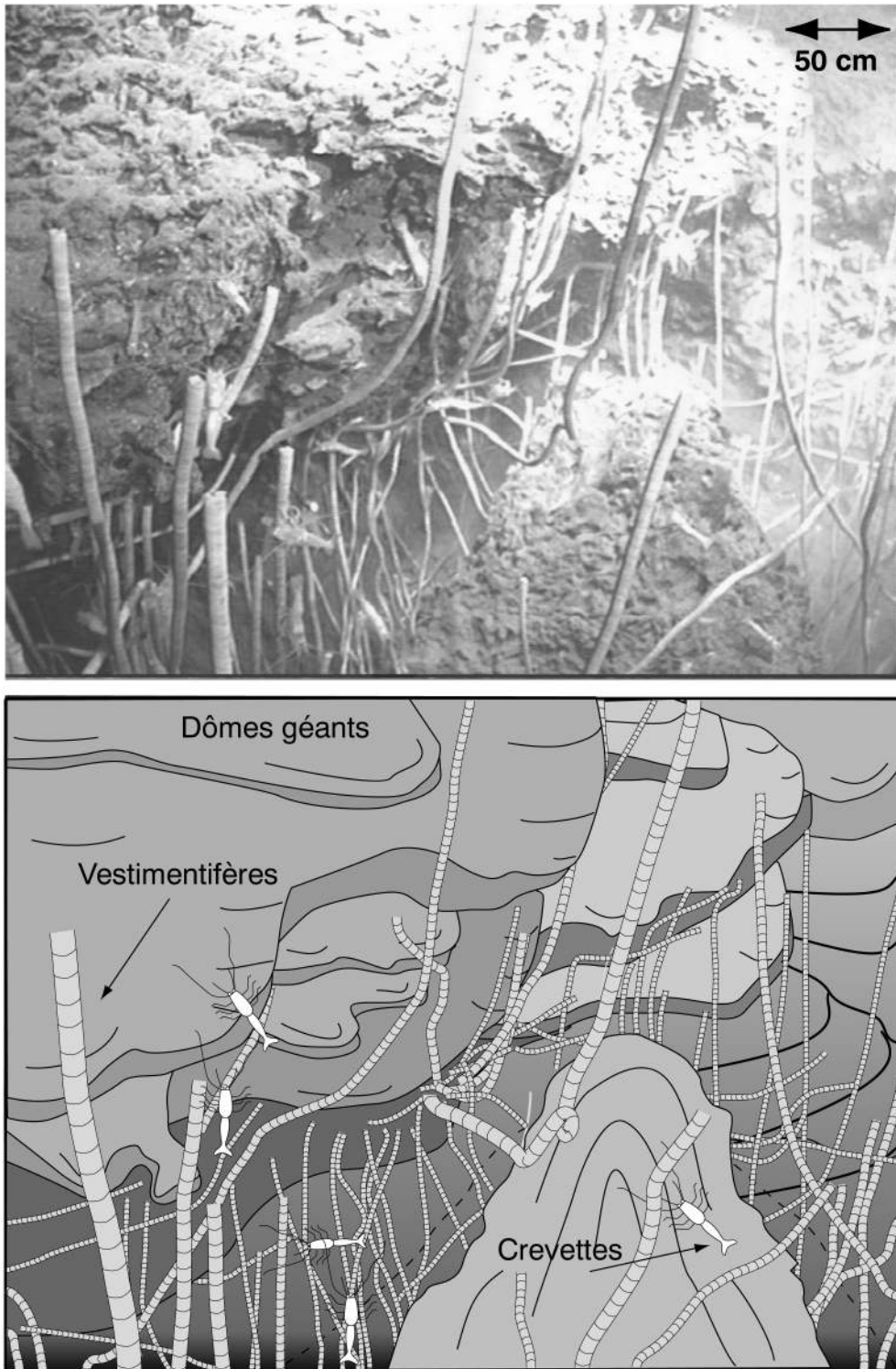
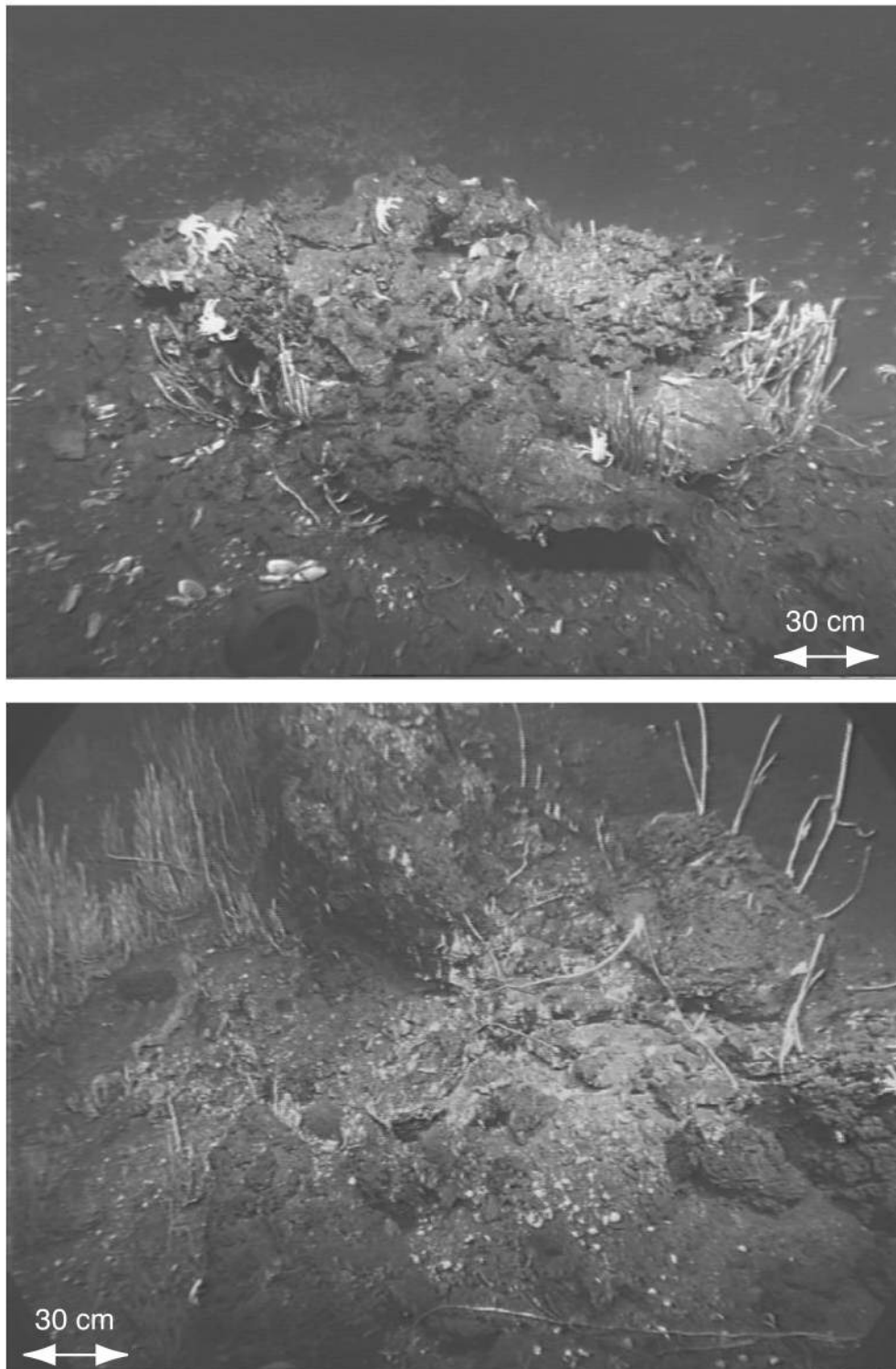


Figure 3. 48 : Photographie de plusieurs dômes carbonatés qui définissent le faciès C'. Ces dômes atteignent 3 à 4 mètres de haut avec une base décamétrique. De nombreuses espèces vivent dans ce type d'environnement, comme des Vestimentifères, des crevettes, des moules Mytilidés, des galathées ou des holothuries.

Les vers Vestimentifères semblent être un indicateur de sorties de fluides importantes, ou d'une forte concentration en matière organique (MacDonald *et al.*, 1989).

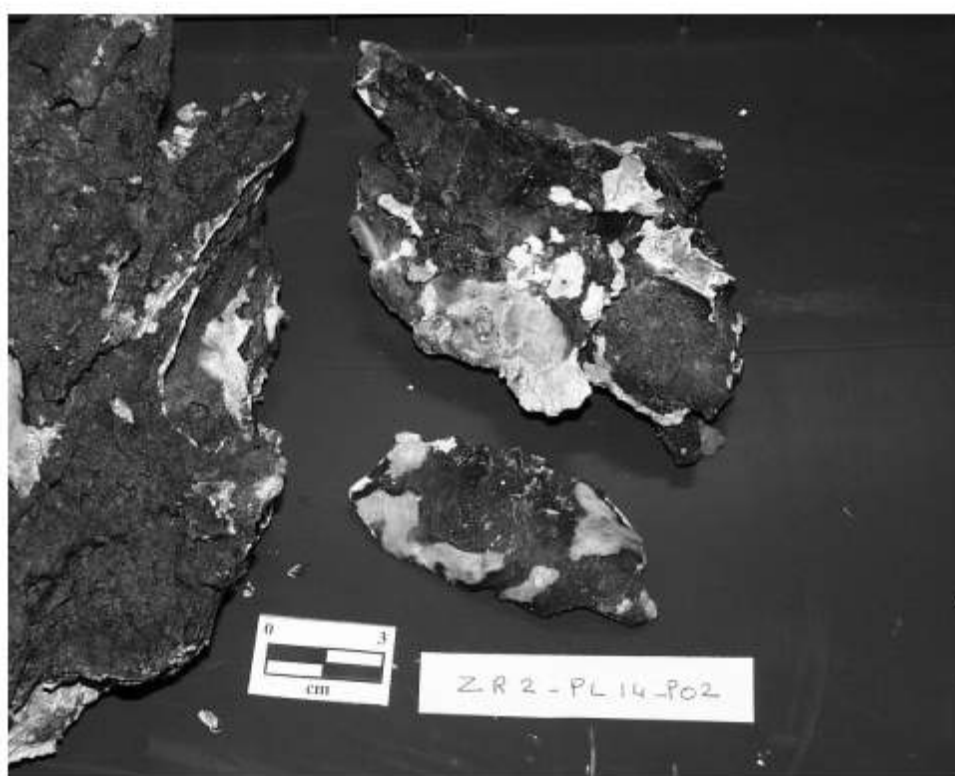


Lorsqu'ils sont absents des d mes carbonatés, cela signifie que ce site est mourant et que les concentrations en méthane sont faibles (*Figure 3.49*).



**Figure 3. 49 :** Photographies de d mes carbonatés « mourants ». Les Vestimentifères ne paraissent pas vivants et le pied de ces encroûtements est couvert de débris de coquilles déjà partiellement drapés.

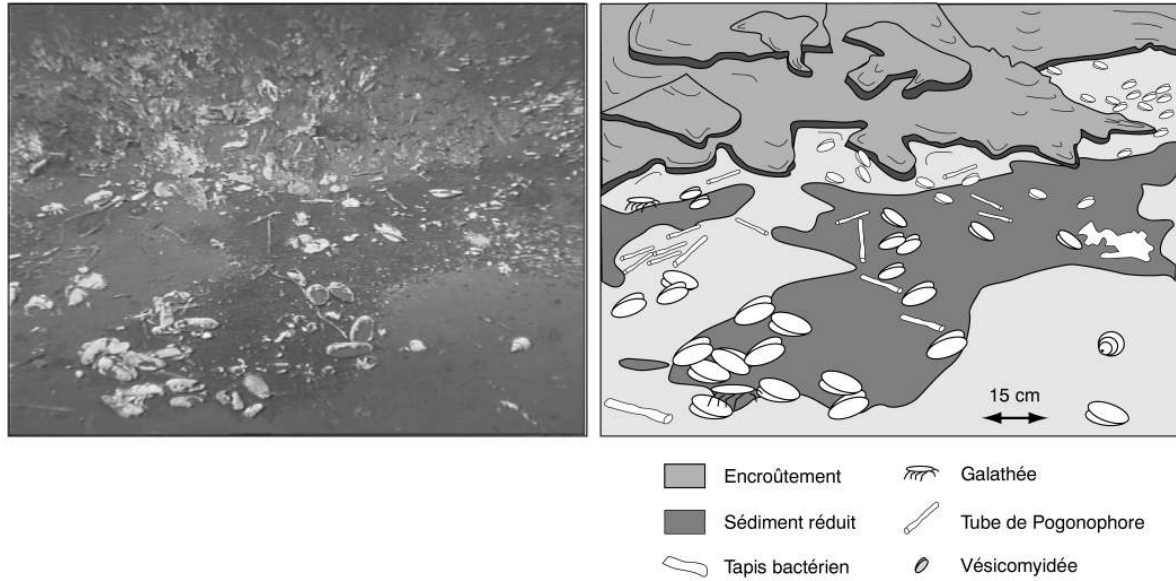
En raison de la forte densité biologique autour et sur ces dômes, à mesure que les carbonates précipitent, **de nombreux fragments de coquilles et aussi des coquilles entières sont incorporées**. Ce type d'encroûtements correspond donc à un conglomérat de débris de coquilles et de coquilles entières dans un ciment argilo-clastique (*Figure 3.50*). Les coquilles sont composées principalement d'aragonite aciculaire, riche en CaO (~50%) et pauvre en MgO (~0.3%), tandis que la fraction carbonatée du ciment est composée de calcite magnésienne (Ca,Mg)CO<sub>3</sub>, plus riche en MgO (~5%). La calcite magnésienne est plus directement un marqueur de circulation et d'expulsion de méthane sur le fond de l'eau (c.f. paragraphe x). Ce type d'encroûtements présente également des cavités cylindriques qui pourraient correspondre à l'emplacement des tubes de Vestimentifères.



**Figure 3. 50 :** Photo d'un échantillon d'encroûtement carbonaté prélevé dans la zone centrale du pockmark géant. Ce type d'encroûtement (type I) est caractéristique des dômes carbonatés, et plus particulièrement de leur base. Il est composé de coquilles, ou de débris de coquilles cimentées par la calcite magnésienne.

#### d. Relations entre les faciès et distribution spatiale

Au pied des grands dômes carbonatés, on retrouve des sédiments noirs et riches avec un voile bactérien et de nombreuses coquilles de clams V sicomyidés, vivantes ou mortes (*Figure 3.51*). On peut voir également de nombreux débris de tubes de vestimentifères qui sont progressivement tombés au pied des dômes.



**Figure 3. 51 : Photographie de la zone au pied des dômes carbonatés. Il s'agit d'un faciès B, caractérisé par des sédiments réduits couverts parfois d'un voile bactérien blanc. De nombreux débris de coquilles de clams Vésicomysidés et de tubes de Vestimentifères sont également présents.**

La coupe synthétique, établie à partir des observations *in situ* permet de comprendre la répartition des espèces autour de ces dômes carbonatés (Figure 3.52). Les Vestimentifères prennent comme point de fixation les encroûtements carbonatés. Ils sont donc situés plutôt en hauteur et leurs débris tombent régulièrement au pied des dômes pour être ensuite incorporés aux encroûtements. Il en va de même pour les moules mytilidés qui vivent préférentiellement accrochés aux tubes des Vestimentifères ou directement sur les encroûtements mais plus rarement directement sur les sédiments. En ce qui concerne les clams Vésicomysidés, ces bivalves vivent au pied des dômes, et plus généralement en grands champs autour de ceux-ci, près des sédiments réduits et associés aux voiles bactériens.

Cette variation latérale des faciès nous permet d'établir une répartition spatiale, interne au pockmark, et une variation verticale, surtout au niveau des dômes, qui nous permet de comprendre l'évolution dans le temps. Ces différentes informations seront intégrées au modèle de formation d'un pockmark géant proposé à la fin de ce paragraphe.

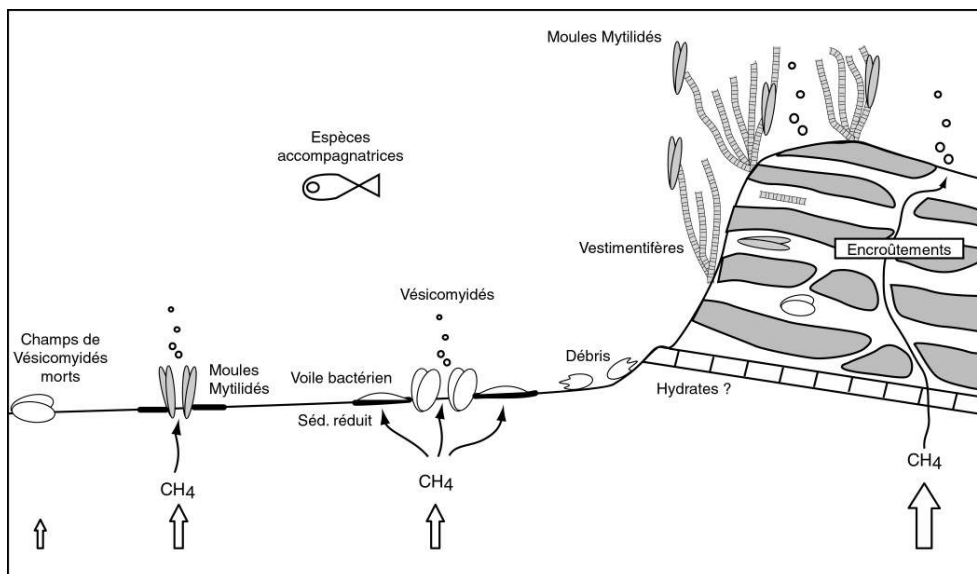


Figure 3. 52 : Coupe synthétique à travers un dôme carbonaté. La répartition des espèces est conditionnée par ces encroûtements carbonatés.

### 3.2.9. Les hydrates de gaz associés au pockmark géant

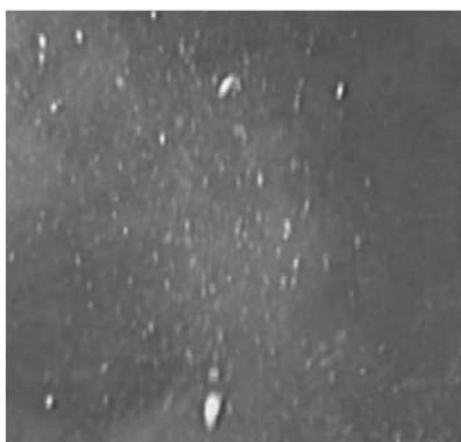
Plusieurs carottes ont été réalisées dans la zone du pockmark géant pendant la campagne ZAIROV2. Nous ne nous intéressons ici qu'à une seule d'entre elles, la KZR-42 située à la périphérie du pockmark, qui a permis d'échantillonner des **hydrates massifs**. Les compositions chimiques ont été établies au laboratoire de Géochimie et Métallogénie de l'IFREMER (J.L. Charlou, en cours) et les compositions isotopiques ont été mesurées au laboratoire de Géochimie de TotalFinaElf-Pau (D. Levacher, en cours) (Tableau 3.2). Elles montrent que le gaz piégé dans les hydrates est riche en méthane et pauvre en éthane. Contrairement aux hydrates échantillonnés dans le Golfe du Mexique (Sassen *et al.*, 2001b), il n'y a pas de traces d'hydrocarbures lourds, suggérant une **origine plutôt superficielle** pour ces hydrates. Les valeurs relativement fortes de  $\delta^{13}\text{C}$  du méthane, environ égales à 70‰, viennent confirmer cette origine biologique.

	Composition	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta\text{D}$ (‰ SMOW)
<b>CH<sub>4</sub></b>	99.10 %	-69.3	-199
<b>CO<sub>2</sub></b>	0.83 %	-17.5	
<b>C<sub>2</sub>H<sub>6</sub></b>	0.043 %	-61.4	-94
<b>C<sub>3</sub></b>	1.6 ppm		
<b>C<sub>4</sub></b>	0		
<b>C<sub>5</sub></b>	15.4 ppm		
<b>C<sub>1</sub>/C<sub>2</sub>+C<sub>3</sub></b>	>1000		

Tableau 3. 2 : Composition chimique et isotopique des hydrates échantillonnés dans la carotte KZR-42.

La carotte KZR-42 est située sur la bordure Est du pockmark géant, pas tout à fait en dehors de la dépression. Les hydrates ont été **chantillonnés à 6 m de profondeur** dans la carotte, ce qui semble indiquer la présence d'un flux montant de méthane vers la surface qui déplace le sommet des hydrates de 10 m à 6 m de profondeur.

D'autre part, l'échantillonnage d'encroûtements au pied d'un dôme carbonaté, a permis de mettre en évidence que **les hydrates affleuraient sur le fond de l'eau** à cet endroit. Ils n'étaient retenus que par la présence, au-dessus d'eux, d'une chape d'encroûtements. Par différence de densité avec l'eau de mer environnante, ils sont immédiatement remontés, sous la forme de fragments paillés, dans un mouvement hélioidal dû à leur composition immédiate par diminution de la pression (*Figure 3.53*).



**Figure 3. 53 : Photo de fragments d'hydrates remontant vers la surface, par différence de densité avec l'eau, lors de l'échantillonnage d'encroûtements à la base d'un dôme carbonaté.**

Ici, les hydrates sont piégés dans les sédiments et les encroûtements, et ils ne forment pas des dômes sur le fond de l'eau, comme dans le cas du Golfe du Mexique (Sassen *et al.*, 2001a). Ceci est peut-être dû à l'origine des gaz qui les composent. En effet, dans le golfe du Mexique, les gaz sont d'origine thermogénique profonde, contrairement au bassin du Congo où ils ont une origine biogénique plus superficielle. La structure des hydrates n'est donc peut-être pas la même, ainsi que leur zone de stabilité (Diaconescu *et al.*, 2001), ce qui induit des formes de stabilité différentes sur le fond de l'eau. Les analyses en spectroscopie Raman, réalisées par le laboratoire de Géochimie et Métallogénie de l'Ifremer et par l'Institut Français du Pétrole, devraient nous permettre de confirmer cette hypothèse en établissant la structure des hydrates (I ou II).

Ces observations montrent que le sommet des hydrates est enfoui à 6 m au moins vers la périphérie du pockmark, tandis qu'ils affleurent en son centre, au moins par endroits. Ceci confirme que les hydrates ne peuvent pas exister dans les premiers 10 m de sédiments, correspondant à la zone de réduction des sulfates, à moins que l'on soit en présence d'un flux montant de méthane. Ainsi les hydrates identifiés sur le fond de l'eau ont pu se former à partir du méthane dissous dans l'eau interstitielle (Buffett and Zatsepina, 2000), qui s'échappe sur le fond de l'eau du pockmark géant (*c.f. paragraphe 2.5.5*).

Pour comprendre la formation et l'évolution de ce pockmark géant, il est important d'intégrer ces résultats dans un modèle global que nous allons présenter.

### **3.2.10. Modèle de formation et d'évolution du pockmark géant**

Les observations et les mesures réalisées sur le fond de l'eau du pockmark géant permettent de préciser l'organisation relative des faciès et d'apporter un complément au modèle proposé par Kobayashi sur la marge de Nankai (Kobayashi, 2002) : **de l'extérieur du pockmark vers le centre, on passe du faciès A, correspondant aux sédiments de pente, au faciès C', représenté par des dômes carbonatés** et liés à une importante expulsion de fluides. Ce type de répartition concentrique de la faune avait été observé sur un site d'vent actif de la Barbade mais aucune corrélation avec les émissions de fluides n'avait alors été proposée (Jollivet *et al.*, 1990).

Le pockmark géant est le **résultat de la coalescence de nombreux pockmarks plus petits** qui se sont formés puis « teints » au cours du temps, à des endroits différents à l'intérieur du pockmark géant (*Figure 3.54*). Dans son ensemble, le système est donc poreux, mais à l'échelle d'un petit pockmark, les expulsions peuvent être considérées comme ponctuelles. En effet, il est fort probable que l'accumulation de débris de coquilles, et d'encroûtements carbonatés finissent par obturer les conduits permettant aux fluides de migrer vers la surface. Lorsqu'un système se teint ainsi, les fluides cherchent un autre chemin latéralement, formant sur le fond de l'eau un nouveau petit pockmark. Cependant, le flux de méthane est beaucoup plus important au centre du pockmark, le long de la bande matérialisée par les encroûtements et les Vestimentifères. Il y a donc un fort empilement de dômes carbonatés au centre et de champs de Vestimentifères à la périphérie du pockmark géant, générant une forte anomalie d'amplitude. **La transition d'un domaine de pente à r flexivité faible à un système de pockmarks coalescents à forte r flexivité est donc progressive.**

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 2, dans le cas d'un flux normal de méthane produit dans la zone de méthanogenèse, la SMI se situe à au moins 10 m de profondeur (Paull *et al.*, 2002). Dans le cas du pockmark géant « REGAB », les hydrates nous donnent une information directe sur les flux montants de méthane. En effet, les hydrates sont enfouis à 6 m de profondeur à la périphérie du pockmark tandis qu'ils affleurent en son centre, ce qui signifie que la base de la zone de réduction des sulfates est progressivement relevée vers le centre du pockmark et intercepte le fond de l'eau. Là où la SMI est absente, les hydrates peuvent affleurer (*c.f. paragraphes 2.5.2 et 2.5.5*). La zone de migration de fluides a donc un diamètre largement supérieur à celui du pockmark géant lui-même (*c.f. paragraphe 2.5.3.b*).

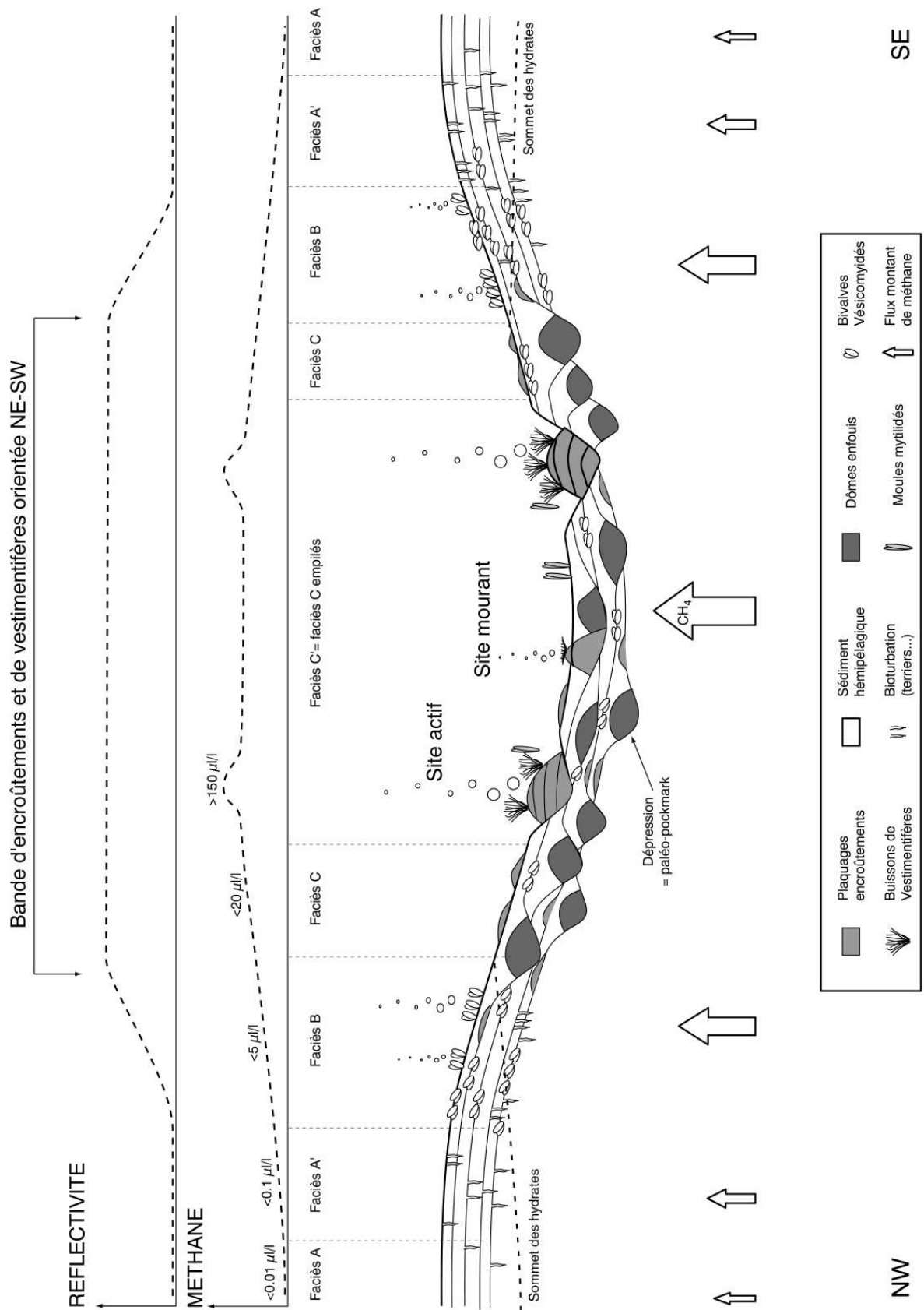


Figure 3. 54 : Mod le d'évolution du pockmark géant « REGAB ». Les différents faci s varient verticalement, c'est à dire dans le temps, mais aussi latéralement. Ces faci s, qui induisent des réflectivités croissantes avec la complexité de l'assemblage des individus, sont directement fonction du flux de méthane.

### **3.3 LES POCKMARKS ISOLÉS**

Les progrès technologiques en matière de visualisation du fond de la mer ne cessent de progresser, d'une part au niveau de la résolution, et d'autre part au niveau de la profondeur d'exploration. Les zones couvertes se situent dans des environnements de plus en plus profonds, et les nombreuses campagnes sismiques et bathymétriques ont permis de mettre en évidence un nombre toujours croissant de pockmarks sur le fond de l'eau. Comme nous allons le voir dans ce paragraphe, **les divers outils utilisés pour imager ces pockmarks n'ont pas tous la même signature.**

Les principaux objectifs d'une plongée ROV sur les pockmarks isolés de la pente du bassin du Congo étaient donc de déterminer :

- **l'activité des pockmarks** en fonction de leur signature en amplitude issue de la sismique 3D et en fonction de leur signature acoustique à partir des données EM12 acquises durant la campagne GUINNESS. Le choix du site devait permettre, entre autres, d'investiguer plusieurs pockmarks avec des combinaisons *Anomalie d'amplitude-Anomalie acoustique* différentes. Le système vidéo temps réel embarqué sur le ROV devait permettre d'atteindre cet objectif à partir d'une simple reconnaissance visuelle d'indices morphologiques et faunistiques.

- **l'activité bactérienne et faunistique** associée à ces sorties de fluides à partir de prélèvements superficiels de sédiments et de faune grâce à la pince à godet et aux mini carottiers embarqués.

- **la nature des fluides expulsés** dans ce contexte. Les analyses chimiques et géochimiques réalisées sur les sédiments prélevés grâce aux mini carottiers ainsi que sur les échantillons d'eau prélevés dans la colonne d'eau grâce à deux bathysondes devaient permettre de caractériser, entre autres, la teneur en méthane et en d'autres éléments qui restaient à déterminer en fonction des observations réalisées par ailleurs.

- **la variabilité des échappements à une cellule infra-pockmark** grâce à l'Analyseur In-Situ (AIS) embarqué qui mesure sur le fond la température et la salinité de l'eau et la teneur en méthane dissous.

- **l'impact de la migration des fluides** à travers la colonne sédimentaire en comparant les données acquises grâce à deux carottes gravitaires de 14 mètres, une entre deux pockmarks et une à l'intérieur d'un pockmark. Les analyses combinées de géochimie (gaz de headspace, géochimie des hydrocarbures) et de sédimentologie (granulométrie, stratigraphie, taux de carbonates, pétrologie etc...) devaient permettre de mieux comprendre les interactions entre les fluides et l'encaissant sédimentaire.

#### **3.3.1 Choix d'une zone de plongée ROV**

Le choix d'une zone pour une plongée ROV n'était à priori pas aisé en raison du grand nombre de pockmarks sur la pente, de leur diversité et de leur espacement qui ne permettaient, techniquement, de n'en prospecter qu'un nombre réduit.



Ce choix s'est donc porté sur une zone de quelques kilomètres carrés, suffisamment loin au Nord du canyon du Zaïre pour ne pas subir son influence. Une carotte avait été prise sur l'un de ces pockmarks pendant la campagne Gardline (1999) et les analyses géochimiques sur les sédiments avaient montré des évidences de gaz et d'huile, suggérant une connexion avec des réservoirs profonds. La bathymétrie moyenne dans cette zone est de 1500 m, et **le fond de l'eau est affecté par de nombreux sillons** rectilignes de plusieurs kilomètres de long et de quelques dizaines de mètres seulement de large (*Figure 3.55*). Leur densité très importante et leur espacement régulier de 1 à 3 km semblent indiquer qu'un réseau organisé sous-jacent contrôle leur distribution. Comme nous le verrons dans le chapitre suivant, les sillons représentent l'empreinte sur le fond de l'eau de mécanismes affectant les premières centaines de mètres de la pile sédimentaire et dont la structuration interne très organisée contrôle complètement le chemin suivi par les fluides lors de leur migration jusque sur le fond de l'eau formant ainsi les pockmarks.

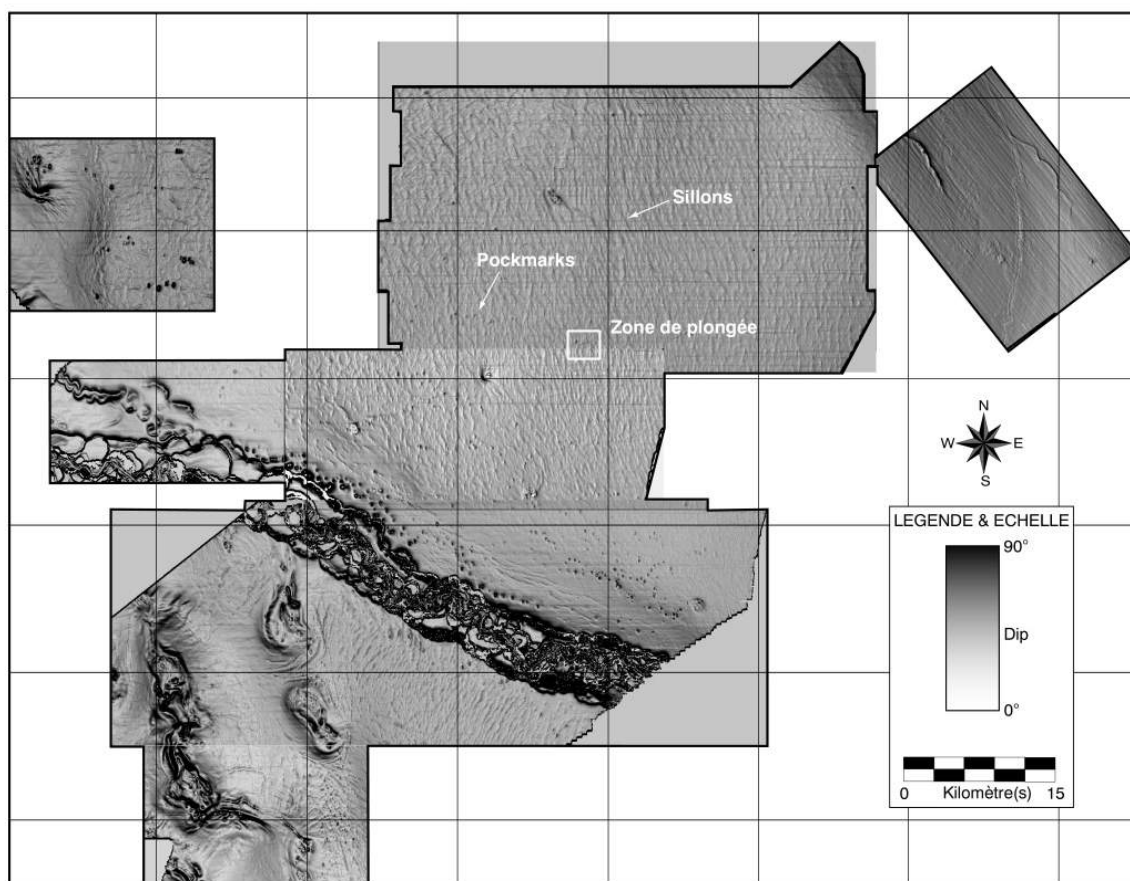


Figure 3. 55 : Carte Dip du bassin du Congo. Au nord du canyon du Zaïre, les pockmarks semblent isolés sur la pente. Ils se situent dans un environnement dominé par de nombreux sillons qui sont le résultat d'une déformation qui affecte le fond de l'eau.

### 3.3.2 Propriétés acoustiques et sismiques des pockmarks isolés sur la pente

Les pockmarks sur le fond de l'eau du bassin du Congo présentent des caractéristiques acoustiques très diverses. Les quatre pockmarks choisis pour une plongée ROV ont tous une combinaison Amplitude-Reflectivité-3.5 kHz différente (Figure 3.56). Les observations visuelles et les analyses de sédiment et d'eau devraient nous permettre d'identifier les paramètres qui contrôlent ces différences.

La carte DIP du fond de l'eau montre que les quatre pockmarks sont étroitement associés aux sillons. Nous verrons par la suite que ce lien fort est conditionné par la structuration de la couverture sédimentaire. La carte d'amplitude, tirée de la sismique 3D, montre que deux pockmarks seulement présentent des anomalies positives fortes sur le fond de l'eau (Figure 3.56) qui pourraient traduire la présence d'objets réfléchissants ou de gaz (Luchford, 2001).

La carte bathymétrique issue du sondeur multifaisceaux EM12 semble bien moins précise que la carte issue de la sismique 3D. Par contre, la carte de réflectivité donne de nouvelles informations importantes quant à la nature éventuelle du fond de l'eau au droit des pockmarks dans la zone.

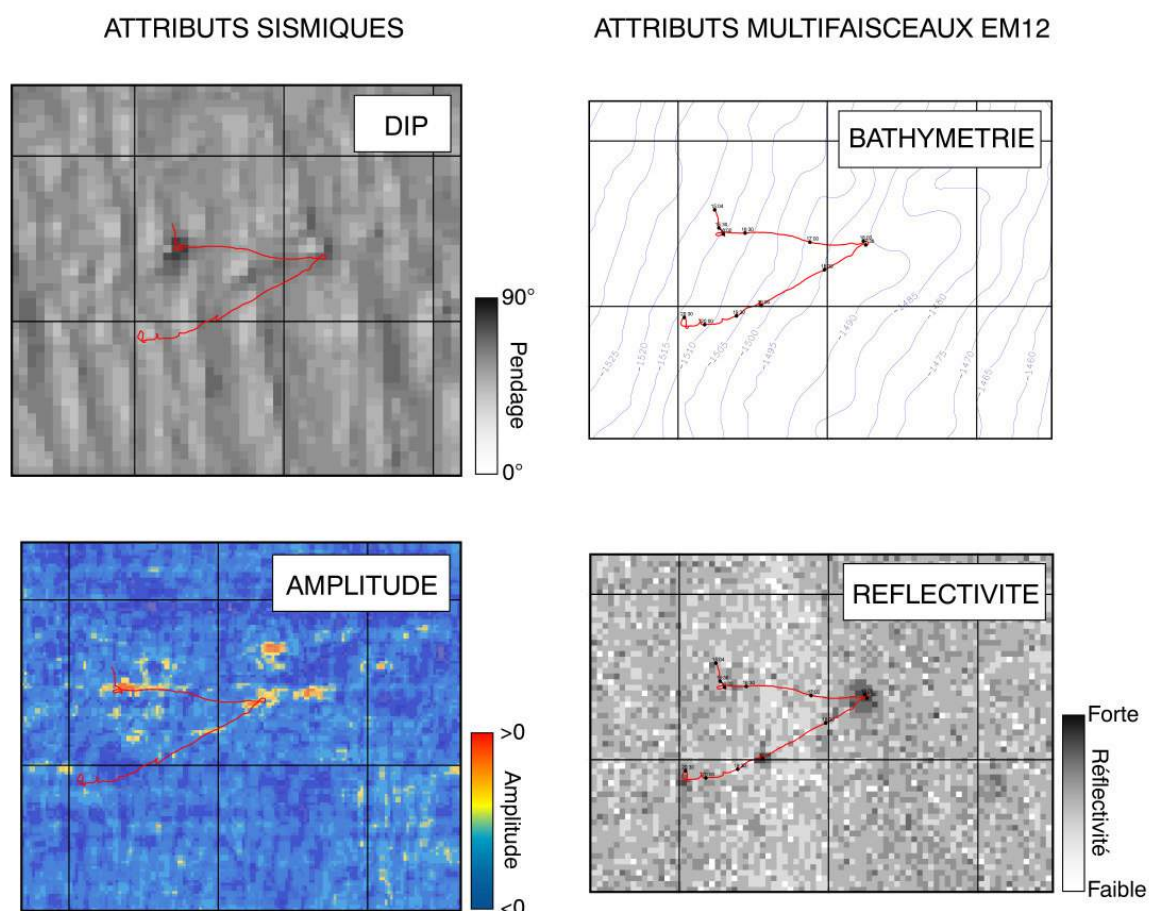


Figure 3. 56 : Comparaison entre les attributs données issues de la sismique 3D (DIP et amplitude) et celles provenant du sondeur multifaisceaux EM12 (bathymétrie et réflectivité).

### **3.3.3 Les analyses réalisées sur la zone**

Afin de compléter les données acquises lors d'une plongée ROV, deux bathysondes (notées BZR) et deux carottes (notées KZR) étaient prévues (Figure 3.57) :

Le **pockmark 0** correspond au site sur lequel a été réalisée une carotte pendant la campagne Gardline (1999) et montrant des **indices de gaz et d'huile** (MPS99-23). La bathysonde BZR-02, au-dessus de ce site devait permettre de comprendre le lien éventuel qui existe entre les fluides présents dans la colonne sédimentaire et les chappements de fluides dans la colonne d'eau. Le **pockmark 3** est un site caractérisé par une **forte réflectivité**. La bathysonde BZR-04 et la carotte KZR-30 ont été réalisées sur ce site. Afin d'identifier clairement les indices obtenus sur les sites d'chappements de fluides, une carotte, la KZR-29, a été réalisée entre le pockmark 0 et le pockmark 3, dans des sédiments supposés caractéristiques de la pente.

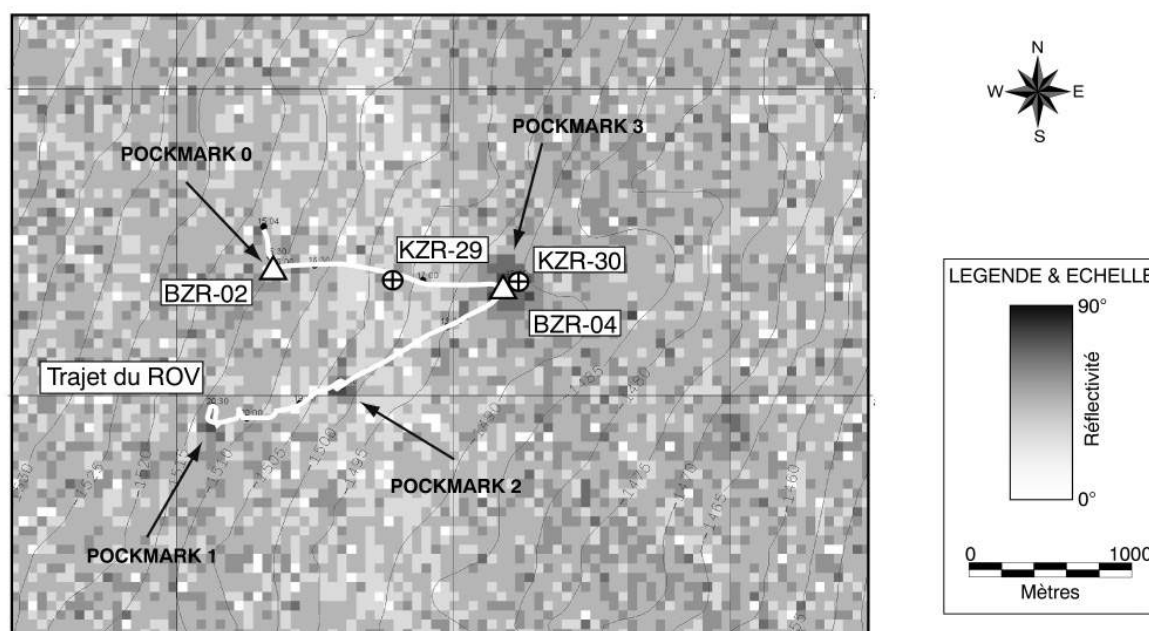


Figure 3. 57 : Carte de réflectivité EM12 de la zone de plongée ROV. Deux carottes et deux bathysondes ont été réalisées dans cette zone.

### **3.3.4 Les analyses de méthane dans la colonne d'eau**

Les prélèvements d'eau par pompage n'ayant pas fonctionné, nous ne disposons d'aucune information sur les missions de méthane sur le fond de l'eau. Seules les bathysondes permettent de voir la concentration en méthane dissous à la verticale des pockmarks 0 et 3 (Figure 3.58).

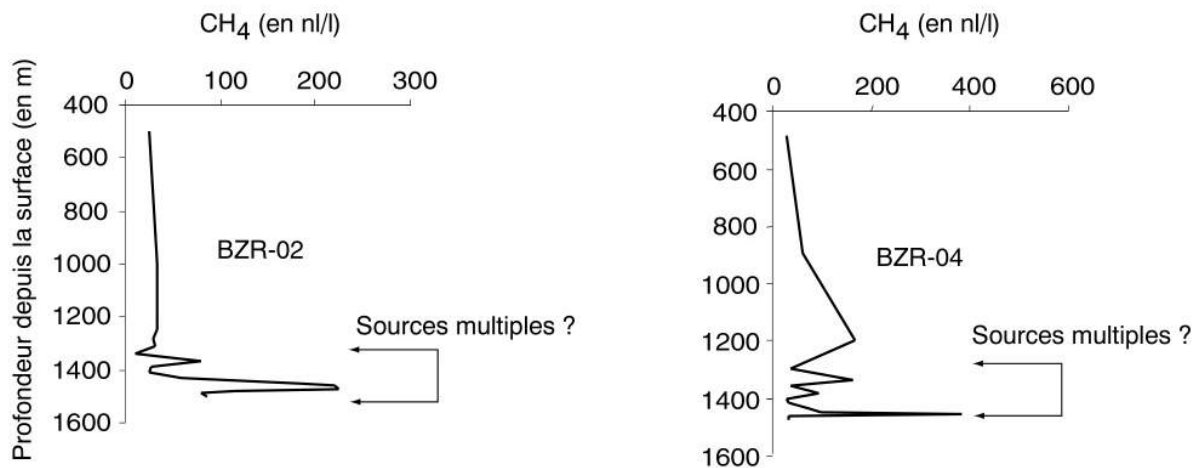


Figure 3. 58 : Profils verticaux de concentration en méthane dissous dans la colonne d'eau, réalisés par le laboratoire de géochimie et métallogénie de l'Ifremer (J-L. Charlou, en cours). Les bathysondes BZR-02 et BZR-04 ont été réalisées respectivement à la verticale des pockmarks 0 et 3.

La concentration en méthane dissous au-dessus du **pockmark 0**, montre des **valeurs faibles**. Un pic à plus de 200 nl/l près du fond indique soit que la source est effectivement au niveau du pockmark 0, mais que les émissions sont faibles, soit que la source est lointaine et que l'on traverse donc le panache de méthane d'un autre site. En ce qui concerne la bathysonde BZR-04, elle montre des valeurs également faibles avec, toutefois, un pic atteignant 400 nl/l près du fond. Ces deux profils ne sont pas linéaires et des pics multiples sont présents sur 200 à 250 m au-dessus du fond, ce qui semble indiquer que **les sources de ce méthane pourraient être multiples** (c.f. paragraphe 2.3.2)

### **3.3.5. Les faciès reconnus sur le fond de l'eau**

Les observations directes du fond de l'eau réalisées au cours de cette plongée ne permettent pas de différencier les pockmarks lorsque ceux-ci ont des réponses en amplitude, en réflectivité et sur le 3.5 kHz différentes. Le sédiment, de couleur gris-vert, est caractérisé par une **bioturbation homogène** le long du trajet du ROV et ce faciès est similaire au **faciès Ad** à distance critique (Figure 3.59).

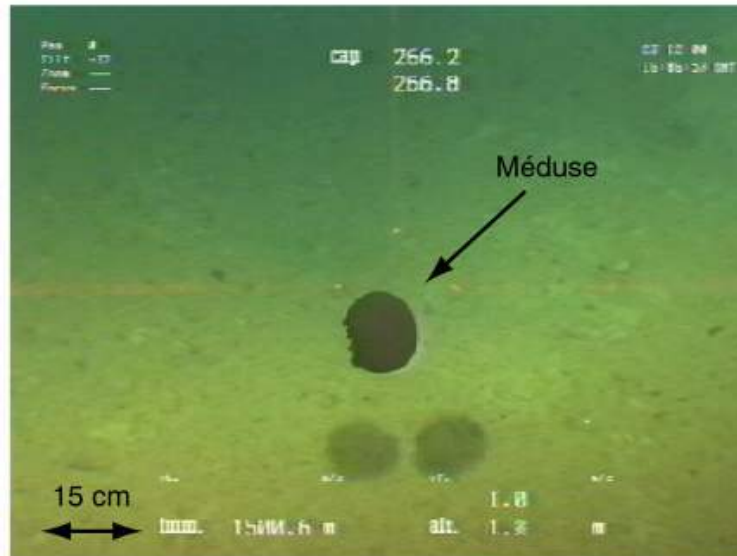


Figure 3. 59 : Photographie du fond de l'eau dans la zone des pockmarks isolés. Les sédiments sont homogènes, conformes à des sédiments hémipélagiques de pente. Ce faciès correspond au faciès A d déjà décrit. La faune benthique est rare.

Nous n'avons constaté aucune trace d'encroûtements mais par contre de **nombreux petits monticules** d'une vingtaine de centimètres de hauteur étaient particulièrement localisés dans les dépressions (*Figure 3.60*). Ces monticules présents dans 3 pockmarks **ne représentent pas un caractère discriminant** pour différencier les anomalies sur le fond observés. Des monticules similaires, identifiés dans le Golfe du Mexique, correspondaient à des petits volcans de boue qui remontaient à la surface des sédiments chargés en gaz et riches en foraminifères issus des séries plus enfouies (Kohl and Roberts, 1994). Nous privilégions plutôt l'hypothèse d'une bioturbation par des vers fousseurs (Thomsen, 1987) car de nombreux terriers sont souvent présents au niveau de ces monticules. Ce faciès est à rapprocher du **faciès A'**, caractérisé par une **bioturbation plus intense** sur le fond de l'eau.

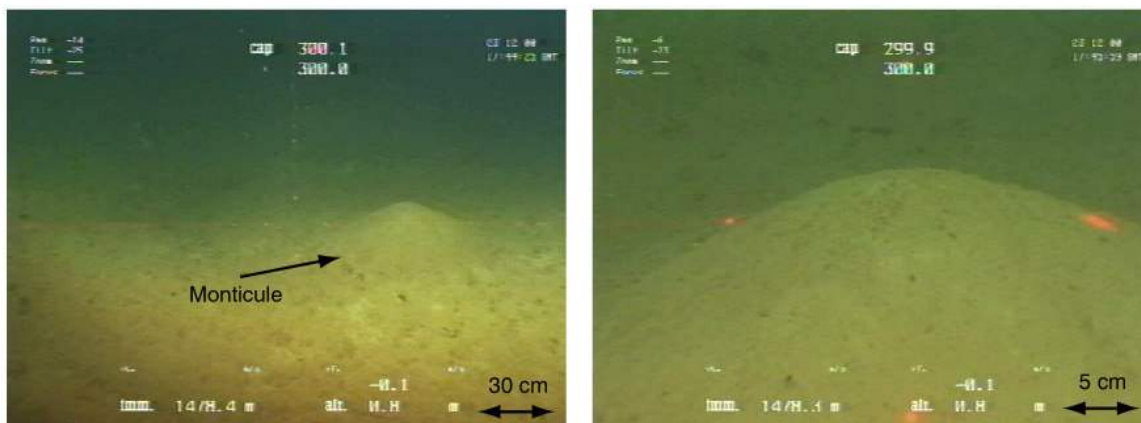


Figure 3. 60 : Photographie du fond de l'eau, représentant le faciès A'. De nombreux monticules d'une vingtaine de centimètres de hauteur ont été observés sur le fond de l'eau. Ils ont été attribués à la bioturbation par des vers fousseurs.

### 3.3.6 Les traces biologiques

Au cours de la plongée, les observations ont montré une **activité biologique** quasi inexistante en comparaison de sites actifs par ailleurs. Seule la présence de galathées à proximité de pockmarks semble significative. Les prélèvements réalisés grâce à la pince à godet ont permis d'identifier des **espèces caractéristiques des missions de fluides** sur le fond de la mer (*c.f. paragraphe 2.4.4*). La taxonomie de ces chantillons biologiques est reportée dans le tableau 3.3.

N° de prélèvement	Taxon, nombre de spécimens
Panier (GBT 01)	1 chinide, fragments de spongiaires
Panier (GBT 02)	Fragments de coquille : V sicomyid s
Fond panier GBT 01 (500 µm)	9 polychètes, 1 bivalve
Fond panier GBT 02 (500 µm)	1 gastéropode, 1 amphipode, 1 Polychète
Fond panier GBT 01 (250 µm)	1 larve priapulien, 7 polychètes, 2 bivalves, 1 aplacophore, 1 isopode
Fond panier GBT 02 (250 µm)	9 polychètes, 2 bivalves, 1 isopode

**Tableau 3.3 :** Taxonomies des espèces prélevées le long du trajet du ROV. Les chantillons ont été passés au tamis et ils sont classés par diamètres dans ce tableau (d'après Joelle Galleron, en cours).

Les fragments de coquilles, vraisemblablement de v sicomyid s, prélevés à la pince à godet sur le fond de l'eau du pockmark 1, indiquent que ce site a fonctionné très récemment mais qu'actuellement il est mort d'un point de vue biologique (*Figure 3.61*).

Ce faciès, pourtant très proche du faciès A' en raison de la bioturbation plus importante, a été rapproché du **faciès B** à cause de la présence de ces quelques fragments de coquilles qui semblent indiquer que la source de fluides a fonctionné récemment. Ces coquilles sont en train d'être drapées progressivement par les sédiments hémipélagiques.

Les coquilles de V sicomyid s morts ou faiblement enfouis peuvent signifier que:

- l'activité a cessé récemment ;
- l' mission actuelle n'est pas suffisante ou est en train de chuter (effet de seuil) ;
- les missions sont diffuses.

Les **zones inter-pockmarks** sont caractérisées par une **activité biologique quasi nulle**. Seules quelques galathées et quelques holothuries viennent ponctuer le fond de l'eau inter-pockmarks totalement désertique.

Bien que ce site présente tous les caractères d'un site mourant, l' **mission de fluides** sur le fond de l'eau semble **avoir diminué de façon progressive**, en opposition

avec l'hypothèse d'un événement catastrophique jusqu'à présent admise (c.f. paragraphe 2.2).



Figure 3. 61 : Photographie du fond de l'eau représentant le faciès B. Plusieurs fragments de coquilles de Vésicomys ont été observés sur le fond de l'eau.

### **3.3.7. La migration des fluides dans la colonne**

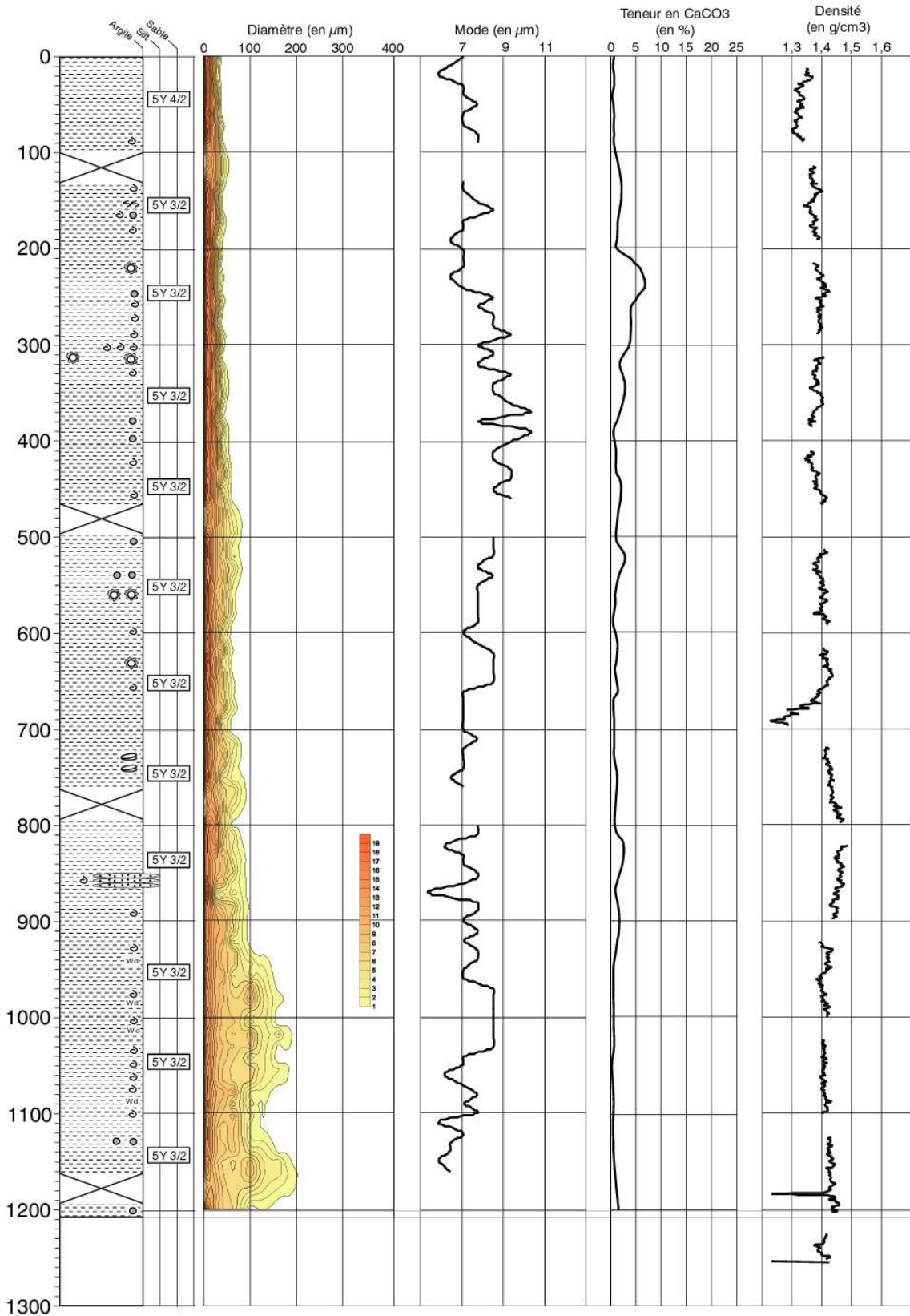
L'essentiel des données concernant les sédiments a été acquis grâce aux carottes KZR-29 et KZR-30.

**La carotte KZR-29**, d'une longueur de 1210 cm, réalisée entre les pockmarks 0 et 3, présente un sédiment gris-vert argileux homogène sans structures internes apparentes (Figure 3.62). Les débris de coquilles sont peu nombreux, mais par contre la quantité de **debris végétaux** (quelques mm au maximum) **semble augmenter vers la base de la carotte**. Quelques vacuoles et auréoles d'oxydation millimétriques affectent de façon très ponctuelle le sédiment ne permettant pas d'affirmer que des fluides ont circulé le long de cette carotte. La granulométrie a été réalisée à partir d'un échantillonnage tous les 10 cm le long de la carotte. **La distribution des classes granulométriques est mono-modale**, centrée sur le pic des argiles (<4µm). Quelques anomalies apparaissent à partir de 900 cm, en particulier l'apparition d'un second pic dont la valeur varie entre 50 µm et 180 µm. Les analyses sur frottis devraient permettre d'identifier le ou les agents responsables de ce second pic. Les mesures tous les 20 cm de **taux de carbonates indiquent des valeurs faibles** ne dépassant pas 6%.

Page suivante :

Figure 3. 62 : Log lithologique de la carotte KZR-29, réalisée entre les pockmarks 0 et 3. Il s'agit d'un sédiment gris-vert argileux homogène. Quelques vacuoles traduisent la présence de gaz et les **debris végétaux** semblent augmenter vers la base de la carotte. La granulométrie est fine et le **taux de carbonates** ne dépasse pas 6%. Il s'agit donc d'un sédiment hémipélagique de pente, classique dans ce type d'environnement.



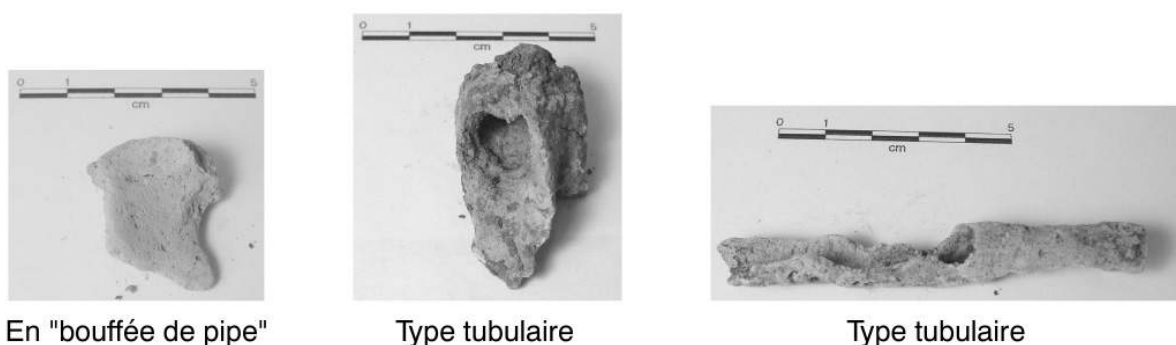


**CAROTTE KZR-29**

	Argillite		Vacuole avec auréole d'oxydation
	Fragments de coquilles		Vacuole avec sédiments liquéfiés
	Bioturbation		Fragment végétal
	Bivalve		Lits à nodules plurimillimétriques



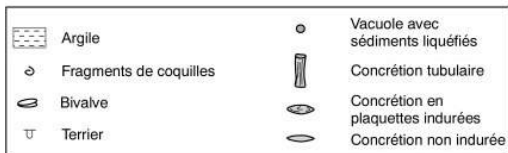
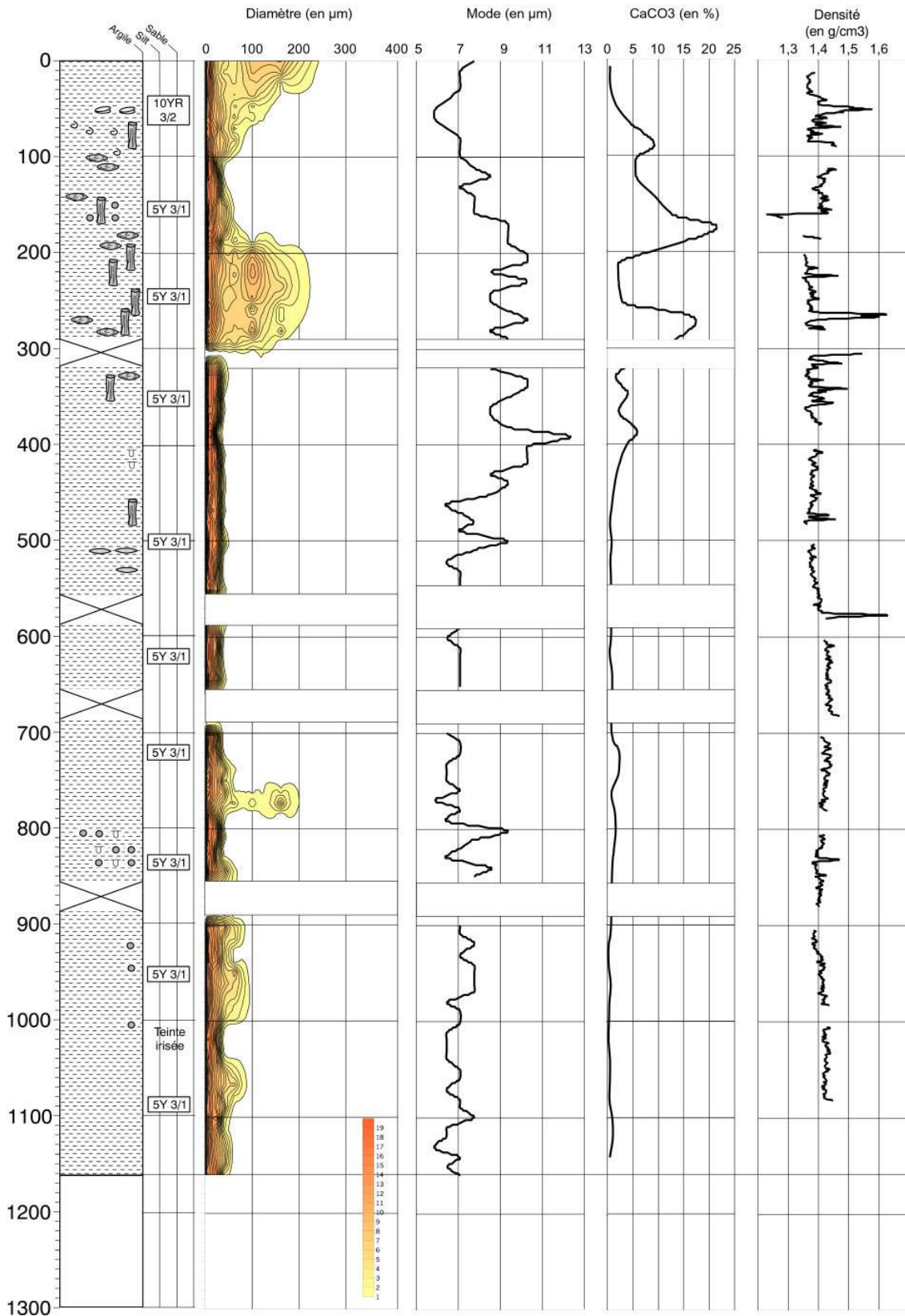
**La carotte KZR-30**, d'une longueur de 1159 cm, a été réalisée dans le pockmark 3. De **gros fragments de coquilles** ont été observés à 50 cm de profondeur (coquilles de *V sicomyid* s). A partir de cette profondeur et jusqu'à 530 cm, de **tr s nombreuses concrétions carbonatées** tubulaires ou en bouffée de pipe se distribuent à intervalles plus ou moins réguliers le long de la carotte (*Figure 3.63 et 3.64*). Ces concrétions ont une longueur pouvant atteindre 5-6 cm de long pour un diamètre de 2 cm. Elles sont composées de calcite-Mg, caractéristique des précipitations carbonatées liées à la migration des fluides. Ces coquilles et les concrétions carbonatées situées au sommet de la carotte pourraient expliquer l'**anomalie de réflectivité** observée sur le fond de l'eau, la pénétration du signal pouvant atteindre 10 m. Au-delà de 530 cm, de **nombreuses poches de sédiments fluidisés** indiquent que des hydrates étaient peut-être présents dans la carotte et qu'ils se sont dissociés lors de sa remontée. A la base de la carotte, les sédiments ont une teinte irisée, qui pourrait correspondre à des traces d'hydrocarbures. La distribution des classes granulométriques le long de cette carotte est localement bimodale (*Fig. 3.61*). Tandis que le premier pic est toujours centré sur les argiles, nous voyons apparaître un deuxième pic compris entre 50 µm et 180 µm à trois endroits différents de la carotte : de 0 à 50 cm, entre 180 cm et 300 cm et entre 750 et 780 cm.



**Figure 3. 63 : Photographie des types de concrétions observées dans la carotte KZR-30. Deux types de macro-concrétions ont été identifiées : 1) Les concrétions tubulaires, qui peuvent présenter des cristaux de pyrite sur leur paroi interne, traduisant un flux de fluides canalisé et 2) des concrétions en « bouffée de pipe » qui semblent indiquer que le flux de fluides est plus diffusif à travers les sédiments.**

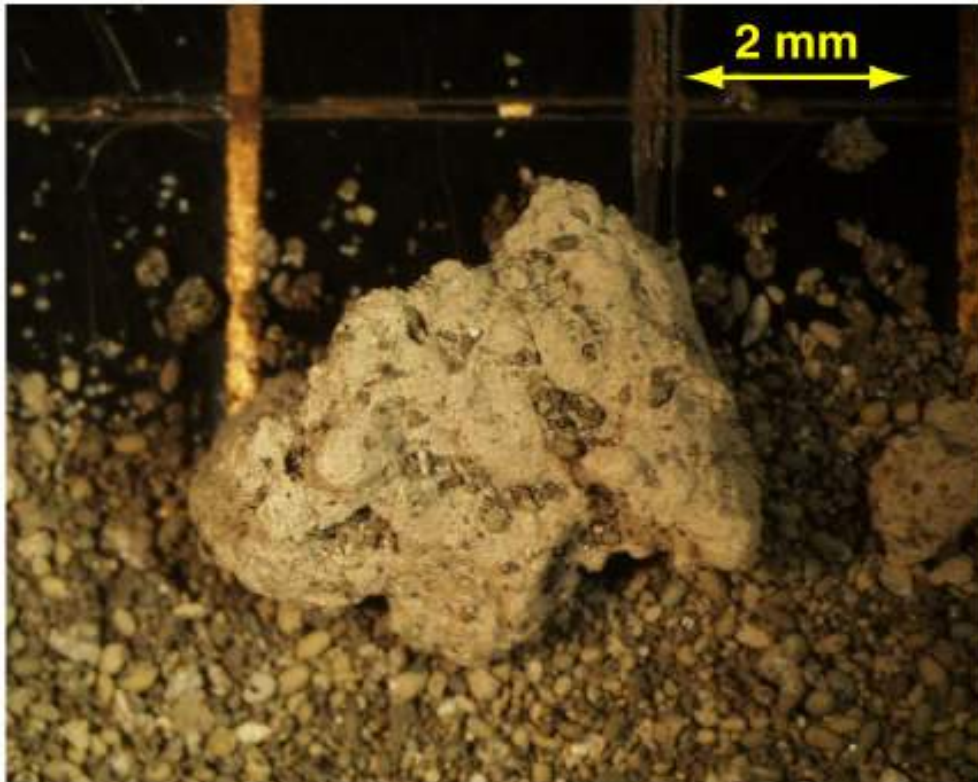
Page suivante :

**Figure 3. 64 : Log lithologique de la carotte KZR-30, réalisée dans le pockmark 3. Il s'agit d'une argile gris-verte qui présente de nombreuses concrétions carbonatées tubulaires ou en « bouffée de pipe ». Les anomalies granulométriques (centrées sur 100 µm ou plus) correspondent à une troisième catégorie de concrétions : les micro-concrétions. Elles se situent systématiquement à la périphérie des concrétions tubulaires. Plus la teneur en micro-concrétions est importante et plus la teneur en carbonates est forte.**



**CAROTTE KZR-30**

Ces anomalies granulométriques peuvent être corrélées avec des **valeurs fortes de carbonates** atteignant parfois plus de 20%. Ces fortes valeurs de granulométrie couplées à des valeurs fortes de carbonates sont expliquées par la présence de **micro-concrétions carbonatées** dissimulées dans le sédiment autour des macro-concrétions observées entre 50 cm et 530 cm (*Figure 3.65*). Ces concrétions ont un diamètre variant de 500 µm à près de 5 mm. Il s'agit d'un agrégat de fragments de coquilles, de spicules d'éponges, de radiolaires, de globigérines et de particules d'argiles, liés par un ciment de calcite magnésienne.



**Figure 3. 65 :** Photographie d'une micro-concrétion carbonatée dans la carotte KZR-30. Le diamètre de ces micro-concrétions varie de 500 µm à 5 mm environ.

Il n'est pas rare non plus de trouver des **concrétions tubulaires beaucoup plus petites**, dans la zone des micro-concrétions, avec des **grains de pyrite fixés sur la paroi externe**, ainsi que des oxydes de fer (*Figure 3.66*). La formation de ces oxydes et de cette pyrite serait directement liée à la réaction de réduction des sulfates et d'oxydation du méthane. Tous les produits de cette réaction sont donc présents dans cette carotte.



Figure 3. 66 : Photographie d'une micro-concrétion tubulaire millimétrique avec des grains de pyrite fixés sur la paroi extérieure.

D'après ces observations, nous proposons un modèle de formation des concrétions carbonatées dans les premiers mètres de sédiments sous une zone de sortie de fluides (Figure 3.67) : lorsque le flux de fluides est suffisamment important, la migration est canalisée à travers des conduits formés par des encroûtements carbonatés de diamètre centimétrique. **A mesure que l'on s'éloigne de l'axe central**, les encroûtements deviennent plus localisés et aussi beaucoup plus petits, ce qui semble indiquer que **le flux est plus réduit**.

Le méthane migre ainsi à travers des drains centimétriques tubulaires à la paroi desquels se fixent des colonies bactériennes responsables de la formation de pyrite et de carbonates qui cimentent le conduit (c.f. paragraphe 2.5.4). Si cette cimentation est trop importante, le conduit se bouche et les fluides doivent trouver un autre chemin pour migrer vers la surface. Les micro-nodules correspondraient à une émission plus diffuse avec fixation de la colonie bactérienne autour d'un germe de nucléation.

La migration des fluides étant canalisée à travers des conduits centimétriques, leur expulsion sur le fond de l'eau doit être très localisée. Söderberg (1997) a ainsi identifié des dépressions centimétriques dans les zones de sortie de fluides, mais il s'agissait de sorties d'eaux souterraines issues des aquifères proches. De telles dépressions n'ont pas été identifiées dans la zone des pockmarks isolés car il s'agit d'échappements de méthane qui sont immédiatement colonisés par un voile bactérien et des communautés chimiosynthétiques.

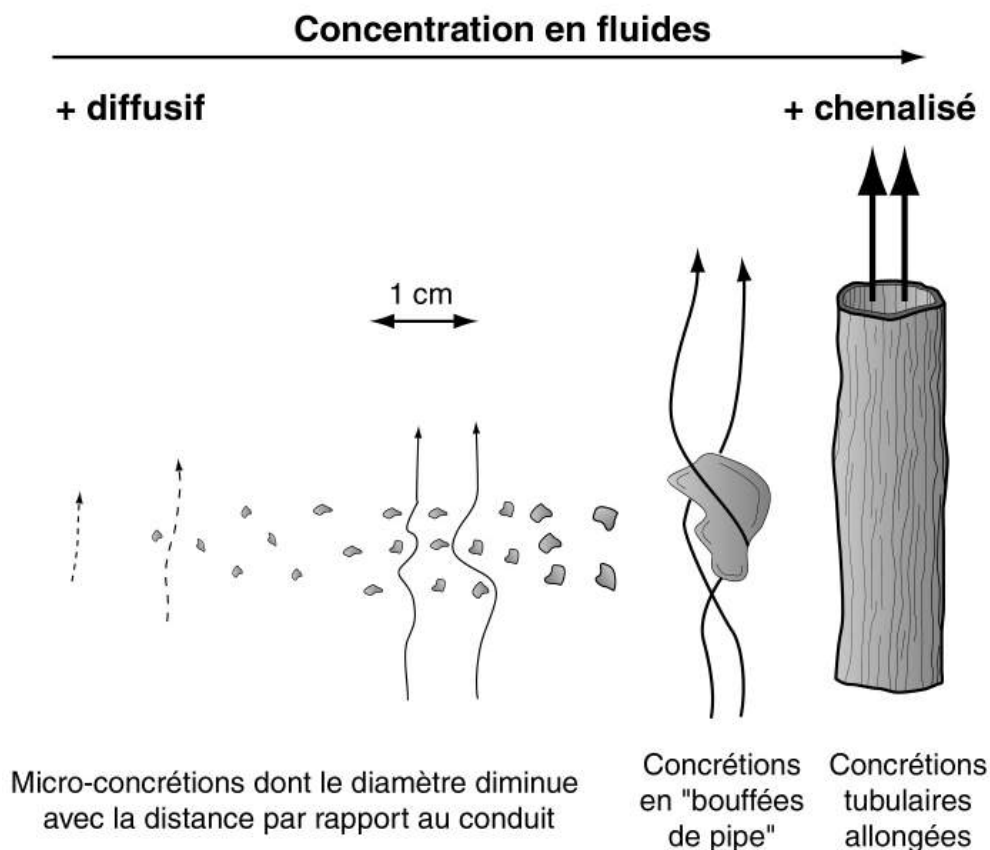


Figure 3. 67 : Mod le de formation des encroûtements carbonatés dans les sédiments, au niveau d'une zone de sorties de fluides.

### **33.8. Activité des pockmarks**

De toute évidence, des fluides ont circulé le long de la carotte KZR-30, provoquant la précipitation de concrétions carbonatées de calcite-Mg. Depuis le fond de l'eau, et jusqu'à une profondeur de 50 cm, **aucune trace biologique vivante n'a été identifiée**, ce qui semble signifier que **le pockmark 3 est mort** d'un point de vue biologique. Cependant les analyses de méthane dissous dans l'eau, mesurées à partir de la bathysonde BZR-04, montrent que l'expulsion de fluides continue encore aujourd'hui.

Ces observations confirment qu'il existe des effets de seuil dans l'expulsion de fluides. La concentration en méthane, dans ce cas, ne dépasse pas 400 nM et **aucune concrétion n'a été identifiée entre 0 et 50 cm** de profondeur, ce qui signifie que le flux de méthane a été insuffisant pour entretenir une chaîne trophique complète. Des datations au  $C^{14}$  sur foraminifères et sur les débris de coquilles de Vésicomys enfouis ont permis de dater la **fin de l'activité vers 8400 ans BP** (Tableau 3.4). En réalité, à cause de ces effets de seuil, cette date de 8400 ans BP correspond à la date à laquelle le flux de méthane est passé en dessous du seuil permettant l'entretien d'une chaîne trophique de type faciès B. D'après l'étude menée sur le pockmark géant « REGAB » et sur la zone BSR, ce seuil serait

de 1000 n/l. Le contraste du taux d'accumulation entre 210-50 cm et 50-0 cm représente exactement le passage du stade Holocène de déglaciation au stade Holocène interglaciaire.

carotte	Cote (en cm)	Support	- $\sigma$	Age (en années BP)	+ $\sigma$	Taux moyen (en cm/ka)
KZR-29	50-55	foram	8354	<b>8382</b>	8409	6.6
	280-285	foram	21047	<b>21375</b>	21713	17.7
KZR-30	50	coquilles	10882	<b>11499</b>	11899	4.3

Tableau 3. 4 : Datations sur foraminifères réalisées sur les carottes KZR-29 et KZR-30.

Une partie des échantillons (bases des sections 6 et 9) a été analysée par Total-Fina-Elf pour déterminer les valeurs d'intensité maximum de fluorescence ( $I_{max}$  TSF), les longueurs d'onde associées et le rapport R1 (Tableau 3.5). L'intensité de fluorescence fournit une estimation de la quantité totale de composés aromatiques contenus dans les hydrocarbures. En général, les échantillons qui contiennent des composés aromatiques atteignent leur maximum d'émission en fluorescence au-delà de 350 nm de longueur d'onde. Dans les échantillons analysés sur les deux carottes montrent une intensité maximum de fluorescence plutôt faible qui est atteinte pour une longueur d'onde inférieure à 350 nm. Cela signifie qu'**elles contiennent peut-être des hydrocarbures, mais en très faible concentration**. Cependant la quantité réduite d'extrait ne permet pas de donner des interprétations véritablement fiables.

carotte	Section	Soufre	$\lambda$ Emission	$I_{max}$ TSF	R1
KZR-29	6	oui	344	747	1.31
	10	oui	344	841	1.21
KZR-30	5	oui	344	715	1.08
	11	oui	343	638	1.06

Tableau 3. 5 : Analyses géochimiques réalisées par TFE sur 2 sections des carottes KZR-29 et KZR-30.

### **3.3.9. Mécanismes de formation des pockmarks**

Les datations réalisées sur les deux carottes permettent de calculer des taux de sédimentation moyens dans l'intervalle 0-50 cm. Le taux de sédimentation beaucoup plus faible dans le pockmark 3 pourrait être expliqué par une **dispersion des sédiments par les sorties de fluides** (Figure 3.68) et non pas par un phénomène catastrophique de type collapse, comme cela avait été initialement proposé (c.f. paragraphe 2.2).



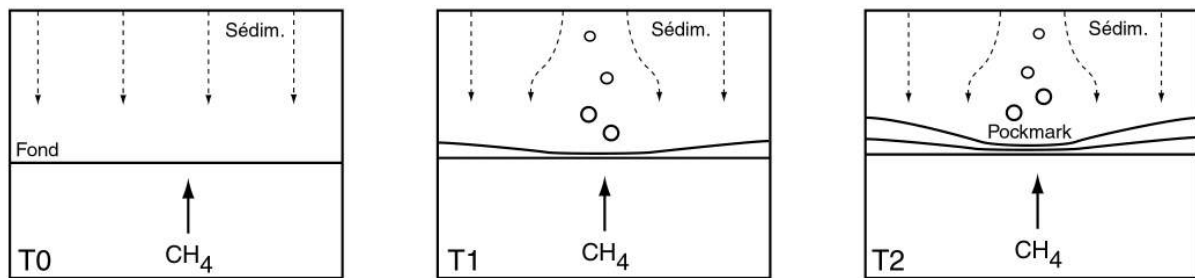


Figure 3. 68 : Mod le de formation des pockmarks isolés sur la pente. L'expulsion de fluides disperse localement les sédiments, construisant petit à petit une dépression.

### **3.3.10. Conclusion**

Les fluides expulsés sur le fond de l'eau semblent être principalement des **fluides interstitiels** (dont du gaz biologique) accompagnés d'une légère contribution de **fluides thermogéniques**. Les données issues de la plongée ROV, des bathysondes et des carottes n'ont pas permis de caractériser la nature exacte des fluides expulsés. Les quatre pockmarks investigués dans la zone sont morts d'un point de vue biologique et ils sont très peu actifs d'un point de vue de l'échappement sur le fond de l'eau. Pourtant des coquilles enfouies et les concrétions carbonatées viennent confirmer que le **pockmark 3 a été actif récemment**. Le **pockmark 0**, sur lequel une carotte avait déjà été réalisée par Gardline en 1999 montrant des indices d'hydrocarbures, est **inactif aujourd'hui**.

### **3.4 LES POCKMARKS ALIGNÉS SUIVANT UN TRAJET MEANDRIFORME**

La zone d'étude, située sur la rive droite du canyon du Zaïre (*Figure 3.69*) à une profondeur moyenne d'environ 1900 mètres, est caractérisée par une distribution singulière des pockmarks sur le fond de l'eau. En effet, plus de 250 pockmarks d'un diamètre moyen largement supérieur à ceux observés généralement, semblent mimer sur le fond de l'eau un trajet méandrique sur plus de 40 km du Sud-Est au Nord-Ouest de la zone. Il s'agit de la plus **forte concentration en pockmarks** jamais observée, ce qui pourrait indiquer que de grandes quantités de fluides s'échappent ou se sont échappés sur le fond de la mer. Nous verrons par la suite que cette répartition n'est **pas aléatoire** et qu'elle est directement contrôlée par des objets enfouis.

L'objectif essentiel de cette plongée était de préciser l'origine de l'organisation du tracé sinueux de ces pockmarks et de préciser la nature des fluides qui s'échappent, comparativement aux autres sites plus conventionnels.

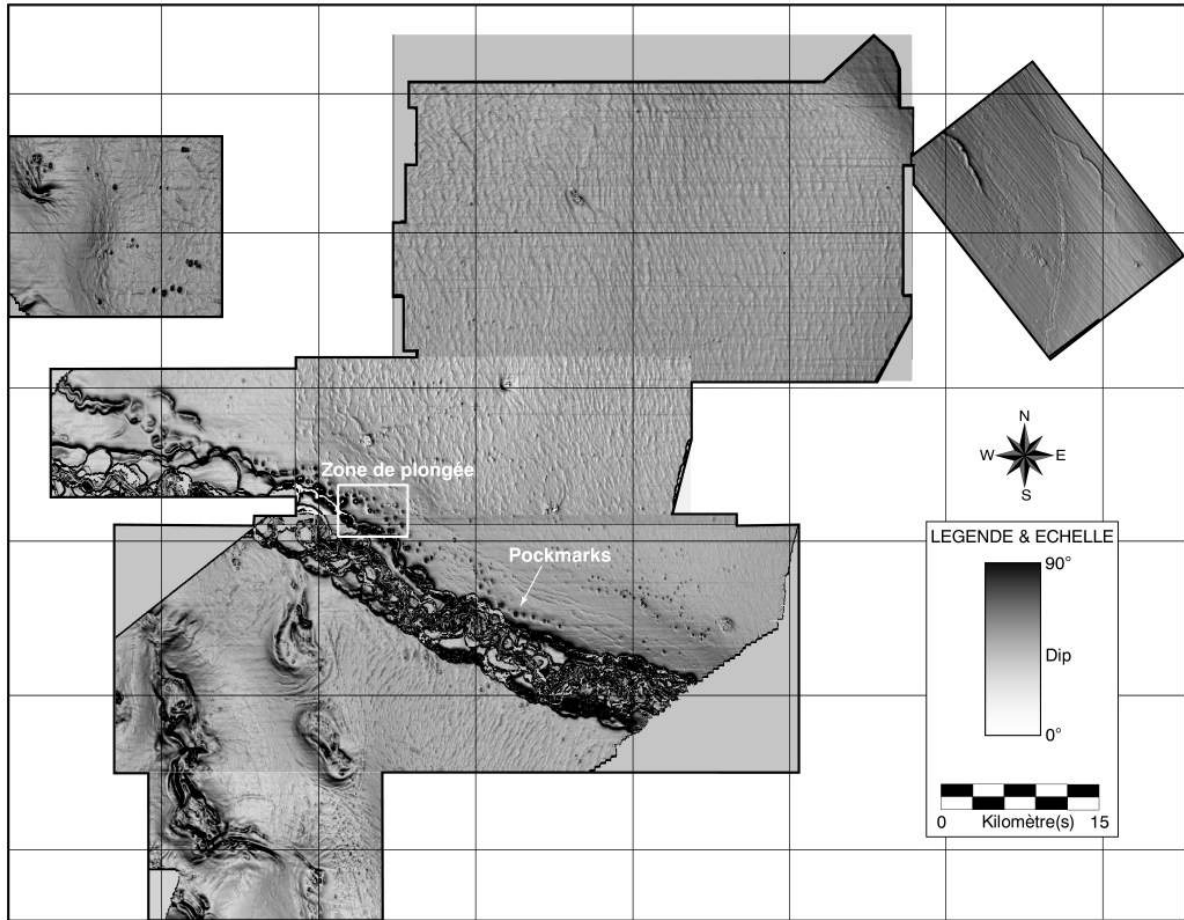


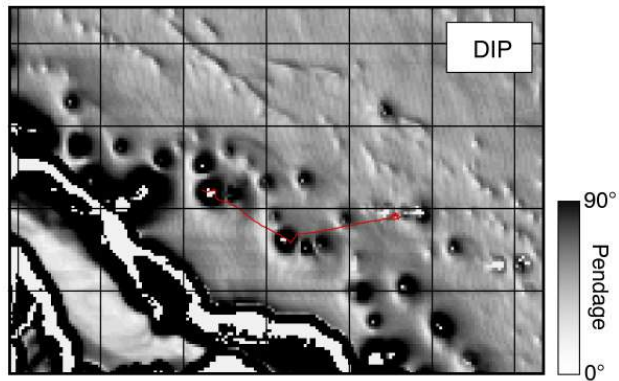
Figure 3.69 : Carte DIP du fond de l'eau dans le bassin du Congo. La zone de plongée ROV est située sur la rive droite du canyon du Zaïre, à quelques centaines de mètres de son premier escarpement.

### 3.4.1. Propriétés sismiques et acoustiques

L'imagerie de cette zone a été réalisée à partir de deux types d'outils, dont on tire des informations complémentaires : la sismique 3D et le sondeur multifaisceaux (*Figure 3.70*). Les cartes obtenues, montrent clairement que la sismique 3D permet de très bien caractériser la morphologie du fond de l'eau. Beaucoup de pockmarks peuvent être identifiés, ainsi que de nombreuses petites dépressions, dans l'alignement de sillons rectilignes, qui pourraient correspondre au stade précoce de formation de ces sillons. Par contre, il est très difficile d'interpréter les anomalies d'amplitude directes de la sismique 3D. Les fenêtres d'égalisation, appliquées lors du traitement du signal, sont beaucoup trop grandes et intègrent des objets de forte amplitude, ce qui contribue à masquer l'information vraie sur le fond de l'eau. En ce qui concerne le sondeur multifaisceaux, la bathymétrie obtenue est beaucoup moins précise que la sismique 3D. L'utilisation récente du sondeur EM300 permet d'obtenir de bien meilleurs résultats. La réflectivité directe du signal de l'EM12, permet de caractériser clairement la nature du fond de l'eau, ce qui représente une information particulièrement précieuse dans la recherche des sorties de fluides.



## ATTRIBUTS SISMIQUES



## ATTRIBUTS MULTIFAISCEAUX EM12

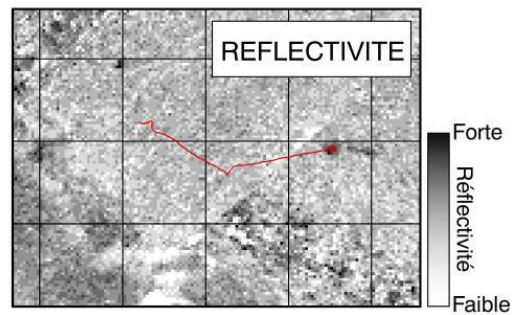
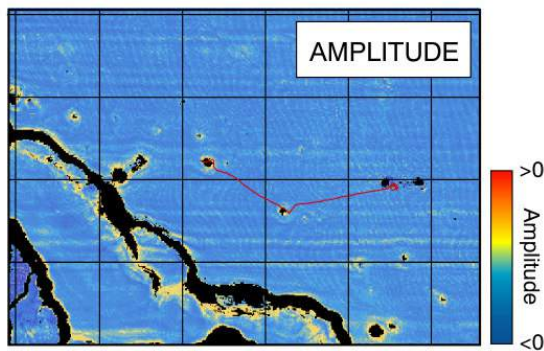
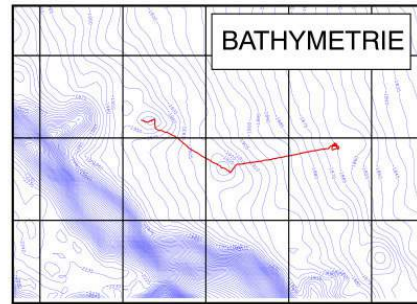


Figure 3. 70 : Comparaison entre les données issues de la sismique 3D (DIP et amplitude) et celles issues du sondeur multifaisceaux EM12 (bathymétrie et réflectivité) sur le site des pockmarks isolés.

### **3.4.2 Les analyses réalisées dans la zone**

Le trajet du ROV sur le fond devait permettre de caractériser trois pockmarks majeurs ayant des réponses différentes en amplitude et en réflectivité. Seul **le pockmark 2 présente une anomalie de réflectivité** sur le fond de l'eau (Figure 3.71). La carotte KZR-31 a été réalisée dans ce pockmark, afin de caractériser les sédiments de subsurface. Plusieurs prélèvements d'eau ont permis de mettre en évidence des concentrations anormales de méthane dissous à la verticale du pockmark 2 grâce à la bathysonde BZR-03.

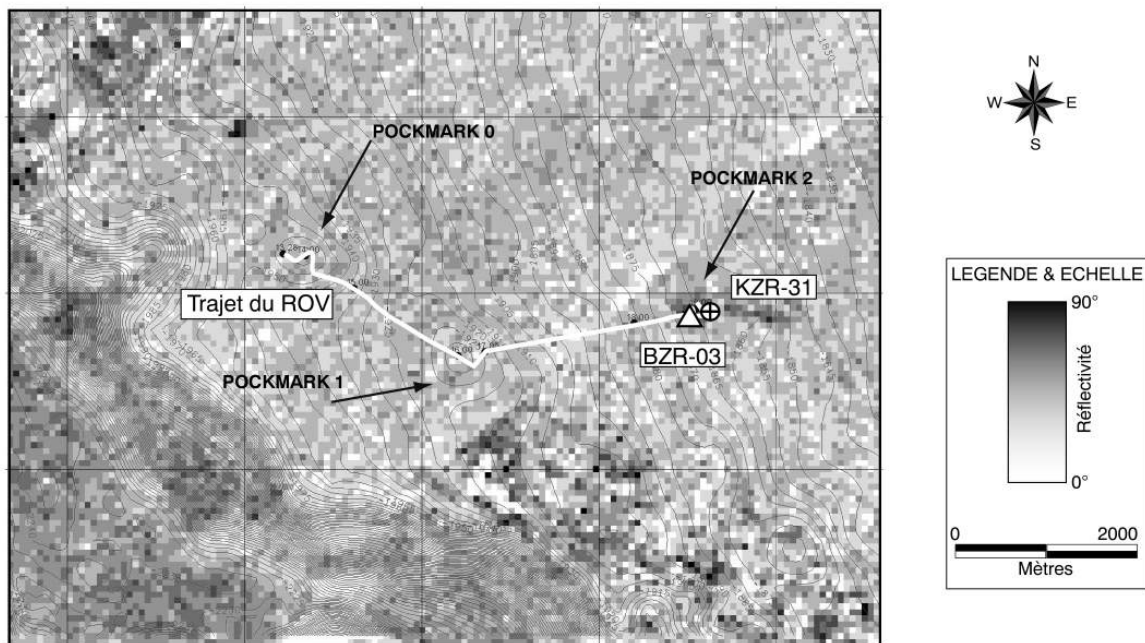


Figure 3. 71 : Carte de réflectivité EM12 dans la zone de plongée ROV. 3 pockmarks majeurs ont été visités, mais seul le pockmark 2 présente une anomalie de réflectivité. C'est sur ce pockmark qu'ont été réalisées la carotte KZR-31 et la bathysonde BZR-03.

### **3.4.3. Les analyses d'eau et de température réalisées dans la zone**

#### **a. Les analyses en méthane dissous sur le fond**

Plusieurs prélèvements d'eau ont été effectués près du fond grâce au ROV. Ces analyses ont permis de mettre en évidence des concentrations en méthane dissous largement supérieures au bruit de fond océanique (*Figure 3.72*). Les **valeurs les plus fortes** (>800 nl/l avec un maximum de 1200 nl/l) se situent **sur le pockmark 2** qui présente une anomalie de réflectivité. Sur les autres sites, les valeurs en méthane dissous ne dépassent pas 600 nl/l.

Il existe cependant des concentrations anormales de méthane entre les 3 pockmarks majeurs. Comme nous l'avons vu sur la carte DIP issue de la sismique 3D, de nombreux petits pockmarks sont présents dans cette zone et pourraient expulser des fluides. La très forte densité de pockmarks dans la zone implique qu'un certain nombre d'entre eux peuvent être coalescents. En réalité, il n'existe pas vraiment de zone inter-pockmarks dans ce cas et nous allons voir que cela a une incidence sur les faciès reconnus sur le fond de l'eau.

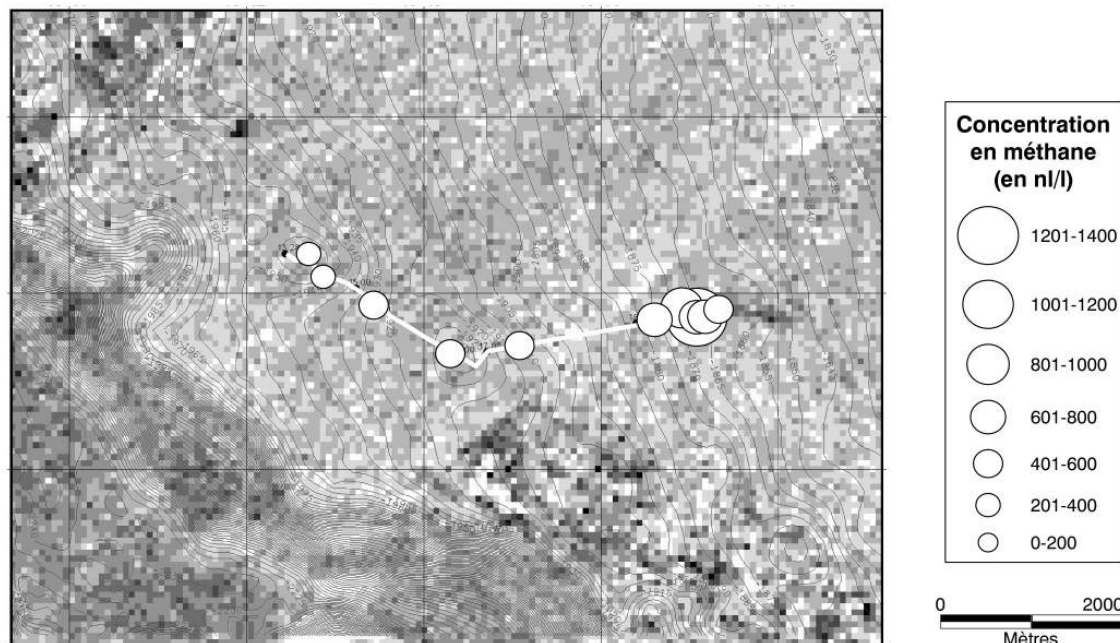


Figure 3. 72 : Carte des concentrations en méthane dissous dans l'eau de fond, mesurées par le laboratoire de géochimie et métallurgie de l'Ifremer (J-L. Charlou, en cours). Les plus fortes concentrations ont été mesurées au-dessus du pockmark 2, situé à l'extrémité Est du trajet du ROV.

### b. Les analyses en méthane dissous dans la colonne d'eau

La bathysonde BZR-03 a permis de réaliser un profil vertical de concentration en méthane dissous dans l'eau au-dessus du pockmark 2 (Figure 3.73). Les valeurs près du fond atteignent plus de 4000 n/l, ce qui est largement supérieur aux valeurs mesurées à partir du ROV. Le **canyon du Zaïre**, très proche, serait responsable d'une dynamique particulière de courants qui pourrait être à l'origine d'un **mixage plus important des eaux de fond**. Des chappements de méthane dans des pockmarks voisins peuvent ainsi contribuer à former un panache de méthane au-dessus du fond de l'eau avec des concentrations importantes (c.f. *paragraphe 2.3.2*). Ceci est confirmé sur le profil vertical, avec un **deuxième panache** dans lequel les concentrations de méthane sont supérieures à 8000 n/l. La **grande densité de pockmarks** dans cette zone peut expliquer ces fortes concentrations de méthane dans la colonne d'eau.

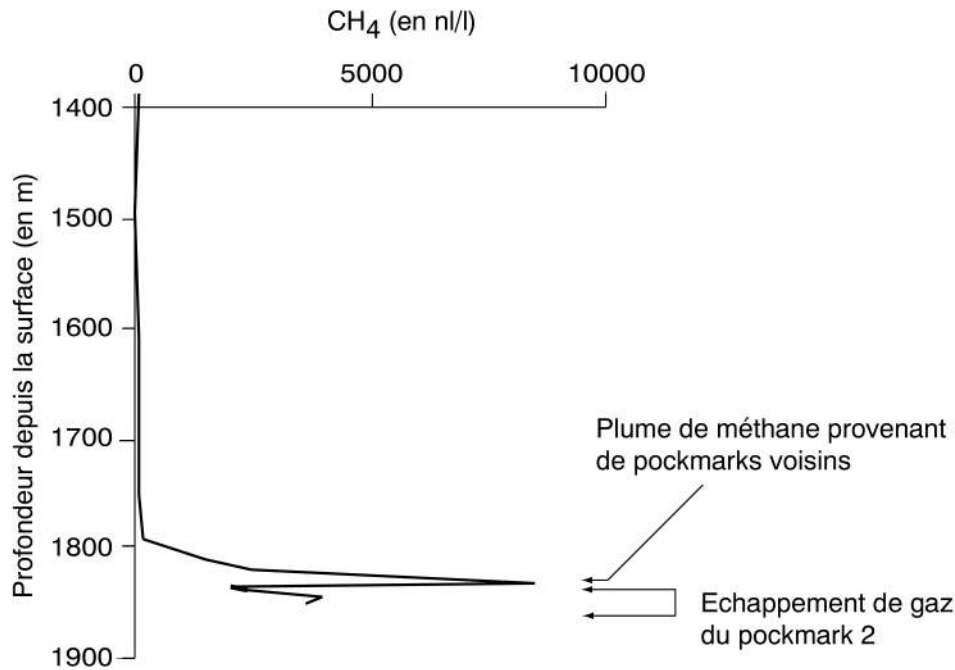


Figure 3. 73 : Profil vertical de concentration en méthane dissous au-dessus du pockmark 2 (bathysonde BZR-03), réalisée par le laboratoire de géochimie et métallogénie de l'Ifremer (J-L. Charlou, en cours).

### c. Les analyses en fer dissous

Les prélèvements d'eau près du fond ont également permis de mesurer d'autres éléments dissous comme le fer (Figure 3.74). La concentration en fer est toujours supérieure à 5 nMol/l dans la zone et elle atteint un maximum de 7.4 nMol/l au-dessus du pockmark 2. Il y a donc une **corrélation forte entre le méthane dissous et le fer dissous**, et ceci est également valable pour le manganèse (au maximum 59 nMol/l ; non illustré ici). Nous avons vu que le fait de mesurer du méthane dissous dans l'eau près du fond signifie que celui-ci est en excès et qu'il n'a pas été totalement consommé par les bactéries et les organismes vivants au fond. Il est par contre difficile de dire s'il en est de même pour le fer. Les fluides, riches en méthane, s'échappant sur le fond de l'eau sont-ils également riches en fer ?

Les échappements de fluides riches en méthane s'accompagnent souvent de précipitations importantes de carbonates mais aussi de sulfures. Le fer est largement disponible dans les minéraux argileux. Il est également concentré dans des niveaux riches en sulfures de fer, principalement sous la forme de greigite. Ces niveaux se sont formés à la base de la zone de réduction des sulfates lorsque celle-ci était stable pendant un certain temps (Kasten *et al.*, 1998). Il est donc possible que la migration des fluides à travers la colonne sédimentaire agisse directement sur les sédiments et que **des changements apparaissent entre les fluides et l'encaissement sédimentaire**. Les fluides se chargeraient alors en divers éléments dissous, comme le fer ou le manganèse par exemple (c.f. paragraphe 2.5.2). Ces éléments sont alors directement disponibles pour interagir avec les produits de la réduction des sulfates et d'oxydation du méthane pour former des sulfures.

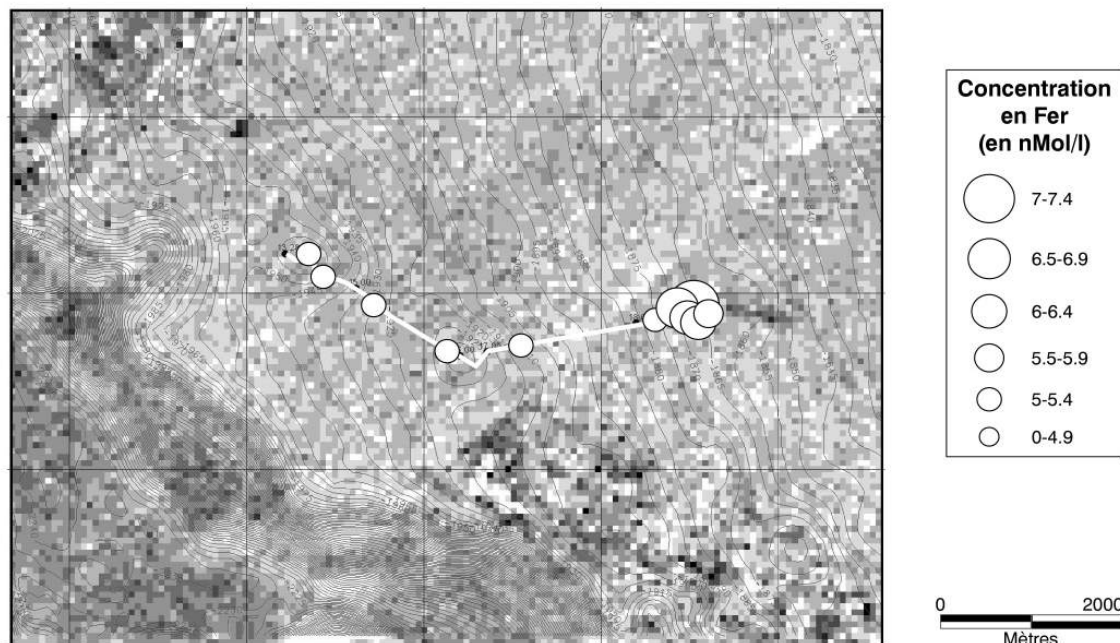


Figure 3. 74 : Carte de concentrations en fer dissous dans l'eau de fond, mesurées par le laboratoire de géochimie et métallogénie de l'Ifremer (J. Knoery, en cours).

#### d. Mise en évidence d'un flux sortant grâce aux mesures de température

L'Analyseur In Situ (ou AIS) permet de mesurer la température et la salinité des eaux de fond en continu pendant une plongée. Les analyses préliminaires montrent des **anomalies de température et de salinité à l'intérieur même des pockmarks** que l'on ne retrouve pas dans les zones inter-pockmarks. La différence de température avec les eaux de fond environnantes varie de 0.5 à 1.5 °C, mettant en évidence un flux sortant de fluides plus important au droit des pockmarks.

### **3.4.4 La répartition des espèces sur le fond**

Au cours de la plongée, les observations ont montré une **activité biologique** qui semblait **réduite** en comparaison de sites actifs par ailleurs: tubes de Vestimentifères morts, holothuries, crabes, ophiures, galathéides, toiles de mer, oursins et des amas de moules mortes (*Figure 3.75*).

Les coquilles entières de moules (bivalves mytilidés) ainsi que quelques fragments prélevés au-dessus du pockmark 2, qui semblent appartenir à deux espèces distinctes, présentaient sur leur face externe un periostracum indiquant que ces **moules** étaient relativement **fraîches**. Par ailleurs, ces moules sont **de très grande taille** (1 à 20 cm de long) qui ne peut être expliquée que par la nutrition via des symbiotes chimioautotrophes qui utilisent le méthane apporté par les fluides. Au moins une des deux espèces appartient

au genre *Bathymodiolus* qui vit essentiellement dans les zones d' missions de fluides froids et les sources hydrothermales. Ces indices montrent clairement que **le site 2 a fonctionné** mais qu'actuellement il est mort d'un point de vue biologique.

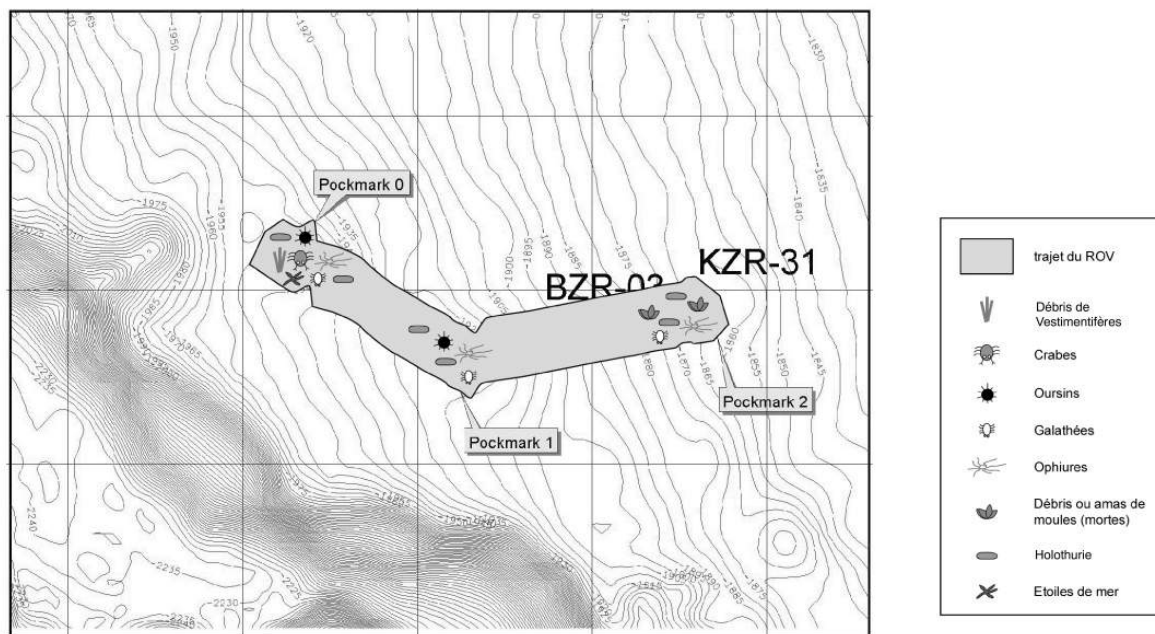


Figure 3. 75 : Carte de répartition des espèces identifiées visuellement grâce au ROV. L'ensemble des espèces se concentre plus particulièrement dans les dépressions formées par les pockmarks. Cependant, les zones inter-pockmarks ont une concentration importante d'holothuries.

Les prélèvements réalisés grâce aux petits carottiers et à la pince à godet ont permis d'identifier des **espèces caractéristiques des missions de fluides** sur le fond de la mer (c.f. *paragraphe 2.4.4*). La taxonomie de ces échantillons biologiques est reportée dans le tableau 3.6.

N° de prélèvement, Matériel	Taxon, nombre de spécimens
Panier (GBT 01)	Fragment de coquilles : Mytilidés, 1 holothurie (scotoplane), 1 nemerte
Panier (GBT 02)	Coquilles vides ( <i>Bathymodiolus</i> ), 1 ophiure
Fond panier (1 mm)	2 plathelminthes, 2 tubes de polychètes, 1 bivalve
Fond panier (250 µm)	3 isopodes
Fond panier (<250 µm)	1 tanaidac

Tableau 3. 6 : Taxonomies des espèces prélevées.

D'autre part, nous avons observé une **concentration inhabituelle d'holothuries** (Figure 3.76), plus de 1/m<sup>2</sup> dans certaines zones, accompagnée d'une **importante bioturbation** à la périphérie des trois pockmarks majeurs, mais aussi entre ces pockmarks, mais en nombre plus restreint. La carte DIP du fond de l'eau montre que d'autres pockmarks plus petits sont présents entre ces trois pockmarks majeurs et ils sont susceptibles d'être remplis de fluides. Les holothuries sont des animaux qui filtrent les sédiments pour en tirer la matière organique. La concentration globale en holothuries est beaucoup plus importante que sur tous les sites visités jusqu'alors. Le **canyon du Zaïre**, très proche, représente une **source** non négligeable en **bris organiques** piégés dans les courants de turbidité dont la fraction fine peut déborder et s'écouler sur la pente. Des analyses de sédiments pourraient nous confirmer que les sédiments proches du canyon sont plus riches en matière organique.



Figure 3.76 : Photographie à la périphérie d'un pockmark, illustrant la forte concentration en holothuries sur le fond de l'eau.

### **3.4.5. Les différents faciès sur le fond de l'eau**

Les sédiments sur le fond de l'eau sont généralement de couleur gris-vert et la bioturbation semble homogène. Nous allons voir que les faciès identifiés sur le fond permettent de reconstituer l'histoire récente de ces pockmarks.

#### **a. Les faciès A et A'**

Au cours de la plongée, **le faciès A a été peu reconnu**. En effet la forte concentration de pockmarks le long du trajet du ROV ne permettait pas de s'éloigner suffisamment pour reconnaître ce faciès. Par contre, **le faciès A'**, caractérisé par une forte bioturbation qui se développe à la périphérie des pockmarks, **est le plus répandu**. Les sédiments sur le fond présentent de nombreux trous de terriers et une remobilisation importante par les holothuries (Figure 3.77).

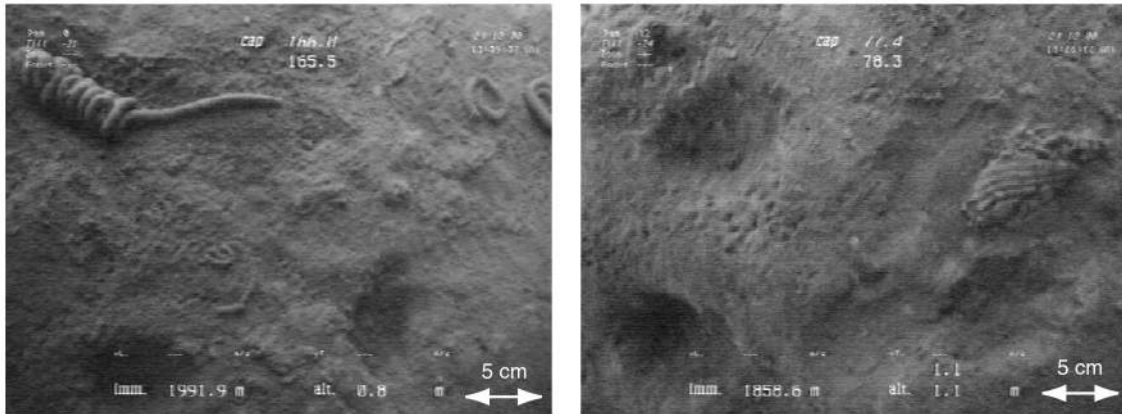


Figure 3. 77 : Photographies, prises à la verticale, du fond de l'eau. Les terriers de vers ( gauche) et la remobilisation des sédiments par les holothuries ( droite) contribuent à une bioturbation importante, caractéristique du faciès A'.

Les observations in situ ont également permis de mettre en évidence de nombreux monticules d'une vingtaine de centimètres de haut, surtout localisés dans les dépressions. Ces monticules pourraient être dus à de la bioturbation par des vers fousseurs.

### b. Le faciès B

Ce faciès est caractérisé par des **sédiments réduits** accompagnés parfois d'un **voile bactérien** et de **clams Vésicomydés**. Dans la zone, il s'agit surtout de taches localisées de sédiments réduits avec parfois quelques débris de coquilles de Vésicomydés (Figure 3.78). Ce faciès est surtout localisé dans le pockmark O.

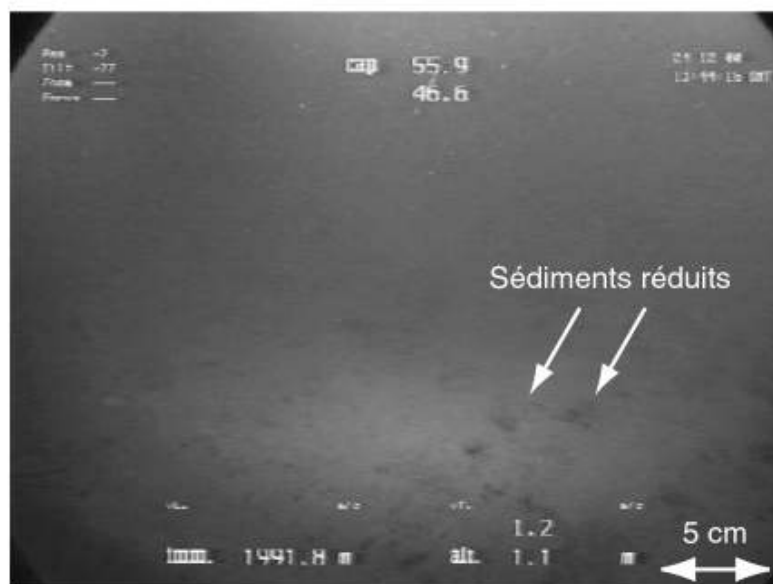


Figure 3. 78 : Photographie du fond de l'eau du pockmark O. Les taches noires sur le fond de l'eau représentent des sédiments réduits caractéristiques du faciès B.



### c. Les faciès C et C'

Le faciès C est totalement absent de la zone. Par contre, dans le pockmark 2, il semblerait que le **sommet d'un dôme carbonaté** soit présent, vestige d'un faciès C' en cours de drapage (*Figure 3.79*). Ce dôme est presque entièrement drapé par les sédiments. Quelques **fragments de coquilles sont éparés** alentours et, localement, quelques **amas de moules** en position de vie ont été identifiés sur le fond de l'eau du pockmark 2. Ce pockmark semble donc mort d'un point de vue biologique. Il est possible qu'il ait fonctionné dans un passé relativement proche et des amas de moules ou de clams et des dômes carbonatés enfouis pourraient expliquer l'anomalie de réflectivité identifiée sur l'EM12.



Figure 3. 79 : Photographie du fond de l'eau du pockmark 2, montrant le sommet d'un dôme carbonaté partiellement drapé.

### **3.4.6. Mise en évidence de la migration des fluides dans la colonne sédimentaire**

L'essentiel des données concernant les sédiments a été acquis grâce à la carotte KZR-31 réalisée au fond du pockmark 2. D'une longueur de 1281 cm pour 14 sections, cette carotte est caractérisée par un sédiment gris-vert (5Y 4/2 au sommet jusqu'à 5Y 3/1 ou 3/2 vers la base) type argile silteuse, homogène et sans structures internes apparentes (*Figure 3.80*). Par contre de **nombreuses vacuoles** et des auréoles d'oxydation brun rouge indiquent que **des fluides ont circulé le long de cette carotte** avant et pendant sa remontée vers la surface. De véritables poches de sédiments entièrement fluidisés (parfois jusqu'à 30 cm de long et occupant toute la largeur de la carotte) avec une cohésion très faible ont été observées entre 140 et 340 cm de profondeur. Des fragments de coquilles millimétriques sont éparés le long de la carotte depuis son sommet jusqu'à la base. Au-delà

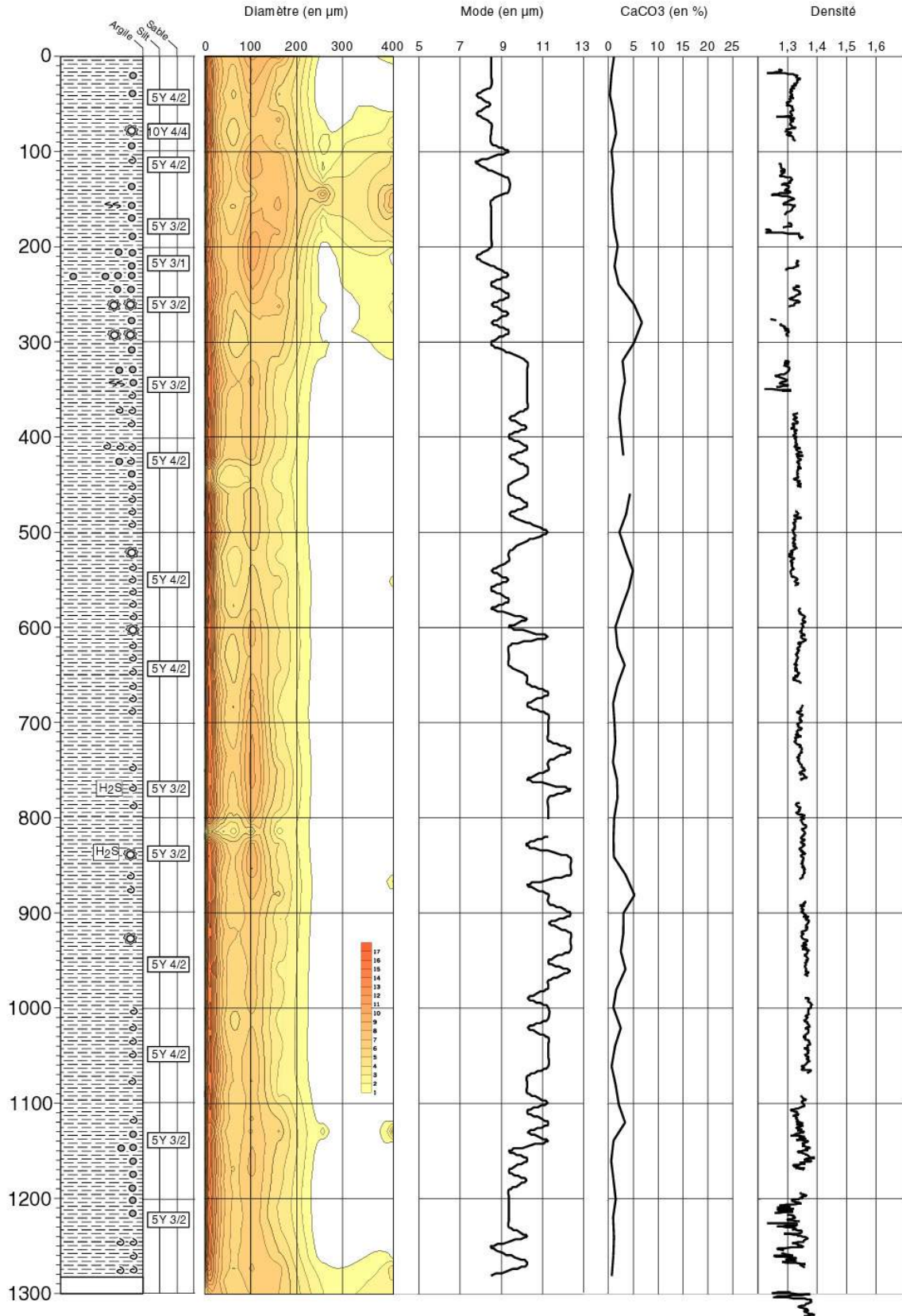
de 740 cm de profondeur, une **forte odeur d'H<sub>2</sub>S** apparaît. Entre 1140 cm et jusqu'à la base, des fentes pluricentimétriques d'**expansion de gaz**, parallèles à la stratification, se sont développées. Toutes ces modifications de la structure originelle du sédiment dans la carotte montrent que celle-ci était fortement chargée en gaz, peut-être même des hydrates de gaz étaient-ils présents sous forme litée (*c.f. paragraphe 2.5.5*). Ce gaz, déjà présent ou peut-être issu de la décompression des hydrates lors de la remontée de la carotte, a migré le long de celle-ci affectant profondément les sédiments.

Un échantillonnage tous les dix centimètres le long de la carotte a permis d'établir l'évolution de la **granulométrie** montrant **une distribution bimodale** (*Figure 3.80*). Le pic majeur est centré majoritairement sur le diamètre des argiles (<4 µm) tandis que le deuxième pic pourrait correspondre à des débris de faune (coquilles, spicules et autres) ou à des micro-concrétions carbonatées d'un diamètre variant de 80 à 400 µm qu'il nous reste à identifier clairement. Ces anomalies sont essentiellement distribuées le long des 3 premiers mètres correspondant à la zone affectée par le gaz dans la carotte.

Les analyses de **carbonates** réalisées tous les 20 cm, montrent un **taux faible de 1 à 3%** pouvant atteindre localement 5 % maximum, privilégiant l'hypothèse de débris de faune siliceuse qui contribuent au deuxième pic en granulométrie au détriment de l'hypothèse de micro-concrétions carbonatées.

Page suivante :

**Figure 3. 80 : Log lithologique de la carotte KZR-31, réalisée dans le pockmark 2. Bien que la granulométrie soit plus importante, en raison de la proximité du canyon du Zaïre, la distribution est bimodale, certainement due à la présence de débris de coquilles.**



Argile silteuse	Odeur à l'ouverture
Fragments de coquilles	Vacuole avec sédiments liquéfiés
Bioturbation	Vacuole avec auréole d'oxydation

CAROTTE KZR-31

Nous avons également réalisé des datations au  $C^{14}$  sur foraminifères sur deux chantillons de la carotte à 50 et 210 cm de profondeur (*Tableau 3.7*).

Profondeur (en cm)	$-\sigma$	Age (en années BP)	$+\sigma$	Taux moyen (en cm/ka)
50-55	7204	7241	7270	7.6
210-215	13041	13164	13743	27

Tableau 3. 7 : Résultats des datations sur foraminifères réalisées en deux points de la carotte KZR-31.

Le **taux de sédimentation moyen** dans ces deux intervalles est **plus fort** que celui mesuré sur la pente, en raison des **apports plus fréquents** venant du **canyon du Zaïre**. Le contraste du taux d'accumulation entre 210-50 cm et 50-0 cm représente exactement le passage du stade Holocène de déglaciation au stade Holocène interglaciaire.

### a. Analyses géochimiques

Une partie des chantillons (vers 6 et 9 m de profondeur) a été analysée par Total-Fina-Elf pour déterminer les valeurs d'intensité maximum de fluorescence ( $I_{max}$  TSF), les longueurs d'onde associées et le rapport R1 (*Tableau 3.8*). Dans ce cas, les chantillons analysés sur les deux carottes montrent une intensité maximum de fluorescence plutôt faible qui est atteinte pour une longueur d'onde inférieure à 350 nm. Cela signifie qu'**elles contiennent peut-être des hydrocarbures, mais en très faible concentration**. Cependant la quantité réduite d'extrait ne permet pas de donner des interprétations véritablement fiables.

Section	Soufre	$\lambda$ Emission	$I_{max}$ TSF	R1
6		347	2869	1.76
9	Oui (non organique)	347	1241	1.98

Tableau 3. 8 : Résultats préliminaires d'analyses géochimiques réalisées par TFE sur les échantillons de la carotte KZR-31.

## **3.4.7. Conclusion**

Tous les pockmarks dans cette zone ont une **activité biologique extrêmement réduite**, voire nulle. Cependant, les anomalies de méthane mesurées montrent que **ces pockmarks continuent à expulser des fluides**, mais en quantité insuffisante pour entretenir des communautés chimiosynthétiques. Cette observation vient renforcer l'**idée de seuils d'expulsion de méthane**. D'autre part, les analyses de fer et de manganèse montrent que **des échanges existent entre les fluides et l'encaissant sédimentaire**. En

particulier le fer, présente en concentrations anormales, peut se trouver près de la surface ou sur le fond de la mer pour former des sulfures tels la pyrite. Les différents pockmarks visités ne présentent pas une activité d'expulsion importante permettant d'entretenir des communautés chimiosynthétiques. Le flux de méthane est peut-être cyclique et l'activité de ces pockmarks reprendra peut-être dans quelques milliers d'années. Cependant, les analyses de méthane dans la colonne d'eau montrent que, quelque-part dans la zone, d'autres pockmarks expulsent des fluides. Une étude systématique des pockmarks dans cette zone pourraient permettre de préciser quels sont les pockmarks actifs à l'heure actuelle.

### **35. LES POCKMARKS ASSOCIÉS AUX DIAPIRS**

La poussée de diapirs de sels provoque une intense déformation de la couverture sédimentaire, conduisant généralement à la formation de failles à l'apex des diapirs. Ces failles sont susceptibles de conduire des fluides, en particulier des fluides profonds et des fluides stockés au niveau du cap rock des diapirs. Il est donc très fréquent d'observer des pockmarks le long de ces failles.

Deux plongées ROV ont été réalisées dans deux environnements diapiriques distincts :

- **une plongée au niveau d'un diapir dont le cap rock affleure sur le fond de l'eau**. Cette plongée avait pour objectif de caractériser les encroûtements carbonatés présents dans le cap rock et d'identifier ainsi la nature des fluides situés au niveau des diapirs.

- **une plongée dans des pockmarks se situant à l'apex d'un diapir de sel**. Les encroûtements présents dans ces pockmarks ont une composition particulière, directement liée à la nature des fluides qui ont circulé le long d'un diapir.

#### **35.1 Les marqueurs de l'expulsion de fluides au droit d'un cap rock de diapir**

Au cours de la campagne ZAIROV 2000, une plongée ROV a été réalisée dans le bassin angolais sur un diapir dont le Cap-rock affleurerait sur le fond de l'eau. Bien que les analyses de fluides aient montré des anomalies, il ne s'agit pas de pockmarks dans ce cas. Le fond de l'eau présente un faciès très particulier avec de **nombreux nodules carbonatés** (Figure 3.81) dont le diamètre augmente vers le centre du cap-rock. Le diamètre est centimétrique à décimétrique à la périphérie tandis qu'**au centre de véritables blocs atteignent 4 à 5 mètres de haut** (Figure 3.82). La vie benthique est pourtant relativement réduite dans ce cas, hormis de nombreuses ophiures rouges qui se fixent sur les blocs.

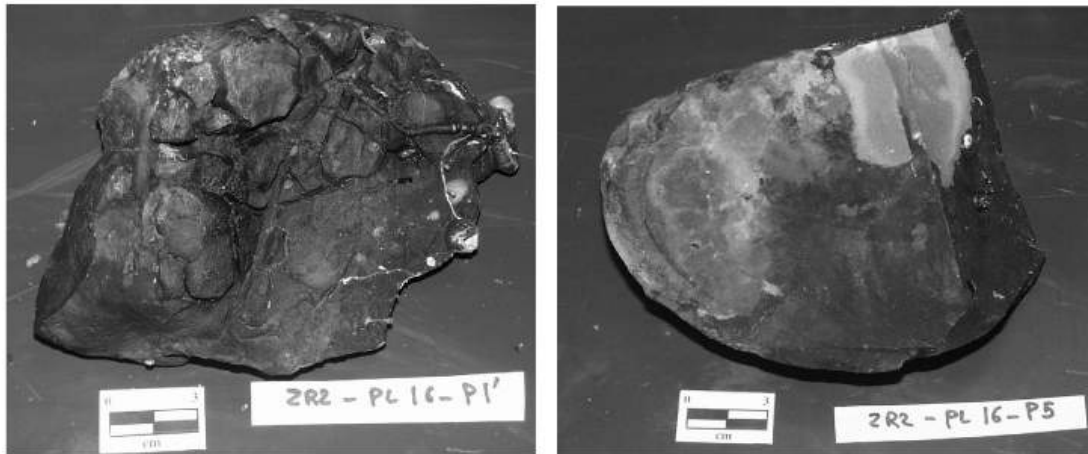


Figure 3. 81 : Photographies de deux nodules carbonatés prélevés au niveau d'un cap-rock de diapir affleurant sur le fond de l'eau du bassin angolais.

La composition des encroûtements montre qu'il s'agit de **dolomite**, relativement pauvre en CaO (~30%) par rapport à tous les encroûtements analysés jusqu'ici, et riche en MgO (~17%). Ce taux de magnésium est plus de 3 fois supérieur à celui mesuré sur les encroûtements carbonatés de calcite magnésienne.

La formation des nodules dolomitiques pourrait correspondre à des mécanismes de diagenèse-transferts de fluides en relation avec la dissolution du sel. Les blocs plurimétriques ne sont pas des nodules *sensu stricto* mais probablement des brèches liées à l'effondrement de la tête du dôme diapirique qui est intensément dolomitisée. Une autre hypothèse serait que ces blocs dolomitiques correspondent à des formations sédimentaires péri-évaporitiques déformées et entraînées dans l'ascension diapirique, la dolomie se substituant très facilement au gypse et à l'anhydrite.

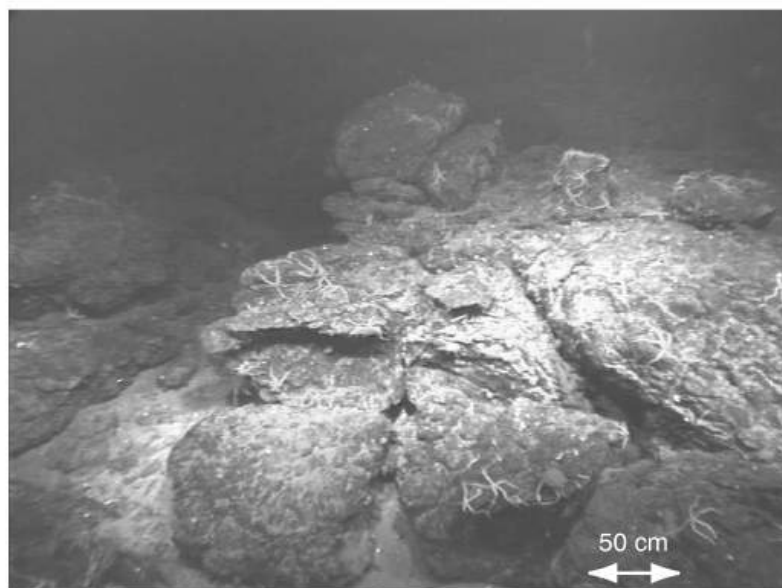
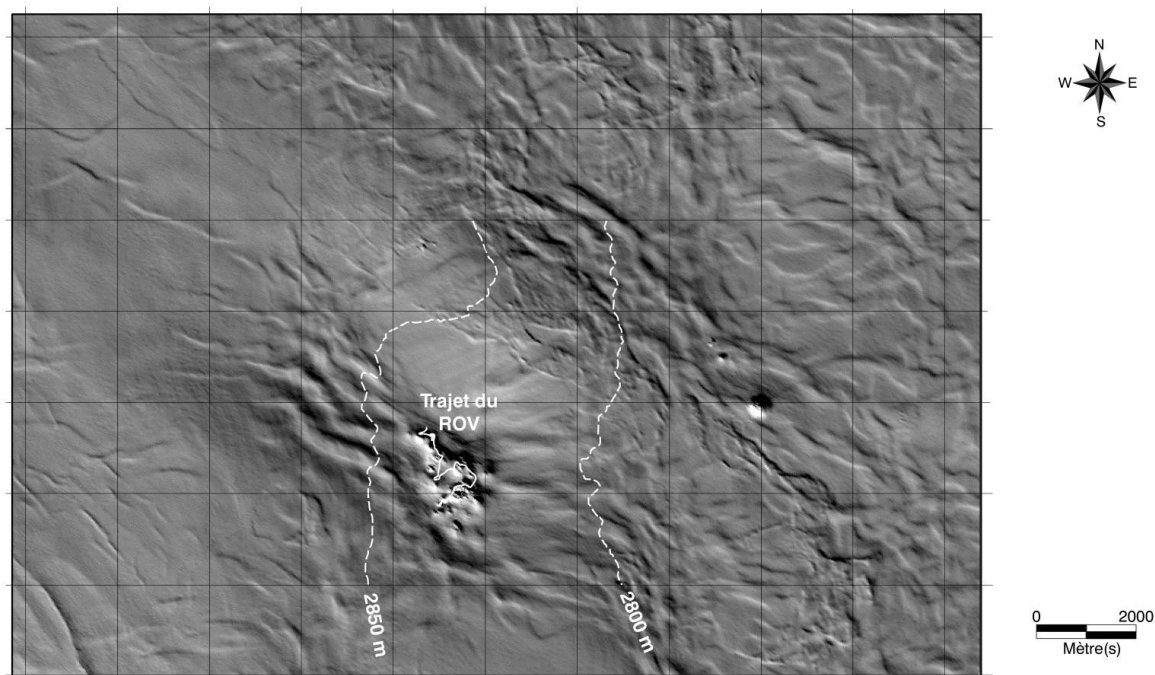


Figure 3. 82 : Photographie du fond de l'eau, représentant le cap-rock d'un diapir de sel affleurant dans le bassin angolais.

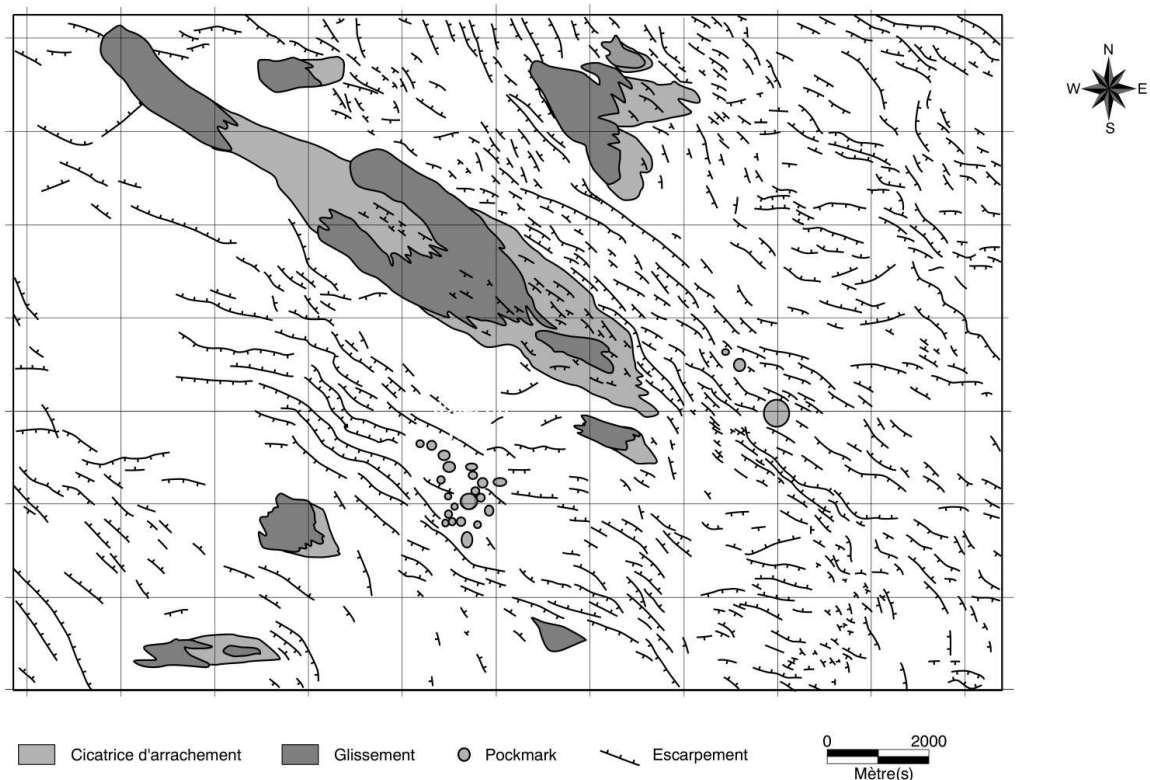
### 3.5.2 Analyses de pockmarks associés à un diapir de sel

Dans le bassin du Congo, les exemples de pockmarks associés à des diapirs sont nombreux, mais la zone où cette relation est la plus évidente se situe très au nord du canyon du Zaïre (*Figure 3.83*).



**Figure 3. 83 : Carte ombrée du fond de l'eau au nord du bassin du Congo. La zone est caractérisée par de nombreux glissements et les pockmarks sont associés à un diapir de sel enfoui.**

Bien que la pente générale de la zone soit E-W, elle est affectée par de nombreux petits escarpements orientés majoritairement NW-SE, conformes à la direction d'extension de la marge Ouest-Africaine. Plusieurs **glissements gravitaires** ont été identifiés sur le fond de l'eau, traduisant un **tat d'instabilité de la pente**. En particulier, au centre de la zone, un immense glissement de 12 km de long a peut-être été déclenché à cause de l'effet conjugué de la tectonique en extension et de la poussée d'un diapir au centre de la zone. Plusieurs glissements de taille comparable, ayant été déclenchés par la reactivation d'une faille voisine, ont déjà été mis en évidence, comme par exemple en Norvège (Boe *et al.*, 2000), ou sur la marge californienne (Gardner *et al.*, 1999). Une autre hypothèse serait que l'échappement catastrophique de gaz sur le fond de l'eau est responsable de ce glissement, comme cela a été proposé pour le grand glissement de Storegga en Norvège (Evans *et al.*, 1996). La présence de pockmarks sur le fond de l'eau semble confirmer que du gaz est présent dans les sédiments. Les études en cours sur cette zone (E. Cauquil, Total-Fina-Elf et N. Sultan, Ifremer, en cours) devraient permettre de préciser les causes de ces glissements.



**Figure 3. 84 : Carte morphologique du fond de l'eau de la zone des pockmarks associ s à un diapir de sel. Cette interpr tation a t r a lis e à partir de la carte ombr e du fond de l'eau.**

La pouss e de ce diapir de sel, engendre une **d formation importante** de la couverture s d imentaire et la formation de failles à l'**extrados du diapir** (*Figure 3.84*). Au niveau de ces failles, une quinzaine de pockmarks se sont d velopp s, ce qui semble indiquer que **des fluides associ s a u diapir ont migr** jusque sur le fond de l'eau. La plong e ROV devait donc d terminer quelles t aient les caract ristiques de ces pockmarks afin de comprendre les relations qui existent entre diapirs et pockmarks.

### a. Analyses de méthane dissous dans l'eau de fond

Les analyses de m thane dissous dans les eaux de fond montrent que les plus fortes concentrations (au maximum 8118 nl/l) se situent dans la zone centrale du champ de pockmarks (*Figure 3.85*). Toutefois, les valeurs mesur e s au dessus des pockmarks plus p riph riques restent lev e s (239 à 949 nl/l).



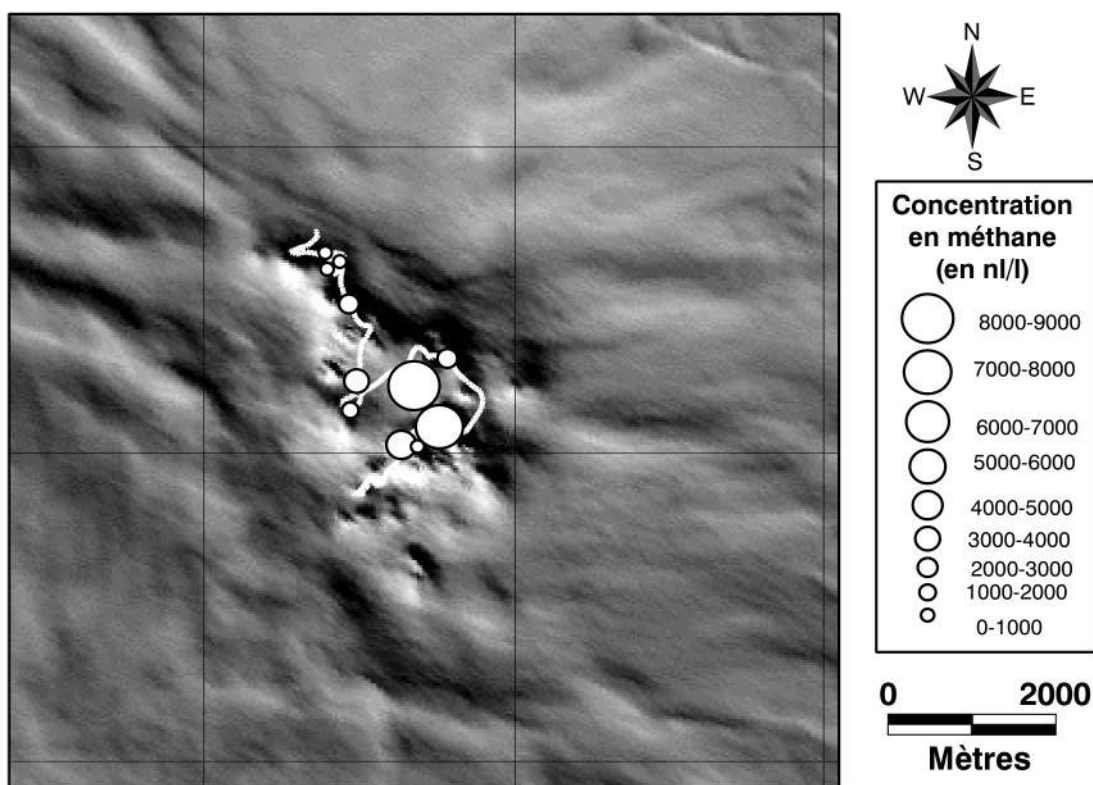


Figure 3. 85 : Carte de concentration en méthane dissous dans l'eau de fond de la zone des pockmarks associés à un diapir de sel.

### b. Les faciès sur le fond de l'eau des pockmarks

Le **faciès A**, clairement identifié à l'extérieur des pockmarks, **passé progressivement à un faciès A'**, caractérisé par une bioturbation sur le fond plus importante. À mesure que l'on se rapproche du centre des pockmarks, le **faciès B**, avec des sédiments r du its et des coquilles de bivalves, est de mieux en mieux exprimé (*Figure 3.86*). Ce faciès est **corrélé avec des valeurs de méthane inférieures à 5 µl/l**, comme cela a déjà été montré auparavant. Le fond de plusieurs pockmarks est généralement caractérisé par un faciès C, c'est-à-dire des placages d'encroûtements carbonatés qui définissent un léger relief sur le fond de l'eau, de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de haut. Le fond de quelques pockmarks présente des **encroûtements en forme de dômes** de quelques dizaines de centimètres de haut (*Figure 3.86*). Des **Vestimentifères vivants** sont fixés sur ces encroûtements. Les fortes valeurs de méthane dissous au niveau de ces pockmarks suggèrent qu'il s'agit d'un **faciès C' au début de son évolution**.



Figure 3. 86 : Photographie du fond de l'eau d'un pockmark associé à des diapirs. A droite : les placages d'encroûtements voquent le faciès C. A gauche : dômes carbonatés naissants, avec des vers Vestimentifères fixés.

### c. Composition des encroûtements

Les analyses en diffraction X et la composition de deux types d'encroûtements ont été réalisées au laboratoire de Géochimie et Métallogénie de l'IFREMER par Yves Fouquet :

- **un échantillon d'encroûtement a été prélevé sur le fond d'un pockmark au niveau du faciès C.** Il est caractérisé par une forme très sinueuse qui évoque un moulage des conduits de fluides (Figure 3.87). Plusieurs trous pourraient représenter les points d'ancrage des Vestimentifères. Ce type d'encroûtement est principalement composé de **calcite magnésienne**, caractéristique de circulations de fluides. Ce type d'encroûtements est relativement riche en CaO (~44%) et en MgO (~5%) ;



Figure 3. 87 : Photographie d'un encroûtement carbonaté. La forme sinueuse évoque un moulage des conduits de fluides.

- un échantillon, prélevé au niveau du faciès C', montre que ce type d'encroûtement est principalement composé de **calcite magnésienne avec quelques fragments de coquilles** (Figure 3.88), conforme à la description d'un dôme naissant. Au niveau de la composition, on ne distingue pas directement cette calcite magnésienne de celle identifiée dans des encroûtements de faciès C' sur d'autres sites. Ils sont relativement riches en CaO (~44%) et en MgO (~5%). Par contre, ils présentent des **concentrations en baryum tonnamment élevées** (~42000 ppm). Il n'est donc pas étonnant qu'ils soient riches en barytine (BaSO<sub>4</sub>).



Figure 3. 88 : Photographie d'un échantillon d'encroûtement carbonaté, prélevé au niveau du faciès C'.

### **3.5.3. Modèle de formation des encroûtements riches en barytine**

La **barytine** est connue comme produit de dépôt sédimentaire, en particulier en **milieu argilo- vaporitique**. De plus, le transport de la barytine en solution, sous forme de chlorures, est facilité par la présence de NaCl. Nous avons vu que deux types d'encroûtements carbonatés existent sur le fond de l'eau de ces pockmarks :

- **des encroûtements en placages sur le fond, de type faciès C**, composés de calcite magnésienne. La concentration relativement faible en méthane dissous dans l'eau de fond suggère que **le flux de fluides est peu important** ;

- **des encroûtements en dômes naissants, de type faciès C'**, composés de calcite-magnésienne également, mais riches en barytine. Au dessus de ces encroûtements, les concentrations en méthane dissous dans l'eau de fond sont importantes (>5000 nl/l) ce

qui implique un **flux de fluides plus important** que dans le cas des encrotements du faciès C.

Dans le cas d'un flux de fluides plus important, la **quantité de sels**, en particulier NaCl, va **faciliter le transport de la barytine**, ce qui peut expliquer que les encrotements du faciès C', dans le cas d'un pockmark associé à un diapir de sel, soient plus riches en barytine. De plus, Le baryum en solution a tendance à migrer depuis les zones riches en sulfates vers les zones appauvries (Torres *et al.*, 1996). Les zones de sorties de fluides, dans lesquelles la zone de réduction des sulfates est réduite, concentrent donc d'autant plus facilement la barytine. Au niveau du cap rock du diapir, le magnésium va être piégé préférentiellement dans les précipités de dolomite. Cependant, une part non négligeable va migrer vers le fond de l'eau avant d'être piégé sous forme de calcite magnésienne (Figure 3.89).

Il faudrait donc vérifier au niveau de ces sorties de fluides si la salinité est plus importante, ce qui confirmerait un apport de fluides provenant du diapir sous-jacent.

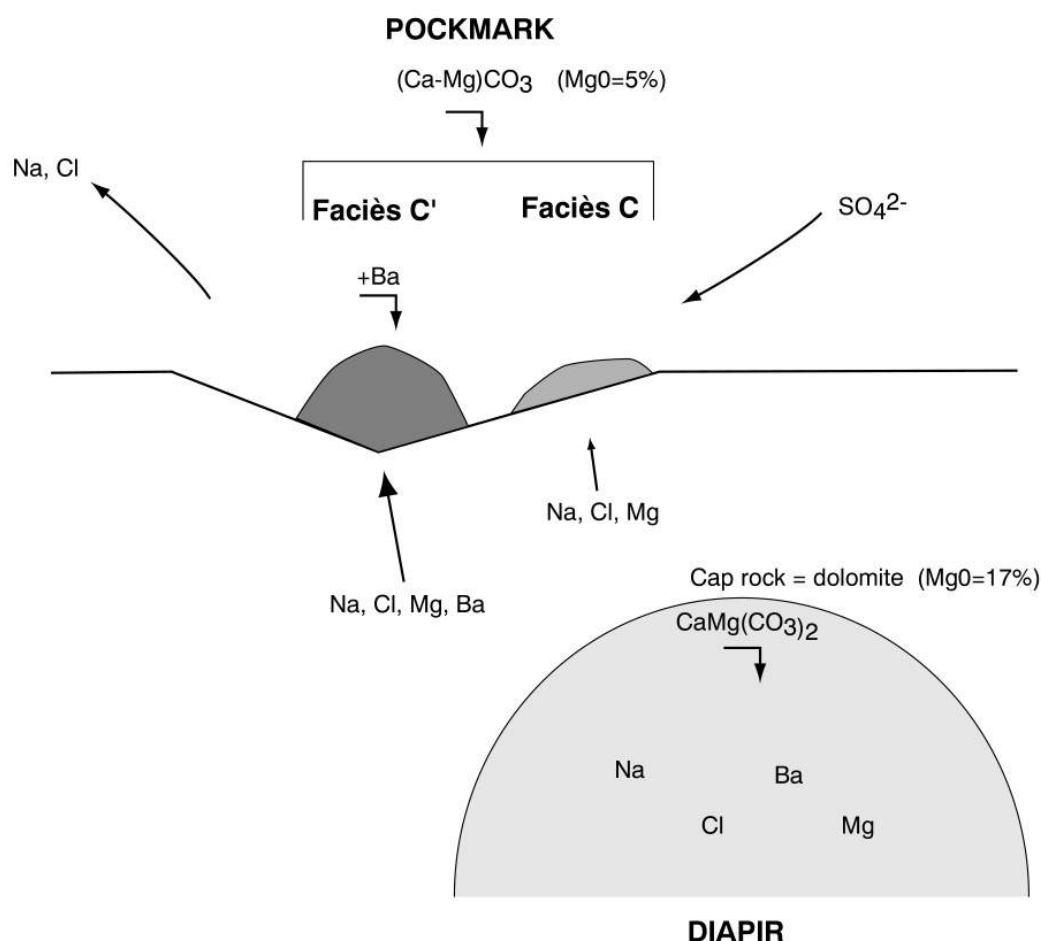


Figure 3. 89 : Modèle de migration des éléments dans le cas d'un pockmark associé à un diapir de sel.

En effet, par son rôle de «clou thermique», le diapir est responsable d'une circulation convective dans l'encaissant, en bordure de celui-ci (Cartwright *et al.*, 2001). Les fluides

ascendants vont pouvoir véhiculer certains composés facilement mobilisables sur le bord du diapir et en particulier du NaCl et du BaCl. A partir de la base de la zone de réduction des sulfates, et jusque sur le fond de l'eau, de grandes quantités de sulfates sont disponibles et le baryum va pouvoir précipiter de manière définitive (insoluble) sous forme de barytine compte tenu de son affinité pour les sulfates (*c.f. paragraphe 2.5.2*). Des cheminées carbonatées, de 10 m de diamètre, très riches en baryum ont été identifiées en mer d'Okhotsk. Lorsque le sommet de ces cheminées atteignait le fond de l'eau, il était colonisé par des communautés chimiosynthétiques, indiquant que ces cheminées véhiculaient des fluides. Les analyses isotopiques de  $\delta^{34}\text{S}$  ont montré que le baryum, issu de la barytine contenue dans les carbonates, provenait d'un fluide riche en baryum qui avait circulé dans les cheminées. Inversement, lorsque des concrétions riches en baryum se présentent sous la forme de tubules carbonatés centimétriques, de micro-nodules ou de petites croûtes, les analyses isotopiques ont montré qu'il s'agissait de baryum diagénétique. Il s'agit donc là d'un moyen efficace de distinguer des encroûtements qui se sont formés lors de la circulation de fluides profonds (près d'un diapir), des encroûtements riches en baryum diagénétique.

## **36 LA ZONE DES RECIFS CONSTRUITS DANS LE BASSIN ANGOLAIS**

### **36.1 Localisation de la zone d'étude**

La zone d'étude, située sur la pente du bassin angolais, a été largement couverte pendant les campagnes GUINNESS par le sondeur multifaisceaux EM12. Plusieurs carottes gravitaires ont été réalisées afin d'étudier les propriétés des sédiments et de déterminer leur stabilité sur la pente. La morphologie sur le fond de l'eau est caractérisée par de nombreux sillons rectilignes de plusieurs kilomètres de long. De nombreux pockmarks, associés aux sillons, à des failles, mais aussi à des diapirs de sel, ont été identifiés sur le fond de l'eau, montrant que des fluides circulent ou ont circulé à travers les séries sédimentaires. L'ensemble de ces caractéristiques morphologiques sont conformes aux observations faites sur la pente du bassin du Congo. La seule différence concerne la **bathymétrie** qui, dans ce cas, est beaucoup plus faible, c'est à dire environ **400 m** (*Figure 3.90*), ce qui représente le début de la pente continentale sous-marine, juste après la rupture de pente de la plateforme. Cette zone est particulièrement intéressante car elle se situe **en dehors du domaine de stabilité des hydrates** (600 m et plus) et les fluides qui peuvent circuler ne peuvent donc pas être mis en relation avec les hydrates de gaz.

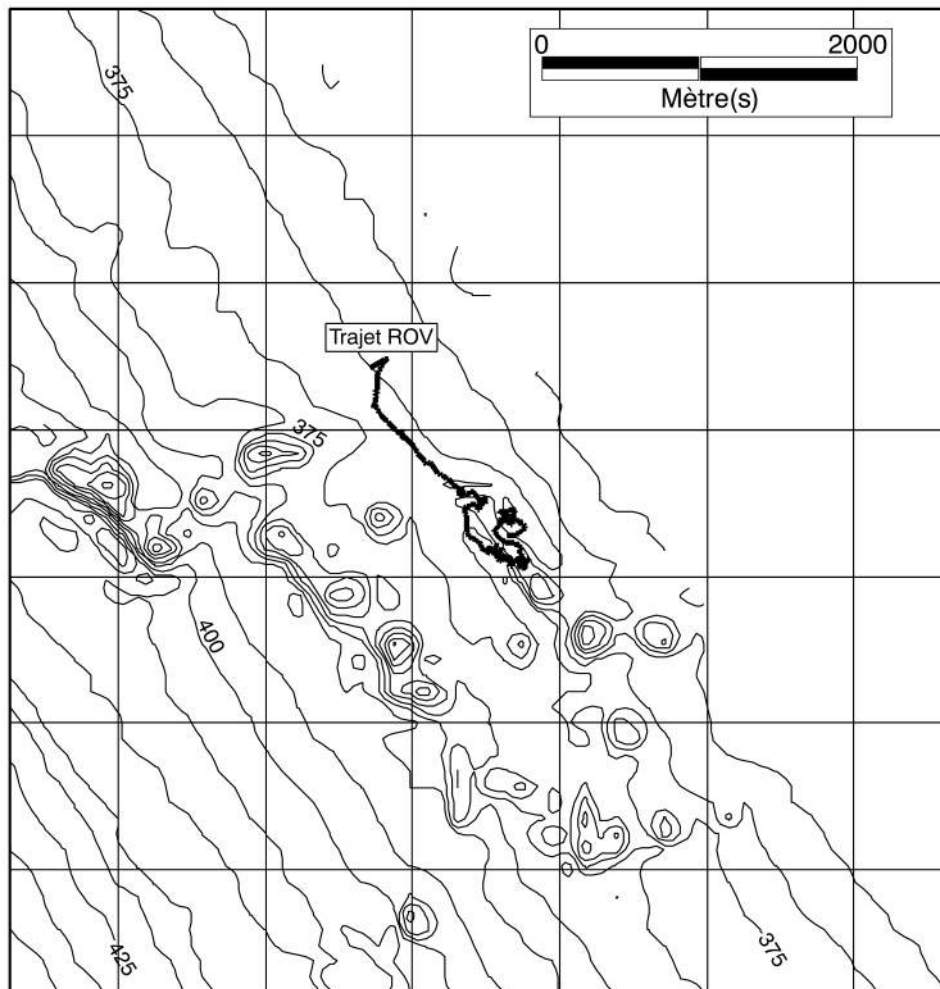


Figure 3. 90 : Carte bathymétrique de la zone des rifs construits dans le bassin Angolais (isobathes = 5 m, données EM300 acquises par Total-Fina-Elf).

### **3.6.2 Propriétés acoustiques de la zone**

Dans le bassin angolais, un profil de 3.5 kHz réalisé à une bathymétrie de 400 m environ montre une dépression de plusieurs centaines de mètres de large surplombée par ce qui semble être des **hyperboles** (Figure 3.91). La première interprétation a donc considéré que ces hyperboles représentaient un artefact lié à la présence dans la colonne d'eau de **gaz, sous forme de bulles ou de micro-bulles**, provenant directement d'un échappement localisé au niveau de la dépression qui a alors été interprété comme un pockmark (c.f. paragraphe 2.3.1).

Depuis cette première interprétation, les données bathymétriques montrent que **des dômes existent réellement** dans ces dépressions. La hauteur de ces dômes peut atteindre 40 m, représentant des obstacles de taille pour les ondes sismiques. Sur le profil de 3.5 kHz, la grande hyperbole centrale correspondrait donc réellement à un de ces dômes mais par contre, les autres hyperboles plus petites pourraient être dues à des **chos latéraux de dômes positionnés devant ou derrière le profil 3.5 kHz**.

Les études réalisées sur des dômes de taille similaire, découvertes sur de nombreuses marges dans le monde, ont montré qu'ils correspondaient en réalité à de véritables constructions récifales (DeMol *et al.*, 2002, et références citées).

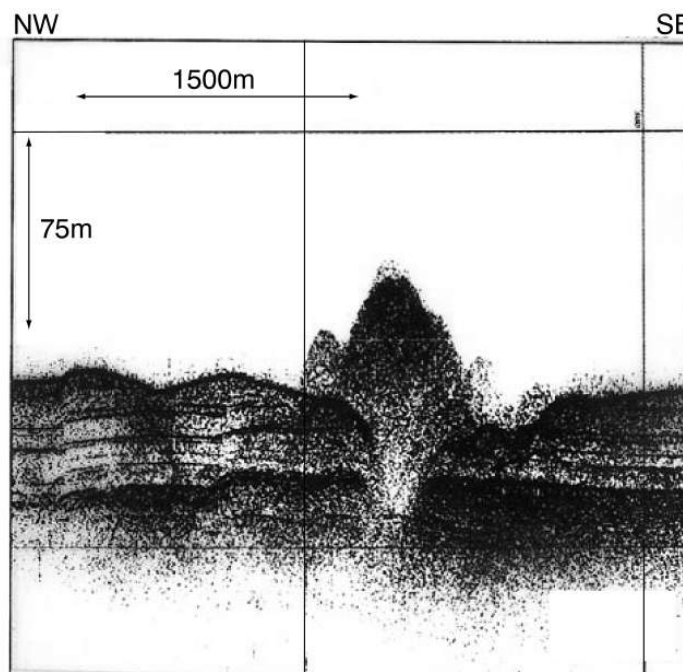


Figure 3. 91 : Profil 3.5 kHz dans la zone des récifs construits (Campagne ZAIANGO 1 et 2). La forme en hyperbole au dessus de la dépression a conduit à considérer que du gaz dans la colonne d'eau était à l'origine d'une diffraction du signal.

### **3.6.3 Les faciès identifiés sur le fond de l'eau**

Les faciès A, A', et B ont été reconnus sur le fond de l'eau autour des grands dômes (Figure 3.92). Par contre, le faciès C est totalement absent et **le faciès C' ne s'exprime pas de la même manière que sur les autres sites**. En effet, les grands dômes ne correspondent pas directement à la précipitation massive de carbonates. Il s'agit en réalité de **massifs récifaux construits**, dont seulement le sommet semble vivant (Figure 3.92). Il est cependant difficile de dire à l'heure actuelle s'il existe un contrôle bathymétrique pour l'évolution de ces récifs. Par contre, la faible bathymétrie (<400m), peut expliquer le développement de telles communautés récifales. De la même manière que pour les autres sites de sorties de fluides, ces communautés vivent et se développent **grâce aux c h app ements de m thane**. Les processus de consommation de ce méthane et la place des récifs dans la chaîne trophique sont encore inconnus à ce jour.

La plupart des espèces déjà reconnues sur les autres sites, ont également été identifiées autour des dômes récifaux. Seuls **les Vestimentifères** semblent absents et ils **pourraient être remplacés par ces récifs dans le faciès C'**. Des dômes de taille semblable ont déjà été identifiés sur de nombreuses marges et les espèces récifales



reconnus correspondaient principalement de s Madrepora et des Lophelia (DeMol *et al.*, 2002). Ils seraient alors un bon indicateur d'échappements importants de méthane de s bathymétries inférieures 400 m.

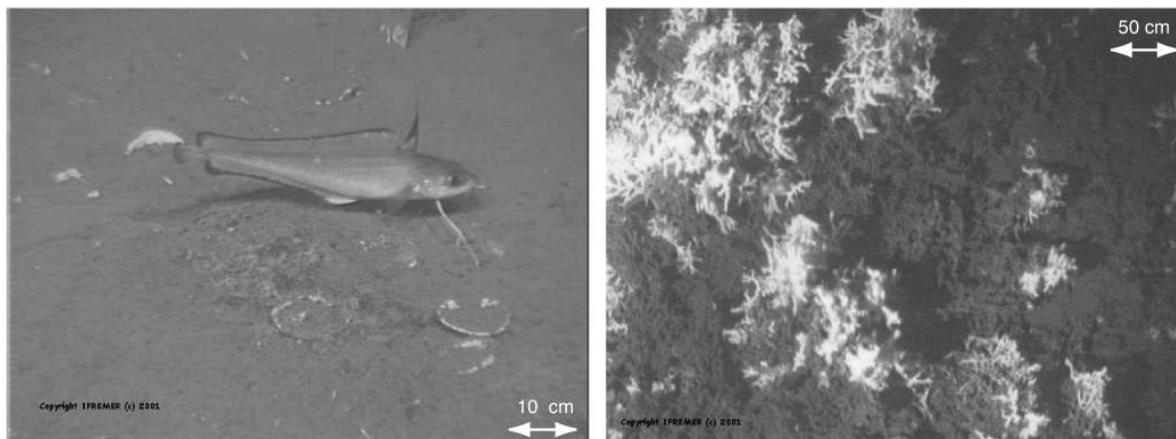


Figure 3. 92 : Photographies du fond de l'eau dans la zone des r c ifs construits (Campagne BIOZAIRE1). A gauche : tache de s diment r duit et coquilles mortes, caract ristiques du faciès B. A droite : R c ifs qui construisent des dômes de plus de 40 m de haut au niveau des sorties de fluides les plus actives.

### **3.6.4. Contraintes structurales**

Les dômes récifaux semblent alignés suivant des iso-contours bathymétriques, ce qui renforce l'idée d'un **contrôle du d veloppement de ces communautés par la bathym trie**. Cependant, plusieurs alignements parallèles entre eux (*Figure 3.93*), suivent des lignes bathymétriques différentes. En réalité, de nombreuses failles normales orientées NW-SE affectent la couverture sédimentaire, indiquant que cette zone subit toujours l'extension gravitaire d'axe NE-SW. Ces failles peuvent aisément conduire les fluides jusqu' la surface et les **alignements de ces r c ifs** pourraient être un **marqueur** des failles et donc **de la structuration de la marge**. Nous verrons par la suite que c'est effectivement le cas, et que les sorties de fluides sont toujours un marqueur d'un objets enfouis.



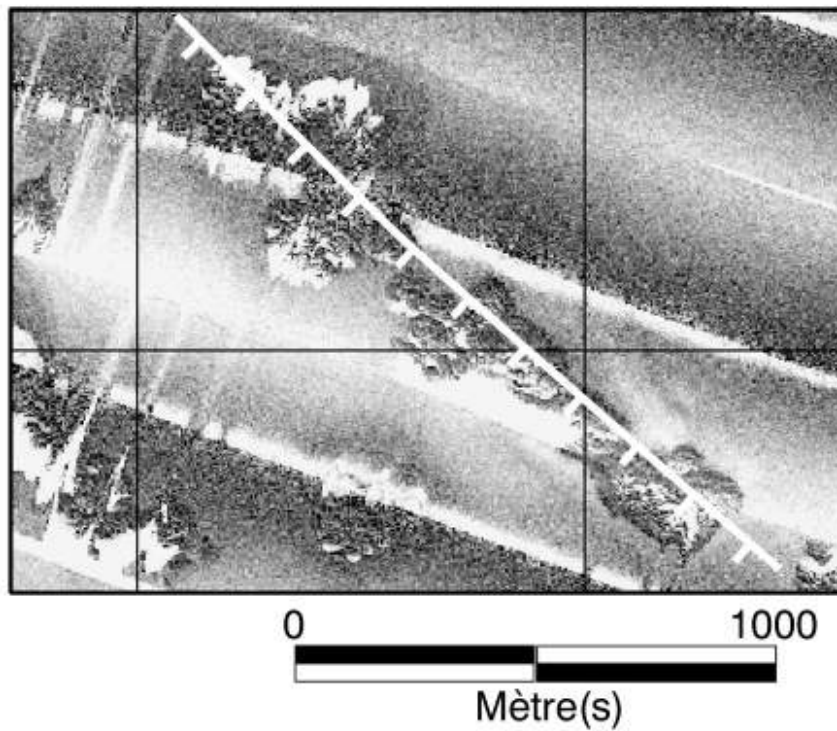


Figure 3. 93 : Profils SAR sur le fond de l'eau de la zone de récifs construits (Campagne ZAIANGO 1 et 2). L'alignement de ces dômes pourrait représenter la trace sur le fond de l'eau d'une faille enfouie le long de laquelle les fluides sont remontés.

## 4 SYNTHÈSE ET BILAN

L'organisation spatiale des communautés chimiosynthétiques au droit des chappements de fluides est directement contrôlée par la nature des fluides qui sont expulsés et surtout leur concentration. Nous avons ainsi distingué 5 types de faciès sur le fond :

- **le faciès A** : il s'agit d'un faciès homogène de pente que l'on retrouve communément hors contexte de sorties de fluides. La bioturbation est faible. La concentration en méthane dissous dans l'eau de fond est inférieure à  $0.01 \mu\text{l/l}$ . Ce faciès correspond à une réfectivité faible.

- **le faciès A'** : La bioturbation est beaucoup plus importante, caractérisée par de nombreux terriers de vers fouisseurs qui construisent parfois des monticules d'une vingtaine de cm de haut. Des holothuries peuvent être présentes en très grand nombre. Ce faciès se situe surtout à la périphérie des zones de sortie de fluides. La réfectivité de ce faciès est faible.

- **le faciès B** : il est caractérisé par des sédiments r du its sur lesquels des voiles bactériens blancs peuvent s'installer. De nombreuses coquilles de V sicomyid s sont souvent associées à ce faciès, et sont responsables d'une anomalie de réfectivité moyenne sur le fond. La concentration en méthane est généralement inférieure à  $5 \mu\text{l/l}$ .

- **le faciès C** : il présente les mêmes caractéristiques que le faciès B, mais des placages d'encroûtements, de 10 à 20 cm de haut, couvrent le fond de l'eau. La concentration en méthane dissous dans les eaux de fond est supérieure à  $5 \mu\text{l/l}$ . La présence des encroûtements carbonatés génère une anomalie forte de réfectivité.

- **le faciès C'** : il s'agit du même faciès que le faciès C, mais les encroûtements construisent de véritables dômes de plus de 4 m de haut. La concentration forte en méthane, supérieure à  $20 \mu\text{l/l}$ , permet l'installation des vers tubicoles Vestimentifères qui se fixent sur les encroûtements carbonatés. La réfectivité de ce faciès est très forte. Dans le cas des récifs construits, les vers Vestimentifères sont remplacés par les récifs.

Les faciès décrits ici correspondent à leur maximum d'activité. Dans le cas d'un site mourant, le drapage homogène peut venir couvrir les encroûtements ou les coquilles de bivalves, et l'intensité de la réfectivité va progressivement diminuer à mesure de l'enfouissement. Inversement, le flux de méthane peut augmenter brutalement sans que la faune n'ait eu le temps de s'adapter ou de coloniser le site. Dans ce cas, il est possible de mesurer des concentrations en méthane qui ne correspondent pas au faciès sur le fond, ce qui donne une indication sur le sens d'évolution du site : vers un site croissant ou vers un site mourant.

Le chemin suivi par les fluides est fonction de la structuration de la marge qui génère des failles, initiant ainsi des drains préférentiels pour les fluides (Kobayashi, 2002). Nous allons voir dans les chapitres suivants que **les failles sont finalement les vecteurs**

**principaux de la migration des fluides**, mais que chaque discontinuité dans la colonne sédimentaire est susceptible de représenter un drain pour les fluides.

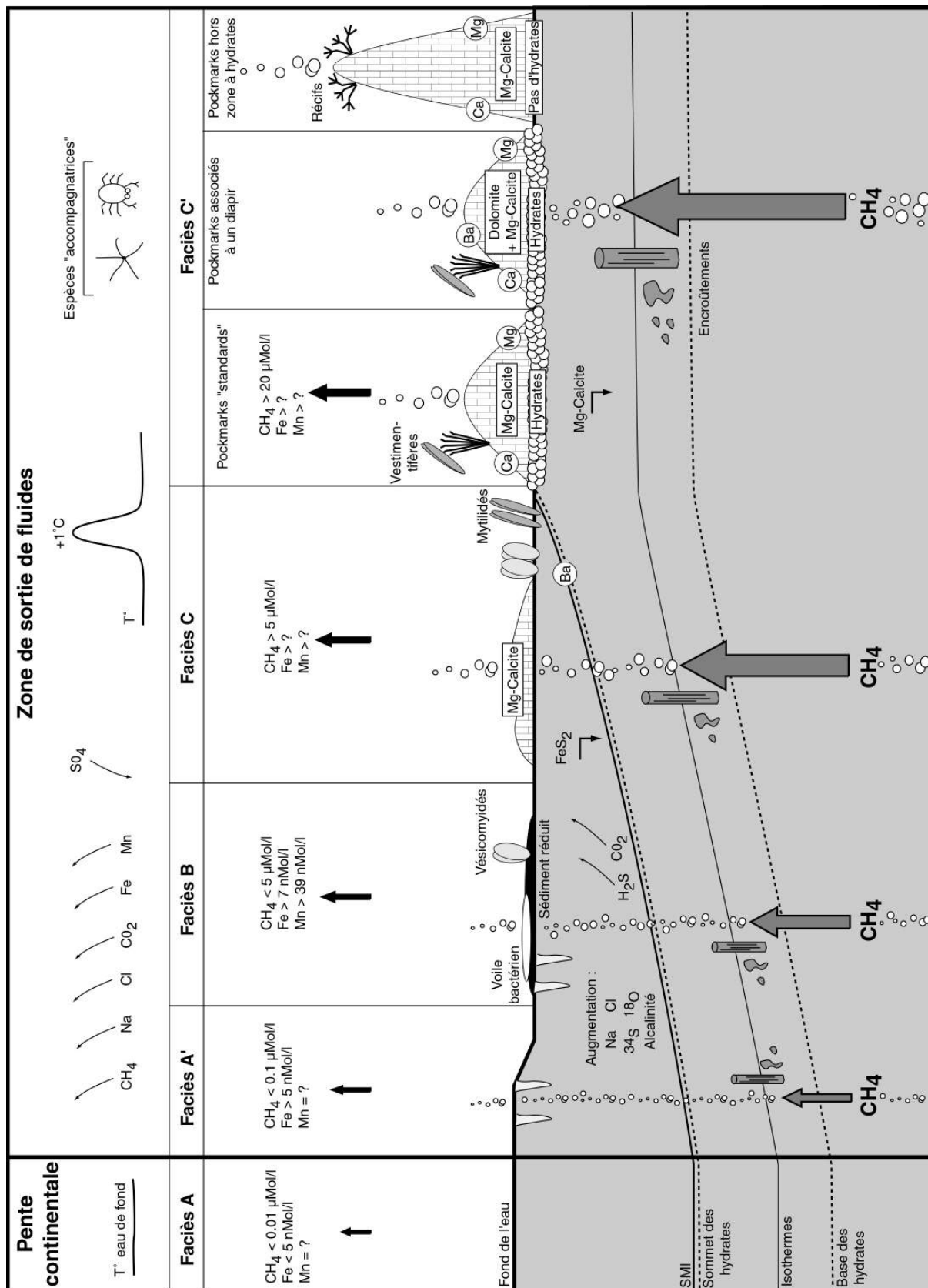
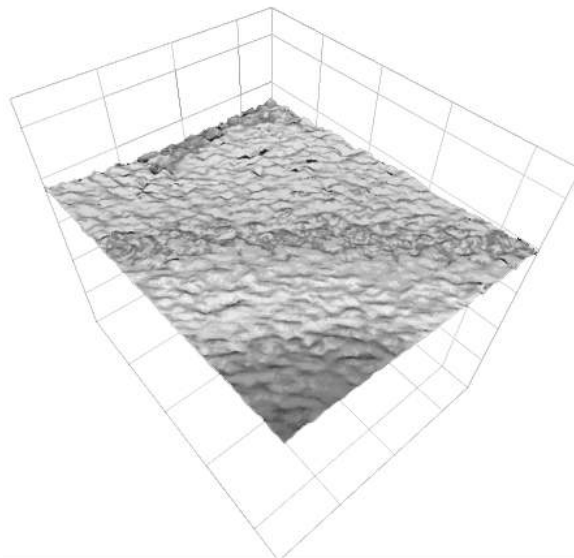


Figure 3. 94 : Schéma de synthèse illustrant la répartition des faciès sur le fond d'une zone de sortie de fluides en fonction du flux de méthane.

## **CHAPITRE IV**

### **UN INDICATEUR DE LA COMPACTION PRECOCE DES SEDIMENTS : L'INTERVALLE DIT « HACHE- FAILLE »**



**Vue 3D d'un horizon situé dans l'intervalle « Haché-Faillé ».**

## 1 DEFINITION DE L'INTERVALLE « HACHE-FAILLE »

Au début des années 90, les progrès réalisés dans la résolution et l'imagerie de la géophysique marine ont permis d'identifier un **système particulier de failles normales à faible rejet vertical** présent sur de nombreuses marges à travers le monde (Henriet *et al.*, 1991 ; Cartwright and Dewhurst, 1998). La très forte densité de ces failles et leur faible espacement, 100 à 200 m en moyenne, donne aux profils sismiques un **aspect haché sur un intervalle de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur**. Nous définissons les intervalles présentant un tel faciès sismique sous le nom d'Intervalles « Hachés-Faillés » (ou IHF). Ces faciès particuliers se développent dans des environnements de pente continentale dominés par une sédimentation argilo-clastique. Son origine, qui reste encore aujourd'hui très discutée, a été attribuée à des processus gravitaires ou tectoniques. La multitude de failles qui le compose n'est pas répartie latéralement de façon homogène ce qui peut jouer un rôle important sur la compaction et qui pourrait avoir un impact sur la stabilité des pentes. Dans le bassin du Congo cet intervalle se développe superficiellement à partir de quelques dizaines de mètres de profondeur et **affecte en moyenne les 600-800 premières msTWT de la couverture sédimentaire** (Figure 4.1). La haute résolution des données de sismique 3D dans toutes les directions de l'espace vont nous permettre de mieux caractériser l'extension de ce faciès à l'échelle régionale, depuis le haut de pente jusqu'à la plaine abyssale, mais aussi de mieux comprendre les mécanismes de formation de cet intervalle grâce à une étude de détail de ces failles. Les observations et les analyses issues de l'imagerie, de carottes et de plongées ROV, acquises au cours des campagnes ZAIANGO (1998-2000), fournissent des données complémentaires qui vont nous permettre d'affiner le modèle que nous proposons ici.

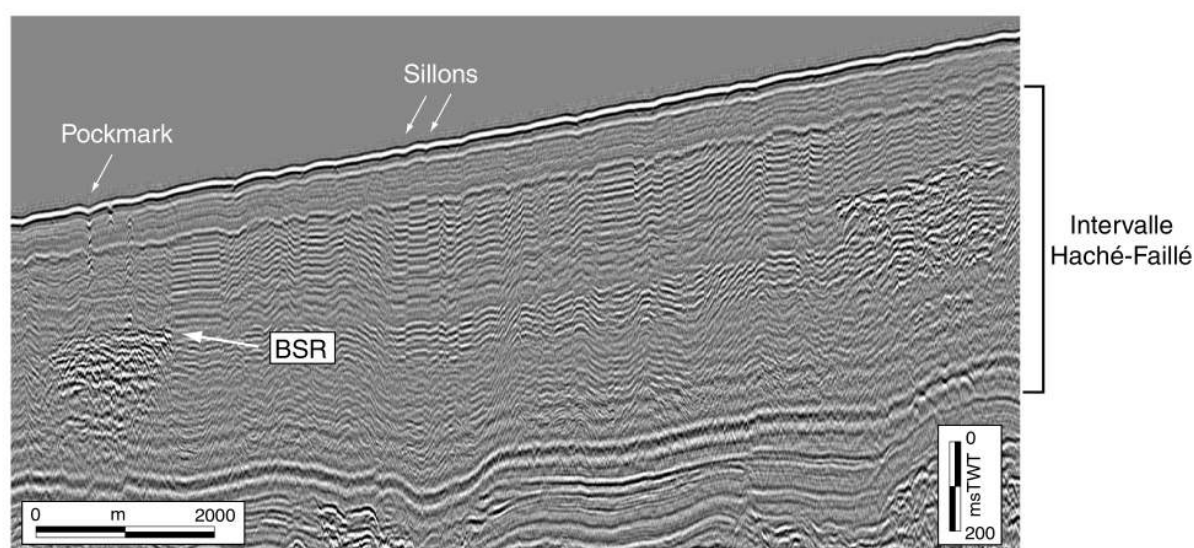


Figure 4. 1 : Profil sismique ZAI-08, issu de la sismique ZAIANGO 2D, localisé dans le bassin du Congo. L'intervalle Haché-Faillé est marqué par une multitude de failles à faible rejet vertical. Son épaisseur est de 600 à 800 msTWT en moyenne.

Dans la littérature, ce faciès est généralement décrit dans des séries assez fortement enfouies et il n'est donc pas possible de préciser à quel moment de l'histoire de la marge l'IHF se développe. Dans le bassin du Congo, **le fond de l'eau est affecté par de nombreux sillons rectilignes** de plusieurs centaines de mètres de long pour quelques mètres de profondeur. Nous montrerons que ces sillons, initialement attribués à du simple fluage sur la pente (Rapport ZAIANGO 1&2), représentent en fait la trace sur le fond de l'eau de l'intervalle Hach-Faillé sous-jacent. Nous avons focalisé notre étude sur la zone Nord (notée en pointillés sur la carte DIP de la Figure 4.2) car cette zone n'est pas soumise à l'influence du canyon du Zaïre ni à celle du front de déformation diapirique de l'escarpement angolais, plus au Sud.

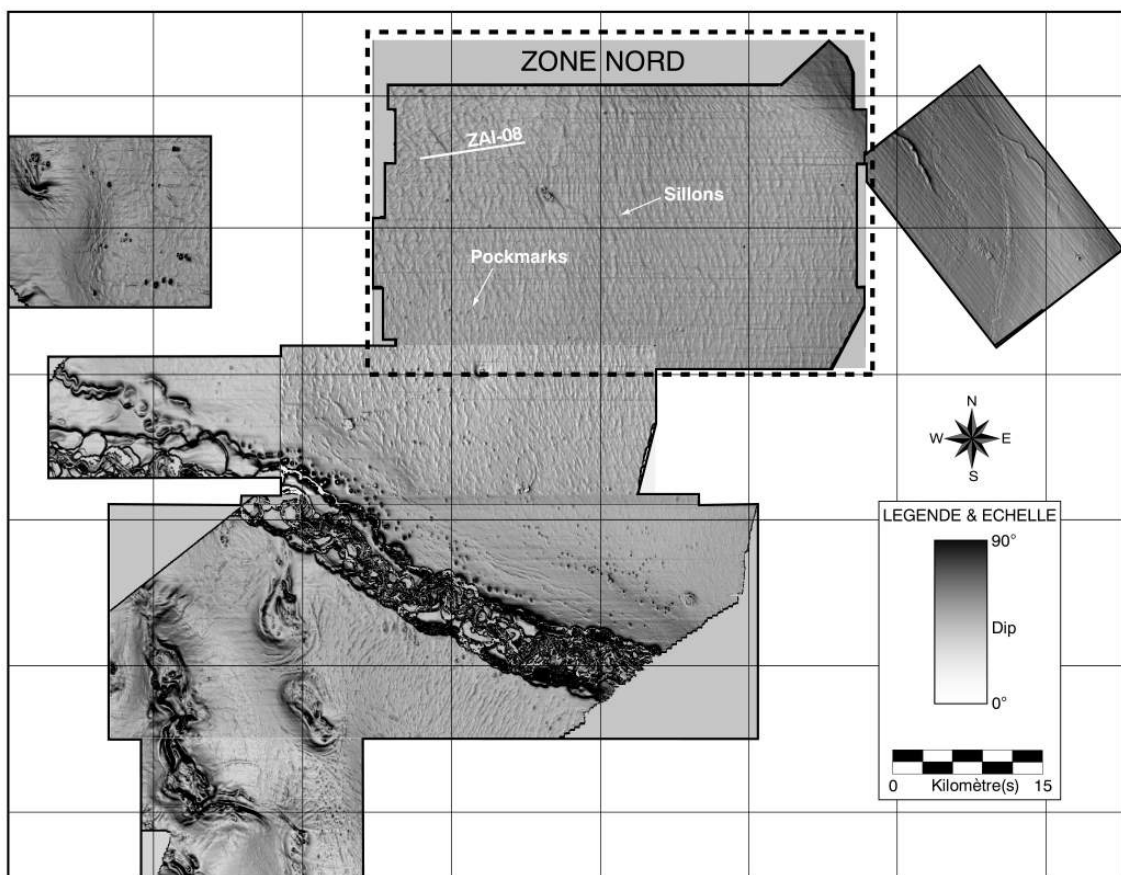


Figure 4. 2 : Carte DIP de la couverture de sismique 3D du bassin du Congo. La zone Nord, en pointillés, a fait l'objet d'une étude détaillée de l'intervalle Hach-Faillé.

## 2. CONNAISSANCES BIBLIOGRAPHIQUES SUR L'IHF

### 2.1 LE FACIÈS HACHE-FAILLÉ EN COUPE

La particularité de ces failles de l'intervalle Hach-Faillé est qu'elles n'affectent pas toute la colonne sédimentaire. En effet, le long des profils sismiques décrits dans la littérature, les limites supérieures et inférieures de cet intervalle semblent coïncider avec des horizons

stratigraphiques (Dewhurst *et al.*, 1999). Dans la plupart des zones où ce faciès particulier a été reconnu, l'intervalle Haché-Faillé était toujours enfoui à plusieurs centaines de millisecondes sous le fond de l'eau. Les séries sédimentaires sous-jacentes et sus-jacentes n'étaient pas déformées, suggérant que des **processus de fracturation *in situ* avaient affecté exclusivement les sédiments de cet intervalle.**

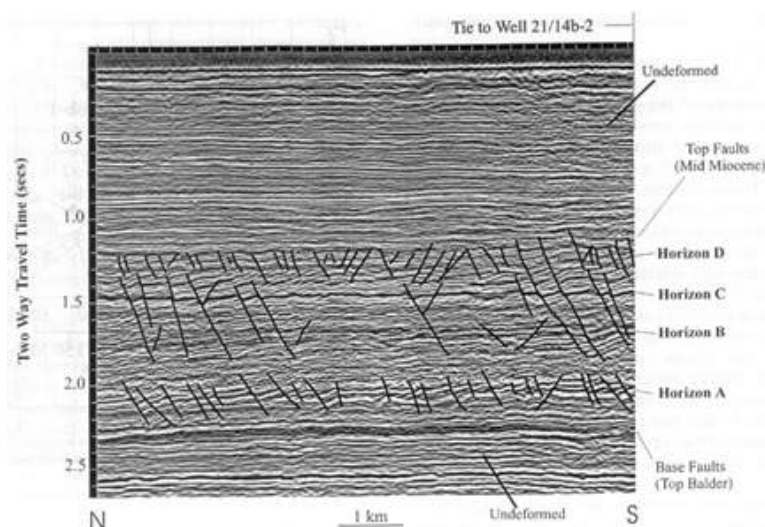


Figure 4. 3 : Coupe sismique de l'intervalle Haché-Faillé en Mer du Nord (d'après Cartwright (Cartwright, 1994) puis Dewhurst, (Dewhurst *et al.*, 1999)).

Dans le bassin du Congo, cet intervalle semble enfoui à une centaine de mètres sous le fond de l'eau. Nous verrons dans ce chapitre que la limite supérieure de l'IHF se situe en réalité à 30 m de profondeur et que cette valeur reste constante à l'échelle de la zone d'étude.

## 22 LE FACIÈS HACHE-FAILLE EN PLAN

L'espacement entre deux profils de sismique 2D est généralement largement supérieur à celui de deux failles consécutives. L'utilisation de tels profils ne permettait donc pas de définir la réelle extension latérale de ces failles. La difficile appréciation de la longueur de chaque segment, de leur orientation ou de leur répartition limitait finalement la compréhension de leurs géométries vraies. A partir de la fin des années 90, l'utilisation plus large de la sismique 3D, avec un espacement inter-profil de 25 m (voire 12.5 m) a permis de mettre en évidence que **ces failles dessinent un véritable réseau polygonal sur chaque horizon affecté** (Cartwright and Lonergan, 1996).

Les études récentes, menées sur cet intervalle en Mer du Nord et utilisant les données de sismiques 3D, montrent que l'espacement entre ces failles, leur orientation et leur longueur varient en fonction de l'intervalle stratigraphique (Figure 4.4) (Lonergan *et al.*, 1998), c'est-à-dire en **fonction de la nature lithologique des sédiments**. Il semblerait donc que les paramètres intrinsèques des sédiments jouent un rôle sur la répartition des failles. Nous montrerons par la suite que la lithologie des sédiments induit des propriétés



rh o logiques diff érentes qui contrôlent la g o m trie g n érale des failles du Hach -Faille et leur organisation.

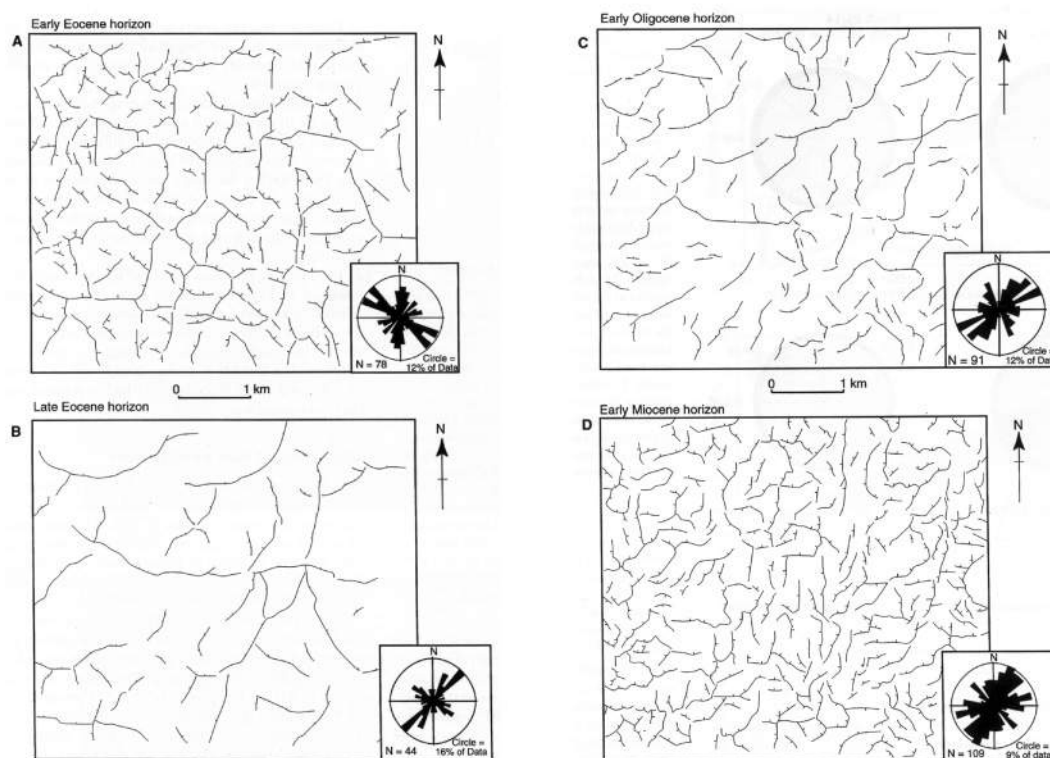


Figure 4. 4 : Cartographie des failles de l'intervalle Hache-Faille reconnu en Mer du Nord (d'après Lonergan (Lonergan *et al.*, 1998)).

### 23 LES MODELES DE FORMATION DE L'INTERVALLE HACHE-FAILLE

Le faciès de l'IHF sur les profils sismiques est très similaire à celui décrit dans le cas des hummocks (Vogt, 1997). Il s'agit de processus de dewatering différentiel entraînant la formation de creux et de bosses à l'intérieur d'un même intervalle, traduisant des degrés divers de compaction. L'extension verticale des hummocks reste limitée et aucune faille ne se forme réellement. La première hypothèse de formation des intervalles failles suggère que les sédiments étaient soumis, à petite échelle, à une subsidence différentielle, responsable du cloisonnement de petits panneaux qui voulaient indépendamment les uns des autres (Clausen and Korstgard, 1993). A partir des observations réalisées sur les profils sismiques 2D, quelques modifications analogiques ont été réalisées pour tenter de reproduire ces phénomènes, montrant qu'une extension tait nécessaire pour créer ce type de failles (Higgs and McClay, 1993). L'utilisation récente de la sismique 3D a permis d'étendre la vision de ces objets dans toutes les directions et de proposer des modèles intégrés.

## 2.3.1 L'hypothèse de l'hydrofracturation

L'observation presque systématique d'un **IHF enfoui et scellé** par une couverture sédimentaire imperméable a conduit plusieurs auteurs à une **hypothèse d'hydrofracturation**. Ce phénomène apparaît lorsque les fluides interstitiels d'un intervalle sédimentaire sont isolés du système des eaux de fond par le dépôt d'une couverture imperméable (Xinong *et al.*, 1999). Pendant la sédimentation, la pression interstitielle augmente dans ce compartiment jusqu'à atteindre le seuil de rupture de la roche. C'est à dire que la pression interstitielle compense alors la contrainte lithostatique, conduisant à la fracturation du compartiment en surpression (*Figure 4.5*). Les failles ainsi créées permettent aux fluides de s'échapper. Les fractures peuvent alors se refermer soit parce que la pression diminue brutalement, soit parce que les fluides peuvent cimenter les pores dans la fracture (Wangen, 2000), isolant de nouveau le compartiment à l'intérieur duquel la pression va - augmenter pendant la sédimentation. Ce **modèle cyclique** propose donc que les failles jouent le rôle de valves qui s'ouvrent et se referment pendant des événements d'expulsion catastrophique des fluides interstitiels (Henriet *et al.*, 1991 ; Sibson, 1992).

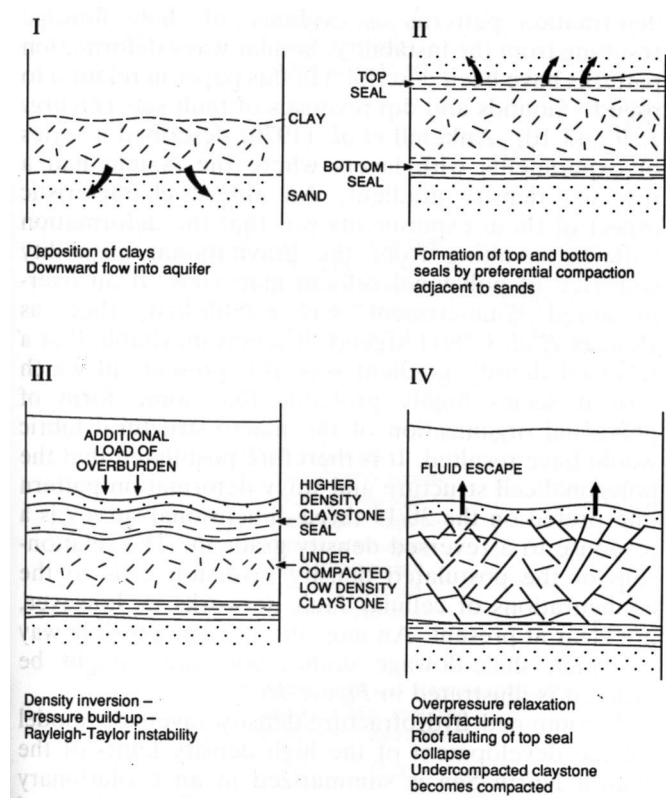


Figure 4. 5 : Modèle de formation de l'intervalle Hach -Faille (d'après Henriet, (Henriet *et al.*, 1991)). Ce modèle propose que la surcharge brutale de sédiments fins isole les compartiments sous-jacents du système des eaux de fond, générant une surpression qui peut conduire à leur fracturation. Les fluides interstitiels peuvent alors s'échapper brutalement créant une sorte de collapse des séries.

Cependant, ce modèle catastrophique n'explique pas les relations géométriques observées entre les failles du compartiment fracturé. L'orientation latérale des compartiments fracturés (parfois à l'échelle du bassin lui-même), leur limitation à des bathymtries

relativement profondes (généralement supérieures à 400 m) et la géométrie des failles (les plans de failles ne semblent pas rectilignes) suggèrent un **processus beaucoup plus progressif et continu dans le temps** qui affecte des sédiments ayant une nature lithologique particulière. D'autre part, la découverte plus récente d'intervalles Haché-Faillés superficiels, sans couverture sédimentaires qui puisse sceller le système, a conduit à de nouvelles hypothèses n'invokant pas de surpressions dans le compartiment fracturé comme moteur de leur formation.

### 2.3.2. L'hypothèse de la contraction des sédiments

L'hypothèse la plus couramment admise aujourd'hui invoque un **processus soit d'extension de la couverture soit de contraction** des sédiments superficiels. Dans le cas de l'extension latérale d'un intervalle, son épaisseur va diminuer, provoquant l'apparition de petites failles normales en réponse à la déformation (*Figure 4.6*). Ces failles vont pouvoir conduire les fluides interstitiels vers la surface diminuant le volume total de sédiments. Dans le cas d'une contraction des sédiments, des failles en mode 1 vont s'ouvrir individualisant des blocs polygonaux. Les fluides interstitiels vont également pouvoir s'échapper et le volume total de sédiments va diminuer. Les blocs ainsi créés vont basculer les uns par rapport aux autres en donnant l'apparence d'une extension (*Figure 4.6*).

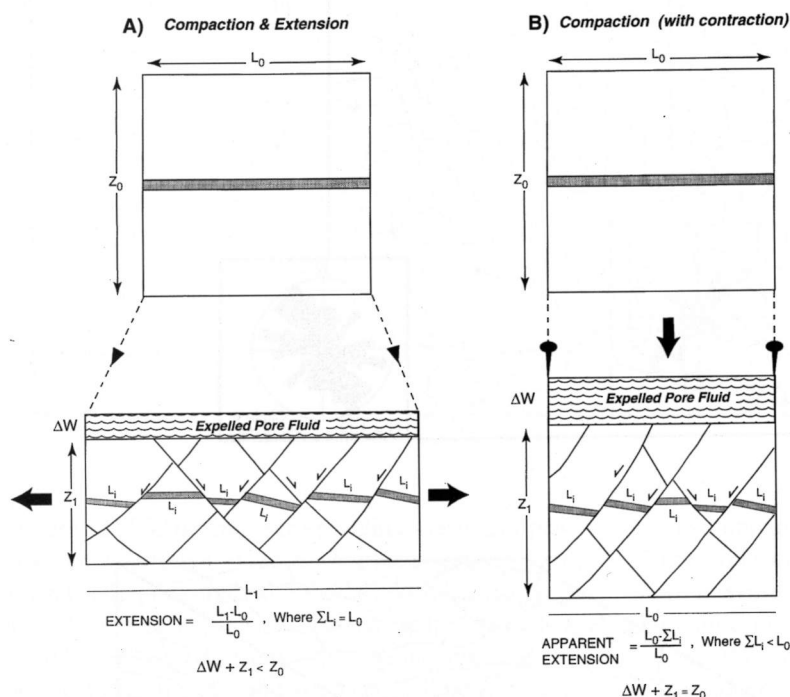


Figure 4. 6 : Modèle de formation des polygones du Haché-Faillé par expulsion des fluides interstitiels pendant la compaction. Cette expulsion a pour effet de diminuer le volume total des sédiments qui se contractent et se fracturent pour accommoder la déformation (d'après Cartwright (Cartwright and Lonergan, 1996)).

Ces deux hypothèses voisines décrivent des **processus de compaction précoce** des sédiments qui expulsent leurs fluides interstitiels en se fracturant. **Ce faciès polygonal n'a été observé que sur la pente de marges grasses dont les sédiments sont de type hémipélagique argileux.** La nature lithologique des sédiments semble donc jouer un rôle dans le développement de ce type de compaction. Dans la plupart des modèles de compaction, la circulation des fluides interstitiels se fait à travers la porosité lorsque celle-ci est connectée avec le système des eaux de fond, la charge sédimentaire sus-jacente étant le moteur de cette expulsion. Nous allons montrer dans ce chapitre que dans le cas de sédiments fins, à la porosité et à la perméabilité faibles, ce système de circulation peut ne pas fonctionner et les sédiments réagissent alors par contraction pour expulser les fluides interstitiels.

### **3 L'INTERVALLE HACHE-FAILLE, INDICATEUR DE LA COMPACTION PRÉCOCE DES SÉDIMENTS**

Ce paragraphe correspond à un article qui est en cours de soumission dans la revue *Basin Research* sous le titre :

#### **Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction - upper Miocene to present sediments of the Lower Congo Basin.**

**A. Gay<sup>a\*</sup>, M. Lopez<sup>b</sup>, P. Cochonat<sup>c</sup>, G. Sermondadaz<sup>d</sup>**

<sup>a</sup> Université de Lille I, Laboratoire Sédimentologie et Géodynamique, FRE 2255, Bât SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq, France.

<sup>b</sup> Université de Montpellier II, Laboratoire Géophysique Tectonique et Sédimentologie, CC60, Bât 22, place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex, France.

<sup>c</sup> IFREMER, Département Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané, France.

<sup>d</sup> Total-Fina-Elf, 64018 Pau Cedex, France

### **3.1 ABSTRACT**

A new polygonal fault system has been identified in the Lower Congo Basin. This Highly Faulted Interval (HFI), 600-800 msTWT thick, is characterized by small extensional faults displaying a polygonal pattern in plan view. This kind of fracturing is attributed to volumetrical contraction of sediments during early stages of compaction at shallow burial depth. The upper part of the polygonal fault system of the Lower Congo Basin is

characterized by superposed furrows. 3D seismic data allow to visualize the progressive deformation of furrows during burial, leading to a real fracture, visible on seismic sections at 110 msTWT below seafloor. We propose in this study a new geometrical model for volumetrical contraction of mud-dominated sediments. Compaction starts at the water-sediment interface by horizontal contraction, creating furrows perpendicular to the present day slope. During burial, continued shrinkage evolves to radially contraction, generating hexagonal cells of dewatering at 30 msTWT below seafloor. With increasing contraction, several imbricated faults are progressively initiated from 110 to 800 msTWT. Numerous faults of the HFI represent a high drainage pathways for deeper fluids. We point out that pockmarks, which represent the imprint of gas or oil escape on the seafloor, are consistently located at the triple-junction of three neighbouring hexagonal cells, representing a high interest for predictive models of the occurrence of seepage structures on the seafloor.

## 3.2 INTRODUCTION

Over large areas of the Lower Congo Basin, mud-dominated upper Miocene to lower Quaternary sequences, 600 to 800 msTWT thick, are affected by closely-spaced small extensional faults displaying a polygonal pattern in plan view. Within this Highly-Faulted Interval (HFI) the polygonal fault system consists of small scale normal faults with throws from 5 m to 30 m and small spacing of 100 to 500 m. As previously shown in the North Sea, the presence of the polygonal fault system seems to be controlled by the fine-grained size of sediments and their mineralogy; in particular a high smectite content is considered to play an important role in the development of such structures (Dewhurst *et al.*, 1999). Therefore, faults are often arranged in stratigraphically bound layers characterized by a distinct spacing (Lonergan *et al.*, 1998), which could be due to different lithologies (Dewhurst *et al.*, 1999).

The polygonal fault system was first recognised by Henriët et al (Henriët *et al.*, 1991) in the Leper Clay of Belgium. He suggested that the additional load of fine-grained sediments could generate overpressures in an underlying interval, leading to hydrofracturation and pore fluid escape. Since this first hypothesis based on 2D seismic profiles, numerous examples of layer-bound polygonal fault systems have been described worldwide from 3D seismic data (Cartwright & Dewhurst, 1998): in the North Sea (Cartwright, 1994; Cartwright, 1994; Lonergan *et al.*, 1998), in the Eromanga Basin (Cartwright & Lonergan, 1997; Oldham & Gibbins, 1995), on the New Jersey continental margin (Klitgord & Grow, 1980; Poag *et al.*, 1987). Cartwright & Dewhurst (Cartwright & Dewhurst, 1998) discussed the presence of a fault system in the northern Bay of Biscay, in the Rockall Trough in Ireland, or in the Vøring Basin on the Norwegian continental margin. All of these basins are characterized by a similar sedimentary environment suggesting that the polygonal fault systems could have formed through equivalent processes. The first mechanism suggested for polygonal faulting formation was that the highly overpressured sediments of the slope failed through a basinwide hydrofracture mechanism (Cartwright, 1994; Cartwright, 1994). This hypothesis is currently being reconsidered in the light of recently acquired 3D-seismic datasets in the North Sea. The faulted intervals are now interpreted as a layer-parallel volumetric contraction of fine-grained sediments leading to the pore fluids escape (Cartwright & Lonergan, 1996).

Unlike the North Sea examples (Cartwright, 1994; Lonergan *et al.*, 1998), the faulting interval do not end abruptly at any specific horizon in the Lower Congo Basin (LCB). Some faults can even locally affect upper Miocene and early Quaternary deposits, suggesting that the vertical extent of the HFI is not stratigraphically controlled.

We propose in this work a geometrical model of differential dewatering during early stages of compaction, related to heterogeneous compaction in the first 0-800 msTWT below seafloor. Furthermore, a detailed study of the organisation of faults and furrows shows that the pockmarks are consistently located at the intersection of three neighbouring hexagons. The triple-junction of three neighbouring hexagonal cells represents a preferential pathway for upwards fluid migration from deeper levels, in particular biogenic gases or thermogenic gases and oils, and could be indicative of deeper prospective reservoirs.

### **3.3 DATA BASE AND PROCESSING**

This study was primarily based on 3D exploration seismic datasets from the Lower Congo Basin (LCB) acquired by the Total-Fina-Elf oil company. Complementary data have been collected during the ZAIANGO project (co-sponsored by IFREMER and Total-Fina-Elf) and focused on the better understanding of the Quaternary Zaire fan and slope processes. Data from the ODP leg 175 on the West African Margin constrained stratigraphy, sedimentation rates and mechanical properties of Pliocene to Present sediments (Wefer *et al.*, 1998).

The selected 3D-dataset covers an area of 4150 square kilometres with a line spacing of 12,5 m and a CDP distance of 12,5 m (Fig. 1). 3D-seismic analysis consists in extraction of continuous horizons by propagation in the 3D seismic block (Kidd, 1999). This process correlates the shape of the wavelength from each trace to the neighbours within a time interval determined by the interpreter. Other horizon attributes, derived from the seismic signal, can be calculated. In this study, we mainly used geometrical attributes such as the DIP attribute and the CURVATURE attribute.

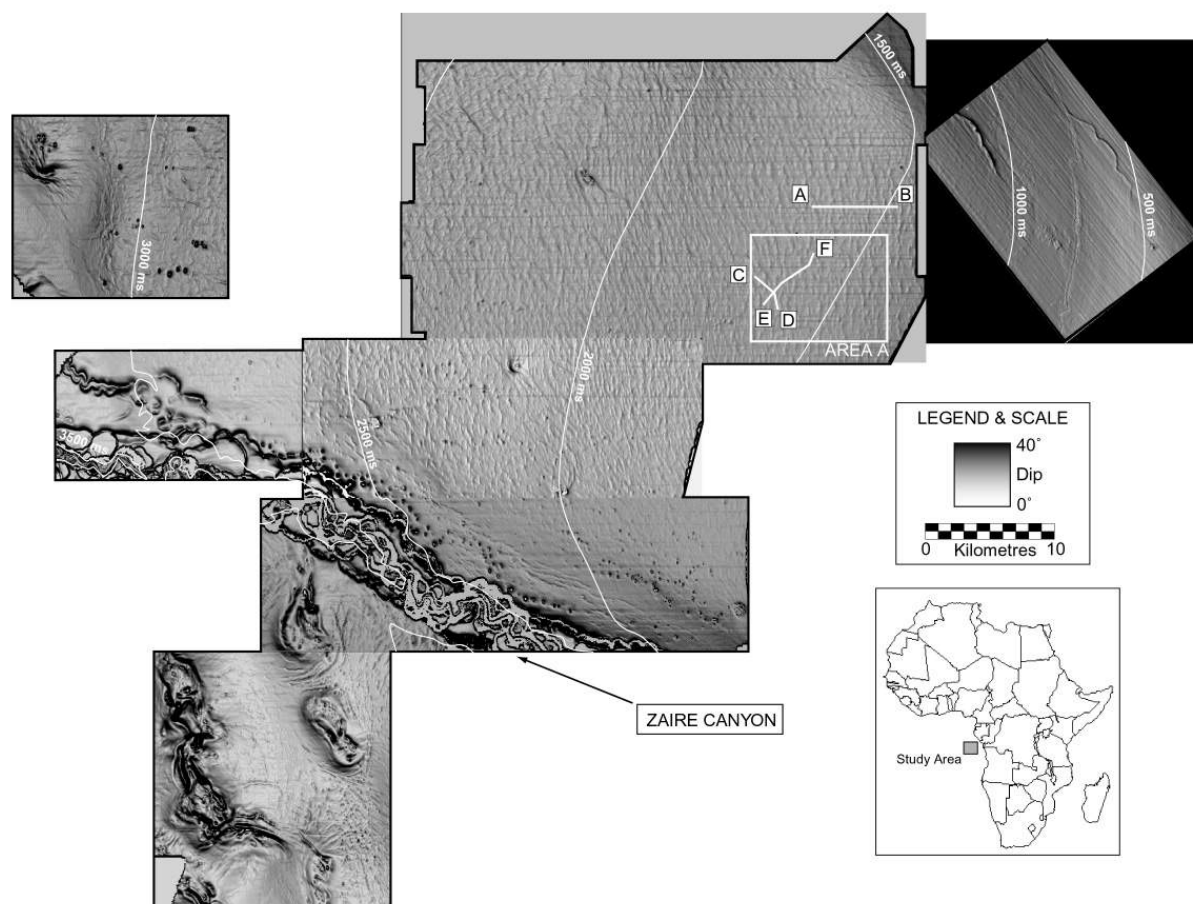


Figure 4.7 Art. 1 : Dip seafloor map, representing the area covered by 3D seismic data used in this study. In the south-western part, salt Diapiric thrust intensively deforms the seafloor. In the central part of the study area, the Zaire canyon, oriented SE-NW currently incises the slope of the Lower Congo Basin. The seafloor is characterized by numerous rectilinear depressions, named furrows, that are mainly oriented NS and a large number of pockmarks seems to be in close association with these furrows. All seismic profiles and detailed study area used in this study are located on this map.

### 3.4 GEOLOGICAL SETTINGS

The West African passive margin was initiated during the opening of the South Atlantic Ocean at Early Cretaceous (130 My) (Jansen *et al.*, 1984; Marton *et al.*, 2000). Subsequent to large accumulations of evaporites (up to 1000m) during the mid-Aptian time, the post-rift stratigraphy is characterized by two superposed seismic architectures that reflect a major change in ocean circulation and climate. From Late Cretaceous to early Oligocene time, an aggradational carbonate/siliciclastic ramp develops in response to low-amplitude/low-frequency sea-level changes and an even climate (greenhouse period; (S ranne, 1999; S ranne *et al.*, 1992). From early Oligocene to Present time, the sedimentation is dominated by the progradation of a terrigenous wedge that reflect high-amplitude/high-frequency sea-level changes and an alternating drier and wetter climate leading to subaerial exposure of wide parts of the ramp on the West African margin. These high-frequency alternating climatic conditions have triggered deep incision and erosion and large amounts of terrigenous material have led to the formation of a 2000-3000 m-thick progradational wedge. In particular, the increased terrigenous input to the margin is

responsible for the formation of the large turbiditic fan off Congo and Angola slope directly fed by the Zaire River (Brice *et al.*, 1982; Droz *et al.*, 1996; Uchupi, 1992). It extends from the Zaire river estuary to the lower fan, down to 4000 m water depth. The shelf and the slope are deeply incised by a canyon that directly connects the Congo River with the basin floor at the toe of the continental slope. The Zaire canyon crosses the Lower Congo Basin (LCB) (Fig. 1) and is characterized by a straight erosional main trough (Droz *et al.*, 1996). The recent ODP Leg 175 has supplied new information about the nature and age of these sediments. Three sites were drilled at varying positions from the shelf break (sites 1075, 1076 and 1077) within the LCB. The lithostratigraphy of Late Neogene sediments suggests that turbidity currents played a minimal role in transporting sediment within the LCB (Giraudeau *et al.*, 1998; Pufahl *et al.*, 1998). Presumably, the sediment trapped into the canyon were carried far onto the lower fan, starving the shelf of coarse detritus (Jansen *et al.*, 1984; Savoye *et al.*, 2000; Uenzelmann-Neben, 1998). Only fine sediments not confined to the canyon are delivered to the LCB, perhaps from riverine plumes, through sedimentation by aggregates and in fecal pellets (Cooper, 1999; Wefer *et al.*, 1998) and mixed with hemipelagic sediments on the continental shelf and slope.

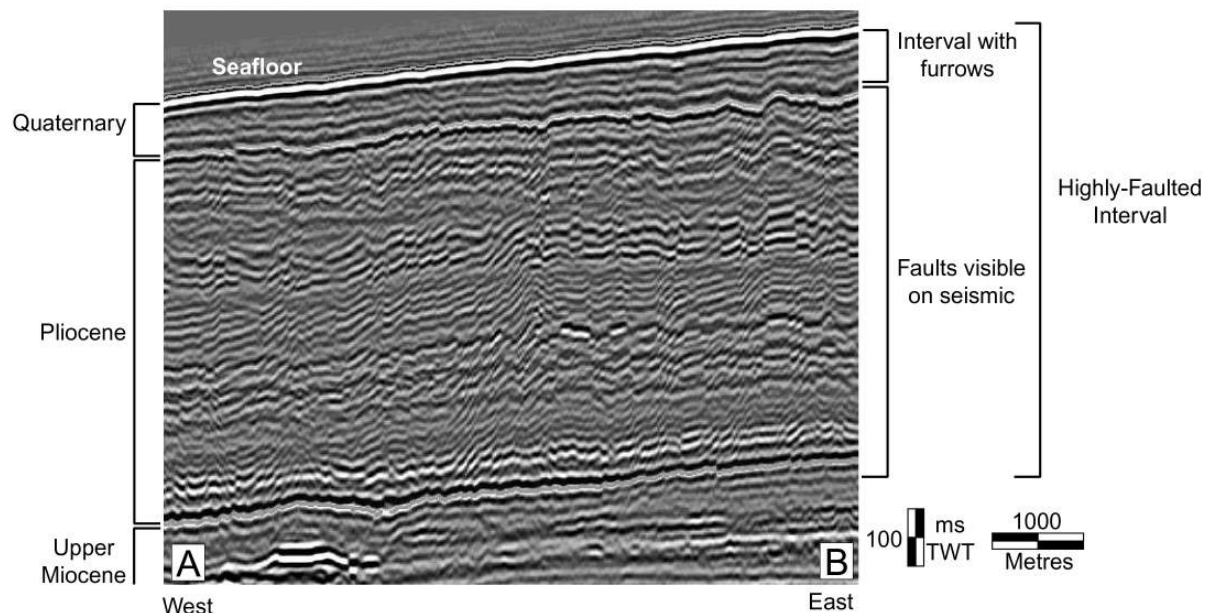
One of the main tectonic features of the West African margin is the gravitational sliding of post-rift sediments above a decollement layer made up of Aptian evaporites (Duval *et al.*, 1992; Liro & Coen, 1995; Lundin, 1992). In the LCB, gravitational processes created two structural domains of about 100 km wide each one: an extensional domain in the upper slope and a compressive domain located downslope. The extensional domain is locally associated with large amount of extension across listric faults creating individual rafts (Burolet, 1975; Duval *et al.*, 1992; Rouby *et al.*, 2002). The compressive domain is characterized by reverse faults leading to the intrusion of salt diapirs that partly control turbidite distribution and basin sedimentation.

### **3.5 MORPHOLOGY OF THE HIGHLY-FAULTED INTERVAL (HFI)**

The representative seismic section AB (Fig. 2) illustrates some of the key features of the seismic expression of an highly-faulted interval (HFI) in the Lower Congo Basin. It is characterized by numerous closely spaced normal faults, which have small offsets, ranging from 5 m (limit of vertical seismic resolution) to 30 m, and an average spacing of 100-500 m. This pattern has been identified throughout the study area, in water depths ranging from 400 m to 2600 m (datasets limits), indicating that the occurrence of this interval is not controlled by the bathymetry. The HFI disappears downward close to the base Pliocene and upward towards the base Quaternary, with an average thickness of 600-800 msTWT. However, unlike the North Sea examples (Cartwright, 1994), the faults do not abruptly end at any specific horizon. Some faults can locally offset the base Quaternary and the upper Miocene, suggesting that the vertical extent of the HFI is not stratigraphically bounded. Vertically, the discontinuous reflection character of the faulted system is not homogeneous. The HFI is ordered into individual tiers of faults, characterized by a distinct fault spacing and vertical extent. Observations in the North Sea have shown that the fault maximum frequency occurs in tiers that include high amplitude reflectors reported to very fine-grained sediments



(Dewhurst *et al.*, 1999). It thus appears that, although the vertical extent of the HFI is not stratigraphically controlled in the Lower Congo Basin, lithology plays a key role in the development and in the inhomogeneous frequency of faults.



**Figure 4. 8 Art. 2 : Seismic profile AB in the Lower Congo Basin. The upper Miocene to lower Quaternary interval is affected by closely-spaced extensional faults, displaying a polygonal pattern in plan view. This Highly-Faulted Interval (HFI) consists of small scale normal faults with offsets from 5 m to 30 m and small spacing of 100 to 500 m.**

A dip map of the seafloor (named Horizon 1) in the northern part of the study area shows a large number of rectilinear depressions of a few hundred metres long (Fig. 3A). These furrows are widely spread out on the seafloor. They are mainly N-S oriented and they are evenly spaced from 1 km to 3 km. The dip map of an underlying horizon at about 40 msTWT below the seafloor (named Horizon 2) locally displays a polygonal pattern in plan view, which is not homogeneously distributed (Fig. 3B): it appears only in the eastern part. In the western part, furrows are still visible, correlated with the N-S furrows on the seafloor. The boundary between both zones is not clearly defined on this dip map. The base Quaternary, which is included within the highly-faulted interval, is a regionally well identified high amplitude reflector, which can be easily mapped by automatic propagation. The dip map of this horizon (named Horizon 3) in the northern part of the study area discloses a dense fault network with polygonal pattern in plan view (Fig. 3C). The polygons size ranges from 1 km to 3 km and they share their edges with the adjacent polygons. They are vertically correlated with overlying polygons on Horizon 2 and their N-S edges are correlated with furrows on the seafloor.

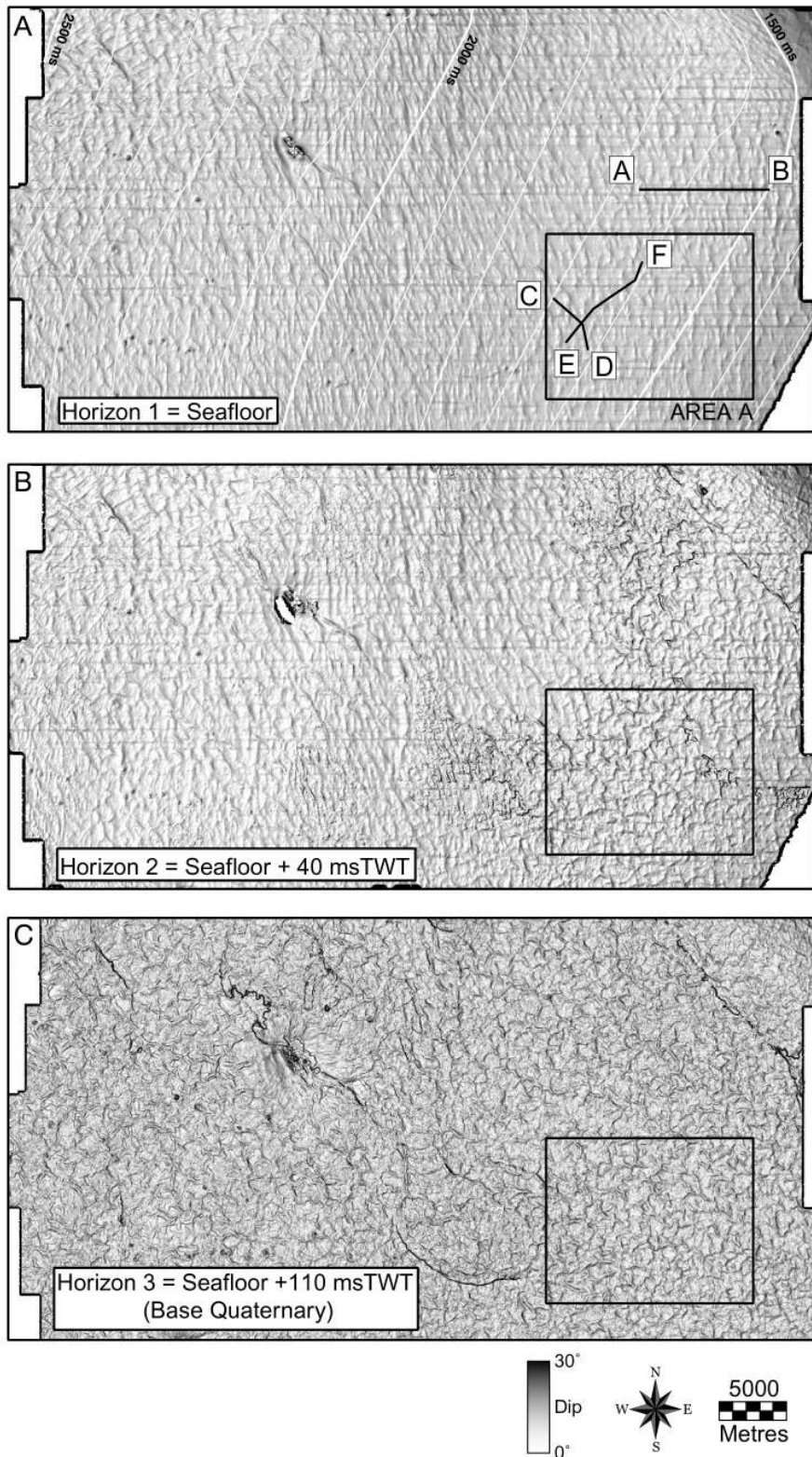
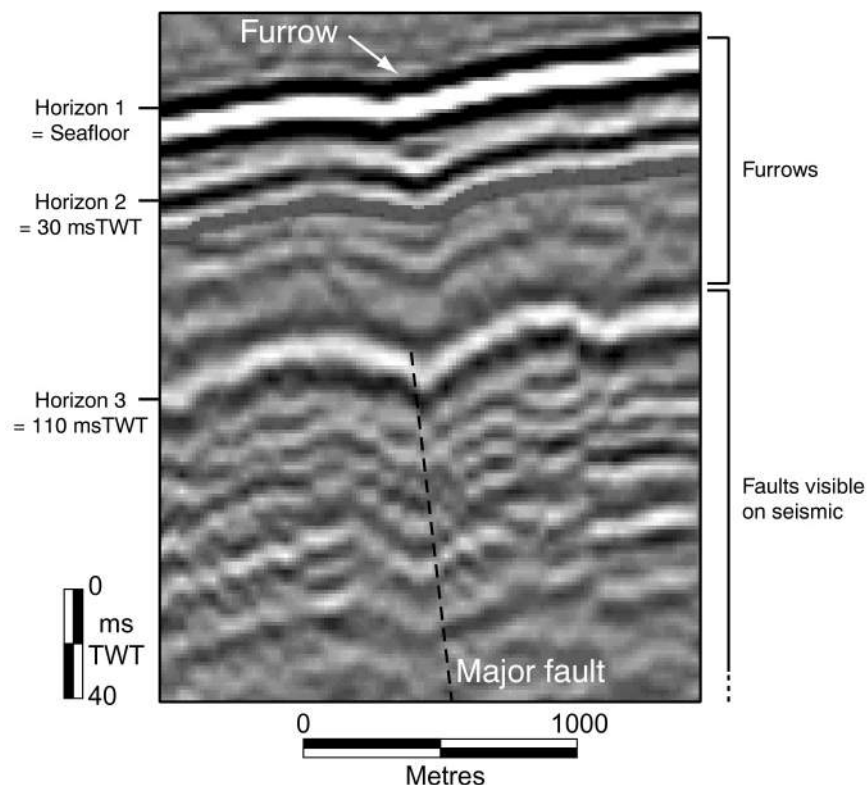


Figure 4.9 Art. 3 : Dip maps of Horizons 1, 2 and 3 (the seafloor, a buried horizon at about 30 msTWT below seafloor and the base Quaternary buried at about 110 msTWT below seafloor respectively). The seafloor is characterized by numerous furrows that are mainly N-S oriented. The dip map of Horizon 2 discloses furrows organization 1) similar to the seafloor in the western part and 2) forming a polygonal pattern in the eastern part. We have measured the length and the azimuth of all furrows located within the black frame (Area A) on the seafloor and on Horizon 2. The dip map of the base of Quaternary displays polygonal faults. A detailed mapping of individual hexagons shows that their edges are clearly correlated with overlying furrows.

On seismic profiles, seafloor furrows are characterized by small depressions, a few metres deep (Fig. 4). The comparison between the furrows on the seafloor and Horizon 2 brings out that a large amount of furrows connect both horizons. They are vertically superposed but their depth increases with burial. A remarkable feature of the HFI in the Lower Congo Basin is that the superposed N-S furrows are consistently located above major faults at 110 msTWT below seafloor, that affect the entire faulted interval. Deformation increases with depth: it starts on the seafloor with the formation of shallow N-S furrows, and it evolves downwards to deeper and deeper furrows, until a fracture characterized by reflectors offsets can be seen from 110 msTWT below seafloor and below.



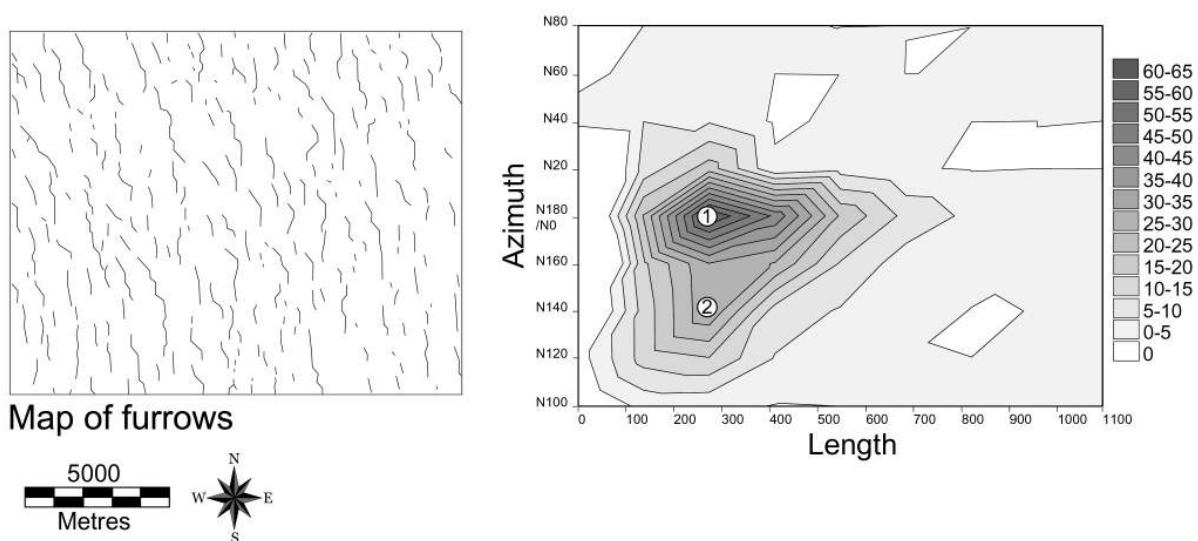
**Figure 4. 10 Art. 4 : Detailed morphological structure of furrows on cross section. In the upper 110 ms, the furrows are vertically superposed. This seismic profile shows that the depth of furrows increased with burial, suggesting an increase of deformation. At 110 msTWT below seafloor, the furrows are correlated with a major fault affecting the entire HFI. This level corresponds to depth where faults are visible on seismic section.**

### **3.6 EVOLUTION FROM FURROWS TO SMALL EXTENSIONAL FAULTS**

In order to clarify the organization of furrows and associated polygonal network, a representative zone named Area A has been selected, and the curvature attribute calculated from 3D-seismic data because it's powerfullness to identify and map furrows. Area A represents a 195 km<sup>2</sup> area located in the northern part of the study area where a polygonal network of furrows developed during burial (see Fig. 3 for location). Therefore the length and the azimuth of each furrow have been measured on curvature maps on the seafloor and on the shallow Horizon 2, buried at about 30 msTWT.

### Statistical analyses on seafloor-furrows within Area A:

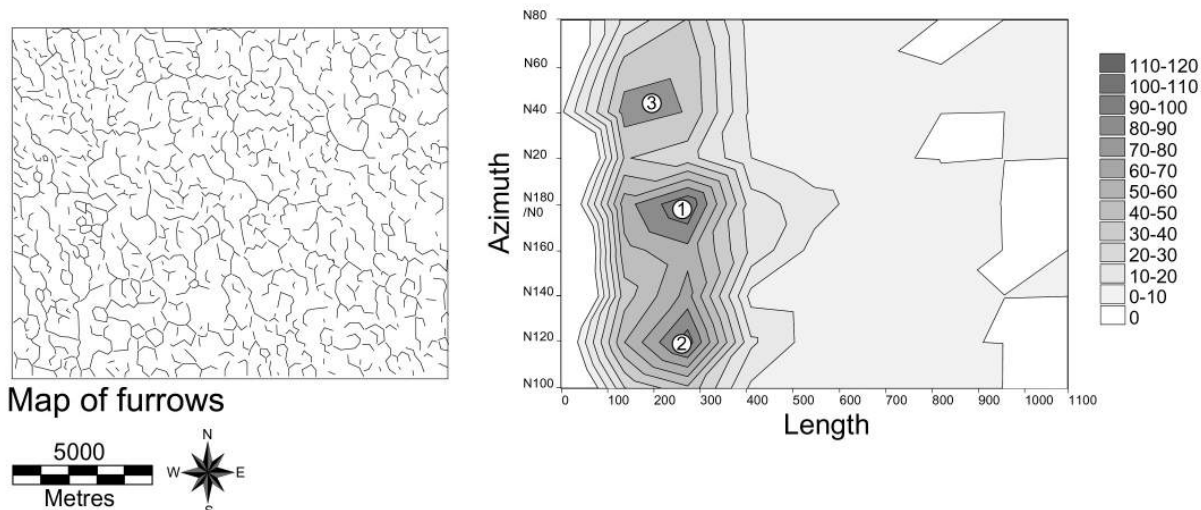
The systematic mapping of furrows displays a complex organisation in plan view (Fig 5). The axis of depressions are not exactly rectilinear; They result from the coalescence of several shorter furrows or segments. Although mapping of the furrows on the curvature map shows a main N-S orientation, other directions can be identified on the seafloor. For the statistical measurements, each segment was considered as an individual furrow. This allows to identify 520 furrows in Area A with a density of 2.7 furrows per square kilometre. The graph of the frequency of furrows versus length and azimuth points out: 1) one dominant population of furrows, mainly oriented N0 with an average length of 270 m; 2) an accessory population of furrows with azimuths ranging from N100 to N140 and an average length of 270 m.



**Figure 4. 11 Art 5 : Mapping of furrows within Area A on the seafloor. The furrows resulted from the coalescence of several shorter segments. The graph of the frequency of furrows versus length and azimuth allows to identify two main populations: 1) a dominant population of furrows oriented N0 with an average length of 270 m and 2) an accessory population of furrows with azimuth ranging from N100 to N140 and an average length of 270 m.**

### Statistical analyses on Horizon 2-furrows within Area A:

The same method has been applied to the shallow buried Horizon 2 (Fig 6). A total amount of 1644 furrows have been counted, representing a density of 8.4 furrows per square kilometres. The graph of the frequency of furrows versus length and azimuth discloses three distinct populations: 1) the same population as on seafloor, with an azimuth of N0 and an average length of 270 m; 2) another population previously identified on seafloor, with an azimuth of N120 and an average length of 270 m; and 3) an accessory population with shorter furrows characterized by a new azimuth of N40 and an average length of 200 m. The detailed mapping of furrows shows that they form an hexagonal pattern. The three identified directions (N0, N120 and N40) approach the directions necessary to form an hexagon, as shown by the detailed mapping.

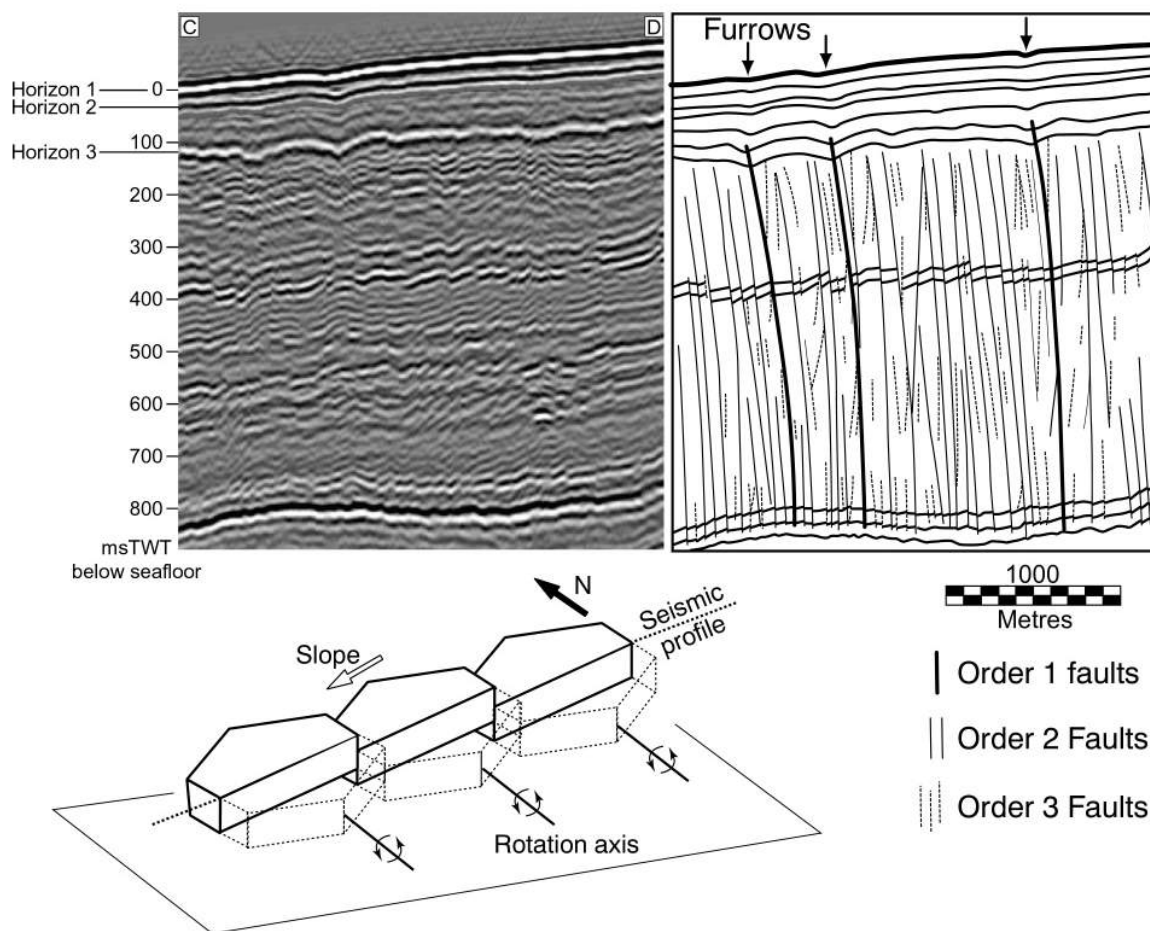


**Figure 4. 12 Art. 6 : Mapping of furrows within Area A on the horizon 2.** The total number of furrows is greater than on the seafloor and they are organised to form a polygonal pattern. The furrows previously mapped on the seafloor have been identified on the shallow buried horizon 2. However, the graph of the frequency of length versus azimuth allows to identify three well individualized populations of furrows: 1) a dominant population of furrows oriented N0, 270 m long, 2) another dominant population of furrows oriented N120 with an average length of 270 m and 3) an accessory population of shorter furrows, 200 m long and oriented N40. The detailed mapping discloses that the majority of furrows follow these directions to form an hexagonal network rather than a polygonal pattern in plan view.

### **3.7. REAL GEOMETRIES OF THE HEXAGONAL PATTERN : INTERNAL ORGANIZATION OF THE HFI**

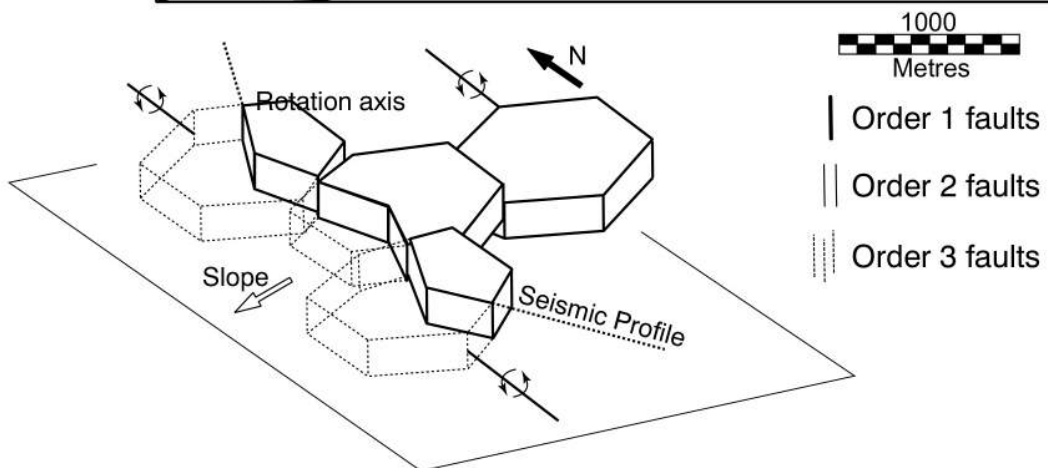
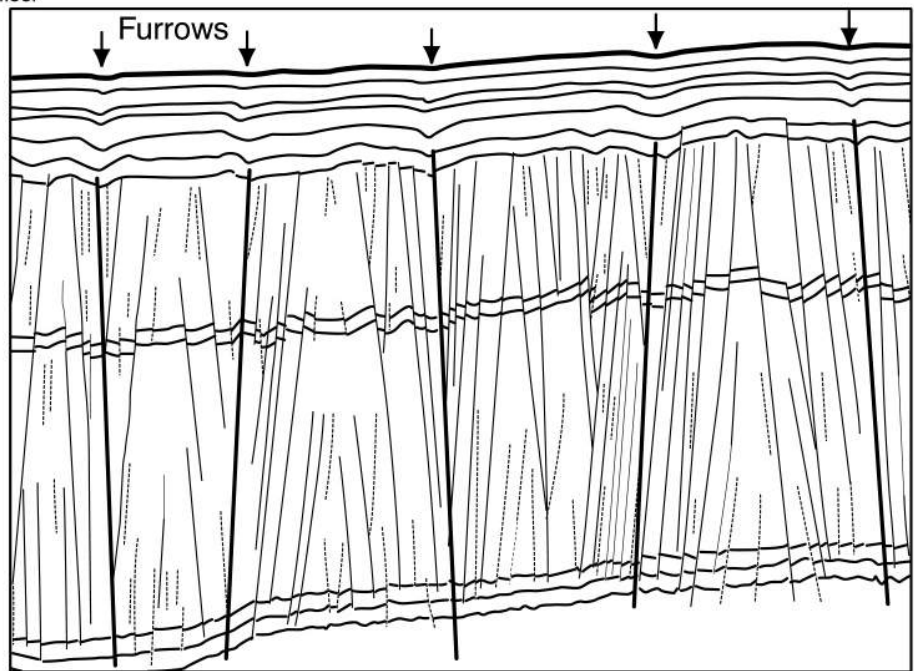
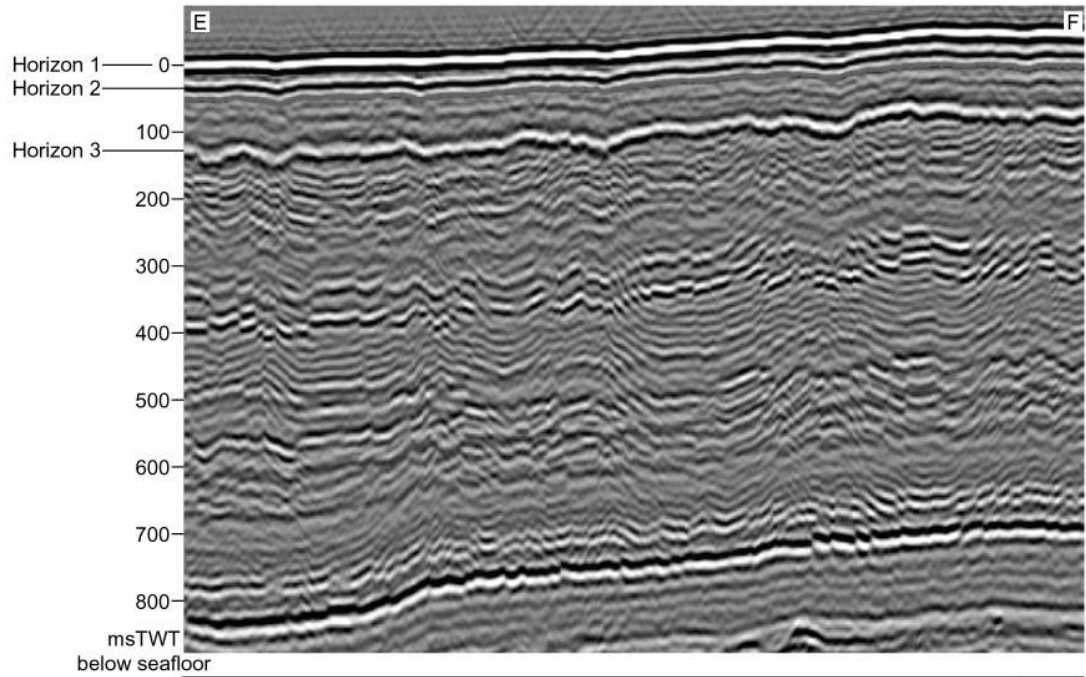
In order to precise geometrical relations between the furrows/HFI system and the slope, we have generated a random profile (Profile CD, Fig. 7) that is close to parallel to slope and to the furrows on the seafloor. This profile indicates that furrows are located above the major faults, which affect the entire HFI. they are represented with a bold black line on the Figure 7 and they are named first order faults. These faults are consistently N-S oriented and they dip towards the East, i.e. away from the basin. As clearly visible on this seismic profile, the throw along the faults increases with depth from the top of the HFI (i.e. 110 msTWT) down to 400 msTWT below seafloor, marked by a high amplitude reflector on the interpreted line drawing of the Figure 7. From this level down to the base of the HFI, at about 800 msTWT below seafloor, the throw along the first order faults decreases with depth but the number of smaller order faults increases. The seismic profile CD discloses that the other families of faults are concentrated in tiers characterized by a distinct acoustic character and are not correlated with overlying furrows. Faults that affect two or more tiers are named second order faults, with an average spacing of 100-200 m. Faults that affect only one tier are very closely spaced, with an average distance of 50-100 m: they are named third order faults. The particularity of the second order faults is that they are included within the first order hexagons and in the same way the third order faults are also included within the hexagons of second order. Finally, the HFI represents an assemblage of imbricated hexagonal prisms. Each of them represents a cell, which is isolated from the neighbouring hexagonal cells by faults. The seismic horizons affected by the HFI exhibits faults

consistently dipping towards the east, suggesting a dominoes-style rotation for each hexagonal cell.



**Figure 4.13 Art 7 : Random seismic profile CD, parallel to the slope and perpendicular to the furrows. The superposed furrows are located above the top of faults that affect all the HFI (order 1 faults). The profile CD discloses that the other families of faults are concentrated in tiers characterized by a distinct acoustic character and are not correlated with overlying furrows. Faults that affect two or more tiers are named order 2 faults and faults concentrated in one tier are named order 3 faults. In a general sense, the frequency of faults increases with depth, suggesting that the volumetrical contraction is more efficient at deeper levels. The seismic horizons affected by the HFI exhibit faults consistently dipping towards the east and giving the impression of an anticlockwise rotation of each hexagonal cell, such as dominoes.**

The seismic profile EF corresponds to a random line, simultaneously perpendicular to the slope and to the N-S furrows (Fig. 8). In this case, the N40 and N120 edges of hexagonal cells are correlated with furrows in the upper part of the HFI. They correspond to the first order faults affecting the whole HFI, highlighted by bold black lines in the interpreted line drawing. On the seismic profile, successive first order faults display alternate dips to the NE and to the SW. Seismic markers, as on profile CD, shows a maximum offset across the first order faults. The second and third order faults are organized in tiers corresponding to distinct acoustic characters. However, the main difference between profiles CD and EF is the dip of second and third orders faults and their relationship with first order faults. Lower order faults are often conjugated to same order faults (3 to 3 or 2 to 2) or to upper order faults (3 to 2, 3 to 1 and 2 to 1). First order faults are never conjugated to a same order fault (1 to 1). In this case the rotation axis of cells are parallel to the profile EF.



Page précédente :

**Figure 4. 14 Art. 8 : Random seismic profile EF, simultaneously perpendicular to the slope and to the edges of hexagons. As previously described on the Figure 7, three orders of faults, organised in tiers, have been identified on this profile. Faults of a lower order are often conjugated to faults of the same order (3 to 3 or 2 to 2) or to faults of the upper order (3 to 2, 3 to 1 and 2 to 1). The high position of a cell of the bedding marker could be explained by a differential rotation of neighbouring hexagonal cells.**

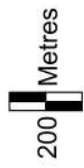
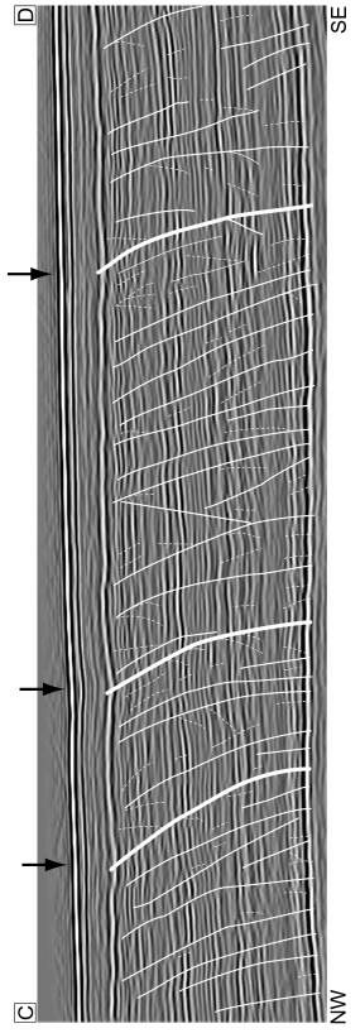
Although the three orders faults are organized in tiers, the interpretation of both profiles CD and EF discloses that the concentration of faults increases with depth reaching its maximum nearby the base of the HFI. At this level the throw of faults is minimum but the deformation of hexagonal cells is maximum.

Both seismic profiles CD and EF have been converted into depth profile with a seismic velocities polynomial law provided by Total-Fina-Elf, based on well-seismic calibration. The line drawing of the profiles CD and EF can be represented without any vertical exaggeration (Fig. 9). A prevailing feature on both profiles is that all faults are not consistently rectilinear. On the seismic profile CD (i.e. parallel to the slope), all faults are convex to the east and they dip eastwards. Although the profiles are highly deformed by the depth conversion, furrows are always located exactly above the upper end of first order faults.

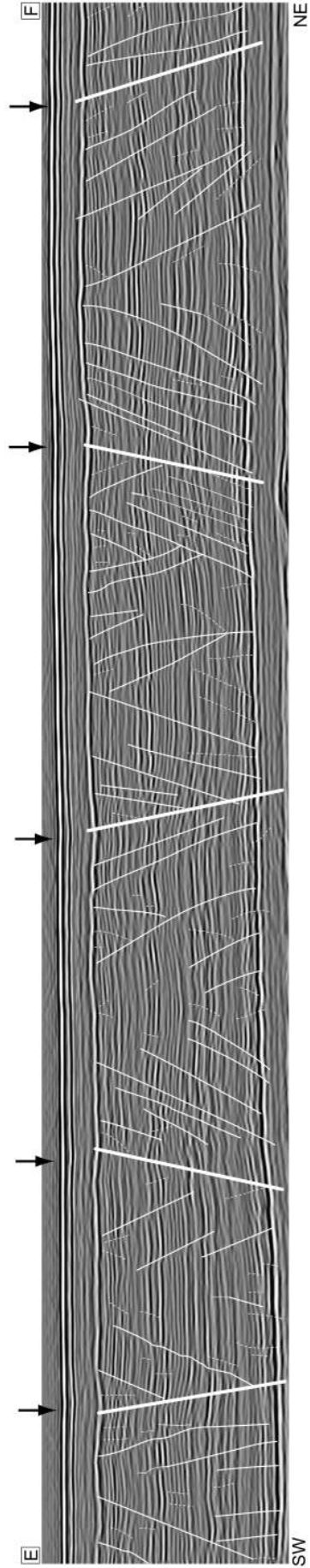
Page suivante :

**Figure 4. 15 Art. 9 : Seismic profiles EF and GH, represented with the real vertical scale in metres. On both profiles, the faults are not exactly rectilinear. The curved shape of faults suggests a progressive throwing during burial and sediment loading.**





No vertical exaggeration



## 3.8 DISCUSSION

In most basin models, compaction and related phenomena are assumed to be due to mechanical effects in the first 0-2000 m in response to the progressive overburden of sediments (Vasseur *et al.*, 1995). As sediment porosity decreases with compaction, so does the permeability: this is due to a set of processes involving particle re-orientation and fluid expulsion leading to the decrease of void spaces between particles (Maltman, 1994; Vasseur *et al.*, 1995). For these reasons, overpressure development in sedimentary basins is directly related to lithology, sedimentation rate, thermal expansion of fluids, transformation of clay minerals and hydrocarbon generation or bacterial methanogenesis (Yu & Lerche, 1996). Among these factors, sedimentary facies and sedimentation rates are of primary importance in controlling fluid pressure development in a basin.

### 3.8.1 Mechanisms controlling fault development

ODP Leg 175 results showed an overall seaward lessening of the sedimentation rate towards the basin (Wefer *et al.*, 1998). The isopach map between seafloor and Horizon 2 illustrates the progradational wedge formation (Fig. 10): the sediment thickness decreases from 64 msTWT in the east to a few msTWT in the west corresponding to the basinward decrease of the terrigenous input. On this figure, the thick zone (64 to 30 msTWT) exactly corresponds to the eastern zone intensively affected by the polygonal pattern of furrows (Fig. 3B). The previously described western zone, which is only deformed by rectilinear furrows, corresponds to a thin cover (< 30 msTWT). It thus appears a close relationship between the occurrence of the polygonal network of furrows and the sediment loading.

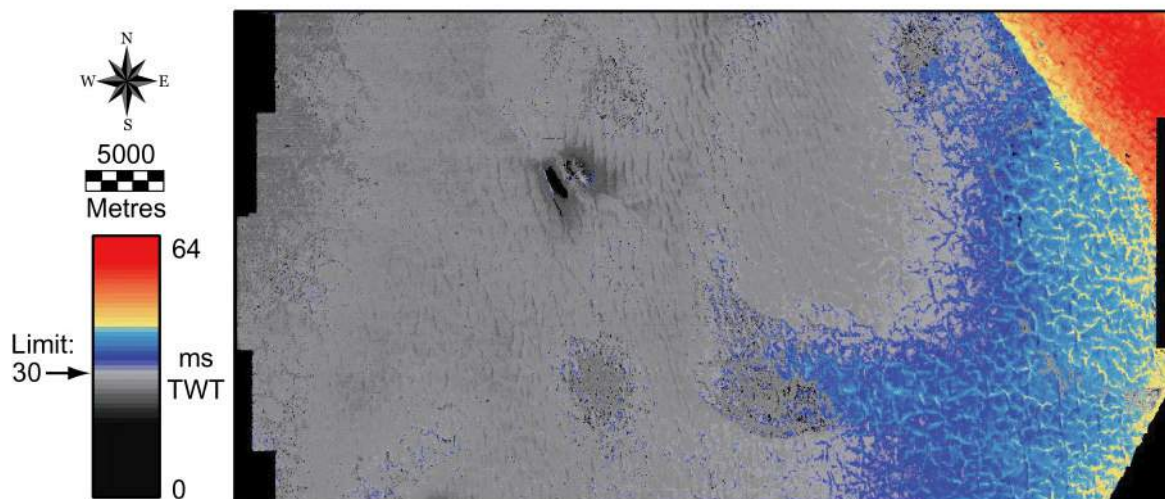


Figure 4. 16 Art. 10 : Isopach map of the Seafloor-Horizon 2 interval, illustrating the formation of a progradational wedge during the icehouse period. The thickness decreases from 64 msTWT in the east to a few msTWT in the west corresponding to the progressive vanishing of the terrigenous input basinward. The limit between blue and grey corresponds exactly to the western limit of the area characterized by a polygonal pattern identified on Horizon 2. There is a close relationship between the occurrence of the polygonal network of furrows and the sediment loading.

Cartwright (1996) discussed two distinct strain paths as alternative explanations for the observed strain in the North Sea. His first hypothesis considers a finite bed length extension and the development of conjugate shear planes with extensional offsets due to the loss of pore fluids. This process leads to a thin sequence, which is partly compacted. In the second hypothesis, Cartwright considers that there is no change in the horizontal length and shear planes represent an apparent extension. For all these reasons the author argue that complex polygonal fault system in the Palaeocene-Miocene mudstone-dominated sequences in the North Sea have formed due to volumetrical contraction during compactional dewatering (Cartwright & Lonergan, 1996). This process is believed to occur in response to fluid expulsion during early compaction. The shallow origin of the faults can be evidenced by the recognition of growth sequences developed in their hangingwalls (Cartwright & Lonergan, 1996). However, Early Tertiary mudrock-dominated sequences affected by the polygonal system correspond to fossil systems, which are sealed by overlying deposits at the present day.

The detailed study of another example of a faulted system in the Lower Congo Basin helps to constrain the Cartwright's model, in particular to improve the understanding of early processes of compaction. A curvature map of small scale furrows on seafloor shows a bulge of the sediments immediately downslope of the furrow axis (Fig. 11), suggesting a contribution of gravitational processes. During early stages of compaction, sediments may contract volumetrically, opening cracks within shallow sediments and forming the furrows on seafloor. The orientation of furrows (i.e. the opening) may be driven by the gravitational sliding of the sedimentary packages, along the slope. In the study area, the occurrence of furrows on the seafloor may represent the first evidence of compaction mechanisms by slope-parallel volumetric contraction, named shrinkage. This kind of shrinkage is also known in other environments, such as cooling of lavas, ice-wedge polygons (Lachenbruch, 1962) or desiccation cracks (Weinberger, 1999). All of these phenomena lead to a bulk volume loss. The layer-parallel contraction of sediments during burial corresponds to a process of dewatering involving that pore fluids have been partly expelled near furrows. The low permeabilities of fine-grained argillaceous sediments would impede the pore fluids expulsion during burial. Cartwright (1996) suggests that this process allows an increase in pore fluid pressure in the sealed layer, which could have triggered failure. During burial, the response to the dewatering may have been an increase in the shrinkage force, causing more displacement along faults. The faults would then continue to propagate as long as the dewatering cell contracted volumetrically. This mechanism induces a component of tensile stress to the sediment mass resulting in the reduction of the horizontal effective stress. The Mohr circle can intersect the failure envelope in the shear domain leading to the propagation of non-vertical faults (Cartwright & Lonergan, 1996; Dewhurst *et al.*, 1999). In our case, the depth converted section CD displays curved first order faults all dipping toward the east, suggesting an incremental rotation of hexagonal cells submitted to overburden sediments. Progressive shrinkage leads to a reduction in bed length, and this bulk needs to be accommodated. The progressive reduction in bed length through contraction is balanced by an incremental increase in the amount of displacement distributed along the faults.

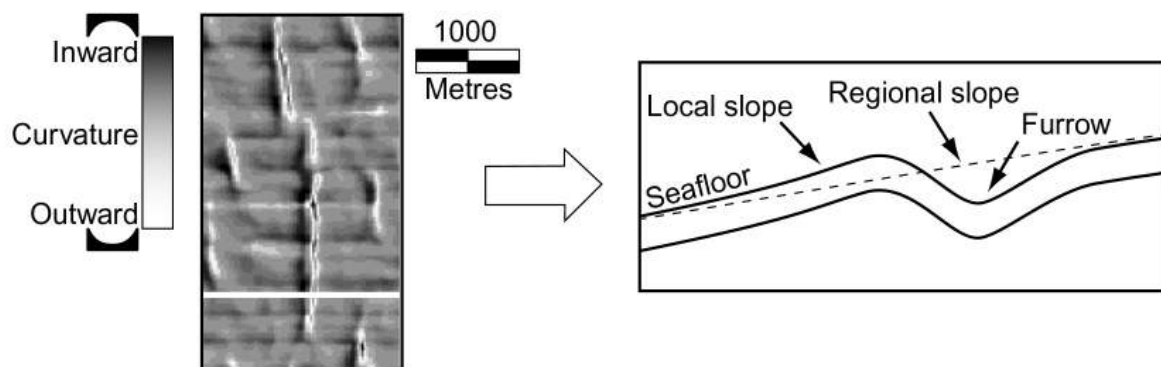


Figure 4. 17 Art. 11 : Detailed morphological structure of furrows in plan view. The curvature map of furrows shows that a bulge develops consistently basinward, suggesting a formation by gravitational sliding of shallow sediments. The polygonal system could be due to a volumetrical contraction of mud-dominated sediments during early stages of compactional dewatering, leading to the loss of pore fluids (Cartwright & Lonergan, 1996). The orientation of furrows could be driven by the strain state of the shallow sedimentary column.

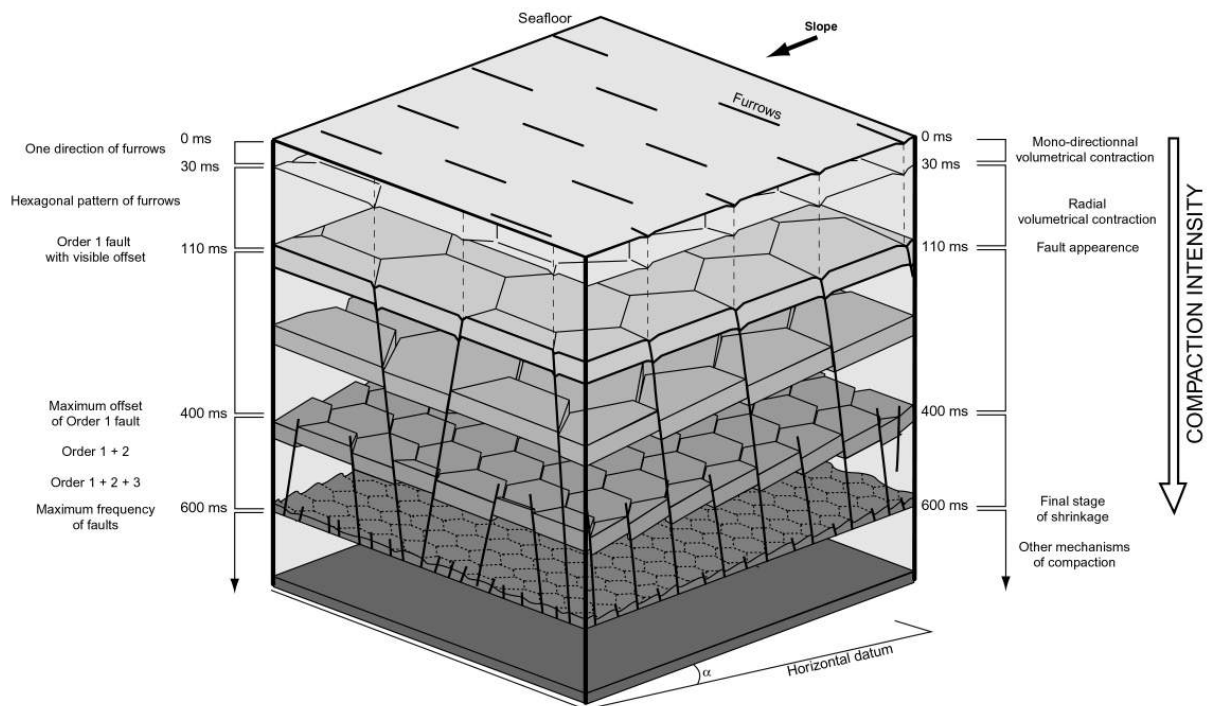
### **3.8.2 A geometrical model for early stages of mud-dominated sediments compaction**

The development of polygonal fault system seems highly dependent on a combination of the grain size and the mineralogy as demonstrated in the Early Tertiary mudrocks from the North Sea Basin (Dewhurst *et al.*, 1999). In this area, lithological analyses conducted on wells show that the amount of shrinkage in tiers appears to increase as the grain size decreases and smectite content increases. In a more general sense, analyses of cuttings and XRD data point to grain size being a more important parameter than burial depth (Dewhurst *et al.*, 1999).

The mud-dominated nature of slope sediments suggests that the deformation mechanism may be related to colloidal properties of such fine-grained sediments (Dewhurst *et al.*, 1999). Current theories of one- to three-dimensional consolidation are based on the concept of gravitational loading with concomitant expulsion of pore fluid as a result of mechanical rearrangements of particles and porosity reduction. However, we show in this study that the horizontal volumetrical contraction of fine-grained sediments starts at the sediment-water interface only in one direction and it is driven by gravitational processes on the slope, as suggested by Dewhurst (1999).

We propose for the LCB a geometrical model, which takes into account that the compaction rate is not laterally homogeneous within the first 0-800 msTWT below seafloor (Fig. 12). From the seafloor down to 30 msTWT, N-S furrows develop perpendicular to the slope, following the direction of cracks opening due to horizontal shrinkage. From 30 msTWT down to the base of Quaternary, the deformation progressively increases with depth, leading to the development of other families of furrows oriented N40 and N120. The three orientation of first order faults individualize hexagonal cells and the volumetrical contraction starts to be radial. All furrows are vertically correlated with first order faults also making up an hexagonal pattern in plan view. From 110 msTWT, the fault offset is visible on seismic sections and increases with depth. In the Lower Congo Basin, the maximum of first order fault offset is

reached at 400 msTWT. At deeper burial depths, compaction mechanisms need to develop other families of faults (second and third orders faults) for expelling pore fluids in the centre of first order hexagonal prisms. The fault frequency increases with depth, reaching its maximum at the base of the HFI (i.e. 800 msTWT). The fault density is such that the bedding is flattened. This corresponds to large amount of fluid expelled and to the locking of this system. Compaction through this process is finished. At a deeper burial, other compaction processes of argillaceous sediments, such as chemical or mechanical compaction, are involved.



**Figure 4. 18 Art. 12: Schematic bloc diagram showing the imbricated pattern of hexagonal cells of dewatering. The volumetrical contraction starts at the sediment-water interface, creating rectilinear furrows. The mono-directional contraction is parallel to the slope, suggesting that shallow gravitational processes drive the orientation of furrows. At 30 msTWT, a radially shrinkage leads to the development of an hexagonal pattern of furrows, individualizing dewatering cells. At 110 msTWT hexagonal order 1 faults, 1 to 3 km wide, are initiated. Continued shrinkage provides a mechanism to drive slip along fault planes that reaches its maximum at 400 msTWT. Further pore fluid expelling requires the formation of more closely spaced hexagonal faults ( order 2 and 3 faults), included within hexagonal order 1 cells. At 800 msTWT, as the concentration of faults reaches its maximum, the compaction by shrinkage is finished.**

The main factor controlling the development of hexagonal fault systems is the overburden load over fine-grained sediments characterized by a relative high smectite content (Dewhurst *et al.*, 1999). However, the orientation of furrows and underlying faults as well as their bending in the slope direction suggests the interaction of gravity-driven shearing of the compacting interval. The appearance of an hexagonal fault system reaching the seafloor could thus be indicative of the present day strain state within the sedimentary column.

### 3.8.3 Implications for fluids migration from deeper levels

The HFI represents an interval with a high drainage potential for pore fluids. In this context, fluids migrating from deeper levels are preferentially driven through this interval along the pre-existing first order faults, which affect all the HFI. Fluid venting related of deeper origin are expressed on seafloor by erosional features named pockmarks. These fluids are commonly related to gases (biogenic or thermogenic), oil, interstitial water or to a combination of all of them, migrating from deeper reservoir levels. The 3D seismic dataset allows to identify chimneys of fluid migration, which could be indicative of deeper reservoirs (Heggland, 1998). In particular, the fault attribute allows to map vertical discontinuities, such as faults of the HFI and fluid chimneys. In the study area, these chimneys are consistently located on the triple-junction of three hexagonal first order faults. Only faults that are N-S oriented are correlated with overlying superposed furrows reaching the seafloor. Consequently, pockmarks consistently appear at the extremity of furrows on seafloor (Fig 13). These observations represent a high interest for a predictive model describing the occurrence of pockmarks on slopes characterized by fine-grained litho-facies.

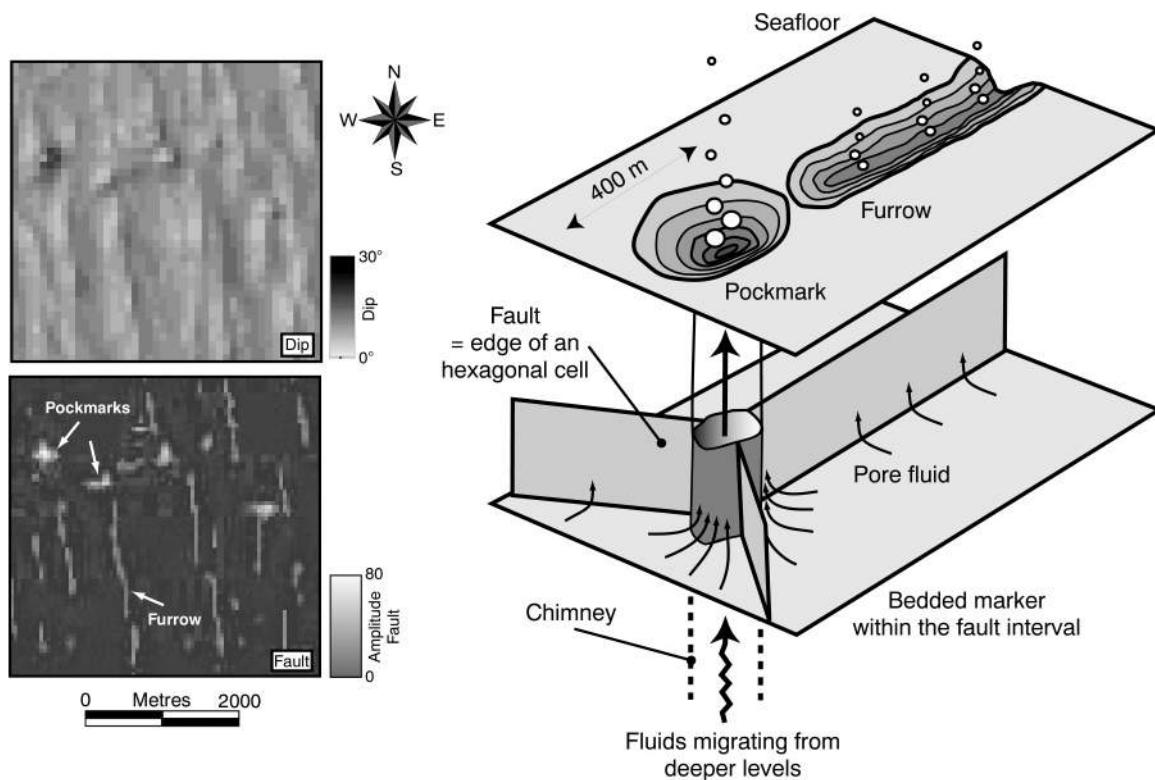


Figure 4. 19 Art. 13 : Schematic diagram representing the relationship between furrows, pockmarks and hexagonal cells of dewatering. Fluids from deeper levels migrate through seismic chimneys that consistently develop at the intersection of three nearby order 1 hexagons, evidenced by dip or fault attributes. This triple-point is characterized by a high drainage potential and seafloor pockmarks are mainly located at the extremity of furrows oriented NS.

### 3.9 CONCLUSION :

3D-seismic data provide new insights on the margin history and improve the understanding of post-depositional processes that can affect the sedimentary column in the Lower Congo Basin. Contrary to previous studies using time-slices, the spacing of 3D-seismic grids allows to map reflectors. This method is conservative for internal geometrical relations providing high quality images of the seafloor and buried horizons. Several cross sections in the Lower Congo Basin display a closely-spaced normal faults system affecting the upper 0-800 msTWT of the sedimentary column, named a Highly Faulted Interval (HFI). These faults make an hexagonal network in plan view, which is characteristic of a volumetrical contraction of sediments in response to pore fluid escape. This process of compaction and dewatering is mainly due to the overburden load over fine-grained sediments supposed to have a high smectite content. Although several faulted systems have been described worldwide (Cartwright & Dewhurst, 1998), the example in the Lower Congo Basin is the only description of an active process reaching the present day seafloor.

In the light of this study, we propose a model that integrates Cartwright, Lonergan and Dewhurst hypothesis (Cartwright & Lonergan, 1996; Lonergan *et al.*, 1998; Dewhurst *et al.*, 1999):

1) The volumetrical contraction starts at the sediment-water interface, creating rectilinear furrows. The contraction is horizontal, parallel to the slope, suggesting that shallow gravitational processes drive the orientation of furrows.

2) As proposed by Dewhurst (1999), a real radially shrinkage develop at shallow burial depth. The layer-parallel contraction of sediments leads to the formation of an hexagonal pattern of furrows, individualizing dewatering cells.

3) During burial, as the permeability decreases, the viscosity of sediments increases, reaching a threshold at about 110 msTWT, where faulting can be expressed and hexagonal first order faults are visible on seismic sections below this depth.

4) Continued shrinkage provides a mechanism to drive slip along fault planes that reaches its maximum at 400 msTWT. Further pore fluid expelling requires the formation of more closely spaced hexagonal faults (order 2 and 3 faults), included within hexagonal order 1 cells. Finally, the HFI is composed of a sum of imbricated hexagonal prisms.

5) At 800 msTWT, as the fault frequency reaches its maximum, the compaction by shrinkage is finished.

During early compaction of mud-dominated sediments, numerous hexagonal faults have been initiated. The triple-junction of three neighbouring hexagonal cells represents a preferential pathway for fluid migration from deeper levels, in particular thermogenic gases or oils, leading to the formation of pockmarks on seafloor. The detailed study of highly faulted intervals should improve our knowledge of early compaction processes and help to better understand the seafloor distribution of fluid seepage features, such as furrows and pockmarks.

### **3.10. ACKNOWLEDGEMENTS:**

We gratefully acknowledge IFREMER and Total-Fina-Elf for their financial support and data supplies. Initial discussions with N. Sultan were invaluable in bridging the gap between mechanical constraints and geometrical model. M. Seranne provided insights into 3D model and tectonic point of view. Special thanks to Z. Anka and P.J. Combes for their constructive comments.

## **4 LE ROLE DES FLUIDES SUR LA MORPHOLOGIE DE L'INTERVALLE HACHE-FAILLE**

Nous avons vu précédemment que l'IHF, identifié sur les profils sismiques, correspond à un faciès de fracturation particulier qui accommode l'expulsion des fluides interstitiels à partir d'un réseau d'hexagones de dewatering. D'une épaisseur moyenne de 600 à 800 msTWT, cet intervalle est caractérisé par une multitude de failles à faible rejet vertical qui affectent principalement le Pliocène. L'interprétation de deux profils perpendiculaires dans la zone A (*Figure 4.20*) montre que **ces failles sont organisées en réseau de « poupes russes »**, c'est à dire que l'intervalle Hache-Faille est constitué d'une imbrication de failles à plusieurs échelles :

**L'ordre 1 :** Les failles recoupent tout l'intervalle Hache-Faille depuis le sommet du Miocène supérieur jusqu'à la base du Quaternaire. Les sillons sur le fond de l'eau se situent systématiquement à l'aplomb de ces failles et celles-ci sont donc espacées de 1 à 3 km en moyenne.

**L'ordre 2 :** Ces failles n'affectent qu'une partie de l'intervalle Hache-Faille depuis le sommet du Miocène Supérieur jusqu'au sommet du Pliocène. Elles peuvent également être conjuguées aux failles d'ordre 1. Elles sont représentées sur les profils en traits pleins.

**L'ordre 3 :** Les failles de cet ordre ont une extension verticale beaucoup plus réduite. Plus particulièrement concentrées vers la base du Hache-faille, elles n'affectent que le sommet du Miocène Supérieur jusqu'à la base du Pliocène. Souvent individuelles, elles peuvent toutefois être conjuguées aux failles d'ordre 1 et aux failles d'ordre 2.



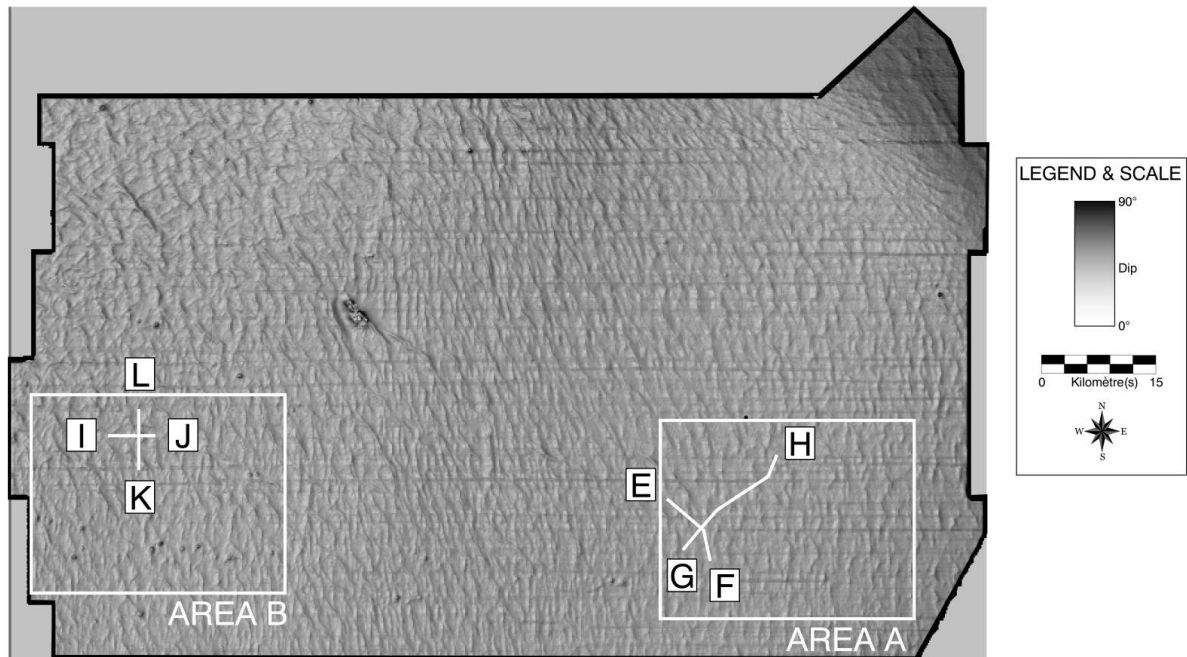


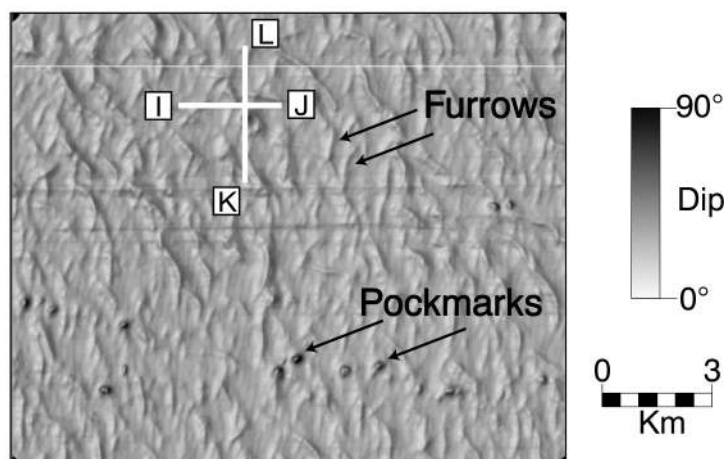
Figure 4. 20 : Carte DIP du fond de l'eau de la zone Nord. Deux sous-zones ont été définies : la zone A ne présente pas de pockmarks sur le fond de l'eau ; la zone B présente plusieurs pockmarks sur le fond de l'eau.

La zone A, que nous avons étudié précédemment, ne présentait pas de pockmarks sur le fond de l'eau, suggérant qu'aucun fluide plus profond ne soit intervenu sur le développement récent du faciès Hach-Faillé. Dans cette zone, les propriétés intrinsèques des sédiments sur la pente définissent des tailles d'hexagone de dewatering (*c.f. article dans ce chapitre*) et influent sur les relations géométriques entre les failles. Nous avons vu dans les paragraphes précédents de ce chapitre que les sillons sur le fond de l'eau ont des directions et des longueurs dominantes. Pourtant, **à proximité des pockmarks**, qui représentent la trace d'une expulsion de fluides plus profonds que les fluides interstitiels, **les sillons ont une longueur beaucoup plus réduite et semblent totalement désorganisés**. L'apport de fluides profonds, qui migrent à travers l'IHF et s'ajoutent aux fluides interstitiels, pourrait modifier le comportement mécanique des sédiments superficiels. C'est pourquoi, il nous a paru important de comparer la morphologie des sillons dans la zone A, sans pockmarks et donc sans ajout de fluides supplémentaires, avec la morphologie des sillons de la zone B, dans laquelle de nombreux pockmarks sont présents, témoignant du transit de fluides profonds à travers l'IHF (*Figure 4.20*).

#### 4.1 DISTRIBUTION DES SILLONS ET DES POCKMARKS SUR LE FOND DE L'EAU

Sur le fond de l'eau de la zone B, les pockmarks semblent alignés selon un axe ESE-WNW (*Figure 4.21*), marquant une zone de fort empilement de chenaux Oligo-Miocènes enfouis, comme nous le verrons dans le chapitre suivant (*c.f. Chapitre 5*). Les sillons, quant à eux, sont orientés selon un axe majeur N/S et un axe secondaire NW/SE. Leur longueur est de quelques centaines de mètres, conforme aux mesures réalisées dans la zone A.

Cependant, là où les pockmarks sont présents sur le fond de l'eau, la longueur des sillons est plus petite (<250 m). Il semble donc que la remontée de fluides profonds, l'origine de la formation de ces pockmarks, pourrait jouer un rôle sur le développement de l'intervalle Haché-Faillé. D'autre part, **les pockmarks se distribuent systématiquement aux extrémités des sillons** et nous allons montrer que les fluides empruntent des chemins particuliers pour remonter à travers la colonne sédimentaire.



AREA B: With pockmarks on the seafloor

Figure 4. 21 : Carte DIP du fond de l'eau de la zone B. Plusieurs pockmarks, présents sur le fond de l'eau, semblent s'aligner suivant un axe E-SE/W-NW.

## 4.2 CARACTERISATION DU FACIÈS HACHÉ-FAILLÉ DANS LA ZONE B

Le profil IJ, parallèle à la ligne de plus grande pente, montre que le faciès Haché-Faillé affecte principalement l'intervalle Plio-Quaternaire (Figure 4.22). Immédiatement sous la base Pliocène, un chenal turbiditique enfoui, du Miocène supérieur, a été identifié. Le chenal turbiditique est essentiellement constitué d'un matériel sableux caractérisé par une porosité plus importante que les sédiments argileux de pente et il représente donc un réservoir potentiel pour les fluides profonds. Ainsi, plusieurs anomalies d'amplitude dans les levées et dans le corps du chenal pourraient représenter des accumulations de **gaz qui pourra ensuite migrer le long des failles de l'IHF**. Cette hypothèse est confirmée par la présence de nombreux petits « bright spots » (représentés par des flèches blanches sur le profil) et par une épaisse zone de gaz libre piégé sous les hydrates qui permet au BSR de s'exprimer de manière indiscutable (c.f. Chapitre 2). L'expulsion de ce gaz libre se fait par une cheminée de dysmigration de fluides alimentant un pockmark sur le fond de l'eau. La distribution des pockmarks sur le fond de l'eau semble donc conditionnée : 1) par la présence d'un chenal enfoui qui représente le réservoir de fluides profonds, 2) par l'intervalle Haché-Faillé qui permet à ces fluides de remonter vers la surface et 3) par les hydrates qui jouent le rôle de barrière temporaire avant de redistribuer les fluides sur le fond de l'eau.

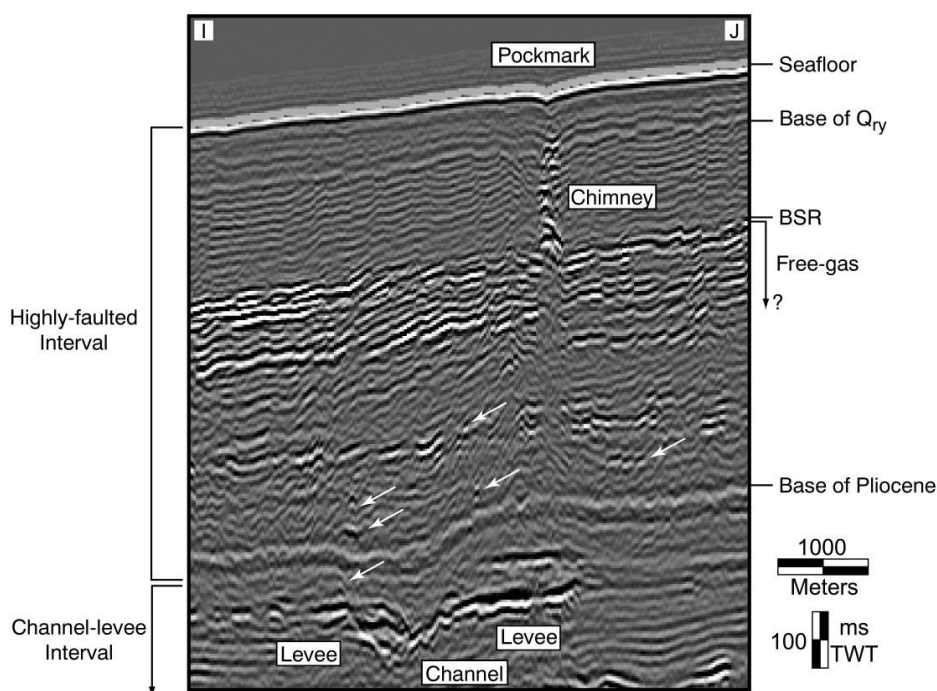


Figure 4. 22 : Profil sismique IJ, parallèle à la ligne de plus grande pente. Le pockmark sur le fond de l'eau est associé à une cheminée de dysmigration de fluides qui semble s'enraciner sur le BSR. Un paléo-chenal enfoui du Miocène supérieur pourrait représenter la source en fluides qui alimente plusieurs « bright spots », marqués par des flèches blanches, et la poche de gaz libre sous les hydrates.

Cependant, le BSR et le gaz libre piégé de sous traversent toute la zone B ce qui ne permet pas d'affirmer que la source de fluides se situe effectivement au niveau du chenal. Le profil sismique KL, perpendiculaire au profil IJ et passant par le même pockmark, montre la même superposition d'un pockmark et de sa cheminée au-dessus d'un BSR avec du gaz libre piégé de sous, lui-même situé au-dessus du paléo-chenal enfoui (Figure 4.23). La poche de gaz libre a une extension latérale de 4 km environ. Les mêmes « bright spots » sont présents entre le gaz libre et le paléo-chenal enfoui, mais aucun d'entre eux n'est présent de part et d'autre de la zone d'accumulation du gaz libre, suggérant que **les fluides remontent bien depuis le paléo-chenal enfoui et sont ensuite stockés provisoirement sous les hydrates avant d'être redistribués sur le fond de l'eau.**

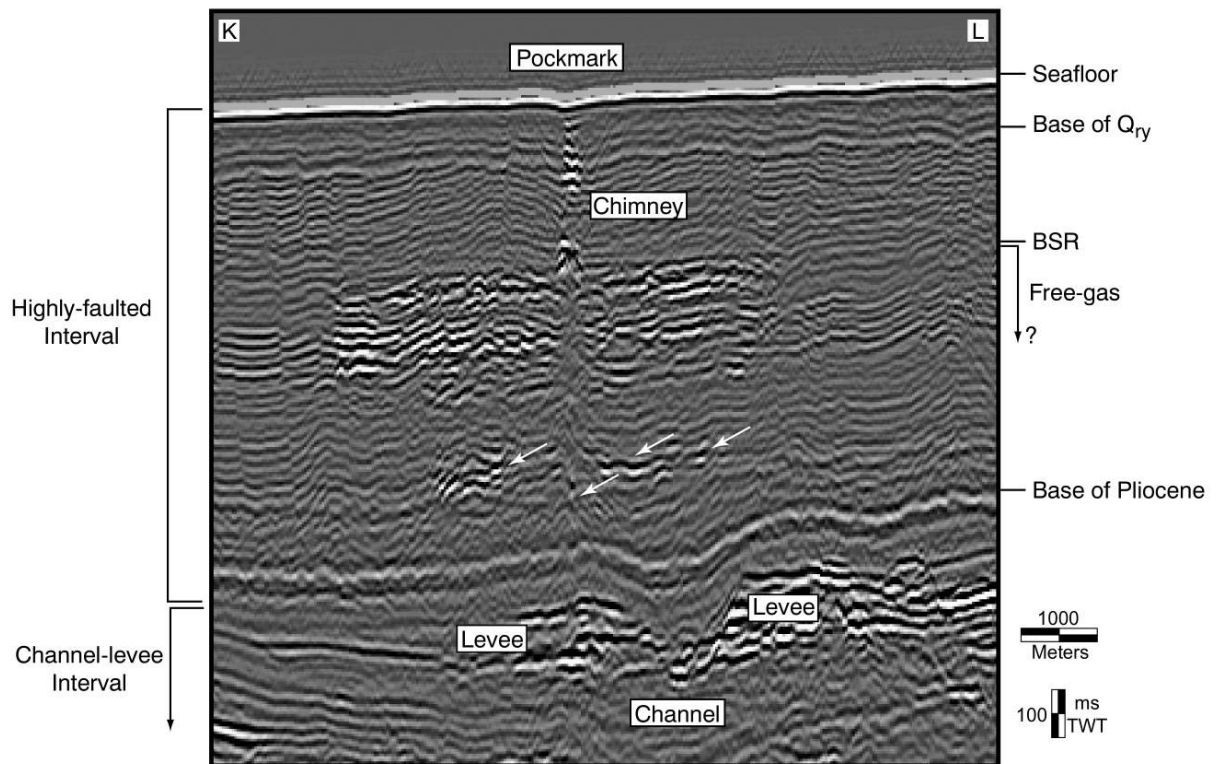


Figure 4. 23 : Profil sismique KL, illustrant la relation qu'il existe entre le paléochenal enfoui du Miocène supérieur, représentant la source de fluides, le Hach-Faill qui conduit les fluides vers la surface et alimente la poche de gaz libre sous les hydrates, et la cheminée et le pockmark qui expulsent les fluides sur le fond de l'eau.

Nous verrons dans le chapitre 5 que ce mode de migration des fluides est un cas fréquent dans le Bassin du Congo où de nombreux pockmarks sur le fond de l'eau sont associés à des chenaux enfouis Oligo-Miocènes.

### 4.3 LA MIGRATION DES FLUIDES PROFONDS DANS L'INTERVALLE HACHE-FAILLE

Les différents « bright spots » de l'intervalle Pliocène, identifiés sur les profils IJ, KL et sur l'ensemble des profils du bassin du Congo, sont toujours localisés le long des failles du Hach-Faill. Une observation attentive de leur répartition sur les profils permet de voir que **les fluides migrent le long des failles d'ordre 1, c'est à dire celles qui affectent tout l'intervalle Hach-Faill**. D'autre part, **les pockmarks se distribuent systématiquement aux extrémités des sillons qui sont localisés à l'aplomb des nœuds des hexagones d'ordre 1**. Ces nœuds, ou points triples de jonction de trois hexagones voisins, seraient donc à la fois une zone de convergence pour les fluides interstitiels issus du centre des cellules de dewatering (eau ou gaz biogénique) et des drains préférentiels pour les fluides profonds qui peuvent ainsi traverser tout l'intervalle Hach-Faill depuis le réservoir jusque sur le fond de l'eau. Nous proposons donc un modèle de répartition des pockmarks sur le fond de l'eau qui dépend de la localisation des hexagones d'ordre 1 du Hach-Faill et de la répartition des sillons sur le fond (Figure 4.24).

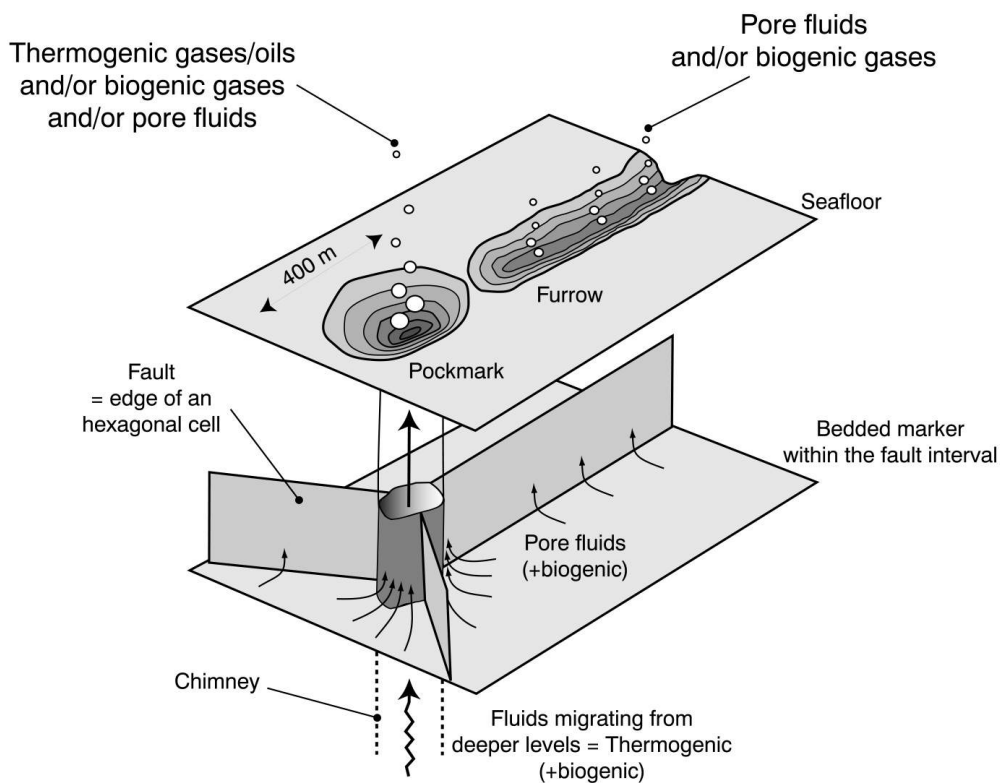


Figure 4. 24 : Mod le de migration des fluides profonds à travers l'intervalle Haché-Faillé. Les fluides remontent le long des points triples de jonction de trois hexagones d'ordre 1 et sortent sur le fond de l'eau à l'extrémité des sillons orientés N/S.

Les failles de l'intervalle Haché-Faillé, identifiées dans la zone B, sont espacées de quelques centaines de mètres. Cet espacement semble identique à celui mesuré dans la zone A. Cependant, sur le fond de l'eau, la longueur des sillons semble plus réduite à proximité des pockmarks. Nous allons montrer, grâce à une étude statistique sur l'orientation et la longueur des sillons que l'apport de fluides profonds peut profondément perturber les sédiments superficiels.

#### 4.4 ETUDE STATISTIQUE SUR LES SILLONS SUPERFICIELS DE LA ZONE B

La zone B couvre une surface de 195 km<sup>2</sup>, strictement identique à la surface de la zone A, ce qui va nous permettre de comparer des résultats statistiques. Nous avons pointé les deux mêmes horizons, c'est à dire le fond de l'eau et un horizon enfoui à 30 ms environ. En raison de l'apport sédimentaire progressivement réduit vers l'aval qui provoque une progradation sur la pente, **cet horizon est moins enfoui que dans la zone A. Il n'est donc pas dans l'intervalle Haché-Faillé de la zone B.**

##### 4.4.1 Cartographie des sillons sur le fond de l'eau

Les sillons ont été cartographiés à partir d'une carte de courbure de cet horizon. L'attribut courbure, calculé à partir de la carte isochrone, permet de mettre en évidence des

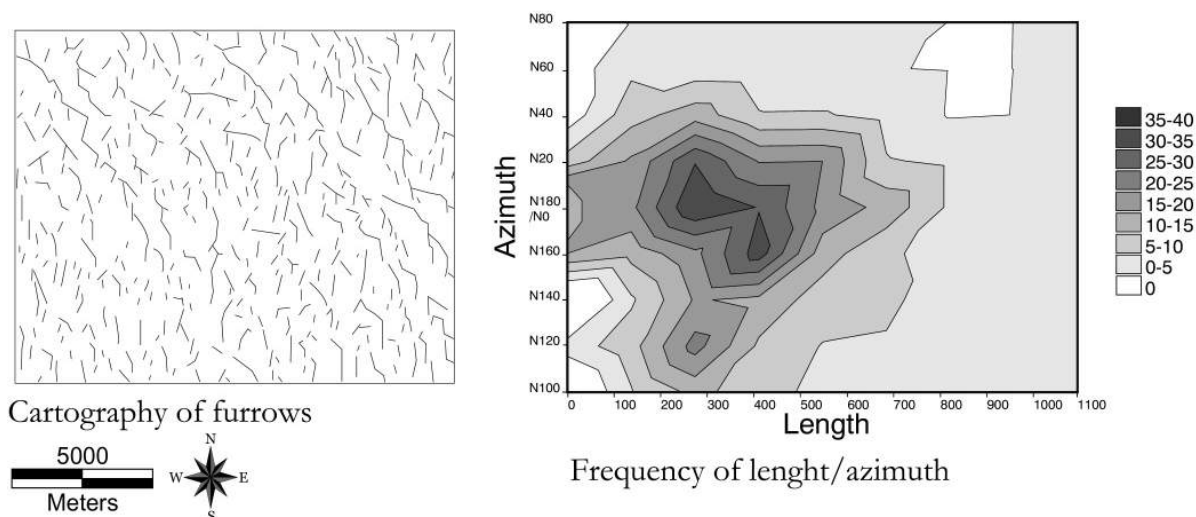
courbures concaves et convexes qui sont spécifiques aux sillons sur ce domaine. Cette cartographie permet de mettre en évidence **des sillons qui sont beaucoup plus connectés entre eux que dans la zone A**. Ils forment ainsi de très longs sillons composites qui peuvent atteindre 5 à 7 km de long.

La longueur de chaque sillon et son azimut ont été mesurés et reportés dans un diagramme de fréquence qui met en évidence trois populations distinctes de sillons (*Figure 4.25*) :

- **une population de sillons orientés N0 avec une longueur de 270 m**. Il s'agit de la même population identifiée dans la zone A. Cependant, cette population est caractérisée dans ce cas par un nombre plus important de sillons plus petits (entre 0 et 150 m de long).

- **une population de sillons orientés N120 avec une longueur de 250 m**. Il s'agit également de la même population identifiée dans la zone A. Les sillons ont une longueur qui est bien centrée sur 250 m.

- **une population de sillons orientés N160 avec une longueur de 400 m**. Il s'agit d'une population qui n'avait pas été identifiée dans la zone A.



**Figure 4. 25 : Diagramme de fréquence en fonction de la longueur et de l'azimut des sillons sur le fond de l'eau de la zone B.**

Le fond de l'eau est donc caractérisé par les **deux mêmes populations de sillons orientés N0 et N120**. Cependant, la cartographie précise de ces sillons permet de mettre en évidence que **les sillons à proximité des pockmarks sont effectivement orientés N0, mais que leur longueur, inférieure à 150 m, est beaucoup plus petite que dans la zone A**. D'autre part la troisième population de sillons orientés N160 avec une longueur de 400 m servent systématiquement de jonction entre des sillons orientés N0. Ces sillons représentent des **zones de relais entre les sillons N0**.

La morphologie et la distribution des sillons sur le fond de l'eau de la zone B semblent donc perturbés par la présence de pockmarks qui représenteraient un apport de

fluides profonds en plus des fluides interstitiels qui s' échappent des sédiments superficiels à travers les sillons.

#### 4.4.2. Cartographie des sillons sur l'horizon 2, enfoui à 30 ms

La cartographie des sillons sur l'horizon enfoui à 30 ms TWT, permet immédiatement de constater que **le réseau de sillons semble mal organisé** et que leur longueur est beaucoup plus réduite. Pourtant le diagramme de fréquence de la longueur des sillons en fonction de leur azimut montre que trois populations bien distinctes cohabitent sur cet horizon (*Figure 4.26*) :

- **une population de sillons orientés N0, de 100 m de longueur.** Cette famille de sillons a la même orientation que celle identifiée dans la zone A, mais leur longueur est beaucoup plus courte.
- **une population de sillons orientés N120, de 120 m de longueur.** Cette population correspond à la même famille de sillons observée dans la zone A. La longueur des sillons est également plus courte.
- **une population de sillons orientés N40, de 100 m de longueur.** Cette nouvelle population a la même orientation que celle observée sur la zone A, mais la longueur des sillons est largement inférieure dans ce cas.

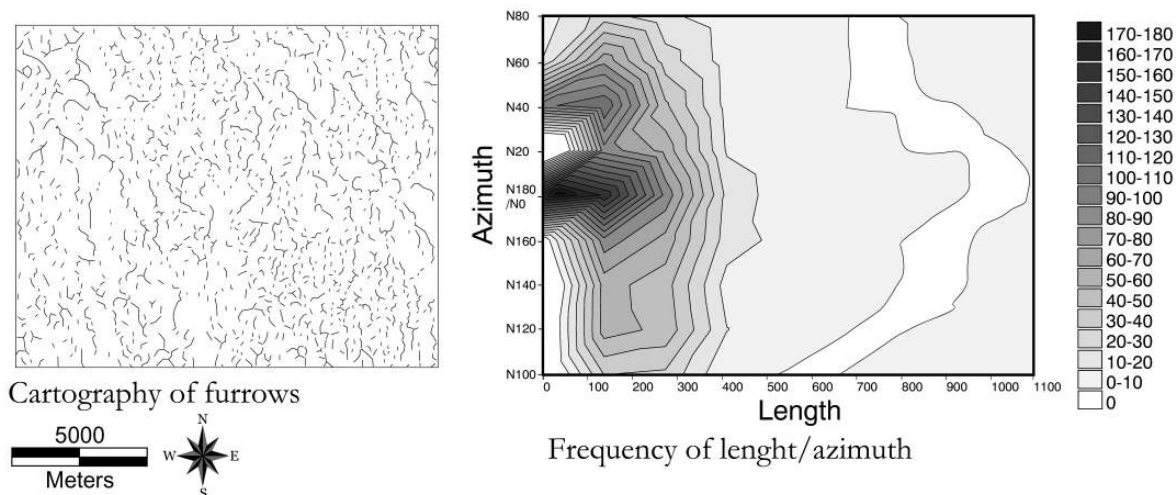


Figure 4. 26 : Diagramme de fréquence en fonction de la longueur et de l'azimut des sillons sur un horizon enfoui à 40 ms sous le fond de l'eau.

Ces trois populations ont des **directions strictement identiques à celles observées dans la zone A pour le même horizon**. L'état de contraintes dans la colonne sédimentaire, commandé par la structuration de la marge, semble donc contrôler l'orientation des sillons, comme cela a été vu dans la zone A. Pourtant, **les sillons ne forment pas d'hexagones bien définis**. Cela signifie que dans la zone B, située plus à l'aval, l'**horizon 2**

**n'est pas encore dans la fenêtre de formation du Hach -Faill** , ce qui confirme bien que la charge sédimentaire est le moteur de la formation de ce faciès.

D'autre part, la longueur des sillons sur cet horizon est beaucoup plus petite. Ainsi, l'apport de fluides sous-jacents pourrait être responsable de la formation d'hexagones de dewatering au diamètre plus petit. La cartographie des sillons sur la base Quaternaire montre que la taille des hexagones est de 1 à 3 km de diamètre, conforme à celle observée sur ce même horizon dans la zone A. Nous avons vu dans le paragraphe précédent que la nature des sédiments contrôle l'espacement entre les failles et donc le diamètre des hexagones. On peut donc en conclure que les propriétés des sédiments de la base Quaternaire sont identiques dans la zone A et dans la zone B. La formation de sillons plus petits est donc contemporaine de l'apport de fluides supplémentaires qui modifient ces propriétés. Une étude de taille de tous les horizons compris dans l'intervalle Quaternaire/Actuel montre que l'horizon enfoui à 30 ms est le premier à être affecté par des sillons dont la longueur est anormalement petite. Cette observation a une implication forte sur la datation des événements d'expulsion de fluides sur le fond de l'eau. Cet horizon pourrait correspondre au premier horizon qui a vu le début de l'expulsion des fluides et la formation des pockmarks dans la zone B. La loi de conversion temps-profondeur, fournie par Total-Fina-Elf, permet de calculer que **l'enfouissement vrai de cet horizon est d'environ 21 m**. D'autre part, les données du log ODP 175, en particulier le forage 1077 réalisés à 25 km au Nord Ouest de cette zone, montre que **les sédiments enfouis entre 22.7 m et 24.09 m ont un âge de 90000 ans**. Cela pourrait signifier que **l'expulsion de fluides a démarré il y a 90000 ans et qu'elle se poursuit encore aujourd'hui**. Les données dont nous disposons ne nous permettent malheureusement pas de déterminer les causes qui ont permis aux fluides de s'échapper.

## **5. IMPLICATIONS SUR LES PROCESSUS DE COMPACTION DANS UN ENVIRONNEMENT DE PENTE CONTINENTALE**

### **5.1 LA REPARTITION DU FACIES HACHE-FAILLE DANS LE BASSIN DU CONGO**

Nous avons vu précédemment que l'IHF affecte principalement le Pliocène. L'intervalle Quaternaire, quant à lui, est affecté par une déformation en sillons qui préfigure le futur réservoir faille sous-jacent. De la même manière, vers la base du Hach -Faill, le rejet le long des failles diminue jusqu'à disparaître et les horizons situés en dessous sont déformés mais ne semblent pas failles. L'IHF peut donc être identifié sur les sections sismiques grâce à un rejet vertical visible le long des failles. Nous avons tenté de cartographier cet intervalle en pointant le sommet et la base des failles, toutes les 100 lignes sismiques en Inline et en Crossline (soit tous les 1250 m). L'interpolation entre tous les points permet d'obtenir deux cartes isochrones de la base et du sommet du Hach -Faill visible sur les sections sismiques. Une carte isopaque de l'intervalle Hach -Faill est ensuite calculée par simple soustraction.



Cette carte isopaque montre que l'intervalle Hach -Faill est plus pais à l'Est, sur le haut de pente, qu'à l'Ouest, vers le bassin (Figure 4.27). Ceci confirme que la charge sédimentaire sus-jacente est le moteur de la formation de l'intervalle Hach -Faill .

D'autre part, cette carte montre également que ce faciès se développe à l'échelle du bassin du Congo, sauf au niveau du canyon actuel du Zaïre, puisque celui-ci rode la pente, et également le long d'une bande de 5 à 7 km de large parallèle au canyon du Zaïre, sur sa rive droite. Dans ce paragraphe, nous allons montrer que l'absence de Hach -Faill le long de cette bande est certainement due à une nature lithologique différente des sédiments en relation avec le canyon du Zaïre proche.

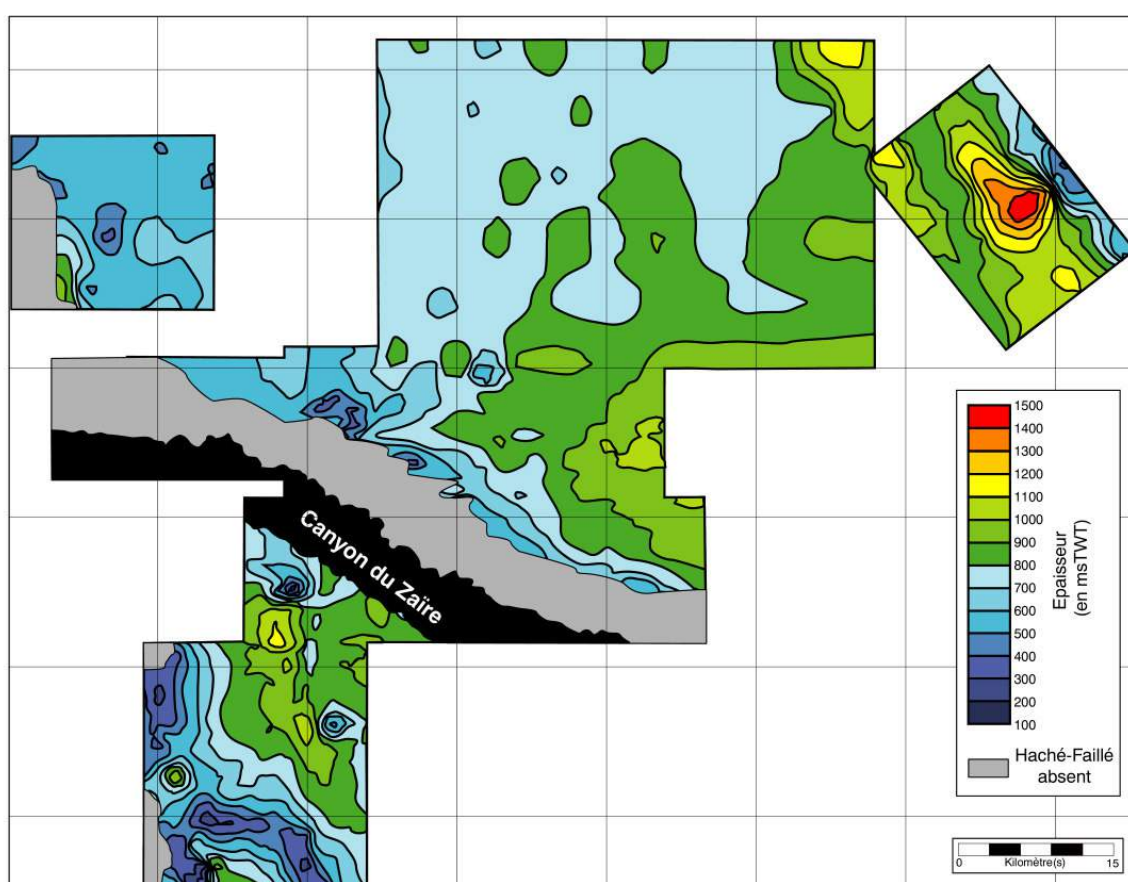


Figure 4. 27 : Carte isopaque de l'intervalle Hach -Faill dans le bassin du Congo. L' épaisseur de l'intervalle Hach -Faill diminue de l'amont vers l'aval, corr l avec un apport sédimentaire progressivement r duit vers le bassin.

## 5.2 LE CONTROLE DE LA NATURE LITHOLOGIQUE DES SEDIMENTS SUR LE DEVELOPPEMENT DU FACIES HACHE-FAILLE

Dans le chapitre 2, nous avons mis en évidence que plusieurs canyons se sont succ d s depuis la base du Pliocène (voire depuis le Miocène sup rieur) à travers des stades successifs d'rosion et de remplissage. Ces canyons ont migré lat ralement sur une

bande de 15 km de large, qui repr sente exactement la largeur cumule du canyon actuel du Zaïre et de la bande non affecte par le faciès Hach -Faille. Cette pal o-vall e , plus large que le canyon actuel, est repr sente sur la carte isochrone du fond de l'eau par deux traits pointill s (Figure 4.28). Au niveau de la bordure Nord de cette pal o-vall e , les isochrones s'infl chissent et sont d vi s vers l'Est. Cela signifie que **la bande entre la bordure Nord du canyon actuel et la bordure nord de la pal o-vall e est topographiquement plus basse que la pente r gionale.**

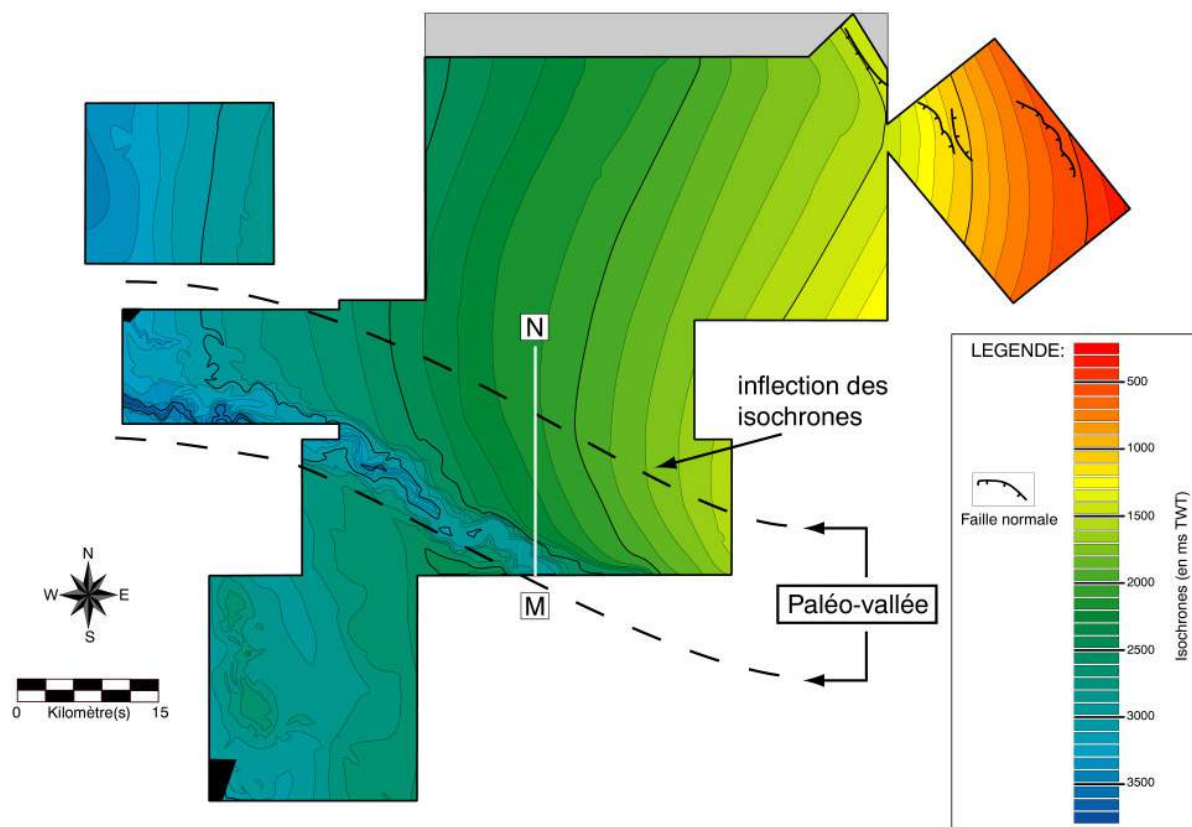


Figure 4. 28 : Carte isochrone du fond de l'eau. Les lignes en pointill repr sentent la pal o-vall e du Zaïre. La bordure nord de cette pal o-vall e est corr l e a vec une inflexion des courbes isochrones sur le fond de l'eau.

La coupe sismique MN, orient e N/S, recoupe à la fois le canyon actuel du Zaïre et la bande non affecte par le faciès Hach -Faille au -dessus de la pal o-vall e (Figure 4.29). Cette coupe montre que l'inflexion des isochrones du fond de l'eau correspond bien à un changement de pente qui se situe exactement à l'aplomb de la bordure Nord de la pal o-vall e du Zaïre. La bande ainsi d finie est plus basse que la pente r gionale et **repr sente un espace disponible pour la s dimentation.** La carotte KZR-31, r a lis e dans cette bande, montre une granulom trie bi-modale plus grossière que celle de la pente. La bande de 7 km de large au Nord du canyon actuel **pourrait donc correspondre à une phase non achev e de remplissage de l'un des pal o-canyon du Zaïre.** La dynamique turbiditique et s dimentaire dans un environnement de canyon sous-marin est encore assez mal connue, mais nous pouvons supposer que le remplissage du pal o-canyon se fait par d bo rdements successifs occasionnels du courant de turbidit .

La nature lithologique des sédiments situés sur la bande de 5 à 7 km de large au Nord du canyon du Zaïre est caractérisée par des argiles plus riches en silts et **les sédiments sont donc plus grossiers**. Il n'y a donc peut-être **pas nécessité, dans ce cas, de développer un faciès Hach-Faill pour expulser les fluides interstitiels** pendant la compaction, puisque la granulométrie permet au réseau de pores intergranulaires de drainer les fluides. Nous voyons encore ici que **la nature lithologique des sédiments est un paramètre important dans le développement de l'intervalle Hach-Faill**.

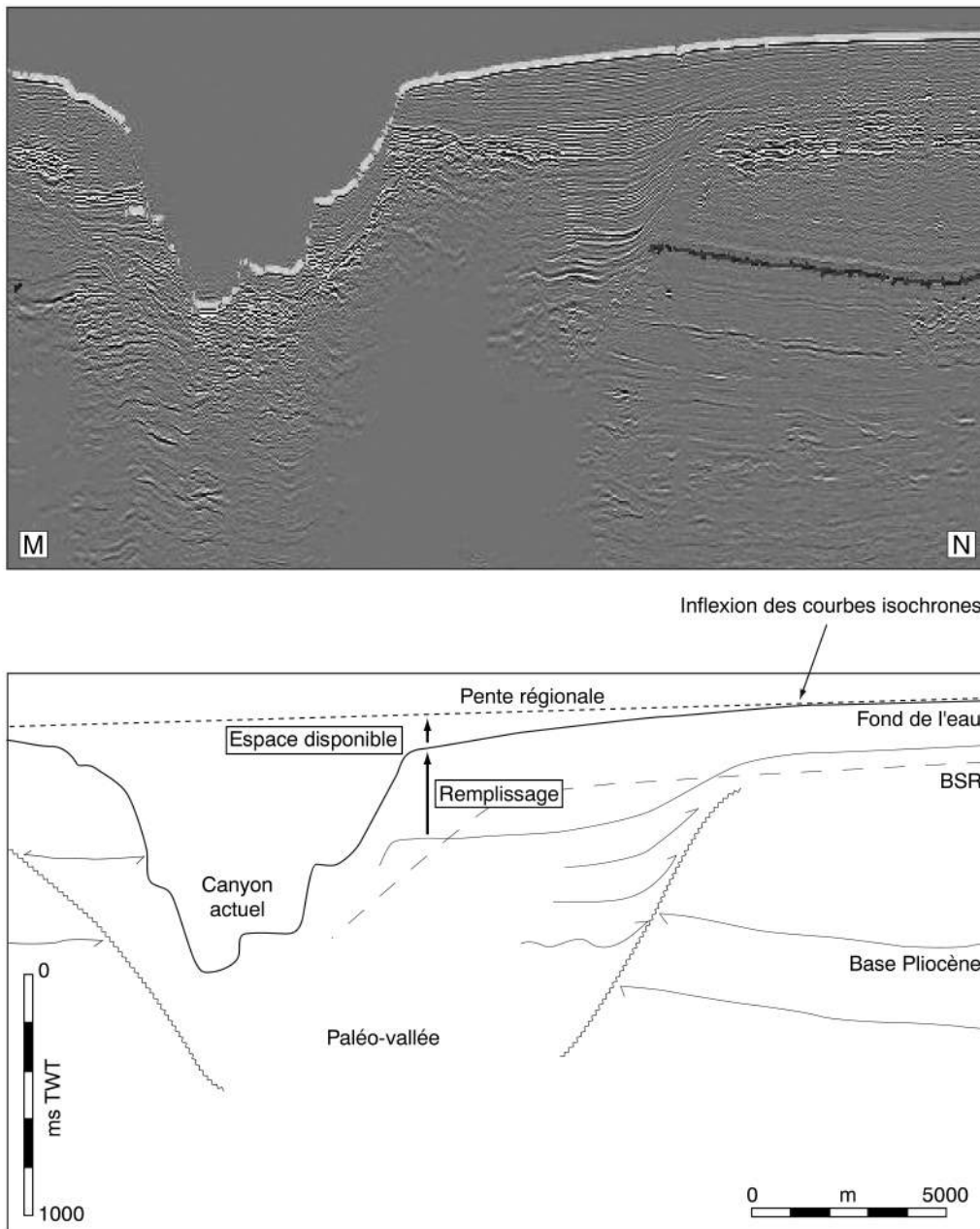


Figure 4. 29 : Profil sismique MN, orient Nord-Sud et recoupant la paléo-vallée du Zaïre. L'inflexion des courbes isochrones correspond effectivement à un changement de pente à l'approche du canyon actuel, sur sa rive droite. Ce changement de pente intervient à l'aplomb de la surface d'érosion de l'un des paléo-canyons et finissant une bande de 5 à 7 km de large topographiquement plus basse que la pente régionale et qui pourrait correspondre à un stade inachevé de remplissage de ce paléo-canyon.

## 5.3 LES PROCESSUS DE COMPACTION DES ARGILES

Les mudstones dominent sur la pente des bassins sédimentaires, représentant 60 à 70% du volume total de sédiments. Lors de leur enfouissement, ils subissent d'nombreux changements physiques liés principalement à la perte progressive des fluides interstitiels. La porosité diminue très rapidement de 80-90% en surface à 5-10% seulement à 5000 m de profondeur (Fisher *et al.*, 1999). Dans le même intervalle, la perméabilité est réduite de plus de 10 ordres de grandeurs (Neuzil, 1994).

L'arrangement des particules et des vides associés caractérise la fabrication d'un matériel. Dans le cas des argiles, cette fabrication peut avoir trois formes fondamentales (Rieke and Chilingarian, 1974) : 1) une structure désorganisée, 2) une structure orientée et 3) une structure en agrégats (ou flocculats). Au moment du dépôt, **une fabrication initiale est imposée qui dépend des conditions environnementales** (composition des sédiments, vitesse de dépôt, conditions chimiques, propriétés d'échanges de cations et d'électrons et présence de matière organique). Ainsi, les argiles marines ont tendance à se déposer sous la forme de flocculats, tandis que les argiles de milieu d'eau douce se déposent avec une fabrication initiale orientée (Müller, 1967 ; Magara, 1978 ; Chamley, 1989). Dans les bassins où le faciès Hach-Faill a été reconnu, il semblait se développer principalement lorsque la granulométrie était suffisamment fine. Les études menées sur la marge cossaise montrent que la fabrication des grains, imposée au moment du dépôt des sédiments argileux, n'est pas directement responsable des forces de tension permettant de générer des fentes et de former un intervalle Hach-Faill (Dewhurst *et al.*, 1999). Ces études mettent en évidence que **l'intervalle Hach-Faill se développe lorsque la granulométrie est suffisamment fine, et plus particulièrement lorsque le rapport de la kaolinite par rapport à la smectite devient faible.**

### **5.3.1 L'impact de la composition des argiles sur la formation de l'ITHF**

La technique d'imagerie par Transmission Electron Microscopy (TEM), réalisée sur des chantillons de kaolinite de 50 nm d'épaisseur, a permis d'obtenir des vues instantanées de l'orientation des particules à plusieurs degrés de contrainte verticale effective (Vasseur *et al.*, 1995). La mesure du grand axe de ces particules montre que, progressivement, elles s'orientent perpendiculairement à la contrainte appliquée. Autrement dit, pendant la compaction, les particules tendent à s'orienter parallèlement entre elles et perpendiculairement à la contrainte effective appliquée, due à la charge des sédiments sus-jacents. Les photos prises au microscope électronique montrent des particules constituées d'une vingtaine de cristaux unitaires plus petits, d'un diamètre de 2000 à 3000 Å et de forme hexagonale. Chaque cristal unitaire correspond à un empilement de 15 à 35 feuillets espacés régulièrement de 7 Å. Pendant l'enfouissement, et la consolidation qui en résulte, seules les particules semblent se réarranger entre-elles, ce qui suggère que les forces de cohésion qui lient les feuillets entre eux (et les cristaux unitaires mêmes) sont très fortes.

Sur la marge Ecossoise, **le taux d'extension le long des failles de l'intervalle Hach -Faill a augmente lorsque la proportion de kaolinite (et d'illite) par rapport à la smectite est plus forte** (Dewhurst *et al.*, 1999). La présence de kaolinite/illite semble donc être un inhibiteur de la formation de l'intervalle Hach -Faill , ce qui pourrait être dû aux forces de cohésion très fortes qui lient les feuillets de kaolinite entre eux. En r a lit , **pendant les stades pr c oces de la compaction, les s diments riches en smectite forment un gel rigide car la smectite r a git avec la solution lectrolytique environnante**, tandis que la kaolinite ou l'illite r a gissent beaucoup moins. Pendant l'enfouissement, la charge s dimentaire sus-jacente g nère dans le gel rigide riche en smectite des contraintes lastiques (dites de Bingham), qui pourraient être responsables de la contraction et de l'ouverture des fentes (Dewhurst *et al.*, 1999).

### **5.3.2. La formation de l'IHF dans les bassins du Congo et de l'Angola**

Dans le bassin du Congo, les seules informations sur les min raux argileux dont nous disposons correspondent aux donn e s acquises pendant le leg ODP 175, en particulier sur le site 1077, le plus proche de la zone d' tude (Pufahl *et al.*, 1998). Cependant, les auteurs n'ont pas utilis d 'chantillons orient s pendant les mesures en diffraction X. Nous n'avons donc pas pu tenir compte des teneurs obtenues en kaolinite, smectite et illite. D'autre part, les carottages gravitaires superficiels, r a lis s pendant les campagnes ZAIANGO, ZAICAR et ZAIROV (1998-2000), ne permettent pas de traverser l'intervalle Hach -Faill . La caract risation des min raux argileux en fonction de l'occurrence de cet intervalle n'a donc pas pu être d termin e e t pourrait faire l'objet d'une tude future.

Dans le Bassin angolais, trois carottes ont t pr lev e s (KZ2-04, FZ2-05 et KZ2-06) afin de d terminer les propri t s g o techniques, physiques et lithostratigraphiques des premiers mètres de s diment dans une zone affect e pa r des sillons. Dans cette zone, la profondeur des sillons est de quelques mètres, mais leur longueur peut atteindre plusieurs kilomètres. **Les r s ultats pr liminaires montrent l'existence d'une couche superficielle surconsolid e, d'environ 2 m d'paisseur, qui repose sur un niveau de très faible r sistance** (Rapport ZAIANGO 1&2, N. Sultan, en cours). Au-delà de 7 m de profondeur, les s diments sont normalement consolid s. **La diff rence de d placement entre la couche superficielle « dure » et la sous-couche « molle » va cr e r une contrainte de traction dans la couche raide. Afin de minimiser cette traction, des fentes se forment, guid es par le fluage de la pente.** Cette surconsolidation pourrait être due à la formation d'un gel dans des s diments riches en smectite. Malheureusement, la composition exacte des min raux argileux n'a pas t d termin e . Le d veloppement d'un p n tromètre de 30 m (en cours à l'Ifremer) devrait permettre de r a liser nombre de mesures *in situ* qui permettront peut-être de confirmer les travaux r a lis s par Dewhurst et Cartwright (1999).

De nombreux forages ont traversé de l'intervalle Hache-Faille, mais aucune structuration interne particulière n'a alors été identifiée. Depuis que cet intervalle a été mis en évidence, quelques auteurs ont observé sur les carottes des structures qui pourraient correspondre au faciès Hache-Faille, comme des microfractures, des zones de cisaillement, ou des brèches (Passchier, 2000).

## 6 CONCLUSION

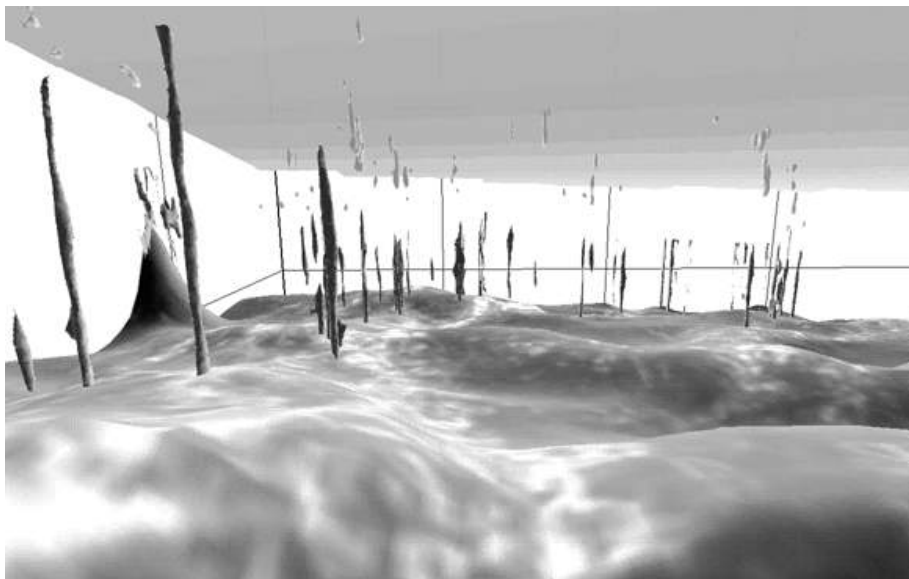
Nous avons vu qu'une étude de taille de la morphologie des sillons sur le fond de l'eau et des failles de l'intervalle Hach -Faille permet de mettre en évidence des **hexagones de dewatering** pendant l'enfouissement superficiel, qui contribuent à la **compaction des sédiments**. Chaque bordure d'hexagone est mieux drainée que le centre et l'eau interstitielle va pouvoir migrer le long des failles. **Pour drainer, et donc compacter le centre de l'hexagone, un nouveau système hexagonal d'ordre inférieur va se développer en son sein**. Autant de réseaux hexagonaux, toujours plus petits, seront nécessaires jusqu'au **drainage complet d'un intervalle donné qui semble être atteint vers 800 msTWT de profondeur**. Au-delà de cette profondeur, soit d'autres mécanismes, physico-chimiques par exemple, rentrent en jeu pour continuer la compaction, soit, la résolution de la sismique ne nous permet pas d'identifier d'hexagones d'ordre inférieur à 3. La mise en place de l'intervalle « Hach -Faille » initie ainsi une multitude de drains verticaux afin d'évacuer l'eau interstitielle contenue dans les sédiments. **Ces drains vont pouvoir être réutilisés par des fluides migrant depuis des niveaux beaucoup plus enfouis**. Finalement, la nature des sédiments sur la pente, la taille des grains et leur arrangement peuvent avoir un effet prépondérant sur les processus de compaction superficiels qui conduisent à la formation d'un réseau de fractures polygonal. Nous allons voir dans le chapitre suivant que cet intervalle Hach -Faille conduit effectivement la plupart des fluides profonds vers la surface permettant d'identifier quelle est la nature des réservoirs enfouis.





## **CHAPITRE V**

### **LES SORTIES DE FLUIDES : MARQUEURS DIRECTS DE LA STRUCTURE ET DE L'HISTOIRE DE LA MARGE**



**Vue en perspective de cheminées de dysmigration de fluides dans le bloc sismique.**

## 1 INTRODUCTION

Depuis la découverte des premiers pockmarks par King (1970), de nombreuses sorties de fluides ont été identifiées sur la plupart des marges à travers le monde. Les données de sismique 2D ont alors permis de montrer que **des failles étaient souvent associées à ces sorties de fluides**, représentant le vecteur principal de la migration à travers la colonne sédimentaire.

Le développement récent de la sismique 3D a permis de considérer les chemins suivis par les fluides dans un espace à trois dimensions et de montrer que les zones de sorties de fluides sont un bon indicateur de réservoirs enfouis (Heggland, 1998b).

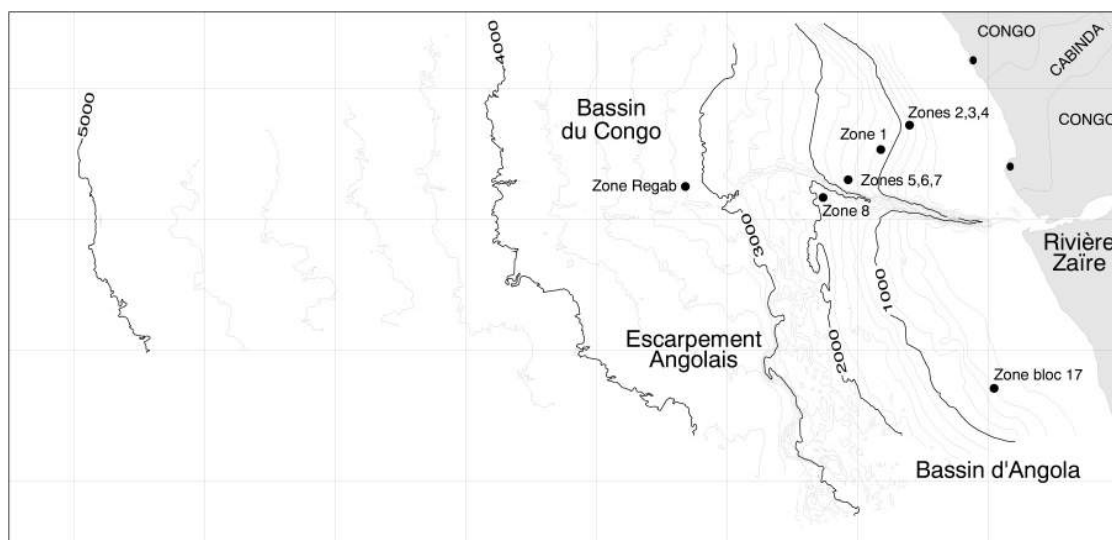


Figure 5. 1 : Carte de localisation des différentes zones étudiées.

Nous allons montrer dans ce chapitre que les **fluides peuvent migrer horizontalement**, à travers des niveaux de forte perméabilité, comme les chenaux turbiditiques, **ou verticalement**, à travers la moindre discontinuité présente dans la couverture sédimentaire, comme les surfaces d'érosion, les cicatrices d'arrachement et surtout les failles. La répartition des sorties de fluides sur le fond de la mer permet alors de comprendre l'origine possible des fluides, leur stockage et leur migration à travers la colonne sédimentaire. L'étude de **l'organisation spatiale des sorties de fluides permet ainsi d'avoir un instantané sur l'histoire de la migration des fluides**.

Nous nous sommes intéressés plus particulièrement aux bassins du Congo et de l'Angola (Figure 5.1) mais quelques exemples sont issus de la marge du Nigeria, que nous n'avons pas localisés ici pour des raisons de confidentialité. Les zones étudiées dans le

bassin du Congo sont reportés sur la carte Dip du fond de l'eau et les profils sismiques commentés au cours de ce chapitre seront localisés sur cette carte (Figure 5.2).

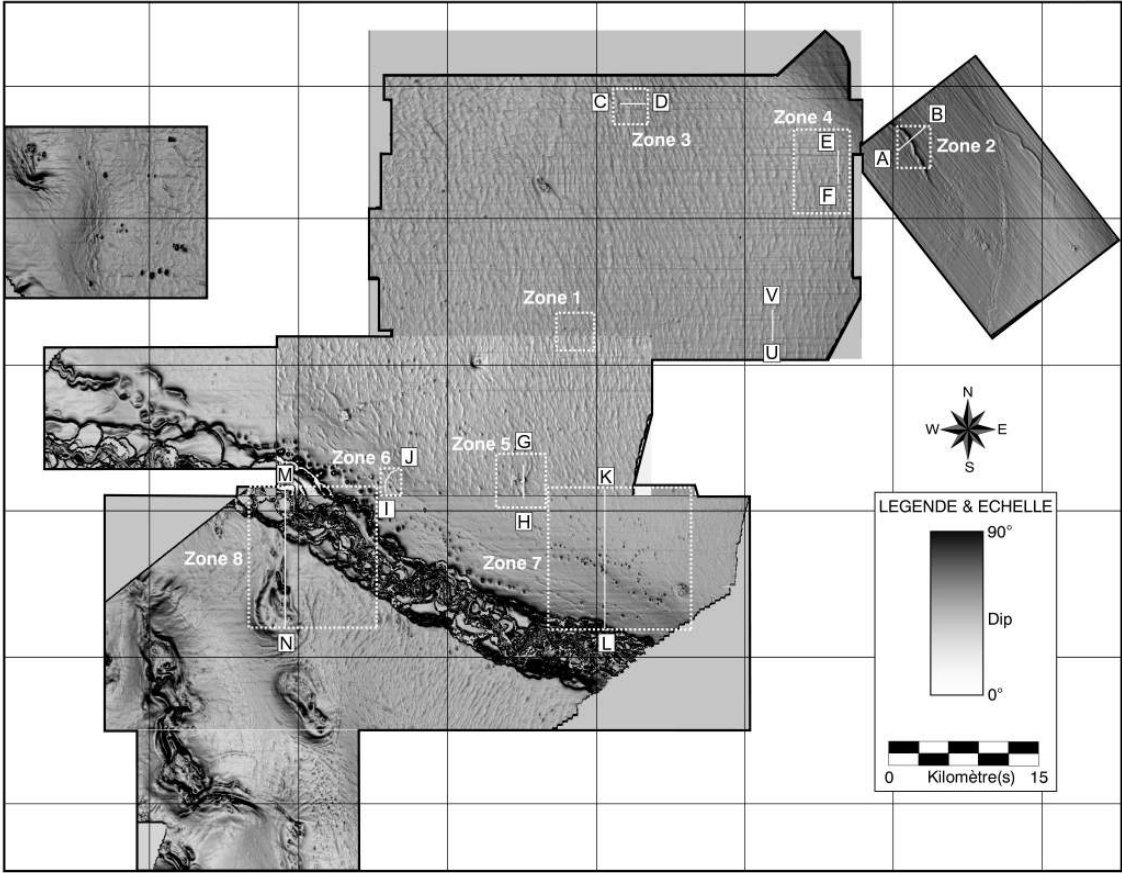


Figure 5. 2 : Carte Dip de la zone du Bassin du Congo, couverte par la sismique 3D avec en encadrés les zones discutées dans ce chapitre et les profils sismiques de référence.

## 2 LES SORTIES DE FLUIDES ASSOCIEES A DES FAILLES

Dans de nombreux bassins travers le monde, en contexte actif ou passif, des pockmarks ou des bio-constructions ont été identifiés sur le fond de l'eau, directement l'aplomb de failles qui ont pu servir de vecteur aux fluides (Hovland *et al.*, 1994 ; Harding, 1998 ; Eichhubl *et al.*, 2000 ; Henry *et al.*, 2002). Bien que les failles majeures représentent des drains particulièrement efficaces pour conduire les fluides vers la surface (Papatheodorou *et al.*, 1993 ; Trasher *et al.*, 1996), nous allons voir travers ce paragraphe que l'intervalle Haché-Faillé, avec sa multitude de failles faible rejet, joue un rôle prépondérant dans la migration des fluides profonds. Dans les bassins du Congo et de l'Angola, il peut servir de chemin alternatif lorsque les failles majeures ne permettent pas aux fluides d'atteindre la surface (par exemple parce-qu'elles sont scellées). **Cette interaction entre les failles majeures qui structurent la marge et les failles à faible rejet vertical de l'intervalle Haché-Faillé offre la possibilité aux fluides d'emprunter plusieurs chemins.** Dans chaque cas, des indices morphologiques sur le fond de l'eau permettent de les distinguer.

Il existe cependant deux exceptions dans lesquelles le Haché-Faillé n'est pas présent : 1) dans le cas de failles associées de s diapirs de sel ou de boue et 2) dans le cas de l'initiation des sillons et des failles en bordure du canyon du Zaïre.

### 2.1 LES ZONES DE SORTIES DE FLUIDES ASSOCIEES A UN RESEAU HACHE-FAILLE

Nous avons vu au chapitre 4 que l'intervalle Haché-Faillé était caractérisé par une multitude de failles faiblement espacées (100 - 200 m) qui représentaient des vecteurs particulièrement efficaces pour l'expulsion des fluides interstitiels et des fluides profonds. Les processus de compaction précoce des sédiments de pente génèrent des sillons sur le fond de l'eau, dont l'orientation est majoritairement N0. Pendant l'enfouissement, deux autres familles de sillons, orientés N40 et N120, apparaissent vers 20 - 30 m de profondeur et définissent en plan un réseau hexagonal. Ces sillons représentent la première manifestation de la contraction des sédiments pour expulser les fluides interstitiels en ouvrant des fentes en mode 1. Pour accommoder la déformation engendrée par la perte de volume, chaque cellule hexagonale va pivoter sur elle-même et les sillons vont évoluer vers des failles faible rejet (mode 2).

Plusieurs études ont identifié que des failles serrées avaient pu conduire des fluides vers la surface, comme sur la marge norvégienne (Hovland, 1983). **Chacune des failles de l'intervalle Haché-Faillé représente donc un drain potentiel pour conduire les fluides profonds jusque sur le fond de l'eau.** Dans un bloc de sismique 3D, il n'est pas facile de caractériser la continuité des sillons et des failles d'un horizon l'autre par tir seulement des attributs géométriques classiques, tels que le pendage ou l'azimut. Par contre certains attributs, calculés pour tout le volume sismique, permettent de mettre en valeur un paramètre particulier. C'est le cas de l'attribut Fault qui permet d'identifier toutes les discontinuités

horizontales et/ou verticales contenues dans le bloc sismique (c.f. Chapitre 1). Cet outil est donc parfaitement adapté pour cartographier en trois dimensions les sillons, les failles et les chemins de migration de fluides.

La carte Dip du fond de l'eau de la zone 1 montre plusieurs pockmarks qui semblent se distribuer le long de sillons rectilignes (Figure 5.3). L'attribut Dip permet de caractériser la morphologie des sillons mais il donne une mauvaise appréciation de leur continuité. Par contre, l'attribut Fault permet de voir que les pockmarks se situent systématiquement à l'extrémité des sillons (Figure 5.3). Comme nous l'avons vu au chapitre 4, chaque extrémité correspond en profondeur à un point triple de jonction de trois failles d'ordre 1, et donc de trois hexagones voisins. Lorsque les sédiments se contractent et forment des hexagones de dewatering, le lieu où l'ouverture est la plus grande se trouve précisément au niveau de ces points triples. Ils représentent donc, comme nous l'avons montré au chapitre 4, des chemins privilégiés pour la migration des fluides profonds vers la surface, d'autant plus que les failles d'ordre 1 affectent tout l'intervalle Hach-Faill.

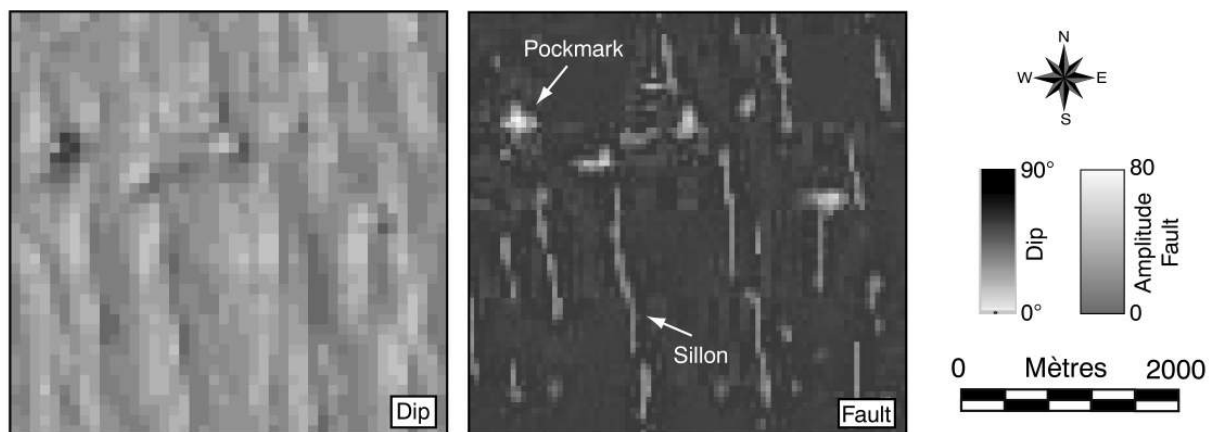


Figure 5.3 : Cartes Dip et Fault du fond de l'eau de la zone 1. L'attribut Fault permet de mettre en valeur toutes les discontinuités horizontales ou verticales. Il est donc particulièrement adapté pour identifier les sillons et les chemins de pockmarks. La carte Fault du fond de l'eau de la zone D permet donc de voir que les pockmarks sont systématiquement localisés à l'extrémité des sillons.

Cette observation a des **implications importantes dans la prévision de la localisation possible des futurs pockmarks**. Une cartographie simple des sillons sur le fond de l'eau permettrait d'établir des zones possibles de sorties de fluides et donc d'estimer un facteur de sécurité.

## 2.2 LA DISTRIBUTION DES SORTIES DE FLUIDES LE LONG DES FAILLES MAJEURES

Le processus le plus couramment invoqué pour expliquer la remontée de fluides le long des failles est une déstabilisation de sédiments chargés en gaz pendant des événements sismiques (Field and Jennings, 1987). Pourtant, **de nombreux pockmarks ont été identifiés le long de fractures majeures** qui structurent les marges passives en dehors

de tout contexte sismique actif (Fischer and Stevenson, 1973). Plusieurs campagnes de géochimie ont confirmé, par ailleurs, qu'il était courant de mesurer de **fortes concentrations d'hydrocarbures** **liés à proximité de ces failles** et que celles-ci représentaient donc des drains particulièrement efficaces pour conduire les fluides vers la surface (Carlisle *et al.*, 1975).

Nous allons montrer, à travers les cas étudiés, que les pockmarks ne se distribuent pas toujours exactement au droit des failles actives et que certains alignements de pockmarks sur le fond de l'eau représentent des marqueurs de failles scellées qui continuent à conduire des fluides profonds jusqu'à la surface grâce à l'intervalle Hatch-Faill.

### **2.2.1. Les pockmarks alignés en tant que marqueurs de failles majeures scellées ou non**

Il est fréquent de trouver des pockmarks alignés le long de failles majeures qui structurent la marge et affectent le fond de l'eau. Nous avons sélectionné trois zones (Zones 2, 3 et 4, *c.f. Figure 5.2*) qui représentent trois cas différents de migration des fluides le long des failles majeures.

#### **a. Les sorties de fluides alignées sur les escarpements de failles**

La zone 2 est localisée sur le haut de pente du Bassin du Congo, caractérisée par une tectonique gravitaire en extension. Plusieurs failles normales ont été identifiées sur le fond de l'eau. En particulier, l'une d'entre elles qui borde l'un des grabens que nous avons identifiés sur les cartes structurales dans le chapitre 2 montre des pockmarks qui se situent systématiquement au pied de l'escarpement, suggérant que **les fluides seraient remontés le long du plan de faille jusque sur le fond de l'eau** (*Figure 5.4*).

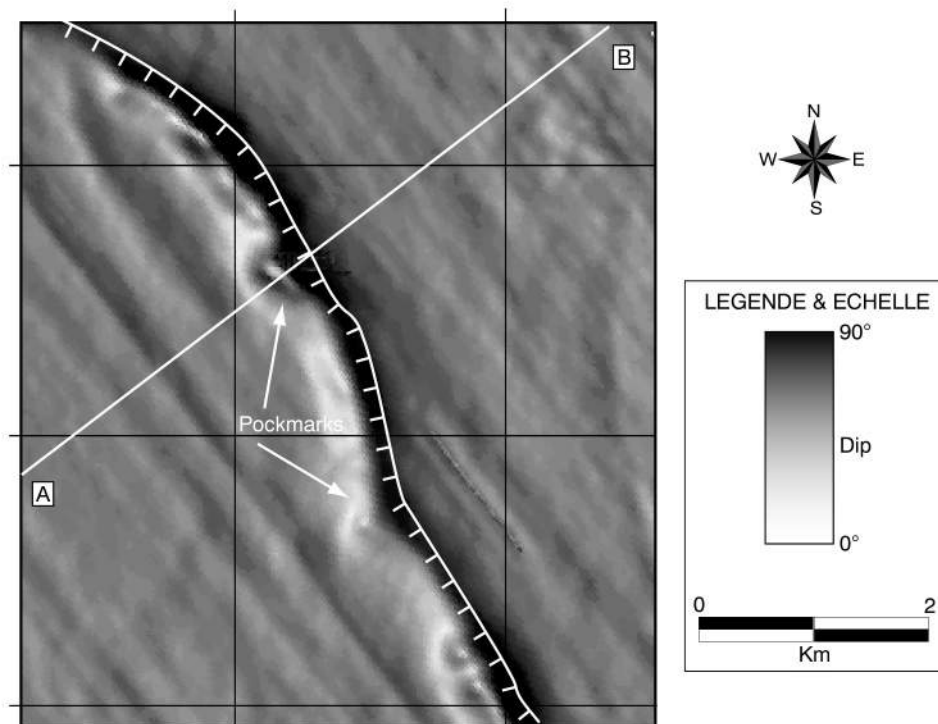


Figure 5. 4 : Carte Dip du fond de l'eau de la zone 2. Des pockmarks s'alignent le long de l'escarpement d'une grande faille normale à vergence sud-ouest qui affecte le fond de l'eau.

Le profil sismique AB, perpendiculaire la faille, montre que la couverture sédimentaire dans la zone 2 est affectée, en réalité, par un faisceau de failles normales (Figure 5.5). Leur rejet diminue vers le haut, traduisant leur caractère syn-sédimentaire. En profondeur, ces failles décalent les niveaux chenaux turbiditiques du Miocène supérieur (c.f. Chapitre 2) qui, en raison de leur forte porosité, représentent des lieux de stockage préférentiels pour les fluides, comme nous le verrons par la suite. L'intervalle Haché-Faillé est présent dans la zone et certaines de ses failles se conjuguent aux failles majeures. Un grand nombre de drains potentiels est donc susceptible de conduire les fluides vers la surface, suivant les mécanismes évoqués au paragraphe 2.1. Pourtant, les pockmarks sont localisés uniquement au niveau de la seule faille qui affecte le fond de l'eau. **Les fluides contenus dans les chenaux ont donc migré à travers le drain le plus efficace, repr se nt à l'heure actuelle par l'une des failles normales majeures qui structurent la marge.** Cette zone est affectée par la subsidence d'un graben. L'alignement des pockmarks sur le fond de l'eau marque les failles bordant ce graben qui représente un environnement favorable la migration des fluides (Larter *et al.*, 2000).

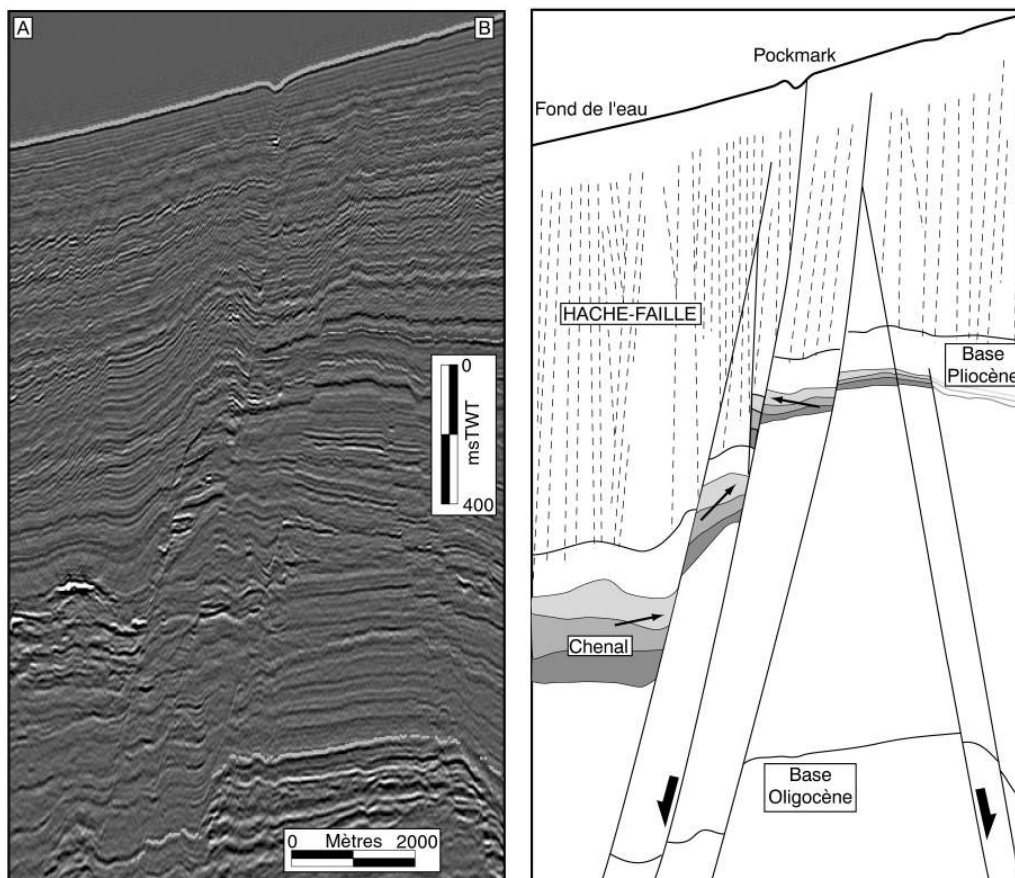


Figure 5.5 : Profil sismique AB, orient NE-SW et, à droite, son interprétation. Toute la série Post-salifère est affectée par un jeu de failles normales qui ont un rejet qui s'atténue vers le haut, indiquant qu'elles ont fonctionné pendant la subsidence. Ces failles déclinent un chenal turbiditique d'âge Miocène supérieur et les fluides qu'il contient circulent uniquement le long de la faille qui atteint le fond de l'eau.

### b. Les sorties de fluides dans le compartiment au toit d'une faille qui affecte le fond de l'eau

Il existe une autre catégorie de pockmarks qui ne sont pas directement sur l'escarpement de faille. Dans la zone 3, plusieurs failles normales sub-affleurantes ont été identifiées. L'une d'entre-elles, orientée NS à NW-SE, affleure sur le fond de l'eau, mais dans ce cas **les pockmarks se situent à quelques centaines de mètres de l'escarpement**, toujours dans le compartiment au toit de la faille (Figure 5.6). Comme nous l'avons vu plus haut, les sillons représentent la trace sur le fond de l'eau des failles d'ordre 1 de l'intervalle Hach-Faill et, dans ce cas également, les pockmarks se situent à l'extrémité des sillons, mais à des distances variables de l'escarpement. Il semble donc que l'on se trouve dans le cas d'un critère d'une migration de fluides à travers l'intervalle Hach-Faill, au sein d'un compartiment au toit d'une faille normale.



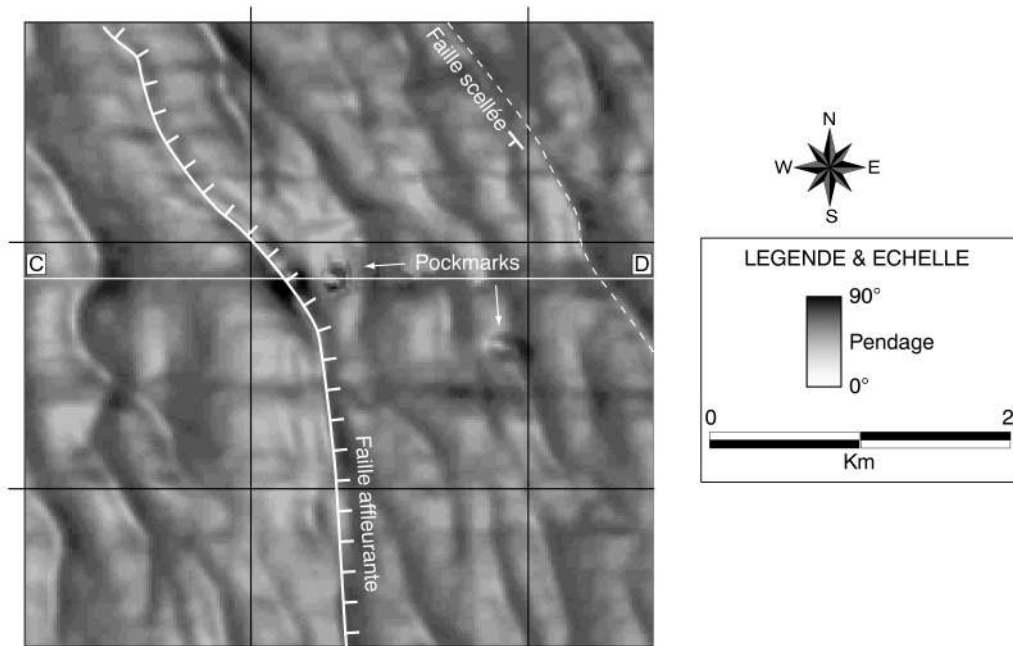


Figure 5.6 : Carte Dip du fond de l'eau de la zone 3. Les fluides ont circulé le long d'une faille normale qui affleure sur le fond de l'eau mais ils ont ensuite emprunté le chemin le plus court à travers l'intervalle Hach -Faille. Les pockmarks seront donc alignés parallèlement à la faille affleurante.

Le profil sismique CD, orienté EW, recoupe l'escarpement de faille et passe au droit de l'un des pockmarks de la zone 3. Ce profil montre qu'il s'agit également ici d'un faisceau de failles normales qui décalent les niveaux de chenaux Miocènes (Figure 5.7). Les fluides contenus dans ces chenaux ont pu aisément migrer le long des failles majeures. Pourtant, le pockmark se situe au droit d'une faille d'ordre 1 de l'intervalle Hach -Faille qui est conjuguée à la faille majeure affectant le fond de l'eau.

Dans ce cas, **il semble que les fluides issus des chenaux turbiditiques aient commencé à migrer le long d'une faille majeure et, une fois parvenus dans les séries plus superficielles, ils aient emprunté un drain plus efficace, représenté ici par l'une des failles de l'intervalle Hach -Faille.**

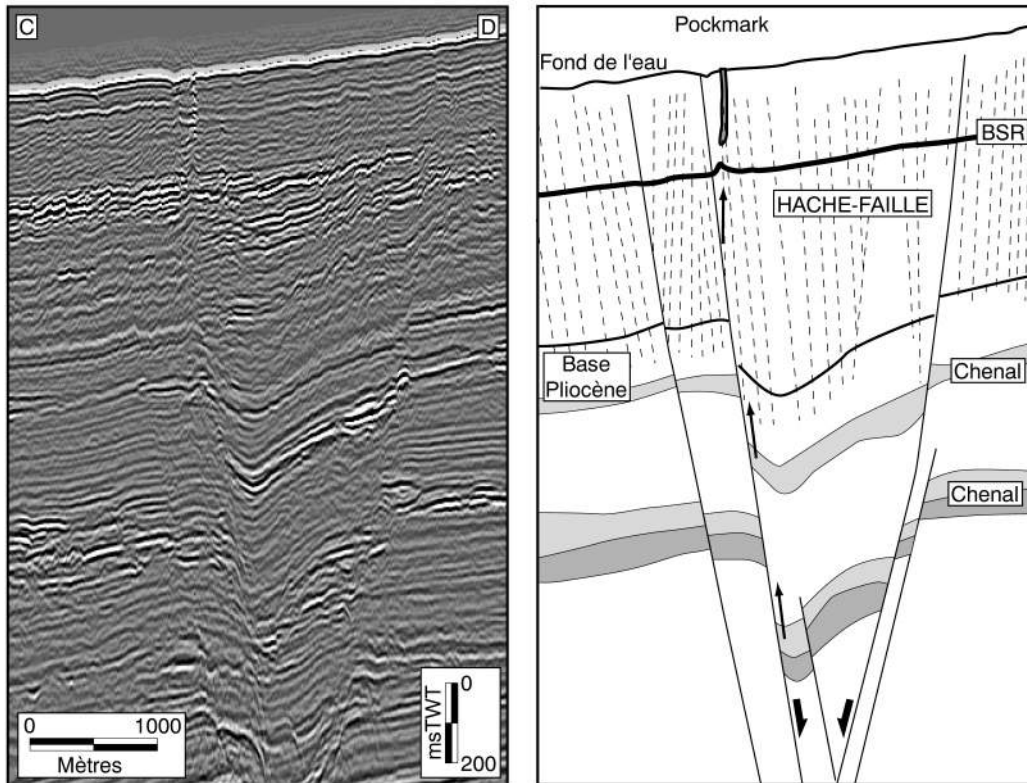


Figure 5. 7 : Profil sismique CD avec son interprétation. Les failles normales découpent des chenaux turbiditiques enfouis, qui servent de réservoir pour les fluides. Ces failles permettent donc aux fluides de migrer vers la surface, mais ils empruntent le chemin le plus court à travers l'intervalle Hache-Faille.

### c. Les sorties de fluides dans le compartiment au toit d'une faille scellée

La zone 4 se situe au niveau d'une faille de bordure de l'un des grabens, orientée NW-SE, dans le domaine en extension du Bassin du Congo (Figure 5.8). Le fond de l'eau de cette zone est caractérisé par de nombreux sillons qui ont une orientation qui dépend de leur localisation par rapport à la faille. En effet, tous les sillons situés dans le compartiment au mur de la faille, c'est-à-dire en dehors du graben, sont orientés majoritairement NS, conformément à l'orientation normale des sillons sur la pente. Par contre, les sillons situés dans le compartiment au toit de la faille, c'est-à-dire dans la dépression creusée par le graben, sont orientés NW-SE, parallèlement aux failles qui bordent ce graben. Ces observations confirment que **l'état de contrainte de la pile sédimentaire joue un rôle primordial sur l'orientation des sillons sur le fond de l'eau**. Cette orientation montre que le graben continue à subir une extension d'axe NE-SE. L'intervalle Hache-Faille dans le graben est donc découplé de celui présent sur la pente (c.f. Chapitre 4).

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, les pockmarks de la zone D se situent toujours dans le compartiment au toit de la faille, à l'extrémité des sillons. Dans ce cas, **la faille normale n'affleure pas sur le fond de l'eau**, mais elle a pu conduire les fluides jusqu'au niveau d'une faille de l'intervalle Hache-Faille avant d'atteindre le fond de l'eau.

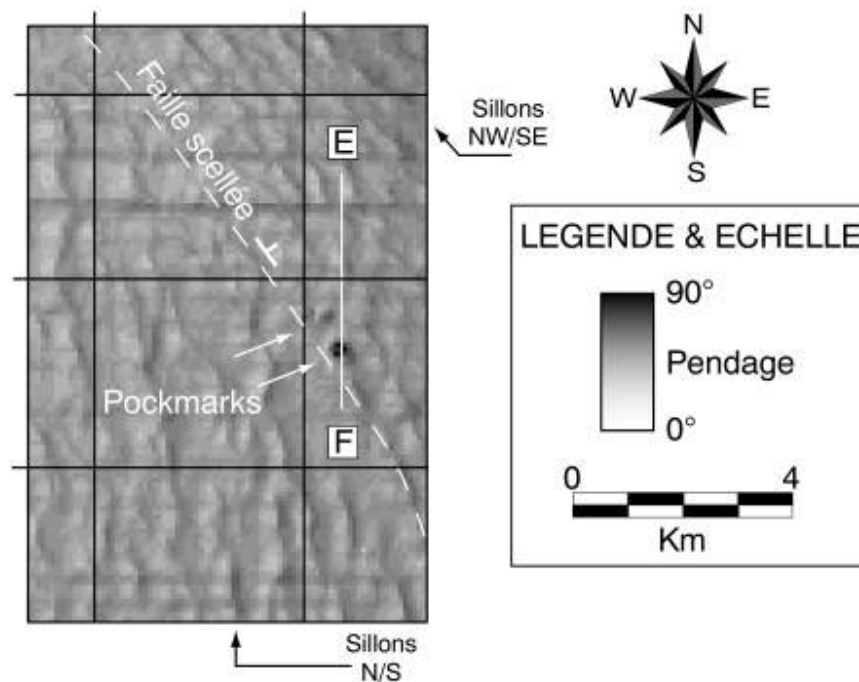


Figure 5. 8 : Carte Dip du fond de l'eau de la zone 4. Les sillons sur le fond de l'eau pr se ntent deux orientations distinctes : 1) une direction N/S conforme à l'orientation des sillons mesur e s ur la pente ; 2) une direction NW/SE qui correspond à l'orientation du graben en extension. Il y a donc un d c ouplage entre les s d iments sur la pente et les s d iments dans le graben qui est à l'origine de la formation de deux intervalles Hach -Faill à la morphologie diff rente. La faille normale de bordure de graben n'affleure pas sur le fond de l'eau et des pockmarks sont pr se nts sur le fond de l'eau, uniquement dans le compartiment au toit de la faille.

La coupe sismique EF, orient e NS et passant par un des pockmarks, est très similaire à la coupe CD (Figure 5.9). Un faisceau de failles normales, orient e s NW-SE, borde le graben mais, dans ce cas, aucune d'entre elles n'atteint le fond de l'eau. **Il s'agit donc de failles scell es** par une couverture s d imentaire de quelques dizaines de mètres d' pa isseur. En profondeur, ces failles affectent les niveaux de chenaux enfouis du Miocène sup rieur. Les fluides qu'ils contiennent, ou des fluides plus profonds, ont pu migrer le long des plans de failles mais ils n'ont pas t e xpuls s sur le fond de l'eau via ce chemin puisque aucun pockmark n'est pr sent au niveau de la trace de la faille sur le fond de l'eau. Par contre, la chemin e de d ysmigration de fluides, pr sente sous le pockmark dans le compartiment au toit de la faille, se branche directement sur l'une des failles de l'intervalle Hach -Faill . Au milieu de cet intervalle, plusieurs portions de r flecteurs de forte amplitude pourraient correspondre à des poches de gaz qui serviraient alors de rervoir interm d iaire pour les fluides. La faille sur laquelle se branche la chemin e de d ysmigration de fluides est conjugu e à l'une des failles normales majeures qui d calent les chenaux turbiditiques enfouis. **Il s'agit encore ici d'un cas de migration composite** dans lequel les fluides issus des chenaux du Miocène sup rieur, ou de niveaux plus profonds, ont d'abord circul le long des failles majeures avant d'emprunter un chemin qui leur permettait d'atteindre la surface, repr sent ici par une faille de l'intervalle Hach -Faill .

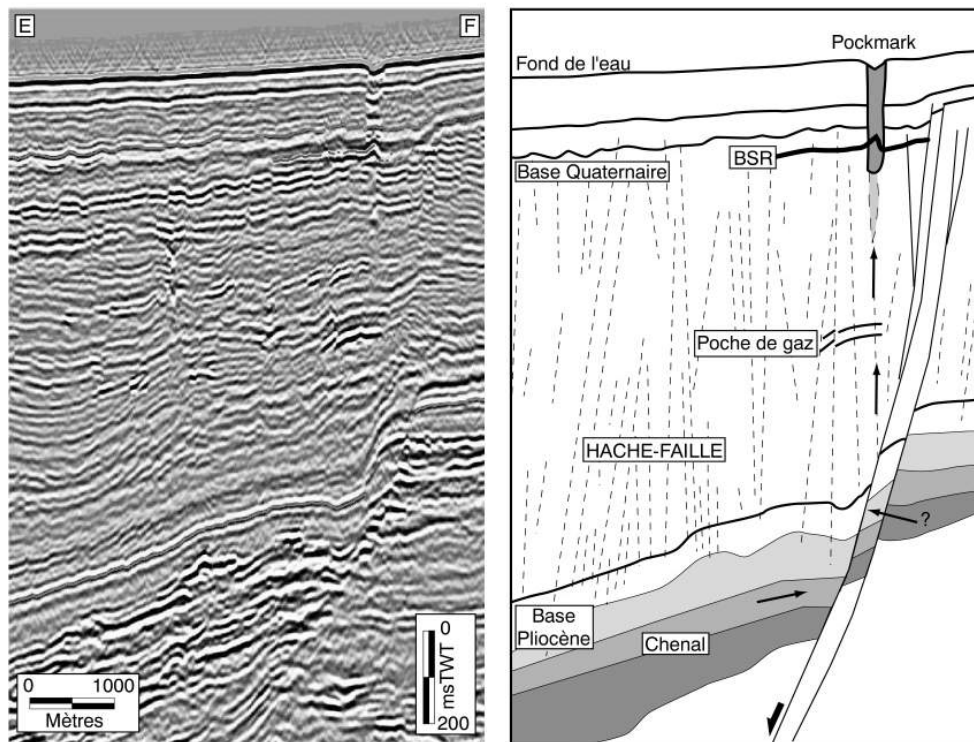


Figure 5.9 : Coupe sismique EF. Les fluides sont certainement issus du chenal turbiditique enfoui et sont remontés dans un premier temps le long du système de failles majeures en amont-pendage. Ils ont ensuite emprunté l'une des failles de l'intervalle Hache-Faille pour atteindre le fond de l'eau.

#### d. L'alignement de constructions récifale, marqueur de failles profondes

Plusieurs campagnes bathymétriques et sismiques ont mis en évidence sur le fond de la mer **des monts sous-marins de près de 1 km de diamètre pour 100 m de haut**, qui ne se développent qu'à des bathymétries inférieures à 800 m (Hovland *et al.*, 1994). Dans un contexte de pente continentale sur marge passive, la taille imposante de ces massifs suggère qu'ils avaient été **construits par des organismes vivants, comme c'est le cas pour les récifs**. L'étude menée dans le bassin de l'Angola a mis en évidence des monts sous-marins de taille similaire. Une plongée ROV (*c.f. Chapitre 3*) a confirmé cette première hypothèse en montrant que ces monts sont effectivement le résultat de l'empilement de récifs cimentés par des carbonates dont seul le sommet est vivant et **qui vivent au dépend des sorties de méthane**. Ces dômes récifaux sont généralement alignés sur plusieurs kilomètres, voire plusieurs dizaines de kilomètres, soulignant des failles enfouies qui ont pu conduire les fluides vers la surface (Sager *et al.*, 1992). Dans le cas des récifs construits d'Angola, **leur alignement marque une faille scellée** qui n'affleure pas sur le fond de l'eau (non illustrée ici). La zone du Bloc 17 se situe dans le domaine en extension de la marge angolaise, et les failles normales majeures qui affleurent sur le fond de l'eau sont toutes orientées NW-SE, c'est-à-dire parallèles à l'alignement des récifs (*Figure 5.10*).

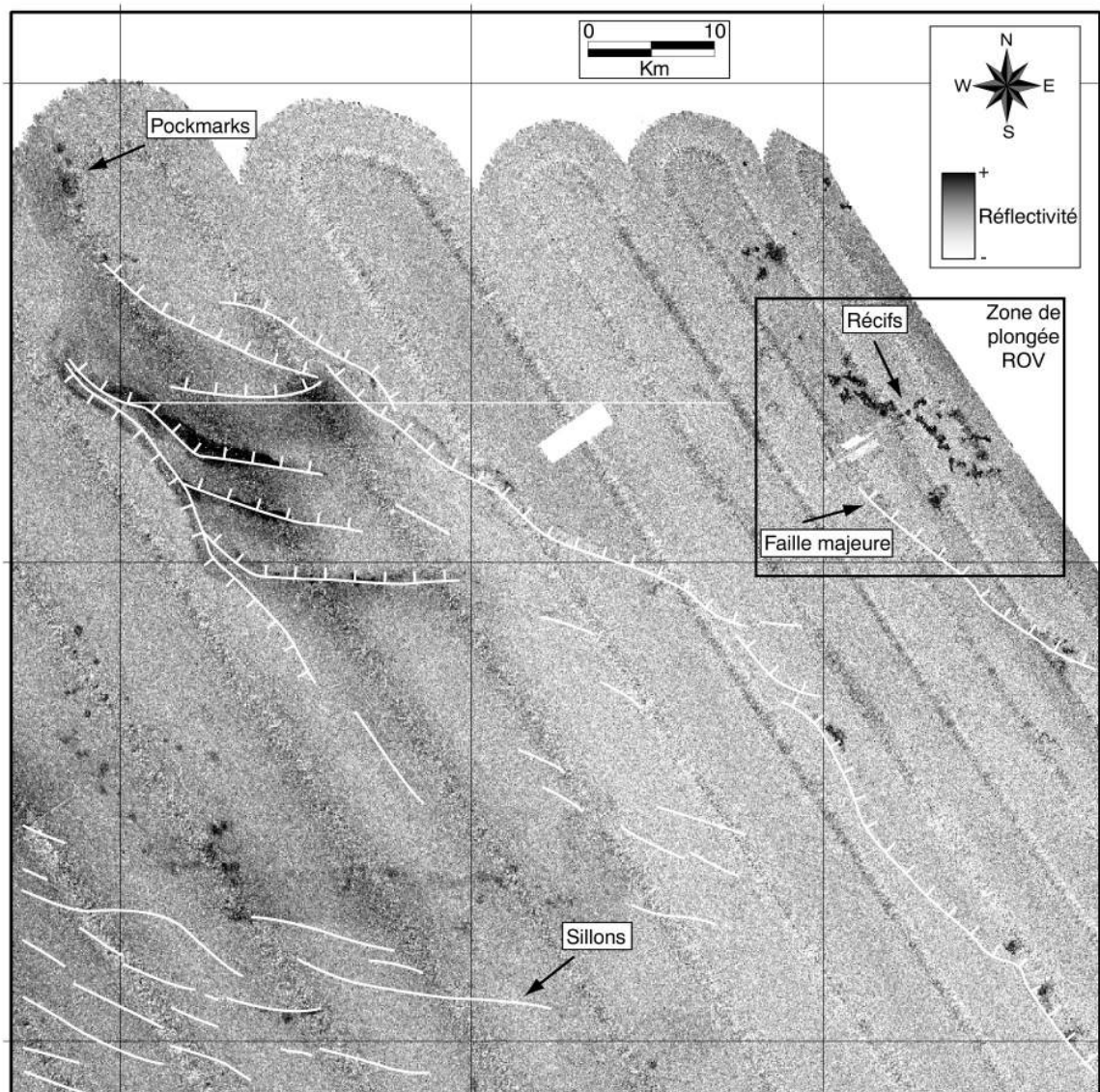
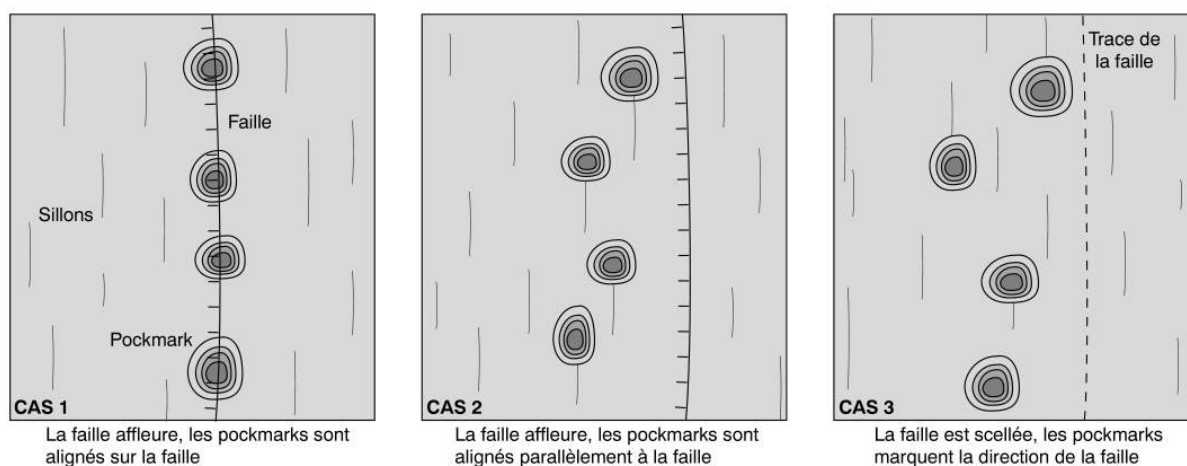


Figure 5. 10 : Carte EM12 de la zone du Bloc 17, avec son interprétation structurale (surimpression blanche). L'alignement des récifs est orienté NW-SE, parallèle aux failles normales qui structurent cette zone.

## **2.2.2 Le modèle de répartition des pockmarks associés à des failles majeures**

Nous venons de voir que **les failles majeures représentent le vecteur principal de la migration des fluides** sur la marge du Congo. Cependant, la présence d'un intervalle Hach - Faille offre une possibilité de migration alternative lorsque les failles majeures ne permettent pas aux fluides d'atteindre la surface. **La répartition des pockmarks sur le fond de l'eau peut donc être un indicateur d'une faille affleurante ou scellée** (Figure 5.11). Ainsi, lorsque les pockmarks sont alignés de façon rectiligne sur le fond de l'eau, ils marquent une faille affleurante ou sub-affleurante. Lorsque les failles de l'intervalle Hach - Faille sont conjuguées à une faille majeure, les fluides vont emprunter le chemin le plus court

pour atteindre la surface. Dans ce cas, même si la faille affleure sur le fond de l'eau, les pockmarks seront plus ou moins alignés parallèlement à l'axe de la faille. Lorsque la faille est scellée, les fluides cherchent également un autre chemin, et l'intervalle Hach-Faille leur permet d'atteindre le fond de l'eau. De la même manière que pour le cas précédent, les pockmarks seront plus ou moins alignés sur le fond de l'eau. Cette répartition semble également applicable pour tous types de sorties de fluides, comme les rifs, mais dans ce cas **les pockmarks se distribuent systématiquement dans le compartiment au toit de la faille** qui a conduit les fluides.



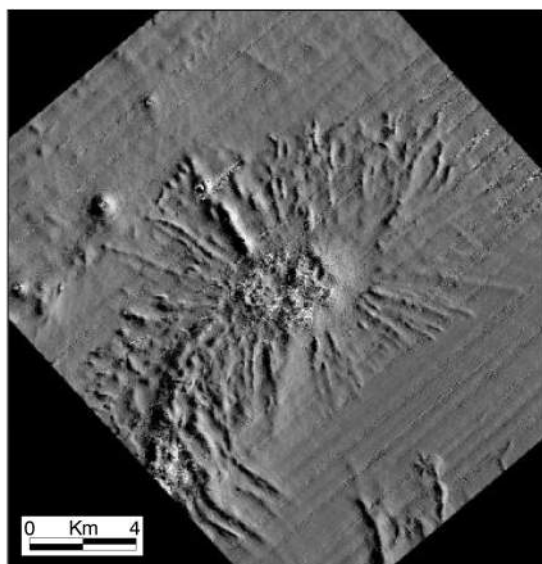
**Figure 5. 11 : Modèle de répartition des pockmarks sur le fond de l'eau, associés à une faille majeure. Dans le premier cas, les pockmarks sont alignés sur une faille qui affleure sur le fond de l'eau. Dans le deuxième cas, la faille affleure et les pockmarks sont alignés parallèlement à l'axe de la faille. Dans le troisième cas, la faille est scellée et n'affleure pas, mais les fluides ont trouvé un chemin (ici l'intervalle hach-faille) qui leur permet d'atteindre le fond de l'eau et les pockmarks sont alignés parallèlement à la direction de la faille.**

## **2.3 LES SORTIES DE FLUIDES ASSOCIÉES À DES DIAPIRS**

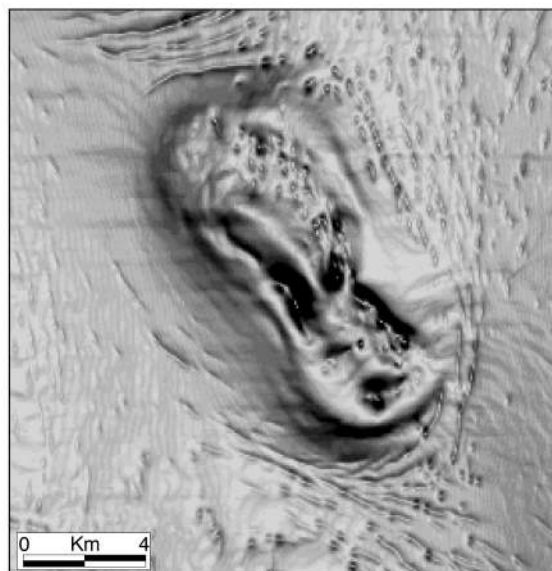
### **2.3.1 Le cas des diapirs de sel**

La remontée de diapirs de sel provoque une **intense déformation** de la couverture sédimentaire se traduisant par la **formation de failles** à leur extrados qui peuvent atteindre le fond de l'eau. Ces failles sont **soit concentriques autour de l'axe de la remontée, soit radiales depuis ce même axe** (Figure 5.12). Ces deux distributions de failles traduisent des comportements mécaniques différents de la couverture sédimentaire soit en fonction de l'état de surpression des fluides au niveau de la tête du diapir, soit en fonction de l'enfouissement du diapir (Rowan *et al.*, 1999). Les failles radiales pourraient être associées à un diapir encore enfoui qui engendre une forte surpression dans la couverture pendant son ascension, tandis que les failles concentriques correspondraient à un effondrement de la couverture sédimentaire, après dissolution du sel par les fluides superficiels, lorsque la tête du diapir est stabilisée dans un domaine proche du fond de l'eau. **La remontée des diapirs de sel**

s'accompagne souvent d'une remontée de fluides profonds qui vont pouvoir migrer ensuite jusque sur le fond de l'eau (Kornacki *et al.*, 1994 ; Taylor *et al.*, 2000).



Failles radiales

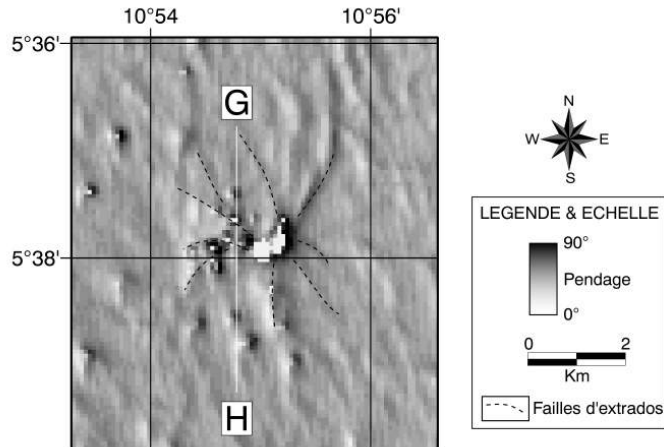


Failles concentriques

Figure 5. 12 : Cartes ombrée et Dip du fond de l'eau dans la zone Nigeria (à gauche) et dans le bassin du Congo (à droite). Dans le premier cas, un groupement de pockmarks se situe au centre d'un faisceau de failles radiales. Dans le deuxième cas, les failles sont concentriques autour d'un dôme.

Il est donc fréquent d'observer des chemins de dysmigration de fluides directement au-dessus des diapirs (Trasher *et al.*, 1996), le long des failles d'extrados. Ces anomalies d'amplitude dans la colonne sédimentaire ont été interprétées comme des zones dans lesquelles les sédiments sont chargés en gaz et des sorties de fluides sont souvent présentes sur le fond de l'eau (Hovland, 1985 ; Schmuck and Paull, 1993 ; Kornacki *et al.*, 1994).

Dans le bassin du Congo, le glissement gravitaire de la couverture sédimentaire sur les séries vaporitiques de l'Aptien entraîne la formation d'un front de déformation et la remontée massive de sel au niveau de l'escarpement angolais où des diapirs de sel affleurent sur le fond de l'eau (*c.f. Chapitre 2*). Cette déformation s'atténue progressivement vers le Nord, et au-delà du canyon du Zaïre, les diapirs de sel ne semblent pas affleurer. Pourtant plusieurs marqueurs trahissent leur présence dans les sédiments superficiels, comme des failles radiales autour d'un regroupement de pockmarks. Dans la zone 5 (*c.f. Figure 5.2 pour localisation*), plus d'une dizaine de pockmarks sont concentrés sur 4 km<sup>2</sup>, et plusieurs linéaments, de 1 à 2 km de long, rayonnent autour d'eux (*Figure 5.13*). La fracturation de la couverture sédimentaire par la poussée diapirique entraînerait la formation de failles radiales par lesquelles des fluides vont pouvoir remonter et former des pockmarks sur le fond de l'eau.



**Figure 5. 13 : Carte Dip de la zone 5. Un groupe d'une dizaine de pockmarks se trouve au centre d'un faisceau de failles radiales qui se sont formés pendant la poussée d'un diapir enfoui.**

Le profil sismique GH est orienté NS et passe à l'aplomb de ces pockmarks et du diapir sous-jacent (*Figure 5.14*). **La poussée diapirique** représente un véritable clou thermique dans les sédiments superficiels et **va donc rebrousser vers le haut les isothermes**. Le BSR marque la base de la zone de stabilité des hydrates. Comme nous l'avons vu au chapitre 2, il est un marqueur de conditions particulières de pression et de température à la base de la zone de stabilité des hydrates. **Au-dessus du diapir, le BSR est rebroussé vers le haut, ce qui indique un effet thermique encore actif aujourd'hui.** Sous le BSR, plusieurs réflecteurs de forte amplitude correspondent à des sédiments chargés en gaz libre. Ce gaz va pouvoir migrer le long des failles d'extrados du diapir et former des chemins de dysmigration de fluides, clairement identifiés sur le profil sismique GH. **Alors que la déformation engendrée par le diapir de sel n'atteint pas encore le fond de l'eau, les pockmarks sont les seuls à trahir sa présence.** Le regroupement de pockmarks sur le fond représenterait donc un indicateur clair de la présence d'un diapir sous-jacent en train de percer la couverture.



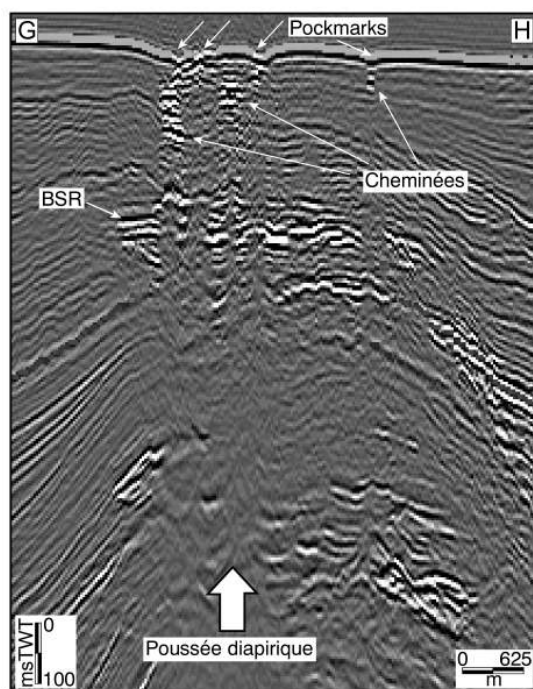


Figure 5. 14 : Profil sismique GH situ à l'aplomb d'un diapir de sel. Les fluides peuvent circuler aisément le long des failles qui ont permis la mise en place du diapir. De plus, la poussée diapirique engendre une déformation intense de la couverture sédimentaire et la formation de faille à l'extrados.

### **2.3.2. Le cas des diapirs et des volcans de boue**

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, **les remontées de fluides peuvent s'accompagner d'une remontée de sédiments composés d'argile (cas du Niger par exemple) et/ou de sable (cas du Golfe du Mexique par exemple) et de fragments biogènes.** Ces fluides sont souvent issus de compartiments en surpression et peuvent remonter à la faveur de failles pour former de véritables diapirs (Hedberg, 1974 ; Prior *et al.*, 1989 ;Hovland, 1991). Dans des cas extrêmes, lorsque la remontée de boue et/ou de sable atteint le fond de l'eau, elle forme respectivement des volcans de boue dont le diamètre peut atteindre 2 à 3 km (Reed *et al.*, 1990) ou des nappes/dômes sableux (Neurauter and Roberts, 1994). Plusieurs campagnes océanographiques réalisées sur des sites de volcans de boue ont montré qu'ils s'alignaient sur les failles ou les accidents structuraux majeurs (Hieke *et al.*, 1996).

## **2.4 LES « MICRO-POCKMARKS », STADE PRECOCE DE LA FORMATION DES SILLONS**

Dans le bassin du Congo, il existe une **population de pockmarks dont le diamètre est inférieur à 200 m.** Ils sont **alignés de façon plus ou moins rectiligne dans le prolongement des sillons** orientés NW-SE (*Figure 5.15*). Ils se distribuent préférentiellement dans une bande de 5 km de large qui borde la rive droite du Canyon du Zaïre. Nous avons vu dans le chapitre 2 que cette bande correspondait à plusieurs paléo-

vallées du Zaïre et que la sédimentation y était plus grossière. L'orientation des sillons dans cette bande est unique et leur morphologie ne correspond pas au faciès identifié sur le reste de la zone d'étude et qui correspond à la trace sur le fond de l'eau de l'intervalle Hach - Faill . Tout le long de cette bande, **les sillons sont orientés parallèlement au canyon du Zaïre**. Celui-ci incise la pente sur près de 1000 m, ce qui représente un véritable bord libre. **Les sillons pourraient ainsi représenter la trace d'une extension due au fluage de la couverture** suivant le bord libre du canyon.

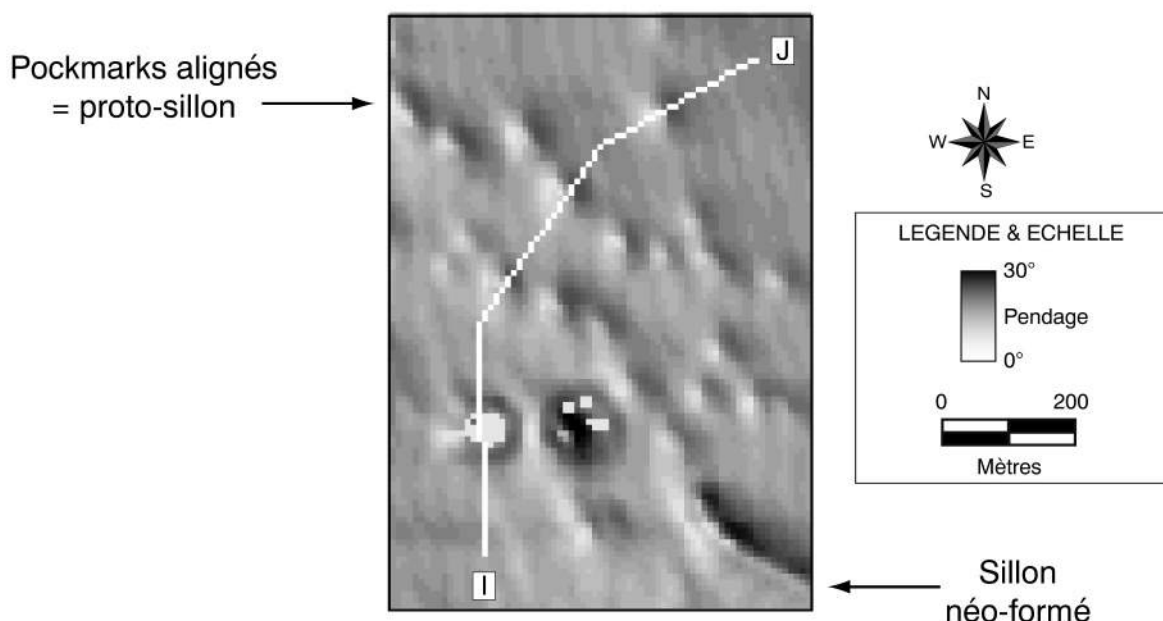


Figure 5. 15 : Carte Dip de la zone 6 (Voir figure 5.2 pour localisation). Cette zone est couverte de micro-pockmarks dont le diamètre est inférieur à 200 m.

La coupe IJ est orientée globalement NE-SW, c'est à dire perpendiculairement à l'axe du canyon (Figure 5.16). Elle montre que, **sous les petits pockmarks, les réflecteurs sont rebroussés vers le bas**, définissant des dépans dont le diamètre est identique à celui des pockmarks sur le fond de l'eau. Les réflecteurs n'ont pas une amplitude anormale, ce qui permet de dire qu'il **ne s'agit pas d'un effet de pull-down** et que ce rebroussement est réel. Ces dépans pourraient donc correspondre à des paléo-pockmarks maintenant enfouis. **L'extension de la couverture due au fluage vers le canyon peut créer des fentes par lesquelles les fluides interstitiels vont s'écouler, formant des micro-pockmarks** sur le fond de l'eau. Pendant le fluage et la sédimentation, les pockmarks vont migrer progressivement vers le canyon et les fentes vont être de plus en plus denses et connectées. **Lorsque les pockmarks sur le fond de l'eau sont suffisamment nombreux, ils deviennent coalescents et forment de véritables sillons.**

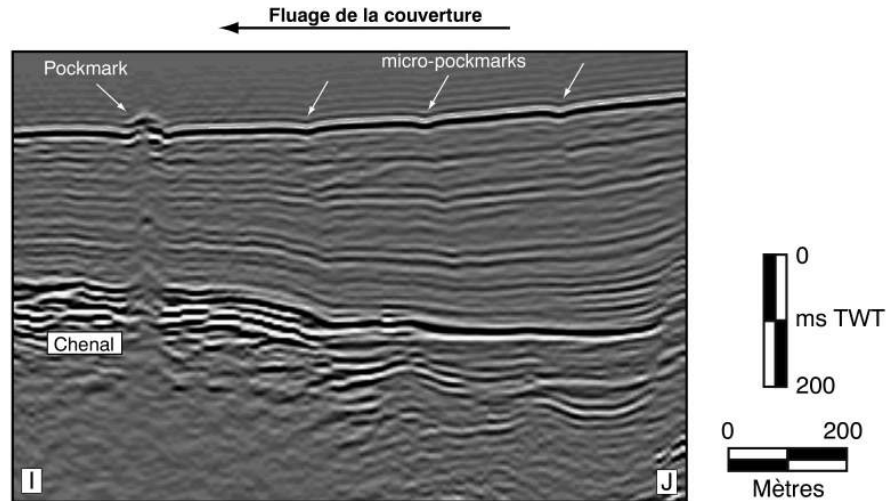


Figure 5. 16 : Profil sismique IJ, issu de la sismique 3D. Ce profil recoupe plusieurs micro-pockmarks, montrant que cette expulsion est p renne dans le temps.

Occasionnellement, des fluides provenant de niveaux plus enfouis vont profiter de ces fentes et de ces sillons pour s' chapper formant sur le fond de l'eau des pockmarks, dont le diamètre est sup rieur à 200 m. Nous voyons ici le couplage entre le fluage de la pente qui ouvre des fentes et la s d imentation qui g nère une surcharge permettant aux fluides interstitiels de s' chapper.

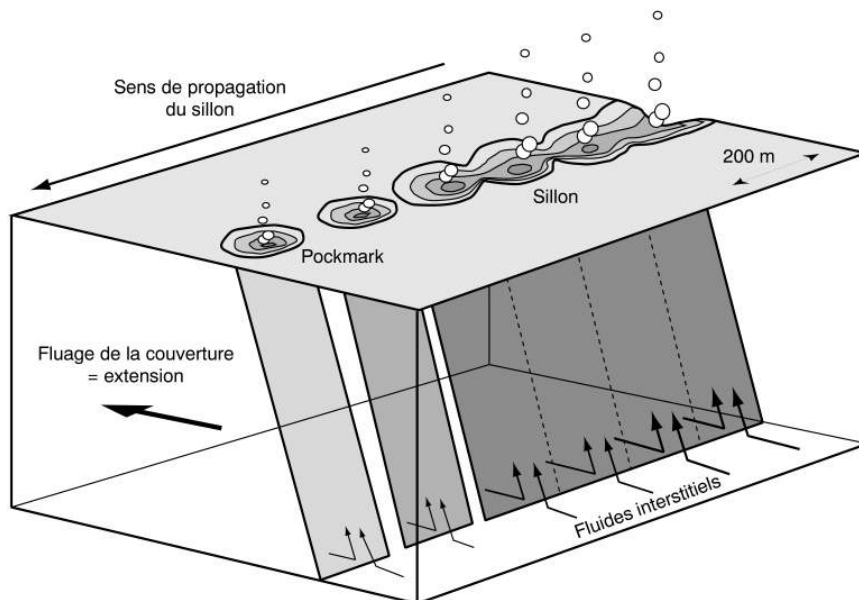


Figure 5. 17 : Bloc diagramme repr se ntant la formation des micro-pockmarks due à l'expulsion des fluides interstitiels pendant le fluage de la couverture.

Nous proposons donc un modèle de formation des micro-pockmarks li à l'expulsion des fluides interstitiels (*Figure 5.17*). Au cours de la s d imentation sur la pente, les fentes deviennent plus nombreuses, ce qui permet à un plus grand nombre de pockmarks de se

développer sur le fond de l'eau, jusqu'à ce qu'ils soient coalescents et forment des sillons. **L'alignement rectiligne de micro-pockmarks, dont le diamètre est inférieur à 200 m, représente ainsi un stade précoce de la formation des sillons et nous les avons appelés proto-sillons.** L'alignement des micro-pockmarks dans le prolongement de sillons déjà formés représente le sens de propagation des sillons et donne ainsi une indication sur la direction de l'apport sédimentaire. Nous voyons donc ici que cet alignement étant SE-NW, parallèle au canyon du Zaïre, celui-ci a un impact direct sur l'apport sédimentaire sur la pente, bien qu'il soit encaissé de plus de 1000 m à cet endroit.

L'effet de bord libre conduit à un **champ de contraintes non radial orientant le chemin des fluides suivant la contrainte minimum** qui, dans ce cas, est parallèle au bord du canyon. Bien que la nature lithologique des sédiments soit plus grossière dans cette zone, il n'y a pas nécessité de développer des hexagones de dewatering (donc un intervalle Hach -Faille) puisque le fluage ouvre des fentes qui permettent aux fluides interstitiels de s'échapper facilement.

### 3 LES DISCORDANCES ET LES DISCONTINUITES, VECTEURS DE MIGRATION

#### 3.1 LES POCKMARKS ALIGNES, MARQUEURS D'UN PALEO-CANYON DU ZAÏRE

Nous avons identifiés dans la zone 7 (c.f. Figure 5.2 pour localisation) un grand nombre de pockmarks, espacés de 500 à 1000 m en moyenne, qui sont alignés selon une direction NW/SE à peu près rectiligne (Figure 5.18). En raison des similitudes morphologiques de ces pockmarks et de leur répartition sur le fond avec les pockmarks associés à des failles, la première interprétation proposait qu'une faille avec un pendage vers le Sud-Ouest contrôlerait la bordure Nord du canyon du Zaïre (Lopez, communication orale).

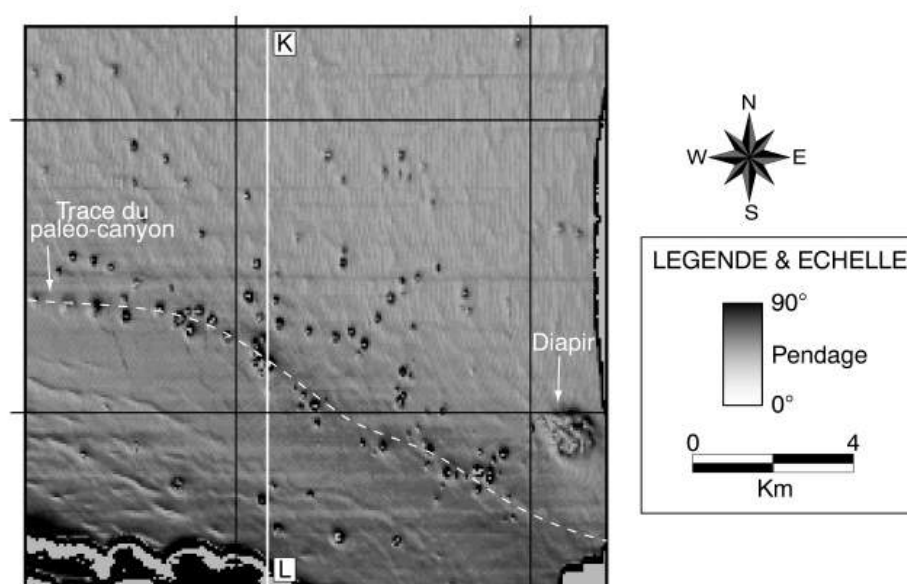
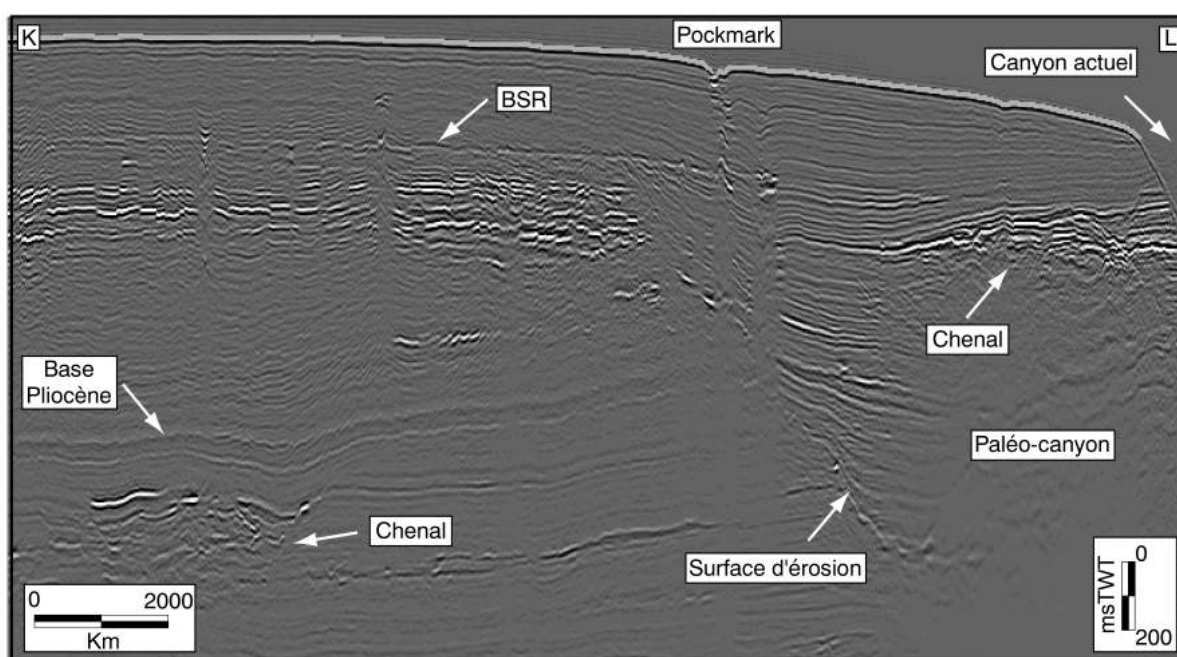


Figure 5. 18 : Carte Dip de la zone 7. Les pockmarks sont alignés suivant un trajet presque rectiligne qui évoque la présence d'une faille. Cet alignement se situe en fait au niveau de la bordure Nord de la bande de 5 km de large en rive droite du canyon actuel qui correspond à la limite Nord de l'une des palovallées du Zaïre.

Le profil sismique KL, perpendiculaire à cet alignement de pockmarks, montre que l'un des palovallées a incisé la pente bien au-delà de la base du Pliocène, définissant une surface d'érosion dont le pendage est orienté vers le canyon actuel (Figure 5.19). **Ce profil montre clairement que l'enracinement de la cheminée sous le pockmark atteint cette surface d'érosion, mais ne la dépasse pas.** Le contraste de nature lithologique, et donc de rhéologie, de part et d'autre de la surface d'érosion, représente une discontinuité favorable à la migration des fluides depuis des niveaux sableux correspondant au remplissage du palovallée.

canyon. Cependant, l'alignement de pockmarks ne se situe pas exactement à l'extrémité de l'incision du paléo-canyon. Nous avons vu dans le paragraphe précédent que de nombreuses fentes étaient initiées dans cette zone, permettant aux fluides interstitiels de s'échapper. Ces fentes, dont la formation est liée au fluage de la couverture en direction du canyon actuel, représentent des drains préférentiels. **Les fluides issus des réservoirs enfouis vont migrer d'abord le long de la surface d'érosion du paléo-canyon et ensuite le long de ces fentes qui représentent alors un chemin plus court pour atteindre le fond de l'eau.** Cette ouverture de fentes, liée au fluage de la couverture, est confirmée par une flexure du fond de l'eau qui définit une zone plus pentée au sud de l'alignement de pockmarks (*Figure 5.18*).



**Figure 5.19 : Profil sismique KL, orient N/S. Le pockmark est associé à une cheminée de dysmigration de fluides qui s'enracine clairement sur la surface d'érosion de la paléo-vallée du Zaïre. L'alignement de pockmarks représente donc la trace sur le fond de l'eau de cette surface d'érosion maintenant scellée.**

### **3.2 LES POCKMARKS ASSOCIÉS AU CANYON ACTUEL DU ZAÏRE**

La surface d'érosion de la paléo-vallée du Zaïre représente une discontinuité qui permet l'heure actuelle aux fluides de migrer vers la surface. Cette seule observation ne permet malheureusement pas de déterminer l'époque à laquelle a commencé cette migration. La carte Dip de la zone 8, cheval sur le flanc sud du canyon actuel du Zaïre, montre **plusieurs pockmarks sur les terrasses du canyon**, alignés au pied des escarpements (*Figure 5.20*). Les flancs du canyon sont composés d'une succession de surfaces d'érosion concaves associées de ces terrasses perchées par rapport au fond du canyon. Chaque terrasse représente un méandre abandonné qui peut être progressivement

comblé par des levés confinés issues des débordements récents des courants de turbidité qui circulent dans le canyon actuel (Babonneau *et al.*, 2002). De la même manière que pour la surface d'érosion de la paléo-vallée, **le contact entre les sédiments sur les flancs du canyon et les sédiments de levés confinés représente une discontinuité qui peut être favorable à la migration des fluides.**

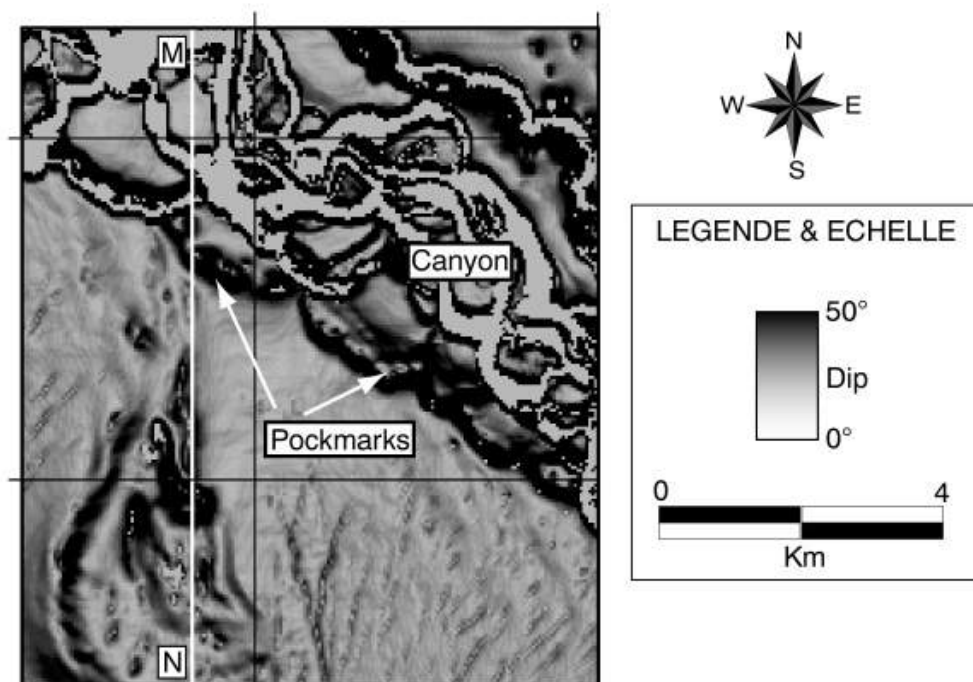


Figure 5. 20 : Carte Dip de la zone 8 (c.f. Figure 5.2 pour localisation). Des pockmarks sont alignés au pied des escarpements, sur les terrasses perchées du canyon actuel.

Le profil sismique MN, orienté N/S, recoupe le flanc du canyon ainsi qu'un diapir de sel (Figure 5.21). L'incision de la pente par le canyon du Zaïre perturbe fortement la base des hydrates car l'équilibre thermodynamique va être modifié par un effet de bord du canyon. Le BSR devrait donc s'infléchir à l'approche du canyon et mimer le fond de l'eau. Or, le profil sismique MN montre que **le BSR s'infléchit sous le canyon mais il intercepte son flanc** à une certaine profondeur de creusement, **finissant un point de source pour le gaz libre** qui s'apparente à une source d'eau lorsque la surface piézométrique intercepte la surface topographique. Cette situation instable ne peut être expliquée que par le fait que la vitesse d'incision du canyon est beaucoup plus rapide que la cinétique de formation des hydrates. La forte discontinuité qui représente le contact entre le flanc du canyon et les levés confinés va permettre au gaz libre de s'échapper sur le fond de l'eau.

Des conduits de migration de fluides seraient donc initiés dans les stades précoces de formation du canyon, essentiellement le long de ses flancs. L'échappement de fluides pourrait même contribuer à éroder les flancs du canyon (Nagihara, 1996). **Lorsque le**

canyon sera comblé, et même scellé, ces drains permettront aux fluides profonds de continuer à migrer vers la surface. Leur alignement sera alors un marqueur sur le fond de l'eau d'un paléo-canyon enfoui.

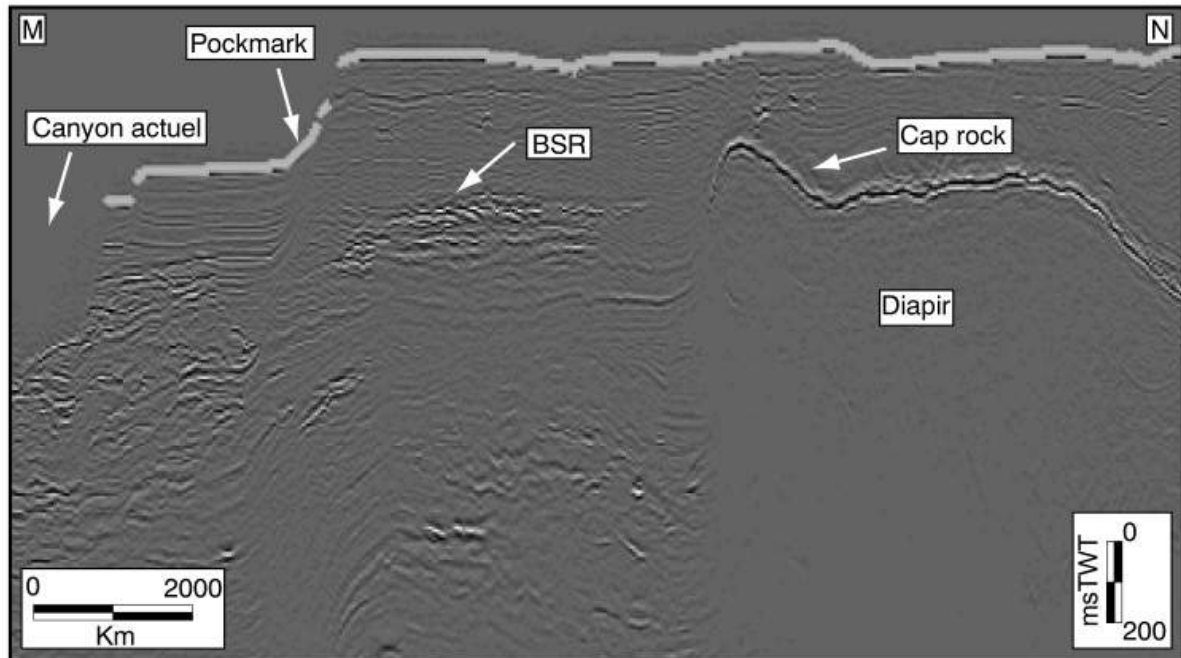


Figure 5. 21 :Profil sismique MN, orienté NS. Ce profil recoupe les premières terrasses du canyon du Zaïre ainsi qu'un diapir de sel appartenant à l'escarpement angolais. Le BSR, qui représente la base de la zone de stabilité des hydrates, va intercepter les flancs du canyon et permettre au gaz libre de migrer vers la surface.

### 3.3 LE CAS DES DEBRIS-FLOWS

La marge du Nigeria se situe dans un environnement deltaïque où l'apport sédimentaire est bien plus important que dans le Bassin du Congo. Cette surcharge sédimentaire est à l'origine de nombreuses sorties de fluides provoquées par l'isolement de compartiments le long de barrières de perméabilité ou en relation avec la déformation des sédiments et l'apparition de surpressions des fluides interstitiels. Une carte Dip dans la zone Nigeria montre de très nombreux pockmarks sur le fond de l'eau, d'un diamètre variant de 200 m à près de 1 km (Figure 5.22). Dans ce secteur, une douzaine d'entre eux sont alignés suivant une direction NW-SE, tandis que les autres semblent répartis sur le fond de façon plus aléatoire. Cet alignement est semblable à celui de pockmarks alignés au-dessus d'une faille ou d'une surface d'érosion.



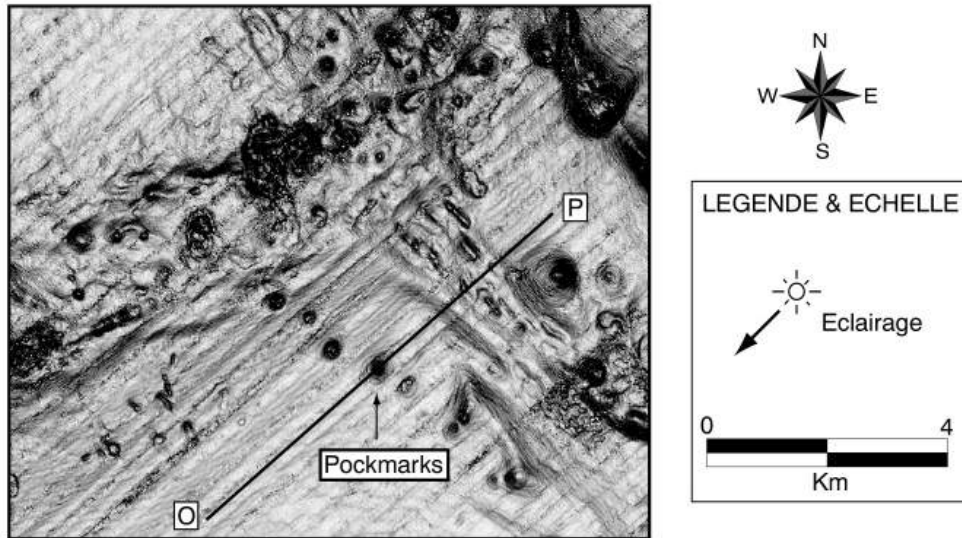


Figure 5. 22 : Carte Dip du fond de l'eau sur la marge du Nigeria. Parmi tous les pockmarks qui semblent r partis al a toirement, une douzaine seulement sont align s s uivant une direction NW/SE, et semblent mimer un objet enfoui.

Le profil sismique OP montre des r flecteurs rebrouss s vers le bas au-dessous du pockmark (*Figure 5.23*). Ces r flecteurs ne pr sentent pas d'anomalies d'amplitude, ce qui semble indiquer que les d p ressions sont r e lles et qu'il s'agit donc d'une superposition de plusieurs pockmarks successifs. Le premier de ces pockmarks à avoir fonctionn (le plus profond) semble s'enraciner sur une surface sub-verticale, marqu e sur le profil sismique par une nature de s d iments diff rente de part et d'autre. A droite de cette surface, les r flecteurs sont plans et non d form s, conformes à la stratification g n rale, tandis qu'à gauche les r flecteurs pr sentent un faciès chaotique avec des r flecteurs partiellement continus sur 30 ms d' pa isseur. **Cet objet au faciès chaotique a t interpr t c omme un slump. La surface sub-verticale correspond, en r a lit , à la cicatrice lat rale d'arrachement** de ce glissement et le fait de voir sa bordure s'affiner sur ce profil permet de dire que le slump a gliss p e rpendiculairement à celui-ci, c'est à dire selon une direction NW-SE.

Ainsi, **les pockmarks align s repr se nteraient la trace sur le fond de l'eau de la cicatrice lat rale d'arrachement d'un slump**. Malheureusement le bloc de sismique 3D ne permet pas d'explorer la partie amont du système au niveau de la loupe d'arrachement, ni même sa bordure SW. Quelques cas de pockmarks associ s à des slumps ont d jà t report s comme dans le Bassin de Santa-Barbara (Eichhubl *et al.*, 2000b). Lorsque ces glissements se mettent en place, les s d iments sont fortement perturb s et d form s. Ils perdent leur stratification initiale et de l'eau est souvent int gr e pendant le glissement au niveau de la semelle de d collement, augmentant leur porosité et favorisant la formation d'une coul e de d b ris vers l'aval. **Le slump est donc charg a normalement en fluides**, et la s d imentation fine qui le drape progressivement **va induire une surpression**. En profondeur, le premier pockmark à s'être d velopp au -dessus de la cicatrice d'arrachement repr sente une d p ression de près de 40 m. Il semble donc que cette pa isseur

correspond à l'épaisseur minimum pour générer une surpression suffisante à l'intérieur du slump et conduire à la formation d'un pockmark sur le fond de l'eau. Bien qu'une faille affecte le slump au Sud-Ouest du profil, toutes les sorties de fluides se sont développées au Nord-Est, du côté de la cicatrice latérale d'arrachement. Le profil OP montre que le slump a un pendage vers la gauche (i.e. SW) et les fluides vont donc avoir tendance à migrer en montant vers la droite (i.e. NE), ce qui explique que les pockmarks soient tous situés du même côté.

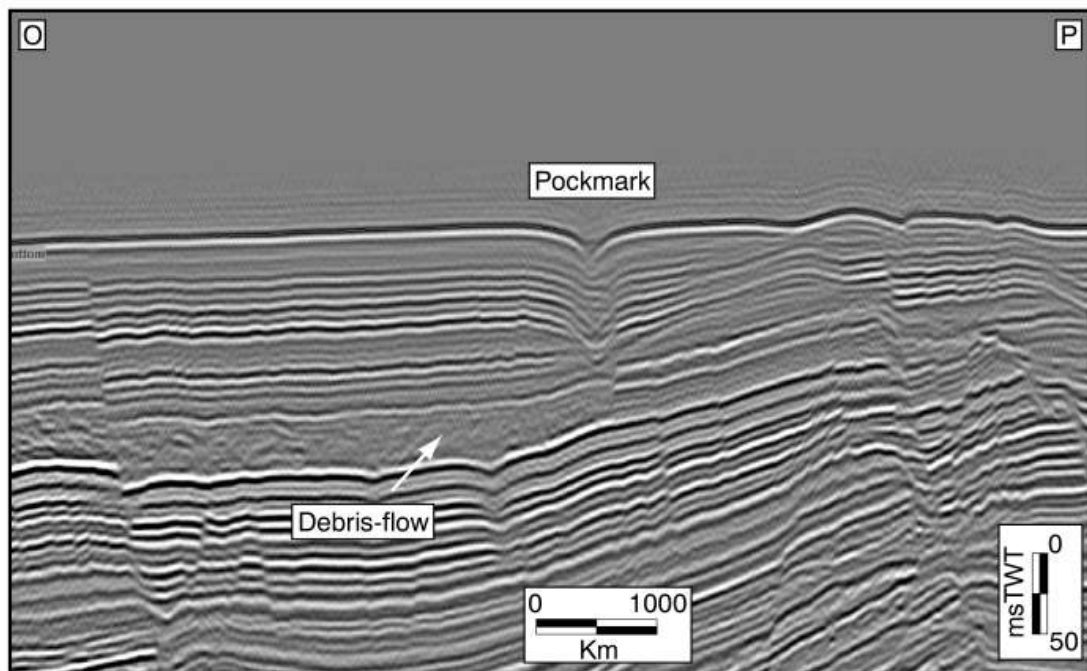


Figure 5. 23 : Profil sismique OP, perpendiculaire à un alignement de pockmarks sur la marge du Nigeria.

## **4 LES SORTIES DE FLUIDES ASSOCIEES AUX CHENAUX TURBIDITIQUES EN FOUIS**

### **4.1. LES POCKMARKS ASSOCIES AVEC DES CHENAUX PEU EN FOUIS**

Cette partie a fait l'objet d'une publication sous l'intitulé :

« *Sinuuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin* » dans un numéro spécial de la Geological Society of London. Il est actuellement sous presse.

Par A. Gay, M. Lopez, P. Cochonat, N. Sultan, E. Cauquil et F. Brigaud.

Cet article fait suite à la conférence « *Origin, Processes, and Effects of Subsurface Sediment Mobilisation on Reservoir to Regional Scale* » à Gent en Belgique du 10 au 13 septembre 2001. Au cours de cette conférence, les auteurs sus-nommés ont présenté un exposé oral dont le titre était : « *Pockmark tracks as indicator of buried Pliocene turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin* ».

#### **4.1.1 Abstract**

Pockmarks on the slope of the Lower Congo Basin are distributed along a meandering band on seafloor coincident with a shallow buried palaeochannel imaged from the 3D-seismic database. Each pockmark originates systematically at the channel-levee interface and the seafloor expression of the palaeochannel's sinuosity is mimicked by the sinuous trend of pockmarks. 3D-seismic on the slope, calibrated by biostratigraphic data from cores of the Leg ODP 175, indicate a seaward decrease of the sedimentation rate. We suggest that this condition induces a differential loading of the hemipelagic cover over the palaeochannel, and propose a model for episodic dewatering of fluids trapped in the buried turbiditic channel. The consequence is a fluid flow caused by a longitudinal pressure gradient along the buried channel. A hydromechanical model proposed for the formation of shallow pockmarks indicates that the sedimentation rate cannot generate the overpressure required for pockmark formation on the seafloor. Therefore, we suggest that hydrocarbon migration from deeper overpressured reservoirs is added to the pore fluid pressure in the shallow subsurface sediments. Horizontal drainage by the turbiditic palaeochannel and vertical migration along many vertical conduits (seismic chimneys) probably initiated at shallow subbottom depth. We conclude that these shallow processes have important implications for fluid migration from deeply buried hydrocarbon reservoirs.

## **4.1.2 Introduction**

Pockmarks were first reported on sidescan records from the Scotian Shelf by King and MacLean (1970). Since their initial identification pockmarks have been widely reported during offshore hydrocarbon exploration and scientific surveys at water depths ranging from 30 m to over 3000 m (see Josenhans *et al.*, 1978 ; Werner, 1978; Hovland, 1981; Solheim and Elverhoi, 1993 ; Werner, 1978 ; Whiticar and Werner, 1981 ; Baraza *et al.*, 1999 for a detailed review). They generally appear in unconsolidated fine-grained sediments as cone-shaped circular or elliptical depressions ranging from a few meters to 300 m or more in diameter and from 1 m to 80 m in depth.

Pockmarks generally concentrate in fields extending over several square kilometers where they often appear as isolated patches named single pockmarks or “eyed pockmarks” (Hovland & Judd (Hovland and Judd, 1988). In some cases, they have been identified along straight or circular lines correlated with glaciomarine tills (Josenhans *et al.*, 1978; Kelley *et al.*, 1994; Whiticar and Werner, 1981) or suggesting a structural control for fluid flow (Eichhubl *et al.*, 2000a). In particular, structural surfaces along bedrock (Shaw *et al.*, 1997); salt diapirs (Taylor *et al.*, 2000a); and faults and faulted anticlines (Boe *et al.* 1998; Soter 1999; Vogt *et al.* 1999; Eichhubl *et al.* 2000) create pathways for fluid migration. These observations suggest that discontinuities or unconformities are much more effective for fluid migration than a simple seepage through the sedimentary column (Abrams, 1992; Brown, 2000) and are responsible for pockmarks development (Abrams, 1996; Orange *et al.*, 1999). The crater-like nature of pockmarks suggests the erosional power of fluid venting, commonly related to an overpressured buried reservoir of biogenic gases, thermogenic gases or oil, interstitial water, or a combination of the three. Many authors attempted to establish a link on seismic sections between seafloor pockmarks and buried anomalies such as seismic chimneys (Heggland, 1998a) and acoustically “blanked” layers, which are interpreted as gas accumulations (Yun *et al.*, 1999) or gas-charged sediments (Hempel *et al.*, 1994; Hovland *et al.*, 1984). Because of the nature of fluids expelled, pockmarks may represent open-windows above the petroleum system and could be valuable indicators for deeper reservoir strategy. On the slope of the Lower Congo Basin, pockmarks are not randomly distributed, but always associated with fault zones, salt diapirs or gas hydrates intervals. Moreover, detailed analysis of bathymetric maps and 3D-seismic data permitted to characterize a sinuous belt of pockmarks that mimicked a shallow buried meandering channel of Pliocene age acting as a horizontal drain for interstitial fluids. This paper focuses on morphological aspects, distribution and hydromechanical model of this new kind of pockmarks. The later has to be regarded as an indicator of overpressure at shallow subsurface levels that can initiate fluidization features in unconsolidated sediments, if the seepage forces due to fluid flow are larger than its own weight.

## **4.1.3 Geological settings**

The West African passive margin was initiated during the opening of the South Atlantic Ocean at Early Cretaceous (130 My) (Jansen *et al.*, 1984; Marton *et al.*, 2000).

Subsequent to large accumulations of evaporites (up to 1000m) during the Aptian, the post-rift stratigraphy is characterized by two distinct seismic architectures that reflect a major change in ocean circulation and climate:

(1) From Late Cretaceous to Eocene time an aggradational carbonate/siliciclastic ramp develops in response to low-amplitude/low-frequency sea-level changes and stable climate (i.e. greenhouse period, Bartek *et al.* 1991; S ranne *et al.* 1992; S ranne 1999).

(2) From Oligocene time to Present, sedimentation was dominated by the progradation of a terrigenous wedge that reflects high-amplitude/high-frequency sea-level changes and an alternating drier and wetter climate (i.e. icehouse period; S ranne 1999).

During the icehouse period due to the global climate cooling, the increased terrigenous input to the Atlantic Ocean rejuvenated deposition of a large turbiditic fan off Congo and Angola slopes directly fed by the Zaire River (Brice *et al.*, 1982; Reyre, 1984; Uchupi, 1992). The total thickness of the turbidite fan ranges from 8 to 10 km-thick, and extends from the Zaire estuary down to 4000 m water depth (*Fig. 1*). During flooding stages, the Zaire river discharged high density bed load into the submarine canyon that originates directly at the river mouth, to feed a large sinuous channel-levee system, far onto the lower fan (Jansen *et al.*, 1984; Savoye *et al.*, 2000a; Uenzelmann-Neben, 1998). Only fine materials, not confined to the canyon, are delivered to the Lower Congo Basin (LCB) from riverine plumes (Cooper, 1999). This suspended terrigenous material is mixed with hemipelagic sediments on the continental shelf and slope to feed the 2000-3000 m-thick progradational wedge that progressively overlays the abandoned turbiditic sandy-channels at the base of the slope. During the ODP Leg 175 (1998) three sites were drilled at various positions from the shelfbreak (sites 1075, 1076 and 1077), which supplied new information about the nature and age of these sediments. Biostratigraphical analyses indicate an overall continuous hemipelagic settling for Mid-Pliocene sediments occurring at a rate of about 12 cm/k.y (Giraudeau *et al.*, 1998).

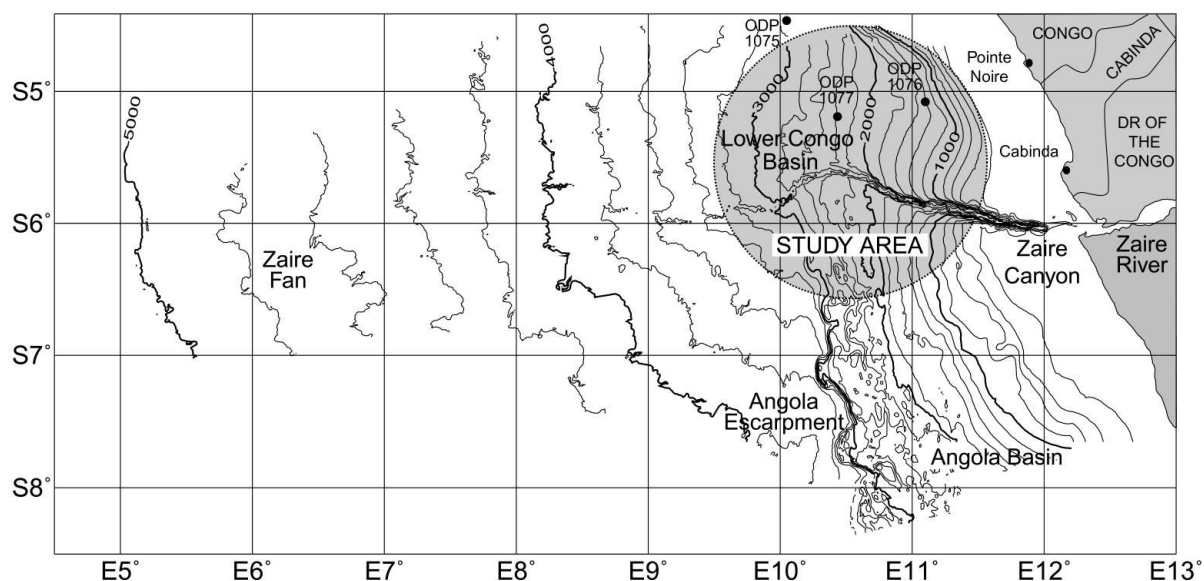


Figure 5. 24 Art. 1 : Bathymetric map of the Zaire turbidite system, extending from the Zaire estuary to the deep sea fan. The shaded circle represents the study area in the Lower Congo Basin. The three sites of the Leg ODP175 in this zone are indicated.

#### **4.14 Data and methods**

This study was primarily based on a 3D-exploration seismic dataset acquired by the Total-Fina-Elf oil company and combined with a bathymetric map and a 2D seismic Pasisar profile (see below for details) acquired during the ZAIANGO project. One of the main objectives of the ZAIANGO project was to better understand the Quaternary history of the Zaire fan (Savoye *et al.*, 2000a). Additional data from the Leg ODP175 on the West African Margin provided useful information on stratigraphy, sedimentation rates and mechanical properties of sediments (Wefer *et al.*, 1998a).

The bathymetric map was acquired with a Simrad EM12 dual multibeam. Complementary data have been collected more recently with the Simrad EM300 dual multibeam and provided higher vertical and lateral resolution for acquisition in water depth less than 3500 m. The profile CD (*Fig. 4*) was obtained with the PASISAR system. The PASISAR is a deep seismic streamer towed behind a conventional SAR system developed by IFREMER for high-resolution studies in water depths ranging from 200 to 6000 m (Savoye *et al.*, 1995).

The 3D-dataset selected for this study covers an area of 592 square kilometers with a line spacing of 12,5 m and a CDP distance of 12,5 m. They were loaded to a station and interpreted with the SISMAGE software developed by Total-Fina-Elf. 3D seismic imagery allows extraction of continuous horizons by propagation in the 3D block and attribute calculation (Kidd, 1999).

#### 4.15. Description of pockmarks on the Congo-Angola slope

Pockmarks in the Lower Congo Basin seem randomly distributed (*Fig. 2*). We observed more than 250 pockmarks in the study area, with an average density of 0.42 pockmarks per km. They range from 100 m up to 800 m in diameter, and from a few meters to 40 m in depth. Most of them have a circular shape in plan view, but the largest pockmarks are elongated in one main direction. Detailed observations show that these large pockmarks are composite features.

The dip map of the sea floor of the investigated area extracted from the 3D-seismic (*Fig. 2*) delineates two main zones of pockmarks characterized by their distribution shape, size and density. Area 1 is characterized by patches or isolated small pockmarks that extent on a large domain of the northern slope of the Zaire canyon; as opposed to Area 2, where large pockmarks are distributed in a sinuous belt at the right bank of the Zaire canyon. These two domains are clearly associated with different buried structures; we will first describe the pockmarks of Area 1 that are of more conventional origin, to focus later on the sinuous pockmark belt of Area 2, and discuss their link with a subsurface channel.

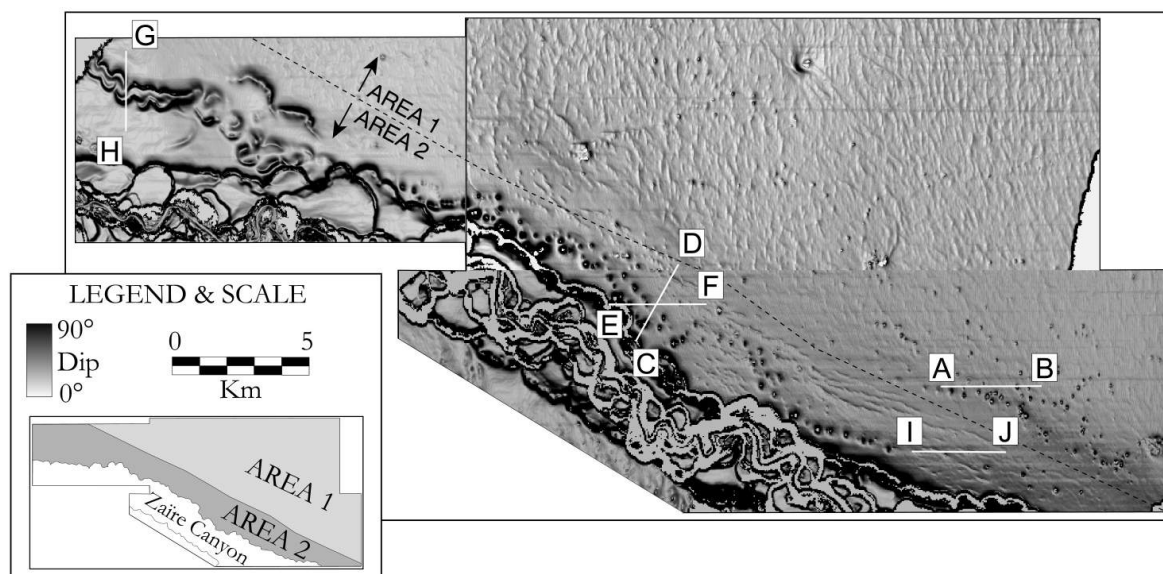


Figure 5.25 Art. 2 : Seafloor Dip map in the study area. The grey-scale ranges from 0° in white (horizontal surfaces) to 90° in black (vertical surfaces). The white lines indicate seismic profiles shown in the following figures. Pockmarks are not evenly distributed on the seafloor: Area 1 is characterized by small pockmarks associated with underlying gas hydrates or diapirs, and Area 2 shows a high concentration of larger pockmarks along a sinuous belt on seafloor (see text for details).

##### a. Pockmarks related to gas hydrates and salt diapirs (Area 1)

Area 1 is characterized by small circular pockmarks, ranging from 100 m to 300 m in diameter, and from a few meters to a maximum of 20 m in depth (*Fig. 2*). They are unevenly distributed and their abundance varies considerably within the area. Pockmarks develop in

particular, in areas covered by 1 to 3 km-regularly spaced linear depressions. These furrows have a North/South orientation, perpendicular to the regional slope, with about 1 km in length and have an average depth of 5 m; they are interpreted as regular deformation by creeping of the superficial slope sediments.

Numerous seismic profiles through pockmarks show two superposed acoustic anomalies, vertically elongated under the pockmarks (*Fig. 3*). The shallowest anomaly is ovoid in shape with depressed high-amplitude reflectors interpreted as a reduction of the seismic velocities (pull-down effects) through a gas-charged column. Such acoustic anomalies are also called seismic chimneys, and could be indicative of fluid flow from deeper levels (Hempel *et al.*, 1994; Tingdahl *et al.*, 2001). The deepest anomaly characterized by acoustic turbidity corresponds to an inverted cone shape, marked by a fadeout of the reflectors. On both sides of this region the bright reflectors shift upward. Profile AB (*Fig. 3*) shows a high-amplitude reflection parallel to the seafloor located at 250 ms TWT. This is a Bottom Simulating Reflector (BSR), which is often considered as the lower thermodynamic limit of the gas hydrates stability zone (Shipley *et al.*, 1979). BSR' s are characterized by the reversed polarity compared to the seafloor reflection, indicating a downward reduction of seismic impedance and therefore of seismic velocity. This contrast in impedance is probably due to the presence of free gas entrapped below the gas hydrate stability zone, and the BSR can be considered as the interface between high-velocity gas hydrates and the underlying gas-charged sediments of low acoustic velocity. On this profile, the BSR is deflected upward directly beneath the pockmark depressions, suggesting a localized positive heatflow anomaly. This dome-shaped anomaly could be due to an ascending movement of fluids through the sedimentary column.



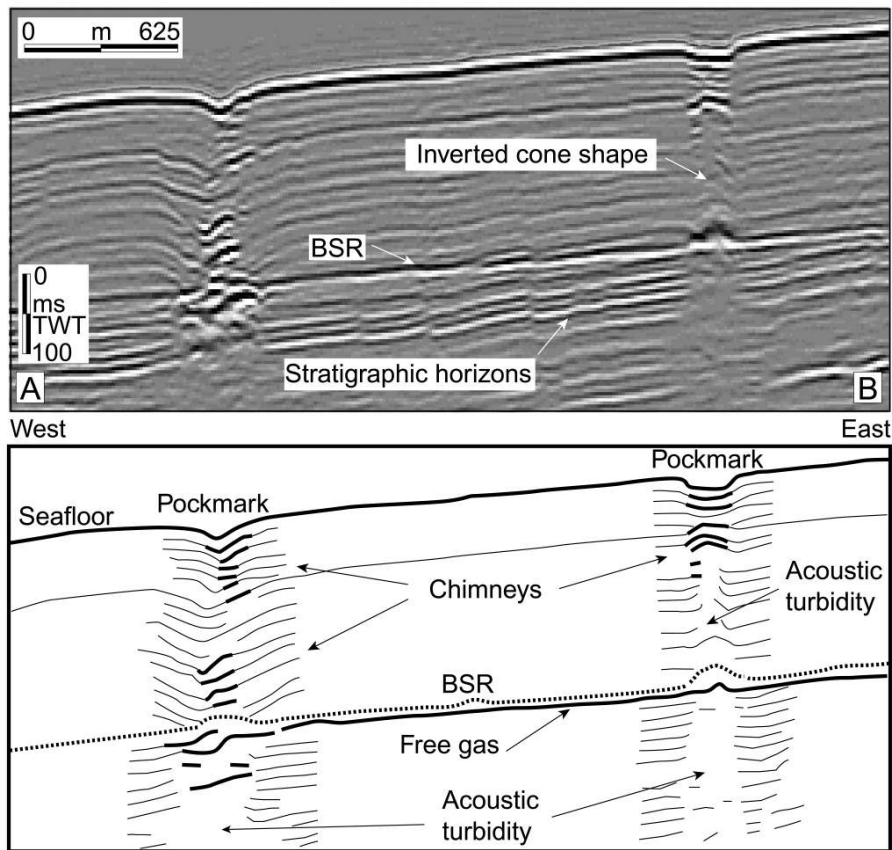


Figure 5. 26 Art. 3 : Seismic profile AB in Area 1, extracted from 3D data, and interpreted line-drawing. This profile crosses two pockmarks, illustrating the close relationship between seafloor features, associated chimneys and the BSR. High amplitude reflectors in chimneys are interpreted as gas-charged intervals.

Several giant circular depressions with a diameter of 1000 m also occur within Area 1. They correspond to the imprint on the seafloor of a normal faulted network, due to the collapse above the diapir crest (Stewart, 1999). Similar diapir pockmarks and BSR' s offshore Nigeria have been discussed by Hovland *et al.* (1997), Heggland (1997) and Graue (2000).

### b. The sinuous Pockmark belt (Area 2)

Area 2 is a 3 to 4 km wide and 41 km long pockmark band, crossing the study area from the southeast to the northwest corner. Its southern boundary is coincident with the right bank of the Zaire canyon. Pockmarks in this area are 100 to 800 m long, with a maximum depth of over 40 m. Some pockmarks are open-ended suggesting that they have formed from the coalescence of several smaller pockmarks. They are mainly concentrated in the central part of Area 2, along a 22 km-long section. They are regularly spaced about 300 m apart, along a sinuous belt.

The high-resolution PASISAR profile (*Fig. 4*) crosses one of these pockmarks on the right levee of the Zaire canyon. The reflections below the pockmark appear depressed and not enhanced, in contrast to the observations made on seismic profiles in Area 1. Moreover no inverted V-shape anomaly was detected directly beneath the depressed zone. We

conclude that the downbowing of these reflections is not an artifact, but the reflectors are physically depressed and represent a chimney for ascending fluids from underlying levels to the seafloor.

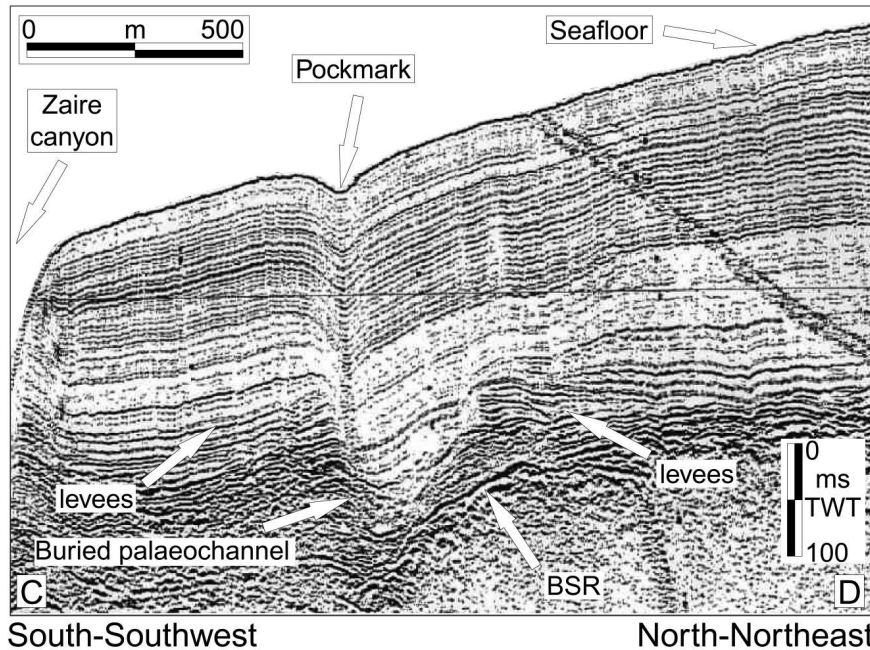
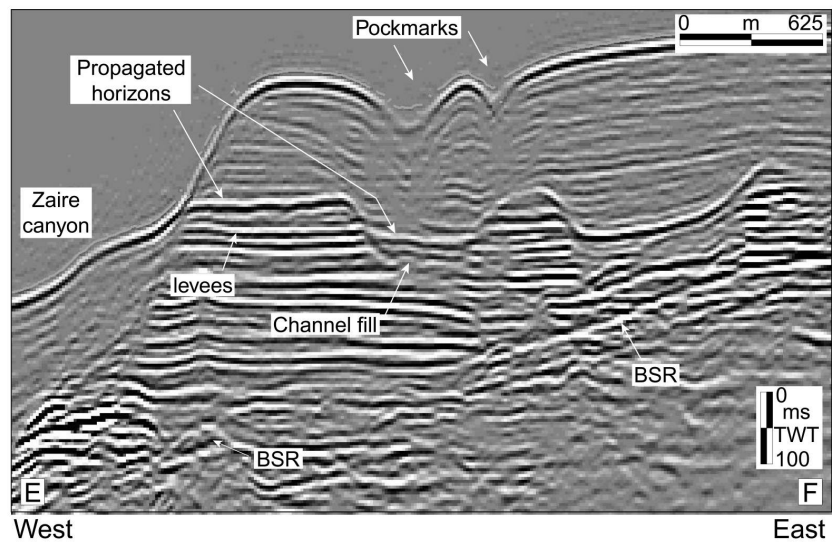


Figure 5. 27 Art. 4 : PASISAR profile CD showing the close relationship between pockmarks at the seafloor in Area 2 and a buried palaeochannel. A vertically elongated zone of depressed reflectors up to 180 ms TWT below the seafloor is interpreted as a seismic chimney. No acoustic anomalies have been identified at deeper levels, suggesting that the migration of fluids started at the channel-levee interface.

At about 200 ms below seafloor, the chimney branches on an ancient buried channel-levee system. Reflectors are depressed down to the palaeochannel and along the channel-levee interface. The base of the chimney is located on the left edge of the channel fill, where it seems to take root because of the lack of any deeper sound-speed anomaly. The close relationship between the pockmark and the buried palaeochannel is evident on the PASISAR profile CD, which has been performed by horizon mapping on 3D-seismic.

#### **4.16 Mapping of the buried palaeochannel**

Automatic picking of the base of the paleochannel is difficult because of the irregular reflection patterns. To map palaeochannels, two continuous horizons with high amplitudes (Fig. 5) were combined, one within the channel fill and one within the levee system. The combination of the two horizons provides an isochronal map of the palaeochannel.



**Figure 5. 28 Art. 5 : Seismic profile EF in Area 2, extracted from 3D data, crossing the buried palaeochannel. This profile illustrates the difficulty to map the buried channel by automatic horizon picking. Manual picking of the base of the channel would be time-consuming. Two continuous high-amplitude horizons, located near the top of the channel fill and near the top of the levees were traced to map the palaeochannel. This way, the general morphology of the palaeochannel is preserved.**

The dip map shown on figure 6A clearly delineates the channel trend that borders the present day Zaire canyon from the southeast to the northwest. The sinuosity of the palaeochannel is characterized by regular, smooth curves with a constant channel width of 800 m. The central axis of the palaeochannel seems to be coincident with the meandering trend of pockmarks identified on the seafloor (*Fig. 6B*). Moreover, pockmarks within Area 2 are located above the edges of the buried channel-levee system.

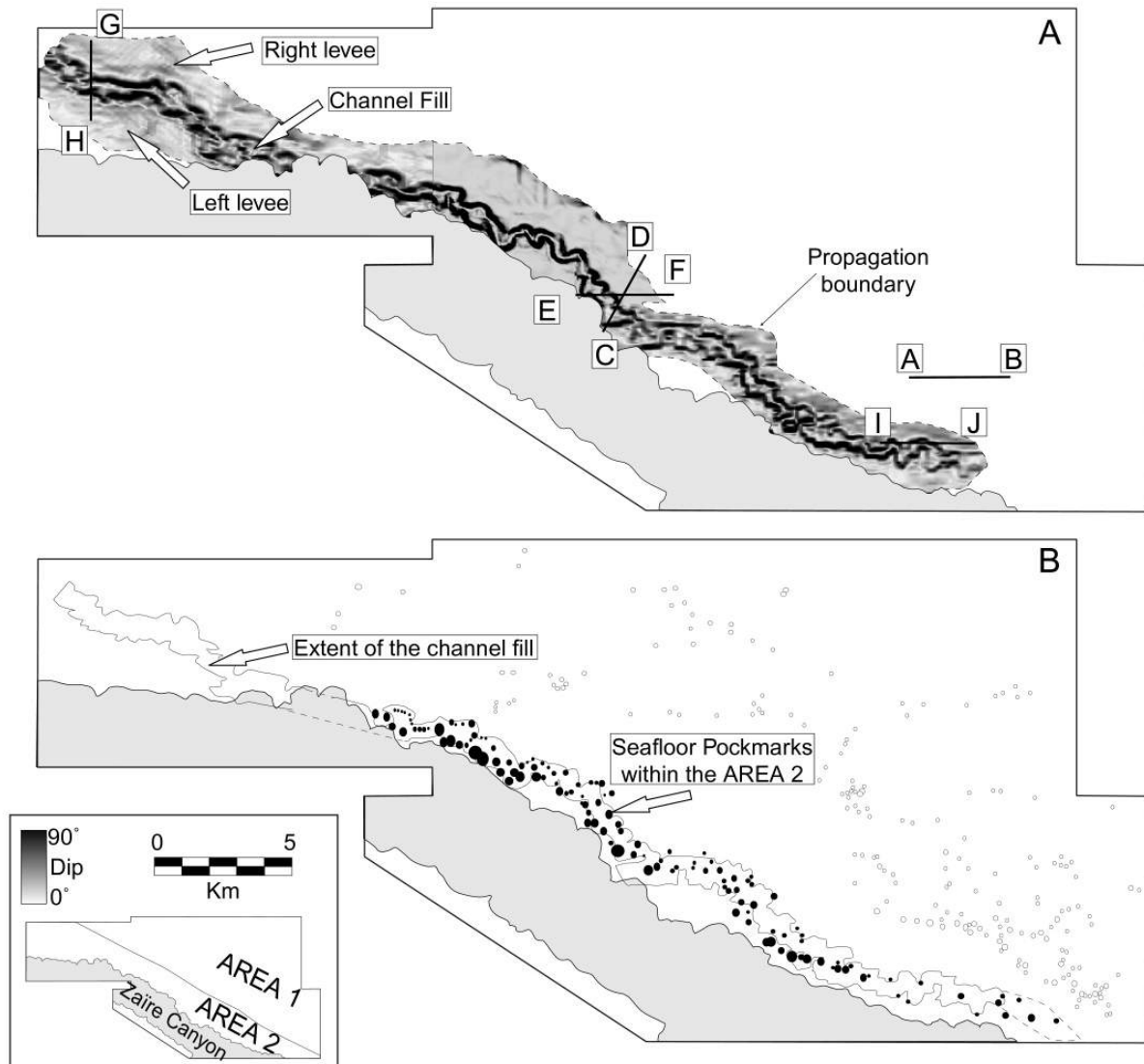


Figure 5. 29 Art. 6 : A Dip map of the two mapped horizons at the level of the palaeochannel (see Fig. 5). B Spatial correlation between seafloor pockmarks and the channel extent. All pockmarks in Area 2 (black circles) occur at the channel flanks. The meandering track of pockmarks at the seafloor represents the sinuous trend of the buried palaeochannel.

#### **4.1.7. Spatial characteristics of the sedimentary cover above the palaeochannel**

The sedimentary cover above the palaeochannel was constraint by using a time-to-depth empirical function by seismic-well calibration provided by Total-Fina-Elf. With this rule, the synthetic isochronal map of the palaeochannel has been converted into an iso-depth map and the sediment thickness above the channel-levee system has been represented as an isopach map (Fig. 7). This map shows the general decrease of the sediment thickness, from 360 meters in the southeast to 20 meters in the northwest, in agreement with the sedimentation rates calculated from three cores drilled in this area during the Leg ODP 175. The sedimentation rate decreases from the eastern shallower site (site 1076) to the western deeper site (site 1075) from 15 cm/k to 10 cm/k.y (Giraudeau *et al.*, 1998). This overall

seaward decrease in sedimentation rate indicates the progressive disappearance of terrigenous and hemipelagic input.

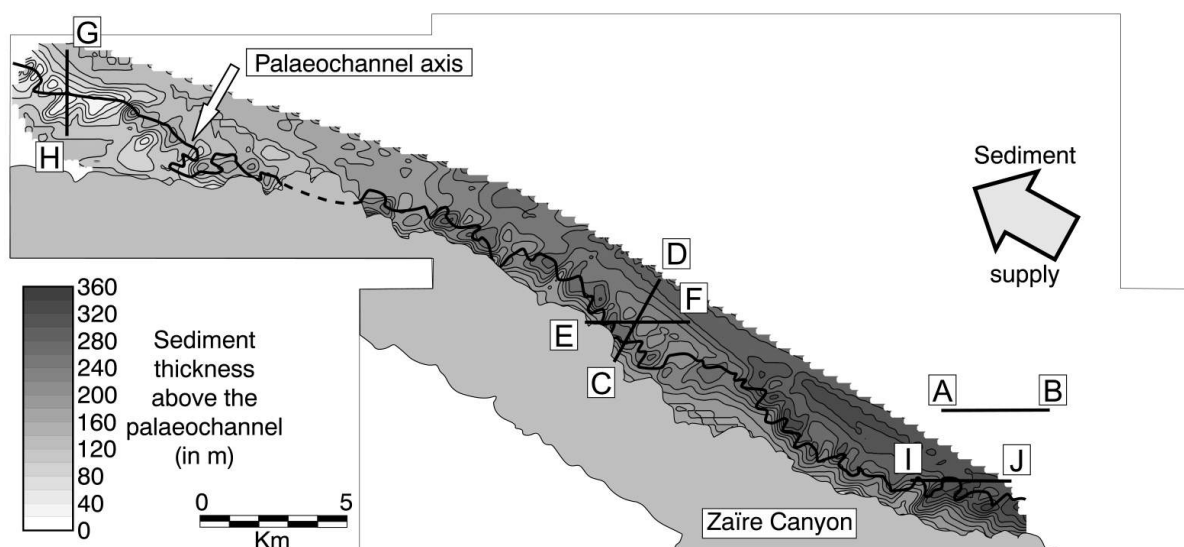


Figure 5.30 Art. 7 : Isopach map of the sediment cover of the palaeochannel. The thickness decreases from 360 m in the landward zone to 20 m in the distal zone, illustrating the progressive decrease of terrigenous sediment input.

#### **4.1.8 Relationship between pockmarks, palaeochannel and the sedimentary cover**

As previously outlined on the dip seafloor map, pockmarks are concentrated along 22 km in the central part of Area 2 (Fig. 8). Arrows indicate the real positions of pockmarks along the palaeochannel axis. The general trend of the curve presents two knick-points, which determine three individual zones highlighted by three grey backgrounds:

1) The distal zone in the northwestern part of Area 2 is the zone of thinnest sediment cover. The thickness varies from 15 m to 130 m. No pockmarks have been identified on the seafloor in this zone.

2) The central zone of Area 2 includes the majority of pockmarks. Although the thickness of overlying sediments varies from a minimum of 110 m to a maximum of 245 m, with an average of 175 m. Pockmarks only appear where the thickness of the sediment cover ranges from 130 m to 240 m.

3) The landward zone, in the southeastern part of Area 2, is the zone of thickest sediments. This zone is characterized by an average thickness of the sedimentary cover ranging from 165 m to 260 m. Only four pockmarks occur in this zone, all four in places where the sediment cover is less than 240 m.

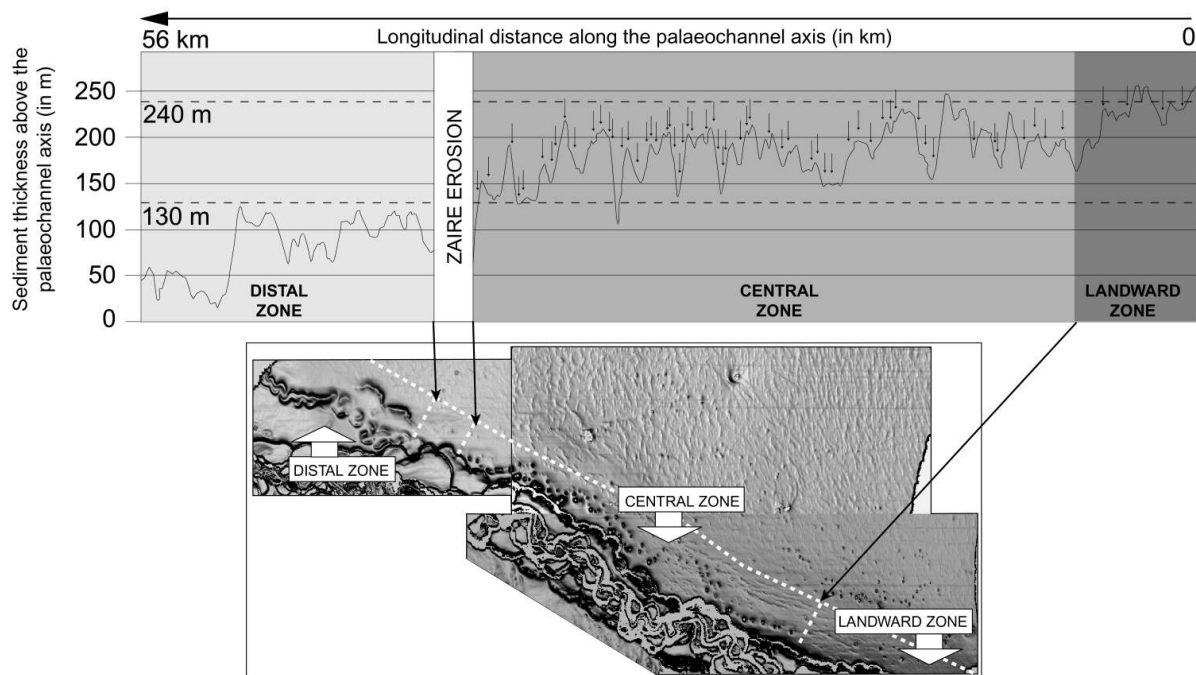


Figure 5. 31 Art. 8 : Sediment thickness distribution along the palaeochannel axis. Arrows indicate the positions of pockmarks. Based on sediment thickness, three sub zones are identified: a distal zone (sediment cover thickness: 15-130 m), a central zone (sediment cover thickness: 130-245 m), and a landward zone (sediment cover thickness: 165-260 m). Pockmarks only occur where the thickness of the sediment cover is between 130 and 240 m.

#### **4.1.9. Morphological evidences for fluid seepages on seismic profiles and dip seafloor maps**

Different morphological features on seismic profiles and dip seafloor maps have been observed on the three previously identified sub-zones of Area 2.

The seismic profile GH (Fig. 9) in the distal zone shows that some depressions are not located directly over the channel axis (600 m or more), but systematically located at higher bathymetric levels. This suggests that they are markers of ancient abandoned meander loops, such as in the present Zaire canyon (Babonneau *et al.*, In Press). These perched meander loops show crescent-shaped depressions of about 600 m length that are progressively buried, due to the upward increase of sedimentation rate. All parallel horizons above both levees of the palaeochannel are truncated near flanks of the depression and display top-lap structures, suggesting erosional or non-depositional features. Due to the presence of a constructive dome, it is suggested that both depressions are due to fluid escape, which locally prevents a normal sedimentation rate.

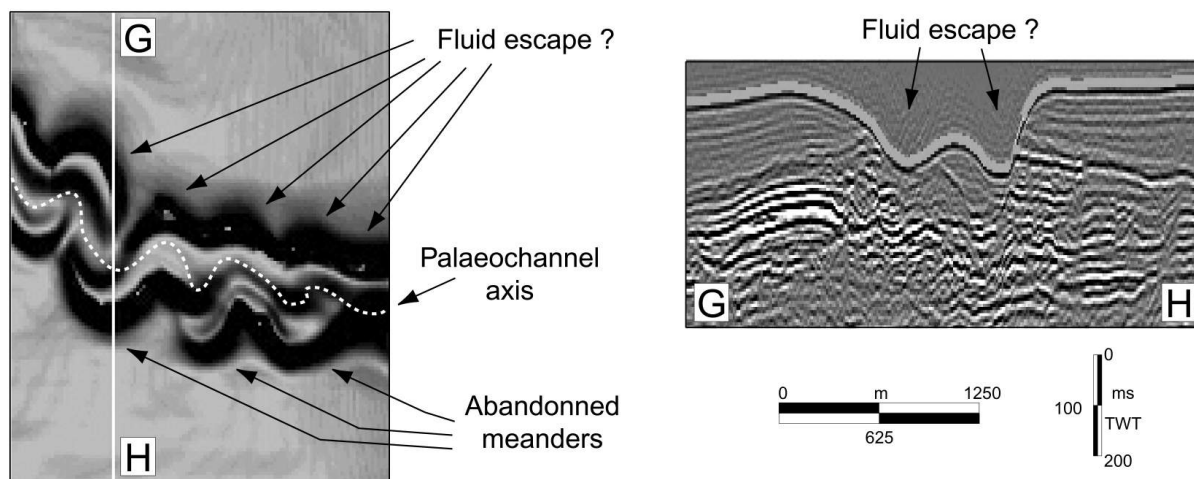


Figure 5.32 Art. 9 : Correlation between seafloor morphology and a cross-section in the distal zone of Area 2. Left: Dip seafloor map. The white dashed line represents the axis of the buried palaeochannel. Right: Seismic section GH across the palaeochannel (see Fig. 2 for location). Note that several curved depressions are visible on seafloor corresponding to the hemipelagic fill of abandoned meanders. They may represent areas of non-deposition due to fluid seepage.

In the central zone, the entire buried channel-levee system is pointed out by the meandering track of highly concentrated pockmarks on the seafloor (Fig. 10). It appears as though their location seems to be dependent on sediment thickness above the palaeochannel. Pockmarks are mostly concentrated in the distal part of this zone, where long depressions result from the coalescence of two (or more) smaller pockmarks, suggesting a peanut-shaped geometry (i.e., composite pockmarks). In this zone, no isolated seafloor pockmarks, nor buried chimneys or fossil pockmarks have been identified on seismic sections. These morphological features indicate that fluid escape is currently active or has been recently active.

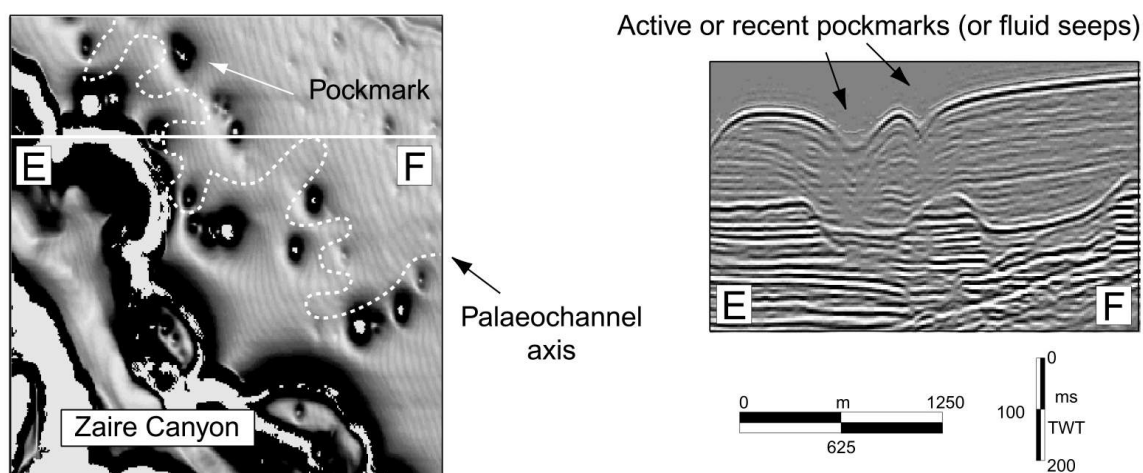


Figure 5.33 Art. 10 : Correlation between seafloor morphology and a cross-section in the central zone of Area 2. Left: seafloor Dip map. The white dashed line corresponds to the palaeochannel axis. Right: Seismic section EF (see Fig. 2 for location). Channel flanks are highlighted by a sinuous trend of pockmarks at the seafloor. Pockmarks and underlying chimneys seem to take root at the channel-levee interface.

In the landward zone, only four small pockmarks have been identified. However, different to the central zone, numerous buried structures such as chimneys and buried pockmarks (Long, 1992) are visible on seismic sections crossing the palaeochannel (Fig. 11). They are identified on seismic profiles by depressed reflectors, horizontally sealed by slope sediments at the present day. Buried pockmarks are systematically located above channel flanks and indicate the past activity for fluid seepage above the channel-levee system. The few pockmarks visible on the modern seafloor could indicate secondary fluid migration through ancient reactivated chimneys.

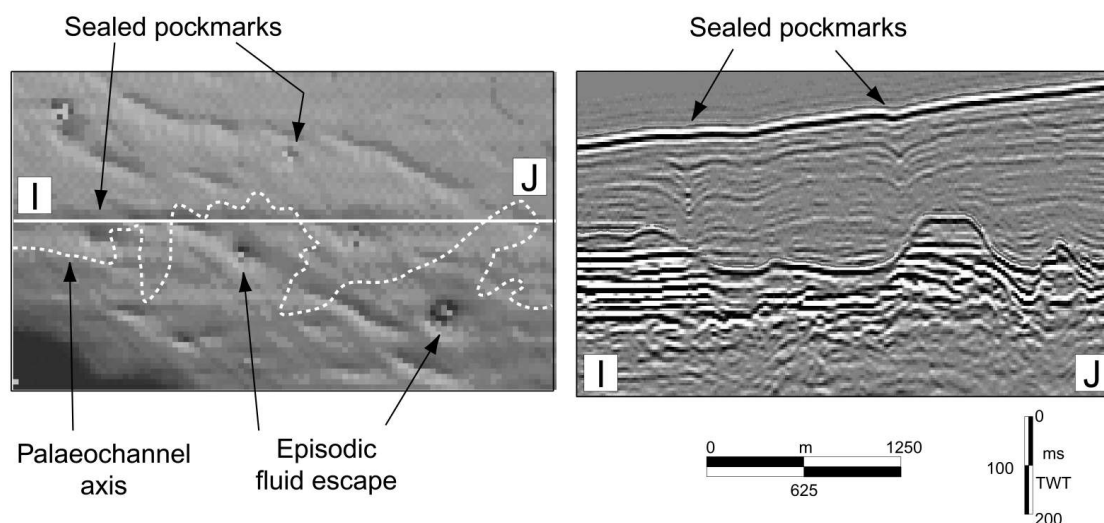


Figure 5. 34 Art. 11 : Correlation between seafloor morphology and a cross-section in the landward zone of Area 2. Left: seafloor Dip map. The white dashed line represent the axis of the buried palaeochannel. Right: Seismic section IJ (see Fig. 2 for location). Only four pockmarks have been identified in this zone. All other pockmarks seem to be sealed. This zone may represent an area of episodic seepage due to the high sealing capacity of the hemipelagic cover.

#### **4.1.10. Mechanical model for overpressure in a buried silty/sandy channel**

The channel fill is generally characterized by a predominantly sandy/silty sediment. Stratified hemipelagic sediments cover the channel-levee system, leading to its progressive burial and compaction. Overpressure development in sedimentary basins is directly related to the types of sediment facies deposited (controlling lithology), sedimentation rate, thermal expansion of fluids, transformation of clay minerals and to hydrocarbon generation (Yu and Lerche, 1996) or bacterial methanogenesis. Among these factors, sediment facies and sedimentation rates are the main factors controlling fluid pressure development in a basin. In this case, hemipelagic mud with low permeability entraps the palaeochannel, characterized by higher permeabilities, and prevents efficient dewatering of pore fluids. A rapid increase of the overburden pressure can lead to the generation of excess pore fluid pressures (Bolton and Maltman, 1998), and fluids can escape from the sand/silt body through the muddy cover, creating pockmarks on seafloor (Cole *et al.*, 2000). In this case, pockmarks form in such fine



sediments and not in sandy sediments as reported by Hovland in the North Sea (Hovland & Judd, 1988).

In a sedimentary column, an elementary volume  $\Delta V$  is subjected to three forces:

1) Its own weight,  $F_g$ , due to gravity:

$$F_g = \rho_{\text{sat}} \cdot \Delta V, \text{ where } \rho_{\text{sat}} \text{ is the specific gravity (in } \text{kN} \cdot \text{m}^{-3}\text{).}$$

2) Forces of buoyancy,  $F_b$ , due to immersion in water:

$$F_b = \rho_f \cdot \Delta V, \text{ where } \rho_f \text{ is the specific gravity of fluid (generally } 10 \text{ kN} \cdot \text{m}^{-3}\text{).}$$

3) Seepage forces,  $F_s$ , due to fluid flow:

$$F_s = i \cdot \rho_f \cdot \Delta V, \text{ where } \rho_f \text{ is the specific gravity of fluid and } i \text{ is the hydraulic gradient with } i = - \text{Grad} \vec{h}, \text{ where } h \text{ represents the head pressure.}$$

Without any specific pathways where fluid may circulate and/or accumulate, pore fluids can escape up to the seafloor if sediments are fluidized: grains become suspended in fluid, which can migrate upward. Therefore the balance between ascending forces ( $F_s$  and  $F_b$ ) and descending forces ( $F_g$ ) must be equal and the hydraulic gradient,  $i$ , must reach the critical gradient,  $i_c$ . For a vertical seepage,  $i_c$  is given by the following equation:

$$(1) \quad \rho_{\text{sat}} \cdot dV = \rho_f \cdot dV + i_c \cdot \rho_f \cdot dV$$

$$(2) \quad \rho' = \rho_{\text{sat}} - \rho_f$$

where  $\rho'$  corresponds to the submerged gravity. The Equation (1) becomes:

$$(3) \quad i_c = \rho' / \rho_f$$

For fluids migration up to the seafloor, a vertically critical gradient must be taken into account from the top of the palaeochannel to the seafloor:

$$(4) \quad i = \Delta h / L = i_c = \rho' / \rho_f$$

where  $\Delta h$  is the variation of head pressures between the top of palaeochannel and seafloor and  $L$  represents the thickness between these two points. Einsele (1977) and Bonham (1980) showed that flow velocities during sediment compaction and the range of compaction-driven fluid flow primarily depend on thickness of the compacting sedimentary column.

During the Leg ODP175, bulk densities were measured and compiled on shipboard along each core, every 4 to 50 cm. Lithostratigraphical and magnetostratigraphical analyses conducted in the Lower Congo Basin show intercalations of hemipelagic and terrigenous deposits that can be easily correlated from site to site, and sequences are regionally cross-correlated. Cores from site 1077, the nearest site from Area 2, should provide a good flashover of mechanical properties in our study area. Although sediment compressibility is reduced by several orders of magnitude with increasing effective stress during compaction (Neuzil, 1980), real profiles of sediment compressibility and bulk density have not been integrated in any equation. For shallow processes of compaction, an average bulk density for the first 240 m is considered as a good approximation. With a sediment thickness less than

240 m, fluids can escape along discontinuities, such as the channel-levee interface. Above 240 m thickness, the sedimentation can seal the system, requiring an excess pore pressure for pockmark generation. Equation (2) yields an average value of  $2.944 \text{ kN.m}^{-3}$  for the submerged density. Equation (4) gives a variation of head pressures,  $\Delta h$ , equal to 70.7 m, which is equivalent to an excess pore pressure at the top of palaeochannel of 0.707 MPa (considering  $g$  equal to  $10 \text{ m.s}^{-2}$ ). This overpressure corresponds to the minimum excess pore pressure needed for pockmarks formation with a sediment cover of 240 m.

#### **4.1.11 Discussion**

An excess pore pressure can be generated in a buried layer by two processes: 1) a thick deposit of fine-grained sediment with low permeabilities can create overpressure in an underlying level. In this case the sedimentation rate and associated lithologies are key parameters. A model described by Dugan (2000) predicts that significant overpressures will originate where loading is rapid. Due to the low permeabilities of the hemipelagic cover, fluids are preferentially entrapped in the sandy/silty body of the buried channel, which can lead to an excess of pore pressure and later to the up-dip migration along bedding planes, i.e. up the flanks of levees and basin fill.

##### **a. Effect of the sedimentation rate for generating overpressure**

The vertical stress due to an additional load is:

$$(5) \quad \sigma_v = \rho_{\text{sat}} d$$

where  $\rho_{\text{sat}}$  is the bulk density (in  $\text{kN.m}^{-3}$ ) and  $d$  is the thickness of the new deposit (in m). The average bulk density for 240 m in the core 1077 is  $12.944 \text{ kN.m}^{-3}$  and the vertical stress corresponding to the overpressure is  $707 \text{ kN.m}^{-2}$ . Equation (5) gives a value of  $d$  equal or superior to about 56 m. This thickness represents the last 56 m of the sediment cover (240 m), which has been deposited very quickly over the palaeochannel, leading to the overpressure. The dissipation time of overpressured fluids,  $t_{\%}$ , depends on the hydraulic diffusivity  $D_z$  ( $1.10^{-8} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$  in the study area, calculated from ODP data, ODP175 initial report, in Wefer *et al.* 1998b), on the maximum vertical distance of dissipation  $z$  (the dissipation can be performed upward or downward, so  $z = 240 / 2 = 120 \text{ m}$ ) and on the time factor  $T_v$  (in %):

$$(6) \quad t_{\%} = \frac{T_{v\%} \cdot (z)^2}{Dz}$$

$T_v$  is related to the consolidation rate  $U$  (in %). Values of  $T_v$  are available from pre-calibrated curves or can be expressed from a Fourier series (see Appendix for details). For a consolidation rate of 50%,  $T_{v50\%} = 0.197$  and Equation (6) gives a time dissipation of 9000 years. For a consolidation rate of 99%,  $T_{v99\%} = 2$ , the time dissipation is 91000 years. The average sedimentation rate at the site 1077 is about  $10 \text{ cm/k.y}$  and reaches  $20 \text{ cm/k.y}$  for the last 200000 years (Wefer *et al.*, 1998b). Based on a maximum sedimentation rate of 20

cm/k.y, 56 m would have been deposited in 275000 years. The overpressure would have already dissipated when the sediment thickness reached 56 m.

Thus, the sedimentation rate appears insufficient to explain an overloading effect capable to producing the excess of pressure needed to expel fluids up to the seafloor. Only repeated overflow deposits from the Zaire canyon could build up a thick sediment cover rapidly reaching 56 m. Biostratigraphical analyses of all sites in the Lower Congo Basin indicate an overall continuous hemipelagic sedimentation, characterized by the absence of (or only minor) post-depositional sediment transport. Only one thin and isolated Bouma D/E turbidite sequence has been identified (Pufahl *et al.*, 1998, and site 1075 descriptions).

### b. Fluids migration from deeper levels as a key parameter

Pockmark structures are commonly attributed to fluid venting from overpressured biogenic/thermogenic methane, oil or other pore fluids. In the slope of the Lower Congo basin the hemipelagic sediments play the role of an impermeable seal over the turbiditic palaeochannel. If fluids migrate from underlying levels, they are preferentially entrapped in higher permeability layers, represented here by the sandy/silty linear body (Hovland and Judd, 1988; Mann and Mackenzie, 1990; Premchitt *et al.*, 1992; Tinkle *et al.*, 1988). In these conditions the channel acts as a drainage pipe, and the supply of ascending fluid from deeper overpressured reservoir can exceed the pore pressure limit of 0.707 MPa necessary for fluidization, upward migration and pockmark formation on the seafloor. This hypothesis implies that fluids migrating up to the palaeochannel, partly originate from deep thermogenic processes (Broozs *et al.*, 1999). The expected nature of fluids escaping from seafloor pockmarks should be a mixture of interstitial water, shallow biogenic gases (produced by bacterial degradation of organic matter) and thermogenic gases or oil from deep buried reservoirs. A discontinuous BSR is clearly evident on 3D-seismic data in Area 1, directly superposed beneath deep-buried palaeochannel bodies (*Fig. 5 and 10*). In contrast to Area 2, where no distinct BSR is evident beneath the shallow buried channel indicating the lack of free gas trapped under gas hydrates or the lack of gas hydrates themselves. It is suggested that the chimneys directly expel all fluids from the channel body reservoir. Pockmark belt and associated shallow buried channel act as a by-pass zone for free gases.

Due to the sandy/silty nature of the channel fill, the overpressure is uniformly distributed along the channel body. Dugan and Flemings (2000) developed a two-dimensional model to generate overpressure in which the geometry of the reservoir and rate of loading control lateral fluid transfer. This model predicts that significant overpressures will originate where loading is rapid. Longitudinal flow occurs in the palaeochannel because a pressure gradient exists, due to the differential loading above it. The gradient is assumed to be highly dependent on the loading geometry, the bulk compressibility, and the hydraulic conductivity. The pockmark distribution on seafloor is not dependent on the location of the fluid sources under the palaeochannel, because this lateral gradient exists.

### c. Conceptual model for fluid seepages above a shallow buried palaeochannel

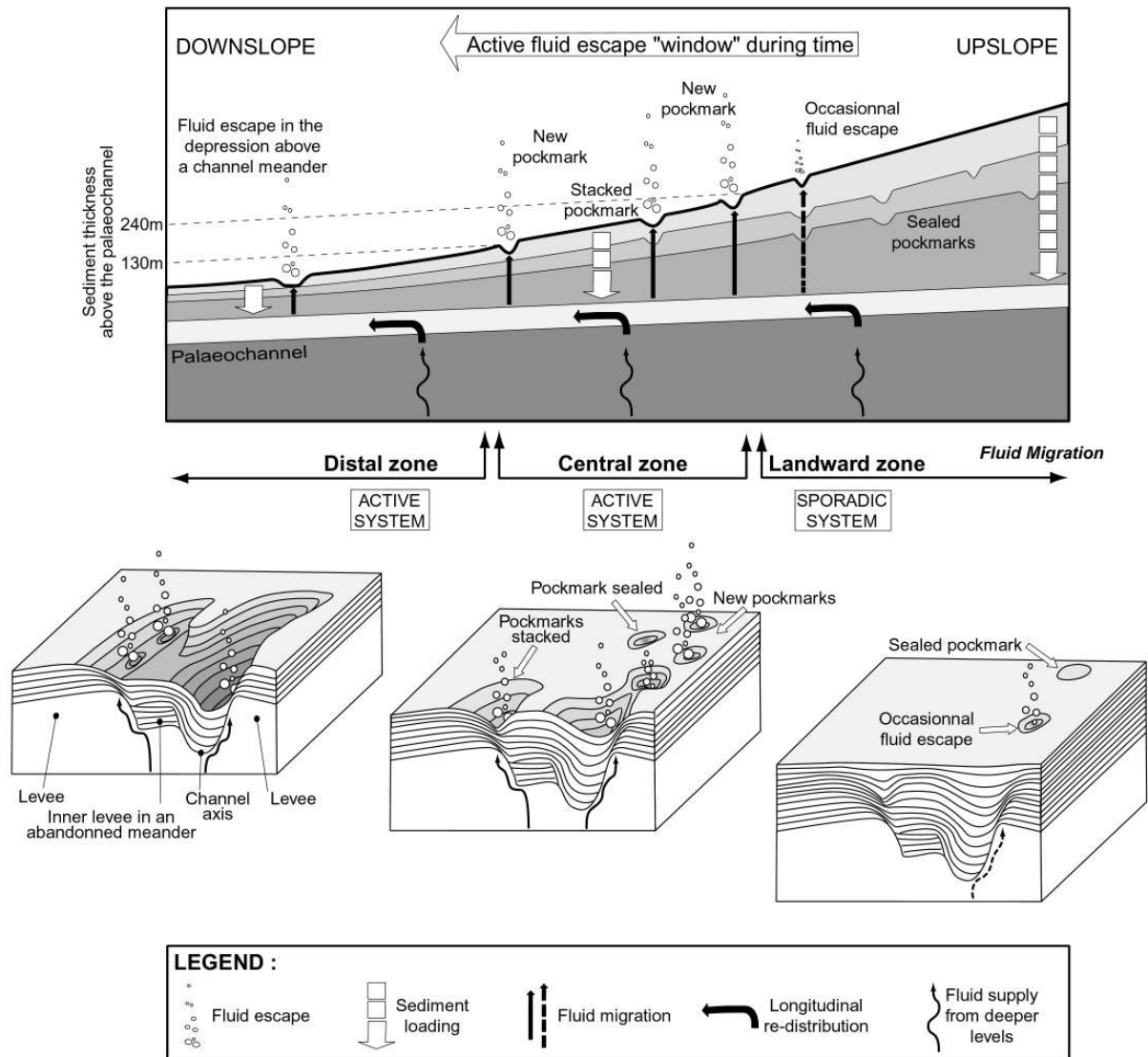
Area 2 is characterized by a seaward decrease of the sedimentary cover above a shallow buried channel axis, where three sub-zones have been identified as a function of morphological features on the seafloor and on seismic sections:

1) The distal zone displays direct fluid escape because the sedimentary cover is very thin above buried meanders;

2) The central zone has a medium-thick cover that allows active fluid seepage creating new pockmarks or re-using ancient chimney, that can lead to vertically stacked pockmarks;

3) The landward zone is characterized by a thick sedimentary cover; pockmarks are sealed because the rate of sedimentation exceed the seepage forces, but fluids can periodically escape.

This pattern demonstrates that channel-related pockmarks are active over a window of sediment cover of thickness between 130 m and 240 m. This active fluid window moves basinward during time by slope progradation and pockmarks progressively mimic the palaeochannel axis (*Fig. 12*).



**Figure 5.35 Art. 12 : Conceptual model for fluid expulsion from a sandy/silty buried channel. Fluid escape in the landward zone is assumed to be sporadic, because of a thick sediment cover and characterized by a low pockmark density on the seafloor. Central and distal sub-zones may be active for fluid seepage at the present day. This “active window” moves basinward in pace with slope progradation.**

Conversely, in the landward zone, numerous fossil pockmarks and associated chimneys, indicate a past activity for fluid seepage (Hovland *et al.*, 1984). The thickness between the channel-levee interface and fossil pockmarks is of the same order than the present day thickness of the cover observed in the central zone of Area 2 (Fig. 10). This last observation suggests that leakage processes may stop where there is a high seal capacity of the sedimentary cover. If the mechanical model for expelling fluids from shallow buried channel is clearly evidenced by 3D seismic profiles, the spatial link with deep overpressured reservoirs remains more hypothetical. It seems that at a greater depth, a rapid porosity collapse may generate overpressure and lead to the development of tensile fractures, veins and sand injections contributing to fluid migration (Fisher *et al.*, 1999). Some examples of similar features have been reported in layered strata with strong permeability contrasts from the Gulf of Mexico. In this area, the overpressured fluids from the sand layers migrate

upwards in the overlying mud by fracture permeability, following the minimum principal stress (Bishop Stump and Flemings, 2000; Cole *et al.*, 2000). In the North Sea, buried craters have been observed at a Pliocene horizon, which may have been formed during an earlier period of sustained gas seepage.

Hydrocarbon migration pathways are largely controlled by the distribution of high permeability conduits, such as faults (Yu and Lerche, 1996) and sand-rich carrier sequences and their structural dip or geometry (Burley *et al.*, 2000). In particular, Cartwright (1994) and Lonergan *et al.* (1998) described thick mudstone-dominated sequences disrupted by complex arrays of small extensional faults distributed at intervals of 100-500 m. The network of faults is assumed to be produced by volumetric contraction of fine-grained sediments, it may easily drive fluids from underlying stratigraphic units up to the seafloor.

#### **4.1.12 Conclusion**

This integrated study combining conventional seismic profiles with 3D seismic blocks in the Lower Congo Basin showed a close relationship between a type of seafloor pockmarks and a buried palaeochannel: These pockmarks seem to take root at the channel-levee interface. They are systematically distributed on both sides of the buried channel body and mimic the meandering track of the palaeochannel on the seafloor. Six key results have been established:

- 1) The buried turbiditic channel determines a horizontal drain for lateral fluid flow.
- 2) The seaward decrease of the sedimentary cover activates a differential overloading responsible of downchannel fluid migration and pockmarks development, when the thickness ranges between 130 m and 240.
- 3) A value of 707 kPa was calculated as the minimum excess of pore pressure needed for fluid bursting and pockmarks formation, for a channel buried at about 240 m below seafloor.
- 4) As the sedimentary wedges build up the slope, this open-window moves downward along the palaeochannel axis.
- 5) Considering the sedimentation rate in the study area, the excess of pore pressure in the palaeochannel is supposed to be created by an additional fluid supply that migrates upward from deeper levels.
- 6) Discontinuities in the sedimentary column, such as faults, erosional surfaces or buried chimneys may channelize deep fluids during migration. Conversely, all sedimentary structures, such as channel bodies or sandy/silty layers, concentrate fluids before redistribution as intermediate reservoirs.

Finally, a new type of pockmark closely linked to a buried palaeochannel has been described in the Lower Congo Basin and a hydromechanical model has been proposed, which implies the mixing of shallow and deep buried reservoirs. These seismic chimneys are the spatial link between source rock, reservoir trap and shallow-gas anomalies; their

detection may be indicative of both potential zones of geohazards and deeper prospective reservoirs (Aminzadeh *et al.*, 2001; Heggland, 1998a; Tingdahl *et al.*, 2001).

This work was largely improved by the data of the ZAIANGO project, co-sponsored by IFREMER and Total-Fina-Elf. Authors are very grateful to Alain Morash head of the Deep Offshore Project at TFE; and Bruno Savoye head of the ZAIANGO project at IFREMER, for their financial support and data supplies. M. Hovland, P. Vogt and an anonymous reviewer are gratefully acknowledged for their critical reviews and their suggestions. We warmly thank P. Van Rensbergen for his careful English edit and N. Babonneau for useful comments concerning the Zaire canyon.

### **4.1.13 Appendix**

The process of consolidation is directly linked to the rate of excess pore pressure dissipation. The one dimensional consolidation theory is governed by the following differential equation (Terzaghi 1943):

$$(1) D_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial u}{\partial t}$$

where  $u$  is the pore water pressure,  $D_z$  is the hydraulic diffusivity,  $t$  is time and  $z$  denotes the position where  $u$  is determined. The Terzaghi's consolidation equation can be solved using analytical or numerical techniques. The solution obtained depends on the boundary conditions. For our case, with a soil layer of height,  $2H$ , the boundary conditions are:

- a- Complete drainage at top and bottom of the layer;  $u = 0$  at  $z = 0$  and  $z = 2H$
- b- The initial excess pore water pressure  $\ddot{A}u = u_i$  is equal to the applied stress increment  $\ddot{A}\sigma$

The solution is obtained as a Fourier series which can be expressed in the following form:

$$(2) U_z = 1 - \sum_{n=0}^{\infty} f_1\left(\frac{z}{H}\right) f_2(T_v)$$

where  $U_z$  is the degree of consolidation at time  $t$  at depth  $z$ , and  $T_v$  is a non-dimensional time factor.  $U_z$  and  $T$  are given by:

$$(3) T_v = D_z \frac{t}{H_{dr}^2}$$

$$(4) U_z = 1 - \frac{u}{u_i}$$

where  $H_{dr}$  is the length of the longest drainage path.

Based on the numerical solution of equation (2), and in order to define the time factor  $T_v$  as a function of the degree of consolidation  $U_z$ , Casagrande, 1936 and Taylor, 1948 determine a "pre-calibrated" curve concerning the Time factor  $T_v$  which is given by the following equations:

$$(5) U_z > 60\% \quad T_v = 1.78 - 0.933 \log(100 - U_z(\%))$$

$$(6) U_z > 60\% \quad T_v = \frac{\pi}{4} \left( \frac{U_z(\%)}{100} \right)^2$$

From equations (3), (5) and (6) and for a given hydraulic diffusivity  $D_z$  and for a given drainage path  $H_{dr}$ , it is possible to evaluate the time  $t$  needed to obtain a specified degree of consolidation  $U_z$ .

## **4.2 LES AUTRES CAS DE MIGRATION DE FLUIDES DEPUIS DES CHENAUX TURBIDITIQUES PEU ENFOUIS**

### **4.2.1 L'exemple d'un chapelet multiple de pockmarks associés à un chenal enfoui sur la marge du Nigeria**

L'exemple, dans le bassin du Congo, d'un double chapelet de pockmarks au-dessus d'un pal o chenal enfoui superficiellement n'est pas unique. Sur la marge du Nigeria, marge grasse alimentée par le fleuve Niger qui construit un véritable delta progradant sur la pente, les forts apports sédimentaires sont susceptibles de générer des surpressions rapidement, ce qui se traduit par un nombre important de sorties de fluides. Nous avons identifié dans ce bassin **une distribution sinueuse des pockmarks au-dessus d'un pal o chenal** enfoui à 150 ms sous le fond de l'eau (*Figure 5.36*). Ces pockmarks sont espacés de quelques dizaines de mètres seulement et **dessinent un double chapelet sur le fond de l'eau**. Par endroits, il est même possible d'identifier trois, voire quatre rangées de pockmarks. Dans ce cas, les rangées externes se situent au-dessus de mandres abandonnées et sont donc topographiquement plus hautes que les rangées internes qui marquent le corps du chenal le plus récent avant l'arrêt de son fonctionnement et son drapage. **Cette rpartition des pockmarks permet donc d'identifier clairement la morphologie du chenal enfoui**. Sur ce domaine, le long du pal o chenal, la couverture sédimentaire a une épaisseur de 150 ms environ comme le montre le profil sismique QR (*Figure 5.36*). Les pockmarks sur le fond sont très denses, faiblement espacés, parfois même coalescents. Cette zone présente les mêmes caractères morphologiques des pockmarks sur le fond et le même enfouissement du chenal que la zone centrale du pal o chenal peu enfoui dans le Bassin du Congo. De plus, en raison de la progradation sur la pente, la couverture sédimentaire est plus importante dans la zone proximale du pal o chenal, ce qui se traduit par des pockmarks plus clairsemés sur le fond (non illustré ici). Inversement, la couverture sédimentaire diminue progressivement vers la zone distale du pal o chenal et la bordure des mandres est directement visible sur le fond de l'eau. **La charge sédimentaire différentielle au-dessus du pal o chenal induit un gradient de pression dans celui-ci et une migration longitudinale des fluides vers l'aval**. L'expulsion maximum des fluides s'opère lorsque la charge sédimentaire est optimale, c'est à dire comprise ici entre 130 et 240 m.

La sédimentation dans les bassins du Congo et du Nigeria correspond à des hémip lagites fines, caractéristiques des dépôts de pente sur les marges grasses. Le comportement mécanique de la couverture sédimentaire au-dessus du pal o chenal est donc



semblable dans les deux cas, ce qui explique les fortes similitudes morphologiques observées. Ces processus pourraient être généralisés dans le cas de paléo-chenaux peu enfouis se développant sur les pentes continentales, **recouverts progressivement par la progradation d'un matériel terrigène fin qui a tendance à sceller les expulsions de fluides**. Nous verrons plus loin que la nature des fluides piégés dans ces réservoirs turbiditiques superficiels dépend du contexte de leur mise en place et de l'alimentation (ou non !) depuis les roches mères sous-jacentes.

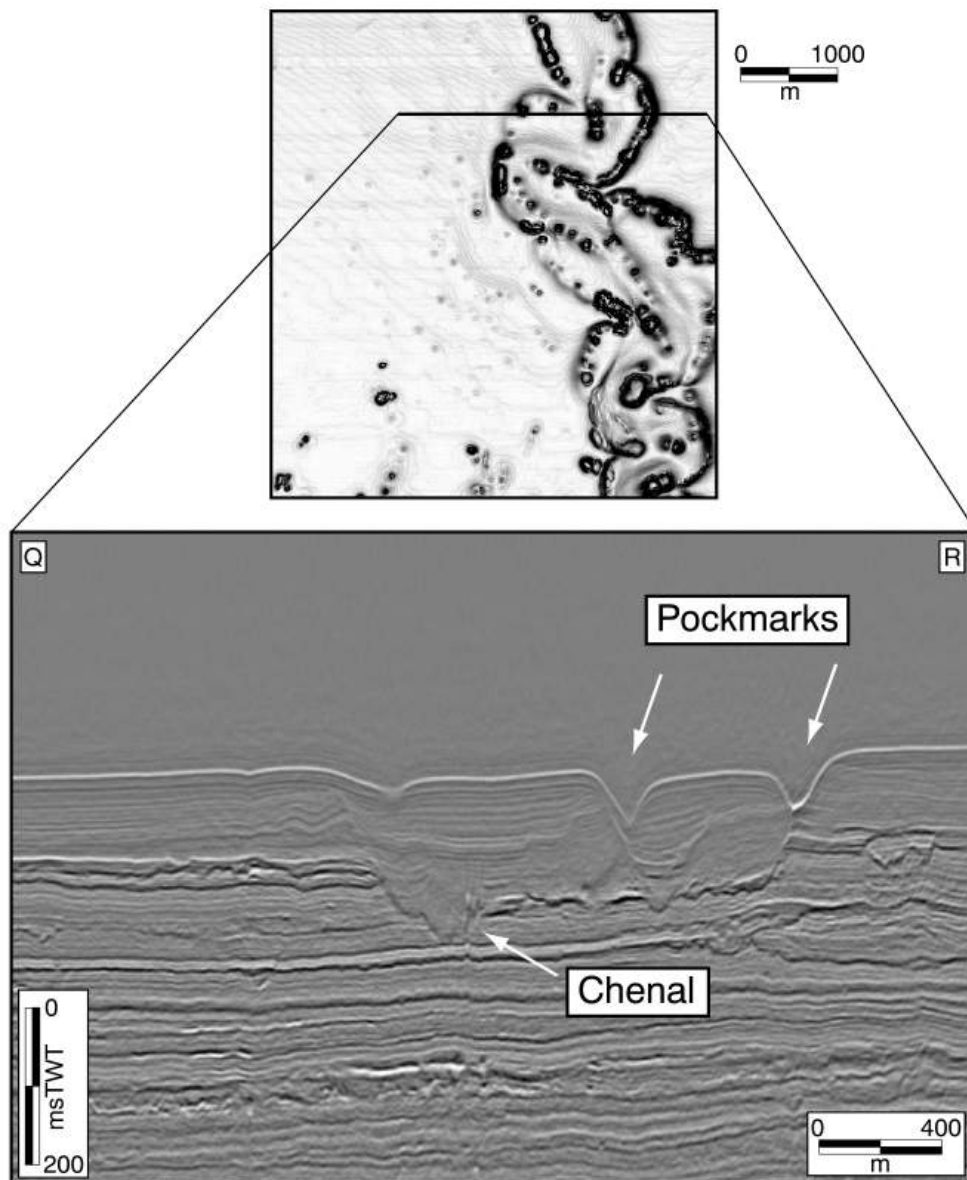


Figure 5. 36 : Exemple d'un chapelet multiple de pockmarks au-dessus d'un chenal peu enfoui sur la marge du Nigeria.

## **4.2.2. Le pockmark géant REGAB associé à un chenal enfoui**

Nous avons décrit, dans le chapitre 3, un pockmark géant sur la rive droite du canyon du Zaïre, à environ 3200 m de profondeur. Ce pockmark est caractérisé par une très forte densité de faune couplée à des concentrations importantes de méthane dissous dans l'eau de fond. L'étude de la structure de la marge avait conduit les premiers observateurs à considérer que ce pockmark se situait à l'aplomb de la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique (TFE-IFREMER, communications orales). Cette transition est caractérisée par une remontée du manteau supérieur le long de failles, initiée pendant la phase extensive de la marge, et apparaît comme un bourrelet sur les profils sismiques (Sarrane, communication orale). La circulation de fluides profonds pouvait lessiver ce bourrelet mantellique et remonter ensuite jusque sur le fond de l'eau, formant un pockmark géant de fluides profonds. L'objectif des premières analyses géochimiques était donc de caractériser les fluides mis au niveau du pockmark géant REGAB afin de déterminer la signature de fluides ayant lessivé des roches du manteau supérieur.

Depuis cette première hypothèse, l'étude menée sur la relation entre les pockmarks et les paléo-chenaux enfouis superficiellement nous a conduit à reconsidérer l'interprétation d'une origine profonde pour les fluides expulsés sur le fond de l'eau du pockmark géant REGAB. En effet, nous proposons une nouvelle interprétation du profil sismique passant par le pockmark géant qui permet de mettre en évidence un paléo-chenal enfoui (*Figure 5.37*). **Ce paléo-chenal représente certainement un réservoir pour des fluides d'origine superficielle** : 1) des fluides interstitiels piégés au moment du dépôt turbiditique et 2) des fluides biogéniques (méthane principalement) issus de la dégradation de la matière organique et piégés préférentiellement dans ces réservoirs à forte perméabilité. Cette observation est confirmée par le fait que **les hydrates caractérisés sur le fond de l'eau de ce pockmark ont une origine biogénique**, contrairement à ceux identifiés dans le Golfe du Mexique (Sassen *et al.*, 2001).

Le profil sismique ST montre que le paléo-chenal est enfoui à 375 m environ sous le fond de l'eau (*Figure 5.37*). Sous le pockmark REGAB, **une cheminée de dysmigration de fluides**, marquée par des réflecteurs rebroussés vers le haut, semble s'enraciner sur la bordure Nord de ce paléo-chenal enfoui. Une autre cheminée aux dimensions semblables est située sur la bordure Sud du paléo-chenal. Cette cheminée représente soit un ancien conduit qui alimentait un pockmark maintenant enfoui à 50 m environ sous le fond de l'eau, soit un conduit en cours de formation. Il s'agit donc du **même double chapelet de pockmarks** qui se développent de part et d'autre d'un paléo-chenal peu enfoui. Dans ce cas, l'opérateur de la couverture sédimentaire correspond, dans le modèle développé plus haut, à une zone dite proximale au-dessus du paléo-chenal. Dans cette zone, **les expulsions de fluides sont occasionnelles**. Cette observation est confirmée par le fait que le pockmark REGAB est plutôt isolé sur le fond de l'eau. Les autres pockmarks qui ont pu fonctionner encore récemment, comme le pockmark enfoui identifié sur le profil sismique ST, sont maintenant complètement scellés. **Le pockmark REGAB représente donc le dernier survivant d'une longue ligne de pockmarks ayant permis d'expulser les fluides interstitiels piégés dans le chenal enfoui.**

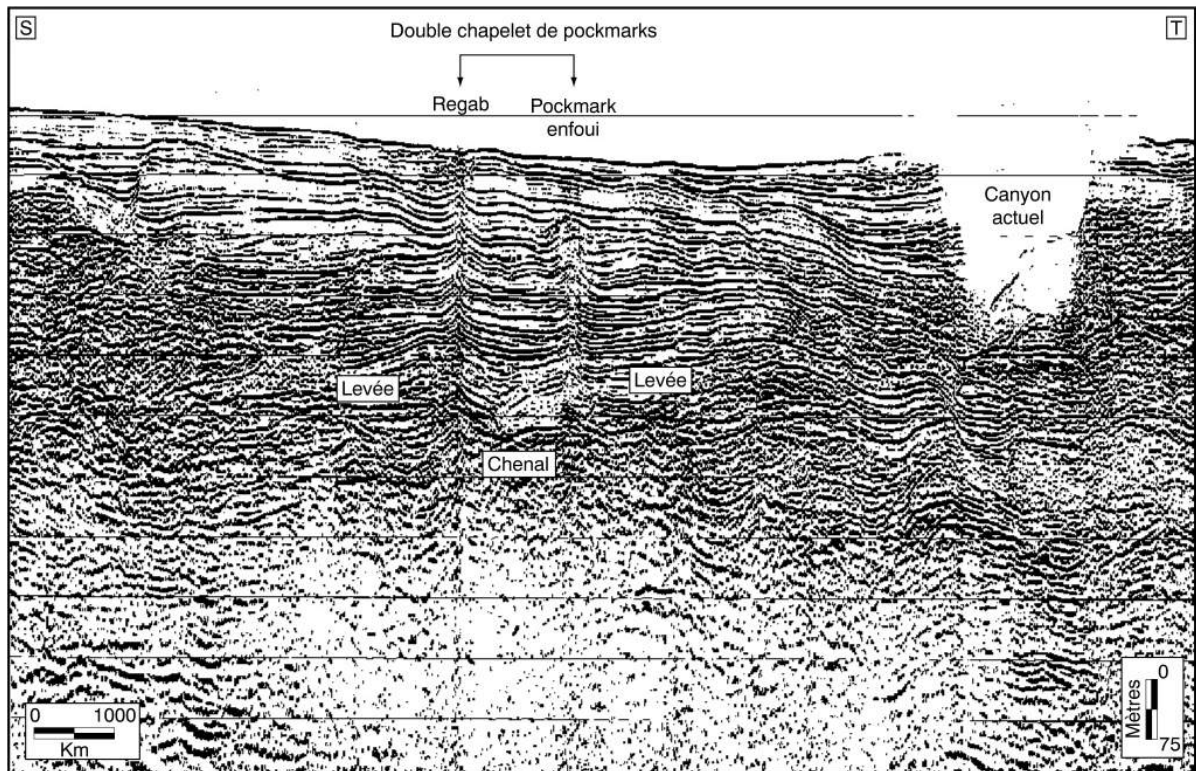


Figure 5. 37 : Profil QR de sismique HR, orient N/S et passant à l'aplomb du pockmark g a nt REGAB. La nouvelle interpr tation e ce profil propose que les deux chemin es , dont l'une alimente le pockmark REGAB, se situent de part et d'autre d'un pal ochenal enfoui à 375 m environ.

### **4.2.3 La réutilisation, pendant l'enfouissement, des conduits préexistants créés superficiellement**

Nous venons de voir que des pockmarks pouvaient se d velopper à partir de fluides issus d'un pal ochenal enfoui à plus de 375 m, comme c'est le cas pour le pockmark REGAB. **Au-delà d'un tel enfouissement, la couverture s dimentaire scelle la migration de fluides.** Le profil sismique UV, situ dan s la partie Nord de la zone couverte par la sismique 3D (c.f. Figure 5.2 pour localisation), montre un chenal enfoui du Miocène sup rieur (Figure 5.38). **De part et d'autre du corps du chenal, deux chemin es de dysmigration s'enracinent à l'interface chenal-lev e.** En section ces chemin e s sont constitu e s d'une zone ovoïdale de forte amplitude au-dessus d'une zone dans laquelle les r flecteurs sont rebrouss s vers le haut. Ce type de profil peut être interpr t de deu x façons diff rentes :

1) **Les chemin es de dysmigration de fluides se sont d velopp es de part et d'autre du pal ochenal lorsque celui-ci tait enfoui superficiellement.** Pendant l'enfouissement, sous l'action de la pression et de la temp rature, ces fluides ont pu interagir avec l'encaissant s dimentaire et former des pr cipit s (sous la forme de carbonates par exemple) qui ont indur les conduits et la chemin e . Cette induration pourrait expliquer les

fortes amplitudes dans les chemins de dysmigration mais, dans ce cas, les réflecteurs seraient rebroussés vers le haut. Comme nous le verrons dans le chapitre 6, nous avons identifié dans les Terres Noires du Bassin du Sud-Est un conduit fossile induré d'un diamètre pluridécimétrique. Le contraste de lithologie entre ce conduit et les marnes environnantes peut tout à fait se traduire par de fortes amplitudes sur les profils sismiques. Dans ce cas, les réflecteurs rebroussés vers le bas au sommet des chemins pourraient correspondre à des paléo-pockmarks, et marqueraient la fin de l'activité d'expulsion de fluides.

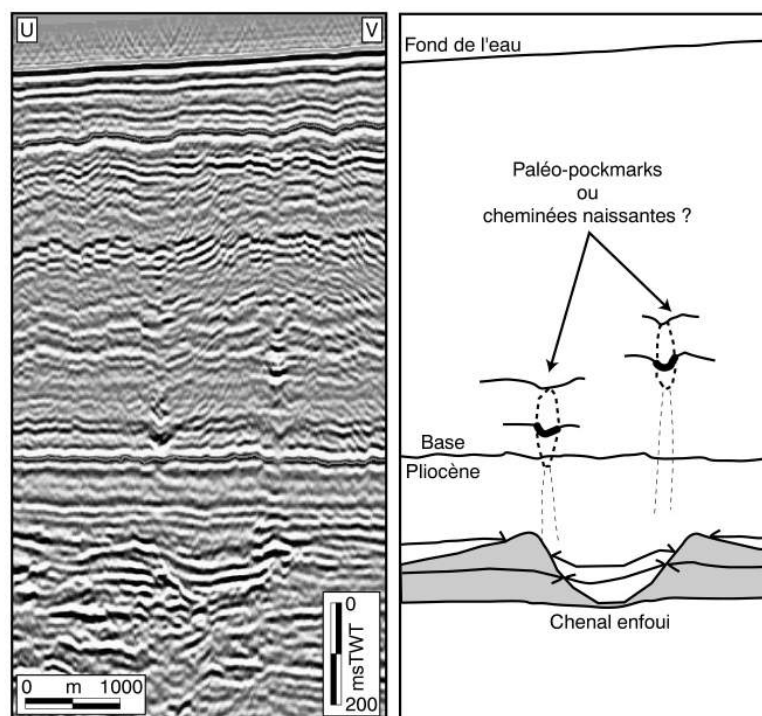


Figure 5.38 : Profil sismique UV, situé à l'aplomb d'un chenal du Miocène supérieur enfoui à plus de 600 m. De part et d'autre du corps du chenal, des cheminées de dysmigration de fluides sont visibles. S'agit-il de cheminées héritées, formées lorsque le chenal n'était enfoui que superficiellement, ou bien de cheminées utilisées par les fluides profonds ?

2) Dans le Bassin du Congo, nous avons mis en évidence quatre niveaux de chenaux turbiditiques Oligocène à Miocène (c.f. Chapitre 2). Ces chenaux sont passés par un stade précoce de compaction lorsqu'ils n'étaient encore enfouis que superficiellement et de très nombreuses cheminées de dysmigration ont été initiées au cours de l'histoire de leur enfouissement. Comme nous l'avons vu au chapitre 3, la migration des fluides, principalement le méthane, entraîne la précipitation massive de carbonates et la formation d'une multitude de conduits tubulaires carbonatés. Comme nous le verrons dans le chapitre 6, la précipitation des carbonates se fait de façon centripète par effet de pompage du calcium dans les sédiments environnants. Les fluides thermogéniques profonds, issus des roches mères, vont migrer et être stockés préférentiellement dans les chenaux turbiditiques de l'Oligocène et du Miocène. **Ces fluides pourraient très bien emprunter les conduits**

**carbonates initiés par cocement pour remonter vers la surface.** Dans le cas du profil UV, nous privilégions cette hypothèse car, dans la zone ovoïdale de forte amplitude, les r-flecteurs sont rebroussés vers le bas par un effet de pull-down dû à la présence de gaz.

Au cours de l'histoire de l'enfouissement des chenaux turbiditiques, un grand nombre de cheminées se sont formées de part et d'autre du corps du chenal. Après avoir stocké puis expulsé les fluides interstitiels, les chenaux vont stocker puis expulser des fluides thermogéniques profonds via les conduits initiés dans les stades précoces de l'enfouissement.

Nous allons voir dans le paragraphe suivant que ce cas des cheminées utilisées reste toutefois anecdotique dans le Bassin du Congo. L'empilement de ces chenaux et la compaction différentielle qu'il engendre représentent les paramètres essentiels qui contrôlent la migration des fluides et la répartition des pockmarks sur le fond de l'eau

### **4.3 LES POCKMARKS ASSOCIÉS AVEC DES CHENAUX PROFONDEMENT ENFOUIS**

Les cheminées de dysmigration de fluides ont tendance à se former à l'interface chenal-levée lorsque le chenal est enfoui superficiellement. Dans quelques cas seulement, ces conduits initiés par cocement peuvent être utilisés lorsque le chenal est enfoui profondément, mais ces cheminées n'atteignent jamais le fond de l'eau actuel. Nous allons montrer ici que les pockmarks qui semblent isolés sur la pente ainsi que toutes les cheminées enfouies orphelines sont directement reliés aux chenaux turbiditiques profondément enfouis (>600 m).

#### **4.3.1 Distribution des pockmarks sur le fond**

Nous nous sommes plus particulièrement intéressés à la zone Nord couverte par la sismique 3D (*Figure 5.39*), car elle regroupe plusieurs caractères indispensables pour comprendre la relation entre les pockmarks et les chenaux turbiditiques enfouis :

- la zone est suffisamment éloignée du canyon actuel du Zaïre, pour ne pas subir son influence ;
- la zone est entièrement couverte par un intervalle Hach-Faillé relativement homogène au niveau de sa morphologie et de son paléopaysage, ce qui n'est pas le cas dans les autres zones ;
- la zone a un comportement tectonique que nous qualifierons de neutre. Elle n'est pas affectée par de grandes failles normales qui pourraient conduire aisément les fluides vers la surface : une partie seulement du graben en extension est présente au Nord Est. Cette zone est située loin au Nord de l'escarpement angolais et les failles inverses qui permettent aux diapirs de sel de remonter n'affectent ici que la base du Pliocène ;
- les pockmarks semblent isolés sur la pente.

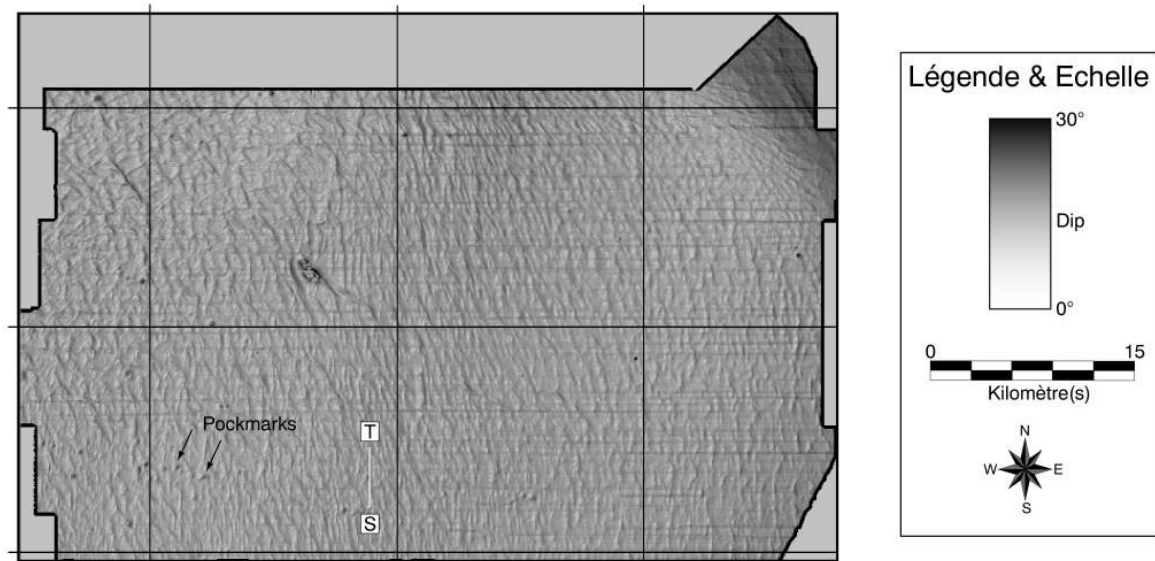


Figure 5.39 : Carte Dip de la zone Nord. Les pockmarks dans cette zone semblent isolés et désorganisés sur le fond. Cette zone est encore peu affectée par la tectonique gravitaire et l'intervalle Hach-Faillé y est homogène. Cette zone est donc idéale pour étudier la relation entre les pockmarks et des objets profondément enfouis.

#### **4.3.2 La relation hydrates-BSR-pockmarks**

Le BSR est un réflecteur virtuel qui apparaît en sismique lorsque du gaz libre est piégé sous les hydrates créant ainsi un fort contraste d'impédance entre des sédiments chargés en hydrates et des sédiments chargés en gaz. Il représente donc la base de la zone de stabilité des hydrates. La cartographie du BSR dans la zone Nord montre que celui-ci n'est pas reparti de façon homogène (Figure 5.40). Il se distribue sous la forme de grandes bandes parallèles de 2 à 10 kilomètres de large, orientées WNW/ESE. Ces bandes de BSR ont un pendage vers le Nord-Ouest, conforme au pendage de la pente actuelle puisque, comme nous l'avons vu au chapitre 2, le BSR a tendance à mimer le fond de l'eau.

Les pockmarks présents sur le fond de l'eau ont été cartographiés à partir de la carte Dip de la zone Nord (Figure 5.39). **La superposition de ces pockmarks avec le BSR montre une corrélation presque parfaite.** Deux pockmarks seulement se situent dans des zones où le BSR n'est pas exprimé. Le BSR apparaissant en sismique lorsque du gaz libre est piégé sous les hydrates, cette bonne corrélation semble indiquer que les fluides, qui ont alimenté les pockmarks actuellement présents sur le fond de l'eau, proviennent du gaz libre piégé sous les hydrates.

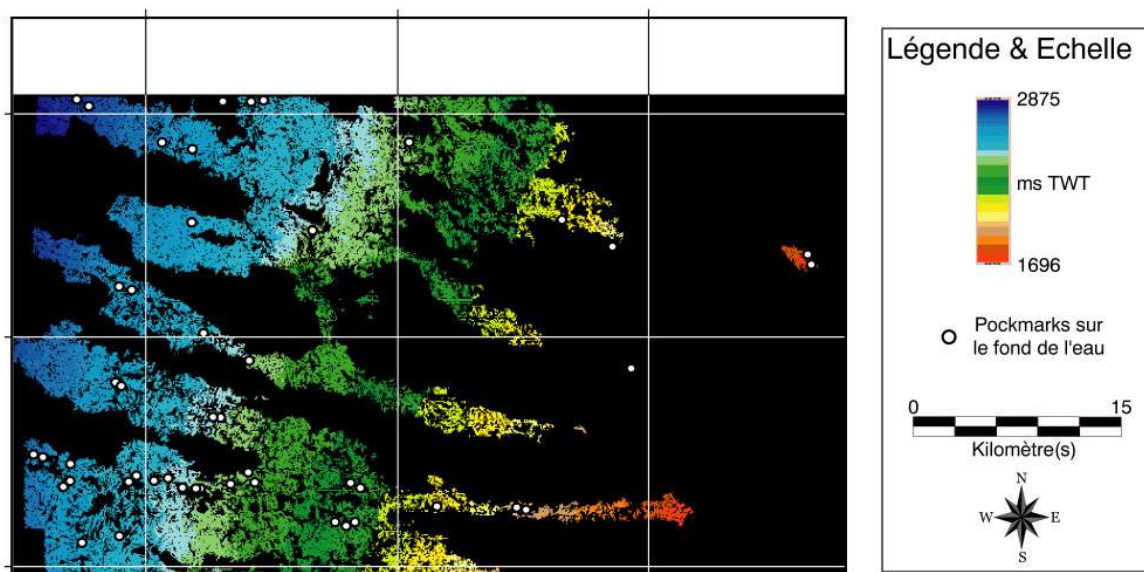


Figure 5. 40 : Carte isochrone du BSR dans la zone Nord. Le BSR se distribue en larges bandes de 2 à 1 km de large avec un pendage qui mime le fond de l'eau, c'est-à-dire vers le Nord-Ouest. Les pockmarks actuellement présents sur le fond de l'eau sont tous situés, presque sans exception, au-dessus du BSR.

Il serait donc possible, partir d'une simple cartographie des pockmarks sur le fond de l'eau, de prévoir la répartition du BSR : les pockmarks vont systématiquement se situer à l'aplomb des grandes bandes de BSR puisque le gaz libre sous les hydrates les alimentent. La zone Nord se situe pleinement dans le domaine de stabilité des hydrates. Comme nous l'avons vu au chapitre 2, les hydrates ont été identifiés sur la plupart des marges à travers le monde. Les zones de sorties de fluides, comme les pockmarks, sont fréquemment localisées au-dessus des niveaux d'hydrates (Gardner *et al.*, 1998). Nous allons voir qu'il existe effectivement un lien entre les hydrates et les zones de sorties de fluides, mais que les hydrates ne représentent qu'un réservoir intermédiaire en emprisonnant la colonne sédimentaire sus-jacente et jouant ainsi le rôle de barrière pour le gaz libre ascendant. La formation des hydrates puis l'apparition d'un BSR sont conditionnées par l'apport sous-jacent en fluides. **La distribution localisée du BSR signifie donc qu'actuellement l'apport plus profond en gaz libre est canalisé le long de ces grandes bandes.** Nous allons voir que ceci est également vrai pour toutes les cheminées enfouies de cette zone.

### **4.3.3. La répartition des cheminées enfouies sous le BSR, marqueurs d'une migration canalisée**

Une plongée ROV, réalisée dans la zone Nord, a montré que les quatre pockmarks visités expulsent à l'heure actuelle une faible quantité de méthane (*c.f. Chapitre 3, zone des pockmarks isolés sur la pente*). Les anomalies de réflectivité sur le fond et la présence de quelques indices de faune et d'encroûtements carbonatés en cours de drapage par les sédiments hémiplogiques de pente suggèrent que **ces sites ont fonctionné plus intensément mais qu'ils sont actuellement sur le déclin.** Cette observation, limitée à

quelques pockmarks, ne signifie pas que tous les autres pockmarks de cette zone soient également significatifs. Nous allons voir que le phénomène d'expulsion sur le fond de l'eau est certainement périodique et qu'il est conditionné par l'apport en gaz libre sous les hydrates.

Il n'est pas rare d'identifier sur les profils sismiques des chemins de migration de fluides enfouis sous le BSR. Leur partie supérieure est caractérisée par une zone ovoïdale allongée verticalement, dans laquelle les réflexeurs sont de beaucoup plus forte amplitude et sont rebroussés vers le bas par un effet de pull-down, ce qui signifie certainement que les sédiments sont chargés en gaz. Sous cette zone, la chemise est marquée par des réflexeurs dont l'amplitude est normale mais qui sont rebroussés vers le haut. Cette configuration est peut-être engendrée par le flux montant de fluides ou par la cimentation de conduits carbonatés. La chemise de migration de fluides représente finalement une superposition de deux anomalies acoustiques et le grand axe des chemins est donc vertical. Ces anomalies rendent difficile la cartographie automatique et systématique des chemins. Le volume du bloc sismique (40 km X 60 km X 6 secondes) ne permet pas d'envisager un point manuel de l'enveloppe externe de ces chemins. L'attribut Fault est basé sur l'anisotropie des objets en privilégiant le calcul le long d'un axe par rapport aux autres. Nous avons donc converti le bloc sismique afin d'obtenir un bloc Fault de taille strictement identique en définissant des paramètres adéquats pour mettre en valeur les chemins. Un exemple de cette conversion est donné pour le profil WX (*Figure 5.41*). Ce profil, représenté à gauche avec l'attribut sismique classique, montre 8 chemins enfouis sous le BSR dont certains semblent s'enraciner sur des niveaux à chenaux du Miocène supérieur. Les nombreuses failles de l'intervalle Hach-Faillé présentent également un grand axe vertical. La représentation de ce même profil avec l'attribut Fault montre que le choix des paramètres a permis de ne pas faire ressortir les failles de l'intervalle Hach-Faillé mais que par contre toutes les chemins ont été prises en compte, représentées par des degrés « d'amplitude Fault ». La stratification, n'ayant pas d'allongement vertical, a complètement disparu. L'enveloppe de chaque chemise est ainsi caractérisée par une amplitude Fault donnée : une cartographie systématique et automatique est alors réalisable. L'inconvénient de cette méthode est que la morphologie précise des chemins est perdue mais elle permet d'identifier toutes les chemins enfouies présentes dans le bloc sismique et surtout de les cartographier.



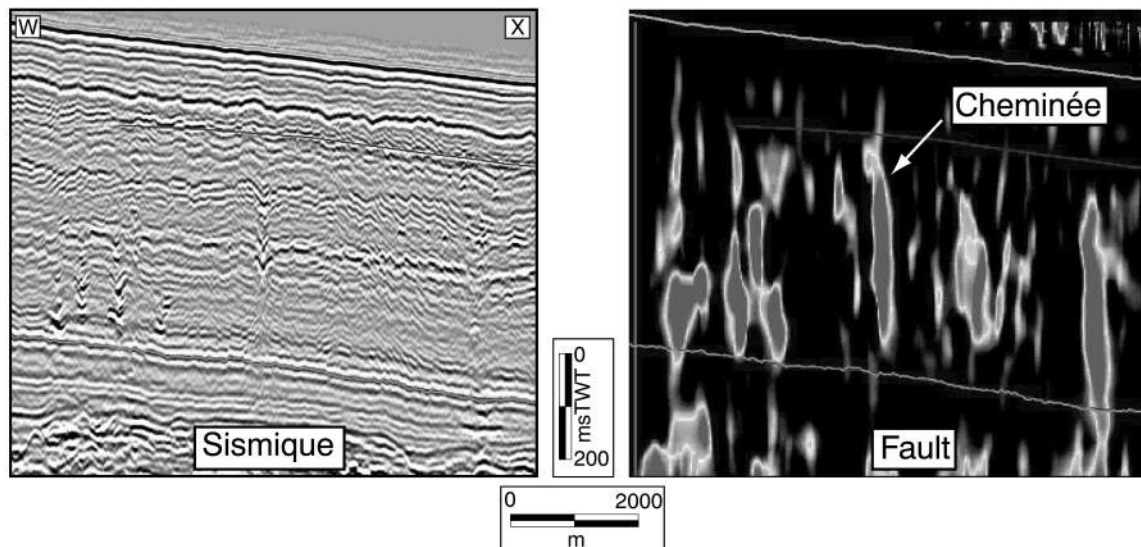


Figure 5. 41 : Représentation d'un profil dans la zone Nord en attribut sismique classique (à gauche) et en attribut calculé Fault (à droite). Le paramétrage du calcul du bloc sismique permet de mettre en évidence les chemins de dysmigration de fluides.

Cette méthode permet d'obtenir l'intégralité des chemins contenues dans un bloc sismique. Nous avons choisi, dans une représentation 3D, de différencier les chemins situés au-dessus du BSR, en les représentant en bleu, de celles situés sous le BSR, en rouge (Figure 5.42). **Le nombre de chemins sous le BSR est beaucoup plus important, ce qui signifie que plusieurs chemins alimentent le gaz libre sous les hydrates, tandis qu'un nombre de chemins plus réduit permet à ce gaz d'être expulsé sur le fond de l'eau : c'est le rôle d'écran imperméable des hydrates (c.f. Chapitre 2).** Pourtant, dans de nombreux cas, la chemins situés au-dessus du BSR se situent exactement à l'aplomb d'une autre chemins situés, elle, sous le BSR. Dans ces conditions, les hydrates ne jouent pas leur rôle d'écran et **ces chemins continus représentent un chemin direct possible** depuis des niveaux plus enfouis jusque sur le fond de l'eau.

Cette cartographie systématique des chemins de dysmigration de fluides apparaît donc comme indispensable pour comprendre le chemin suivi par les fluides avant d'alimenter les poches en gaz libre sous les hydrates.

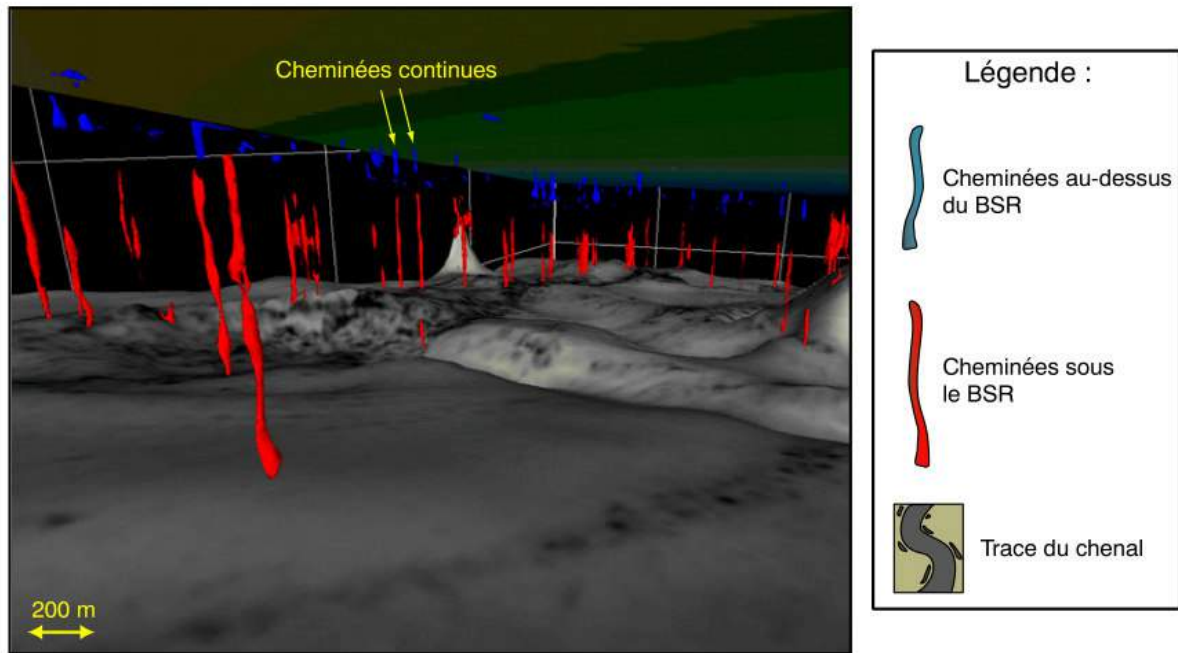


Figure 5. 42 : Vue 3D des cheminées de migration de fluides extraites du bloc de sismique 3D. Les cheminées rouges sont situées sous le BSR, tandis que les bleues sont au-dessus du BSR.

#### **4.3.4 La relation entre les cheminées sous le BSR et les chenaux turbiditiques enfouis**

Jusqu' présent, nous avons réussi à identifier les chemins suivis par les fluides mais nous n'avons toujours pas déterminé leur origine. Dans le chapitre 2, nous avons mis en évidence quatre niveaux de chenaux turbiditiques d'âge Oligocène - Miocène. Les fluides thermogéniques profonds, produits dans les roches mères, vont migrer et être piégés dans ces chenaux, qui représentent de véritables réservoirs pour les fluides, en raison de leur forte porosité par rapport aux sédiments de pente environnants (Tokunaga, 2000). **Le niveau de chenaux le plus superficiel se situe juste sous la base du Pliocène et la grande majorité des cheminées sous le BSR semble s'y enraciner.**

La représentation de ces cheminées dans un espace 3 dimensions permet de voir qu'il existe de nombreuses cheminées orphelines, sans chenal « père » apparent. Quelques-unes d'entre elles sont associées de failles majeures ou des failles d'extrados de diapirs de sel perçants mais les autres semblent totalement isolées (Figure 5.43). Leur source est certainement située plus profondément. Il est possible de renouveler cette opération avec les quatre niveaux de chenaux enfouis sur lesquels, finalement, toutes les cheminées trouvent **leur chenal « père », c'est à dire le réservoir qui est à l'origine de la migration des fluides.**

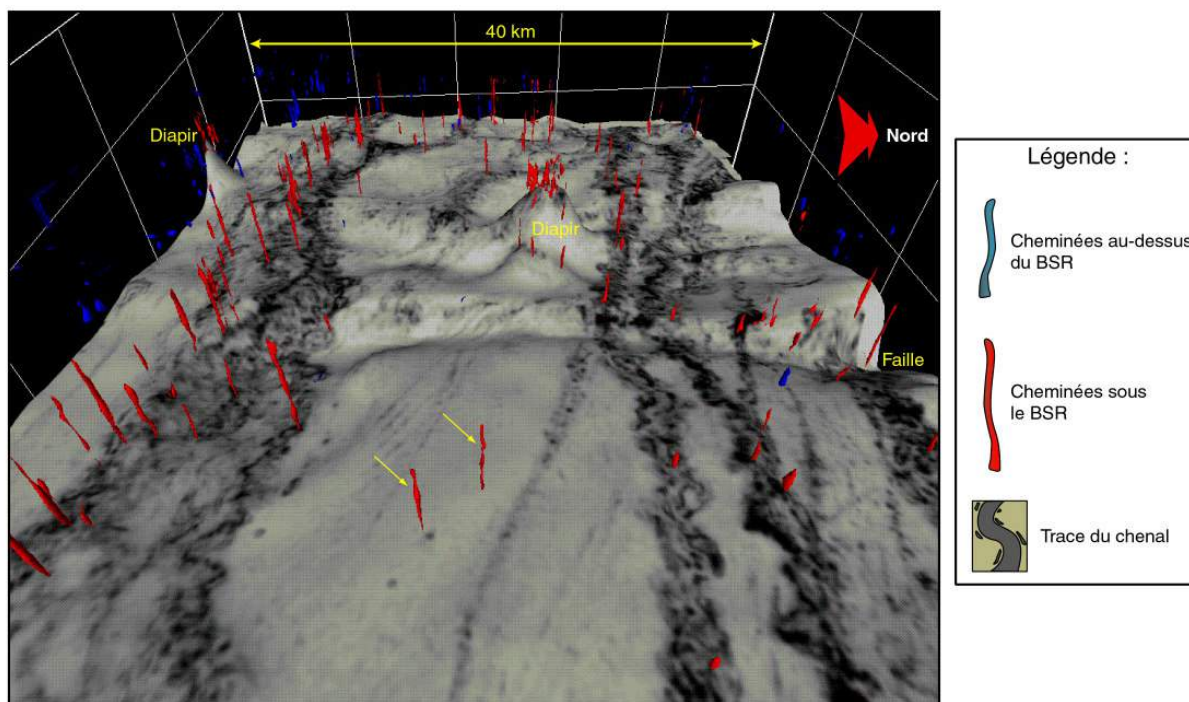


Figure 5. 43 : Vue 3D (vers l'ouest) des cheminées qui s'enracinent sur le niveau de chenaux du Miocène supérieur. Cependant, quelques cheminées sont isolées, sans chenal « père » apparent (flèches jaunes). Leur source pourrait se situer sur un niveau de chenaux plus enfoui.

Cependant, la répartition des cheminées n'est pas homogène dans le bloc sismique. Elle semble contrôlée par l'orientation des chenaux turbiditiques. A partir de la simple cartographie des chenaux, il est possible d'établir une carte de fréquence d'apparition des chenaux sur une verticale qui représente, en fait, l'empilement des chenaux entre l'Oligocène inférieur et le Miocène supérieur (Figure 5.44). Les empilements verticaux de 2 à 4 chenaux définissent des bandes parallèles, orientées WNW-ESE, dont l'extension varie de 2 à 10 km en moyenne. L'ensemble des cheminées au-dessus et au-dessous du BSR est systématiquement situé le long de ces grandes bandes. Les seules exceptions concernent les cheminées associées à des failles ou à des diapirs, cas que nous avons décrit plus haut.

L'empilement des chenaux sur une même verticale permet d'obtenir un volume de réservoir suffisant pour générer un panache de gaz ascendant avec formation d'un cratère dans la zone des hydrates. Localement, les pockmarks vont jouer le rôle de soupape et expulser les fluides vers la surface. Cependant, nous allons voir dans le paragraphe suivant que la compaction différentielle des zones à forts empilements de chenaux génère des structures anticlinales dans les séries sus-jacentes qui peuvent également concentrer les fluides.

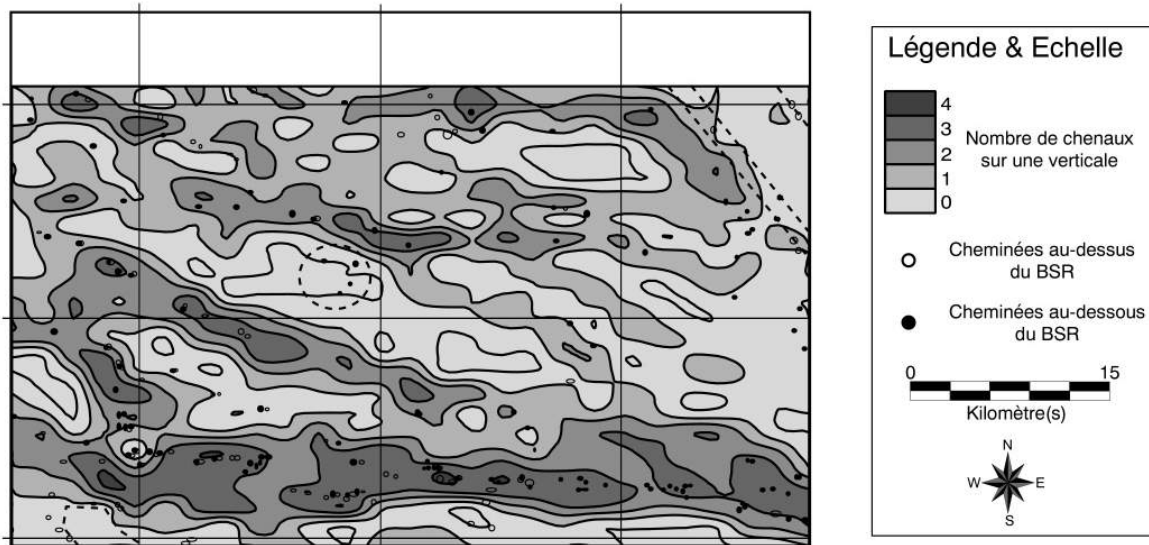


Figure 5. 44 : Carte de fréquence des chenaux turbiditiques sur une verticale. Il existe un axe EW le long duquel les quatre niveaux de chenaux sont systématiquement empilés.

### **4.35. Le modèle de migration des fluides profonds**

La carte isopaque réalisée entre le fond de l'eau et la base du Pliocène montre que **l'épaisseur de la couverture plio-quadernaire varie d'une zone à l'autre (Figure 5.45)**. Lorsqu'une zone a une épaisseur faible (noir à bleu) et qu'elle est encadrée par des zones où l'épaisseur est plus importante (en orange-rouge), cela signifie que la base du Pliocène définit à cet endroit une structure anticlinale (car le fond de l'eau a un pendage homogène vers l'Ouest). Ces zones sont systématiquement corrélées avec les zones où au moins 2 chenaux sont empilés, **ce qui signifie qu'une structure anticlinale va se développer au-dessus des zones à fort empilement de chenaux**. Inversement, les zones les plus minces de la couverture plio-quadernaire correspondent à des zones à faible empilement (moins de 2 chenaux).

Les différents travaux de reconnaissance dans l'éventail turbiditique actuel à l'actuel (Savoye *et al.*, 2000b) montrent que les zones à fort empilement de chenaux sont caractérisées par une fraction silto-sableuse importante qui contraste avec les zones à faible empilement dans lesquelles la fraction argileuse fine domine. Au cours de l'enfouissement, le coefficient de compaction de ces deux zones va être très différent. Les zones à fort empilement vont avoir beaucoup plus de mal à perdre du volume que les zones à faible empilement dans lesquelles les sédiments de pente dominent. **Cette compaction différentielle entraîne ainsi la formation de structures anticlinales et synclinales** dans la couverture plio-quadernaire, marquant le degré d'empilement des chenaux oligo-miocènes sous-jacents.

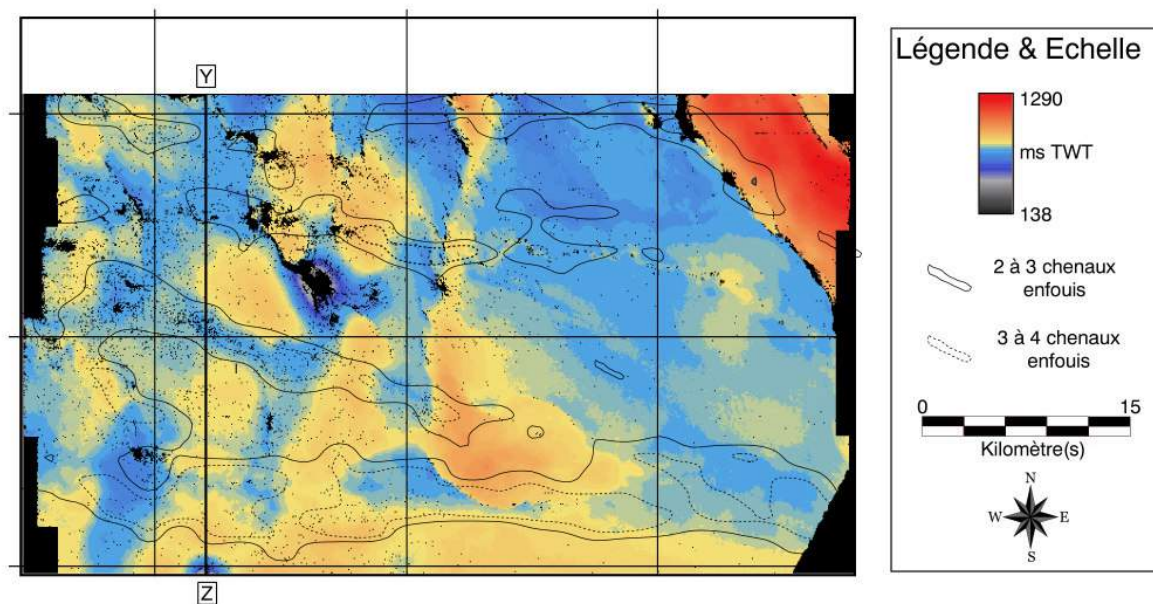


Figure 5. 45 : Carte isopaque de l'intervalle Fond de l'eau – Base Pliocène dans la zone Nord. Le fond de l'eau ayant un pendage régulier et homogène vers l'Ouest, la base du Pliocène ne forme des cuvettes synclinales dans les zones épaisses tandis qu'elle forme des bosses anticlinales dans les zones plus minces. Les zones à fort empilement de chenaux (au moins deux) se situent systématiquement au-dessous des zones où la couverture plio-quaternaire est plus mince, définissant des structures anticlinales.

Le profil sismique YZ, orienté NS, est situé dans la partie Ouest de la zone (Figure 5.46). Ce profil confirme que les sédiments de la couverture plio-quaternaire dessinent un anticlinal lorsqu'au moins deux chenaux profondément sont empilés. En raison de la plus forte perméabilité globale de la pile sédimentaire au niveau des zones à fort empilement de chenaux, celles-ci définissent de véritables aires de drainage qui concentrent les fluides thermogéniques profonds issus des roches mères (Figure 5.47). Lorsque les fluides sont expulsés de ces chenaux, ils migrent préférentiellement vers les hauts structuraux, comme au niveau de la crête des anticlinaux majeurs (Fowler *et al.*, 2000 ; Eichhubl *et al.*, 2000b). La plus grande partie des fluides est produite dans la zone de méthanogenèse par dégradation bactérienne de la matière organique. Lorsque les fluides biogéniques superficiels et thermogéniques profonds atteignent la base des hydrates, ils sont stoppés et stockés sous la forme de gaz libre, faisant apparaître un BSR. Dans la zone, l'intervalle Haché-Faillé semble être le vecteur principal de la migration superficielle des fluides, qu'ils soient interstitiels ou profonds. Ainsi la distribution des pockmarks est étroitement contrôlée par les failles de l'intervalle Haché-Faillé et donc aussi par la localisation des sillons sur le fond de l'eau. Les chemins de dysmigration de fluides empruntent systématiquement l'interface qui existe au niveau des points triples joignant trois hexagones voisins. Le gaz libre piégé sous les hydrates emprunte ainsi les failles de l'intervalle Haché-Faillé afin de gagner la surface.



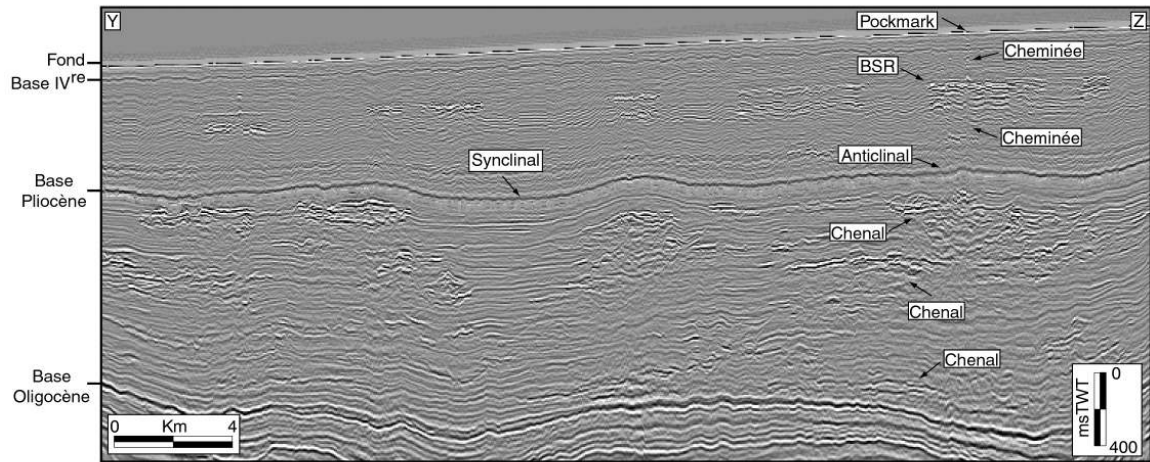


Figure 5. 46 : Profil sismique YZ, orient N/S. Ce profil montre que la couverture Plio-quaternaire est d'forme au-dessus des zones à fort empilement de chenaux Oligo-Miocènes. La compaction différentielle qui s'opère entre des zones à fort empilement et des zones à faible empilement génère respectivement des structures anticlinales et synclinales drapées ensuite par la couverture sédimentaire. Les zones anticlinales concentrent préférentiellement les fluides, ce qui explique l'apparition d'un BSR et la formation de pockmarks sur le fond de l'eau au-dessus des zones à fort empilement de chenaux.

Les analyses géochimiques réalisées sur de nombreuses carottes dans le bassin du Congo (campagne Gardline, 1999) montrent que les sites d'évents expulsent principalement du gaz, surtout du gaz biogénique. Les traces d'hydrocarbures thermogéniques gazeux ou liquides restent relativement rares, ce qui tend à montrer que **les fluides piégés sous les hydrates sont principalement biogéniques**, issus de la dégradation superficielle de la matière organique.

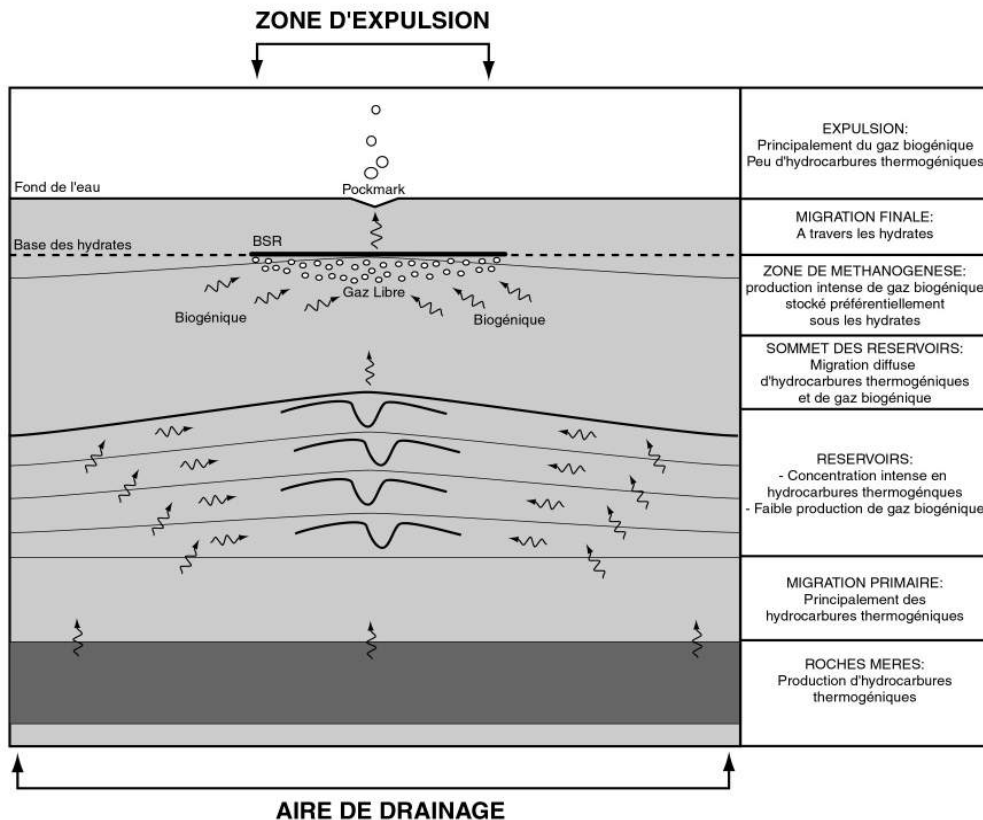


Figure 5. 47 : Modèle de migration des fluides. Les fluides issus des roches mères (thermogéniques) sont concentrés à l'apex des anticlinaux majeurs formés par l'empilement important de chenaux sur une verticale. Pourtant ils ne représentent qu'une part infime des fluides expulsés sur le fond de l'eau. La plus grande part est produite par la dégradation de la matière organique par les bactéries. Ces deux types de fluides sont stockés sous les hydrates, qui représentent une barrière de perméabilité particulièrement efficace, avant d'être redistribués sur le fond de l'eau.

## 5. BILAN ET CONCLUSIONS

De nombreuses études ont déjà montré que les fluides pouvaient migrer horizontalement, le long de niveaux stratigraphiques à la perméabilité plus importante, ou verticalement à travers les discontinuités, comme les surfaces structurales ou les failles (Saffer *et al.*, 2000). Ces observations ont été réalisées à partir de profils de sismique 2D et ne permettaient donc pas de caractériser le chemin emprunté par les fluides. Dans cette étude, nous avons utilisé les données de sismique 3D, avec un interligne de 12.5 m, qui nous a permis de préciser :

- **la source des fluides**. Les fluides thermogéniques profonds sont produits dans les roches mères du Crétacé et la localisation des dépôts-centres conoïques va contrôler leur migration, ce qui explique leur localisation actuelle ;

- **la géométrie des réservoirs** et leur organisation spatiale. Ces réservoirs concentrent les fluides profonds avant de les redistribuer vers le fond de l'eau, que ce soit les chenaux turbiditiques profonds ou superficiels, ou le système Hydrates-Gaz Libre ;

- **les chemins suivis par les fluides** entre les différents réservoirs et jusque sur le fond de l'eau. Toutes les discontinuités peuvent conduire les fluides vers la surface, comme les surfaces d'érosion et surtout les failles ;

- **l'organisation des sorties de fluides** sur le fond de l'eau. La taille, l'espacement et la répartition des sorties de fluides représentent une image instantanée de l'histoire de la migration des fluides depuis leur source jusque sur le fond de l'eau.

Finalement, l'organisation des sorties de fluides sur le fond de la mer actuel est le résultat d'une combinaison, parfois répétée, de concentration-redistribution des fluides à travers des réservoirs comme les chenaux turbiditiques profonds ou superficiels et le système Hydrates-Gaz Libre. Nous avons rassemblé dans la figure 5.50 tous les types de sorties de fluides et les facteurs qui interviennent sur leur migration et leur organisation sur le fond de l'eau. On constate ainsi que toutes les discontinuités qui affectent la couverture sédimentaire, comme les surfaces d'érosion (actuelles ou passées) ou les failles (majeures ou issues de l'intervalle Hach-Faill) peuvent conduire les fluides efficacement vers la surface. Ces discontinuités représentent des court-circuits à la combinaison concentration-redistribution définie par les réservoirs en amenant les fluides plus rapidement vers la surface. Finalement, cette étude a permis de montrer que les pockmarks orphelins n'existent pas, c'est-à-dire qu'une source et un chemin sont toujours présents dans la colonne sédimentaire pour expliquer leurs positions et leur organisation.



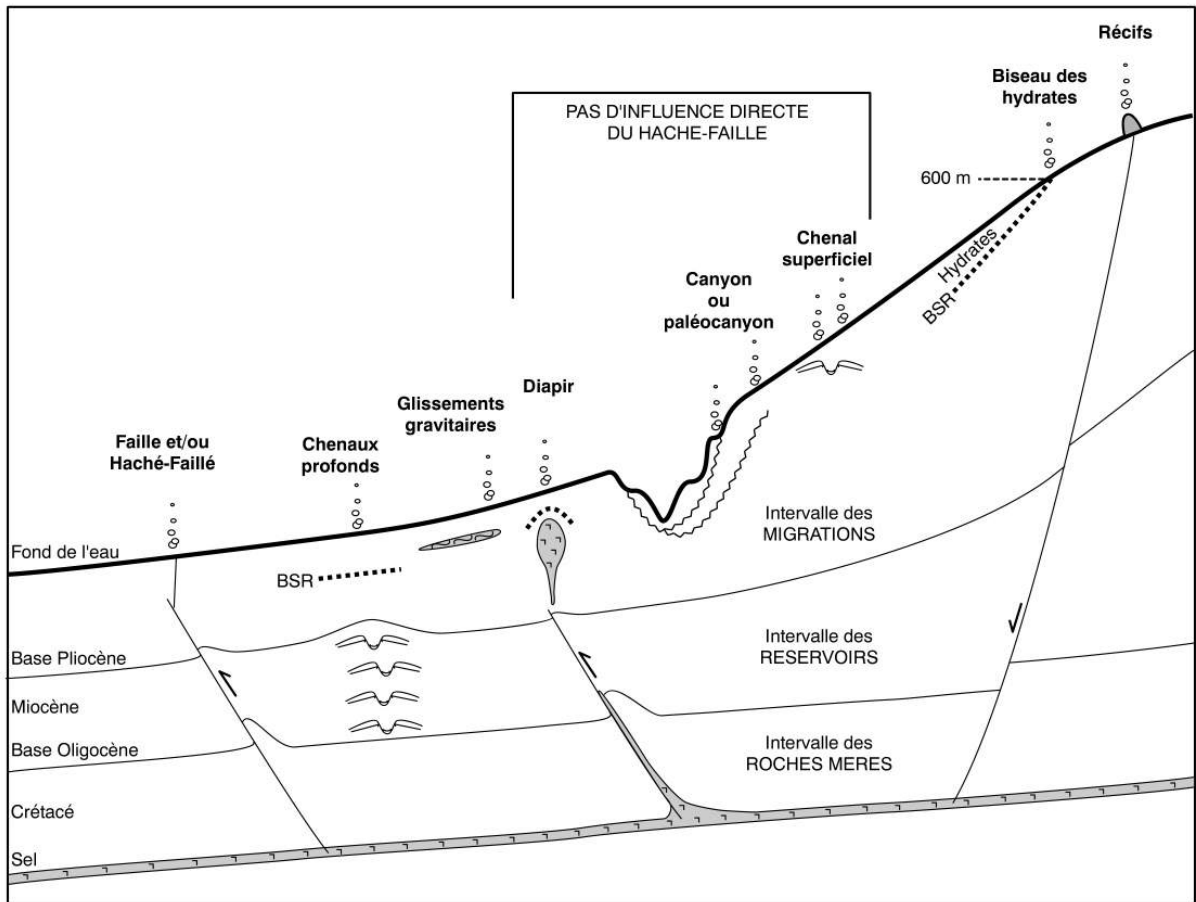
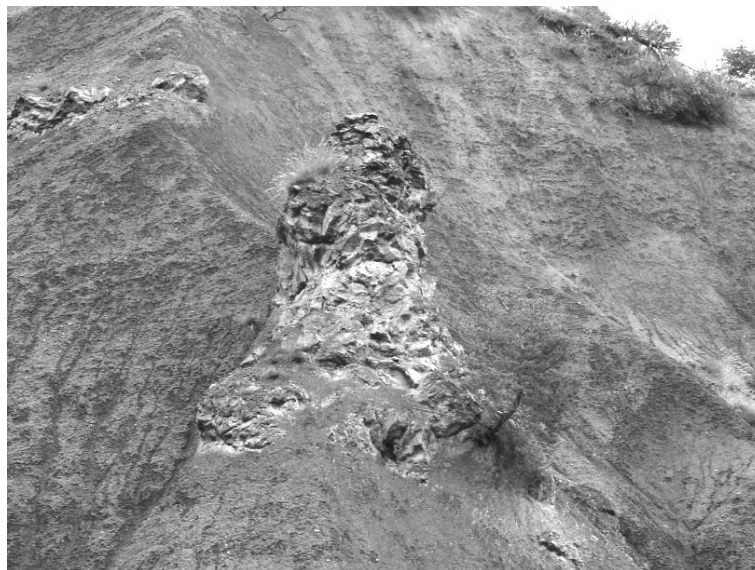


Figure 5. 48 : Schéma de synthèse de la marge Ouest-Africaine représentant les types de sorties de fluides sur le fond de l'eau en fonction : 1) de leur position sur la pente, 2) du chemin suivi par les fluides, 3) de l'origine des fluides et 4) de la profondeur du réservoir intermédiaire.



## **CHAPITRE VI**

# **LES TEMOINS DES EXPULSIONS DE FLUIDES DANS LES SERIES ANCIENNES A L'AFFLEUREMENT : EXEMPLE DANS L'OXFORDIEN DU BASSIN DU SUD-EST**



Photographie d'un édifice bio-construit sur le site Beauvoisin (Drôme).

## 1 INTRODUCTION

Il y a presque 25 ans, des plongées en submersible ont permis de découvrir sur les rides océaniques une faune exubérante autour de fumeurs noirs, véritables cheminées construites qui expulsent des fluides chauds, à plus de 250° C, chargés en sulfures (Corliss *et al.*, 1979 ; Ballard, 1984). Plus récemment, des sites d'évents de fluides froids, de 2° C seulement supérieurs à la température de l'eau de fond environnante, ont été découverts dans des contextes de marge active (Kulm *et al.*, 1986 ; Lallemand *et al.*, 1992), et de marges passives (Paull *et al.*, 1984 ; Hovland, 1992) en dehors de toute influence magmatique. Les études faunistiques et minéralogiques réalisées sur ces sites ont permis d'établir des similitudes avec des bioconstructions fossiles identifiées dans des séries sédimentaires d'âges variés à travers le monde (*Figure 6.1*), dont certaines avaient été préalablement attribuées à des sorties de fluides chauds (Gaillard *et al.*, 1985 ; Campbell and Bottjer, 1995).

Les sites fossiles identifiés vont du Carbonifère jusqu'au Quaternaire :

- **Ordovicien** : des monts carbonatés de 1 m de diamètre pour 10-15 cm de haut, riches en brachiopodes et en bryozoaires, ont été identifiés dans des dépressions d'un niveau d'âge Ordovicien (Hovland, 1989).

- **Carbonifère** : Des tubes de vers ont été identifiés en section dans des monts carbonatés dans la zone de Newfoundland au Canada (Von\_Bitter *et al.*, 1990 ; Von\_Bitter *et al.*, 1992). En raison de la nature carbonatée du squelette de ces vers, ce type d'observation est très rare.

- **Jurassique** : Trois sites de cette période ont été identifiés. Le premier se situe en Antarctique. Le deuxième se situe le long de la marge convergente Nord Amérique (Campbell and Bottjer, 1993). Le troisième est situé dans le bassin du Sud-Est, dans la région de Beauvoisin. La densité de faune dans des bioconstructions carbonatées contraste avec la pauvreté des marnes environnantes (Gaillard *et al.*, 1985 ; Rolin *et al.*, 1990).

- **Crétacé** : Les Tepee Buttes dans le Colorado (Arthur *et al.*, 1982 ; Howe, 1987). Ils correspondent à des dômes coniques asymétriques, riches en carbonates, de 1 à 20 m de haut et de 4 à 60 m de diamètre. Ils sont souvent groupés et l'ensemble des groupes est aligné sur un linéament structural du front de déformation des Montagnes Rocheuses. Un autre site de la même époque a été identifié au Canada, certainement en relation avec la poussée d'un diapir de sel (Beauchamp *et al.*, 1989).

- **Miocène à Pliocène** : Le site fossile de Quinault correspond à une grande lentille carbonatée, de 75 m de long pour 15 m de haut, riche en bivalves *Solemya*, *Lucinoma* et *Modiolus*. Cette lentille est intrusive dans une série à alternance silto-gréseuse (Campbell, 1992) qui s'est déposée dans un environnement de marge active (subduction de la plaque de Juan de Fuca sous la plaque Amérique). Au Japon, plusieurs lentilles carbonatées riches en *Calyptogena* et en tubes de vers ont été observées, contenant jusqu'à 130 individus par m<sup>2</sup> (Niitsuma *et al.*, 1989 ; Naganuma *et al.*, 1995).

- **Quaternaire** : Il s'agit d'une zone de sortie de fluides en Israël, qui se situe au sommet d'une série silico-clastique quaternaire de 100 à 150 m d'épaisseur. Dans ce cas, les expulsions de fluides se sont développées dans un environnement de forte énergie, caractérisé par des dunes lithifiées générées par le Nil (Druckman *et al.*, 1994).

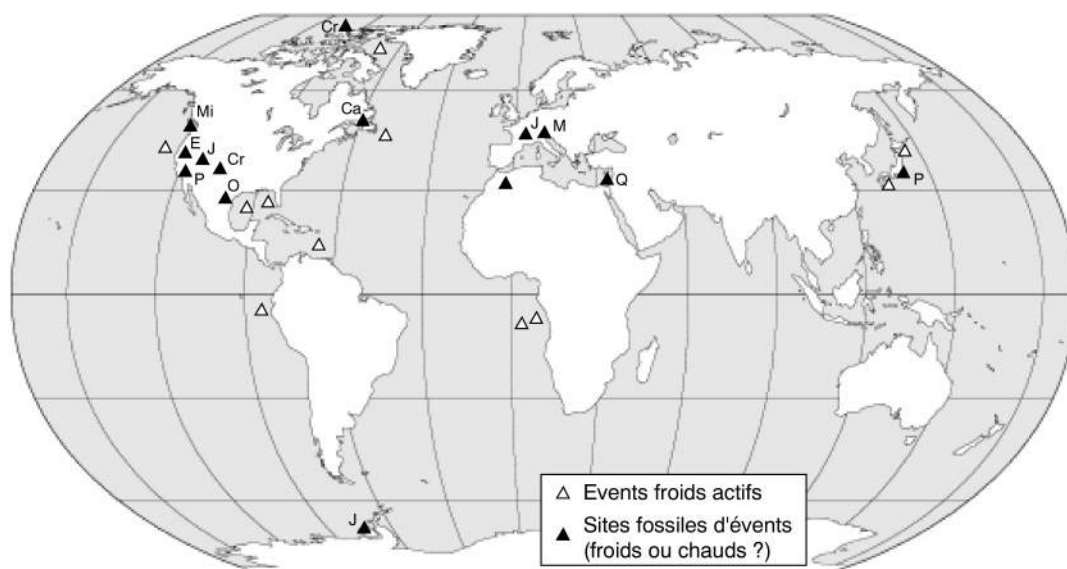


Figure 6. 1 : Répartition mondiale des vents froids actifs et des sites fossiles reconnus (modifié à partir d'Aharon, 1994). Nous ne faisons pas ici la distinction entre les sites fossiles issus d'émissions de fluides froids ou de fluides chauds, car la plupart des sites ont été reconnus alors que l'existence de fluides froids n'était pas, ou peu, connue. La localisation des sites fossiles est accompagnée de l'âge de la série sédimentaire dans laquelle ils se trouvent : Ca=Carbonifère, J=Jurassique, Cr=Crétacé, E=Eocène, O=Oligocène, M=Miocène, P=Pliocène et Q=Quaternaire.

Dans le bassin du Sud-Est de la France, **des bioconstructions ont été identifiées dans les marnes calloviennes à oxfordiennes**. La densité de faune au niveau des récifs bio-construits contraste avec la pauvreté des marnes environnantes. La formation de ces récifs avait été attribuée d'abord à des spongiaires (Artru and Gauthier, 1966) puis à l'activité au tour des sites hydrothermaux (Gaillard *et al.*, 1985 ; Rolin, 1987 ; Rolin *et al.*, 1990). Considérant les observations *in situ* réalisées sur des sites de vents froids actifs dans le bassin du Congo et la bonne connaissance du contexte géologique de leur formation nous proposons ici une interprétation alternative à celle qui avait été proposée initialement par Gaillard (1985) puis Rolin (1987 ; 1990).

## **2 LESEVIDENCES DE MIGRATION ET D'EXPULSIONS DE FLUIDES SUR DES SITES D'EVENTS FOSSILES**

### **2.1 LA MORPHOLOGIE DES EVENTS FOSSILES**

Nous avons pu voir dans les chapitres précédents que les pockmarks ont une profondeur faible par rapport à leur diamètre (rapport de 20 pour 1) ce qui représente des pentes très faibles. L'exhumation des sites fossiles pendant des événements tectoniques majeurs, génère une intense déformation et il est souvent **difficile d'identifier clairement des dépressions dans la stratification**. Cependant, quelques cas ont été reportés où des masses biologiques construites se développent dans des dépressions qui ont alors été interprétées comme étant des pockmarks. C'est le cas des bioconstructions d'âge Ordovicien au nord d'Ottawa (Canada) (Hovland, 1989). Dans ces dépressions des petits dômes carbonatés, de 1 m de diamètre pour 10 à 15 cm de haut, se distribuent essentiellement au fond de dépressions d'une dizaine de centimètre de profondeur.

### **2.2 LESEVIDENCES BIOLOGIQUES D'EVENTS FOSSILES**

Plusieurs études sur des masses biologiques construites, intrusives dans les séries autochtones, ont permis de mettre en évidence, par analogies avec les observations réalisées sur des sites actuels actifs, des **assemblages faunistiques caractérisant clairement des sites d'vents froids**. C'est le cas par exemple des calcaires riches en fossiles, « calcari a Lucina » du nord des Apennins en Italie ou bien les célèbres Tepee Buttes dans le Colorado. Dans ces calcaires, de véritables **masses construites très riches en clams Lucinidés et à divers assemblages de gastéropodes et de vers tubicoles** (Taviani, 1994). La taille de ces organismes peut atteindre plus de 20 cm de long et ils ont été trouvés en position de croissance ce qui traduit le caractère autochtone de la formation de ces masses. Cette forte concentration de fossiles génère un contraste avec les calcaires environnants qui en sont presque totalement dépourvus. Cet assemblage de fossiles pourrait correspondre au faciès C' que nous avons identifié sur la marge du Congo. La complexité de ces assemblages est proportionnelle au flux de méthane, ce site a pu être le témoin de fortes dégazages sur le fond de l'eau.

Les zones de sorties de fluides fossiles sont parfois beaucoup moins bien exprimées. C'est le cas par exemple des zones de sorties de fluides d'Israël où seulement deux types de bactéries ont été identifiées sans macrofaune alentour (Druckman *et al.*, 1994). Il s'agit de bactéries, comme les Beggiatoa, qui réduisent les sulfures en sulfates, en gypse secondaire, en alunite et en sulfures de fer. Cette expression de sortie de fluides pourrait correspondre au faciès A' ou au faciès B que nous avons identifié dans le bassin du Congo.

Les sites hydrothermaux présentent une grande diversité d'espèces (236 espèces connues, dont 216 endémiques), tandis que **les sites d'vents froids, basés sur**

l'oxydation du méthane, ont une diversité beaucoup plus réduite (<5-25 espèces) (Dando and Hovland, 1992 ; Sibuet and Olu, 1998).

## **2.2.1 L'exemple des dômes carbonatés**

### **a. Le site des Tepee Buttes dans le Colorado**

Les dômes carbonatés des Tepee Buttes du Crétacé supérieur (Campanien) dans le Colorado représentent des zones de sortie de fluides particulièrement intéressantes de par la taxonomie et la distribution de la faune autour de chaque vent (Gaillard and Rolin, 1986). Ces sorties de fluides comptent 30 espèces de faune et de microfaune différentes par butte, et plus de 150 espèces au total (Howe, 1987), représentant une biomasse particulièrement importante par rapport aux marnes environnantes de Pierre Shale. Leur **organisation spatiale n'est pas homogène** au niveau de la sortie de fluides et Howe (1987) a distingué six types de macro-faune sur le fond :

- 1) de longs tubes de vers anastomosés dont les parois sont couvertes de pyrite.
- 2) des groupements de gros clams Lucinidés en position de vie.
- 3) des communautés de mollusques dominant le sommet des buttes et leur flanc protégés des courants.
- 4) des groupes de taille variable de bivalves inoceramides, comprenant fréquemment des lucinidés et des ammonites pélagiques à épibenthiques, et qui se distribuent principalement à la base des dômes.
- 5) des petits stromatolites bactériens (?), associés à des tubes calcaires de vers qui vivent près du type 4 ou en dessous.
- 6) des groupes de petits bivalves, de gastéropodes d'tritovores, d'inoceramides épibenthiques, de Lucinidés chimiosynthétiques et d'ammonites pélagiques qui se distribuent au pied des dômes, directement sur les sédiments du fond de la mer.

Indépendamment de la répartition des espèces de macro-faune sur le fond, Howe (1987) distingue également six types d'associations différentes de foraminifères (notés BG puis AB1 à AB6 pour Arenaceous Benthic foraminifer-dominated biofacies) qui se répartissent depuis l'axe de la sortie de fluides jusque sur les sédiments environnants (Figure 6.2), traduisant des degrés d'croissants d'oxygénation de l'eau (Kauffman *et al.*, 1996).

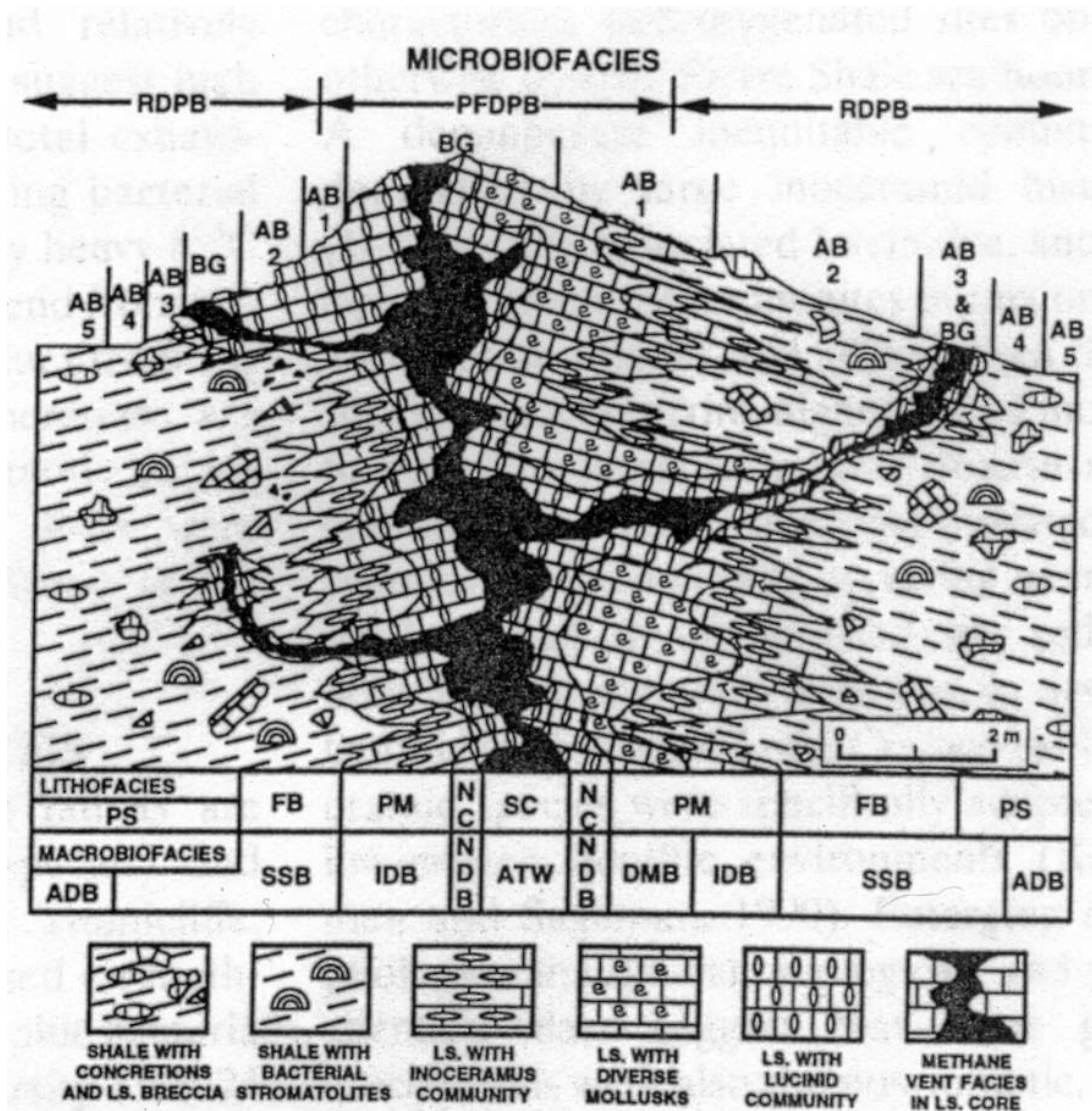


Figure 6. 2 : Coupe schématique à travers un dôme des Tepee Buttes dans le Colorado, montrant la répartition des lithofaciès et des biofaciès. Les microfossiles sont répartis symétriquement par rapport au conduit de sortie de fluides, tandis que certaines espèces de macrofossiles se répartissent préférentiellement sur le flanc du dôme le mieux oxygéné par les courants de fond. **Lithofaciès** : SC : Spring Core faciès ; NC : Nymhalucina coquina ; PM : Pelletoid Micrite faciès ; FB : Flank Breccias in shale ; PS : concretionary Pierre Shale surrounding mound. **Macrobiofaciès** : ATW : Agglutinated Tube-Worm biofaciès in vents ; NDB : Nymhalucina-Dominated Biofaciès ; DMB : Diverse Molluscan Biofaciès, IDB : Inoceramus-Dominated Biofaciès, SSB : bacterial (?) Stromatolite-Serpulid worm Biofaciès in proximal shales ; ADB : Ammonite-Dominated Biofaciès, with small bivalves and gasteropods in concretions surrounding Tepee Buttes. **Microbiofaciès** : RDPB : Radiolarian-Dominated Pelagic Biofaciès ; PFDPB : Planktonic Foraminifer-Dominated Pelagic Biofaciès over vents ; BG : Bulimina kickapoensis – Globorotalites micheliniana biofaciès around vents ; AB1 : Arenaceous Benthic foraminifer-dominated biofaciès 1 to 6 (see text for details).

L'homogénéité globale des espèces identifiées sur les différents dômes carbonatés dans tout le bassin et sur une période de 1.25 millions d'années, suggère que **ces espèces ont une capacité importante de dispersion** (sans doute à travers des larves planctoniques en suspension) (Kauffman *et al.*, 1996).



## b. les dômes du Maroc

Les monts Kess-Kess et le mont Hollard sont des dômes carbonatés de plusieurs dizaines de mètres de haut au sud d'Erfoud au Maroc, cartographiés pour la première fois par Brachert (1992) (*Figure 6.3*). Ces monts se situent dans des dépôts marno-calcaires du Dévonien et la première interprétation proposait une accumulation de bio-clastes sur un haut volcanique. Plus récemment, plusieurs auteurs montrèrent que ces monts s'étaient développés dans un graben (Montenat *et al.*, 1996) et/ou qu'ils correspondaient à des édifices bio-construits liés à une expulsion de fluides hydrothermaux (Mounji *et al.*, 1998 ; Belka, 1998 ; Peckmann *et al.*, 1999). La richesse de chaque édifice en macro-fossiles est exceptionnelle par rapport aux sédiments environnants. Il s'agit principalement de faune corallienne, de crinoïdes, de trilobites, de tentaculides et de brachiopodes. Quelques débris d'ostracodes, d'échinodermes et de brachiopodes sont également présents. Les différents auteurs ont montré que la bathymétrie à laquelle s'étaient développés ces dômes était relativement faible (~400 m) (Powell *et al.*, 1998). La morphologie, la répartition de ces dômes et l'association de faune **voque les édifices de corail que nous avons identifiés dans la zone du Bloc 17 dans le bassin de l'Angola** et dont la formation était liée à des sorties de fluides froids le long de failles normales qui structuraient le domaine en extension du bassin.

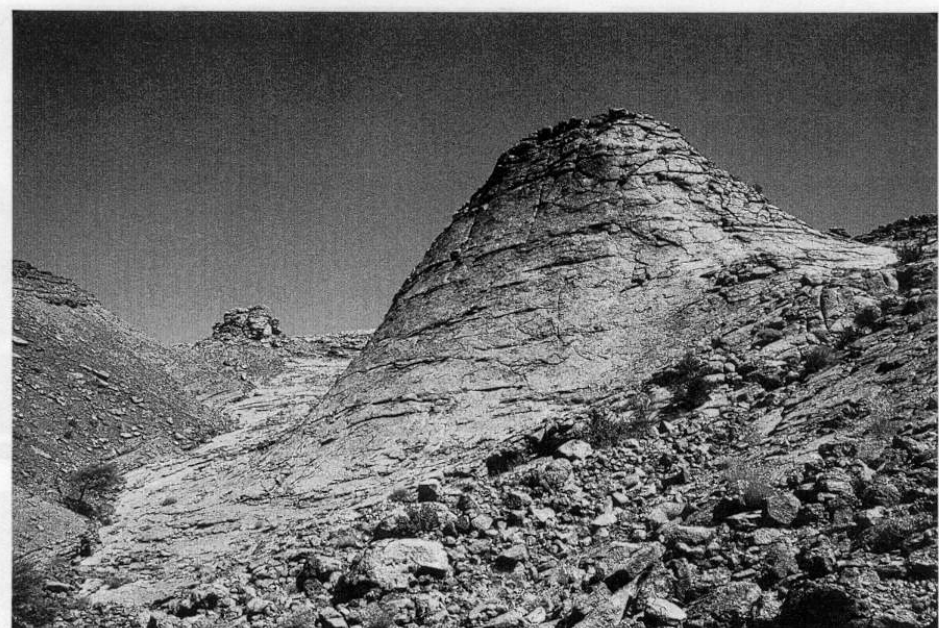


Figure 6. 3 : Photographie d'un dôme carbonaté dans la région des monts Kess-Kess au sud d'Erfoud (Maroc). La première hypothèse proposait que ces dômes aient été construits par des spongiaires dans un environnement hydrothermal mais la découverte récente d'une vie foisonnante autour des sorties de fluides froids a relancé le débat.

## **2.2.2 L'exemple des lentilles carbonatées**

Plusieurs sites d'affleurement de fluides froids fossiles, Miocène à Cénozoïque, ont été mis en évidence le long de la marge de Californie/Oregon/Washington (Hickman, 1984 ; Campbell and Bottjer, 1993). Ces sites, datés du Jurassique au Pliocène, sont caractérisés par des lentilles carbonatées de 1 à 400 m de large et de 2 à 40 m de haut. Ces lentilles sont particulièrement riches en macro-fossiles, en particulier des bivalves comme *Solemya*, *Modiolus*, *Thyasira*, *Lucinacea* ou *Calyptogena* (Goedert and Squires, 1990), ou des gastropodes (Goedert and Benham, 1999). Parfois, des traces de vers tubicoles ont pu être identifiés mais leur détection reste difficile en raison de la nature carbonatée de leur squelette externe. Ce type d'association de faune a souvent été reconnu sur des sites fossiles (Squires and Goedert, 1991 ; Squires, 1996) que les auteurs ont attribué à un environnement hydrothermal car certaines de ces espèces qui semblaient être plutôt thiotrophes (dépendantes des sulfures) avaient été identifiées sur des sites actuels d'affleurements de fluides hydrothermaux (Little *et al.*, 1999). Les études récentes sur les sorties de fluides froids, comme celle que nous avons menée dans le bassin du Congo, ont montré que **des espèces thiotrophes et méthanotrophes peuvent coexister sur ces sites** (*c.f. chapitre 3*). D'autre part, l'isotopie du carbone sur les composés isoprénoides (lorsqu'ils existent) peut permettre de déterminer la nature des fluides mis (thermogéniques ou biogéniques) afin de mieux comprendre l'organisation de l'assemblage de faune (Thiel *et al.*, 1999).

Nous allons montrer dans ce chapitre que les concrétions et les bioconstructions identifiées dans le bassin du Sud-Est correspondent certainement à des zones de sorties de fluides froids. La morphologie des bioconstructions est à rapprocher de celle des lentilles carbonatées. Par analogie avec les sites actuels et les sites fossiles étudiés, l'étude que nous avons réalisée nous a permis de déterminer un environnement de sortie de fluides similaire à celui du pockmark géant REGAB en milieu benthique profond.

## **2.3 LES INDICATEURS PETROLOGIQUES D'ÉVÉNEMENTS FOSSILES**

La longue histoire de l'enfouissement des séries contenant des bioconstructions puis de leur exhumation par des processus tectoniques est susceptible de masquer les caractères originels. L'observation de lames minces et l'étude minéralogique par diffraction X mettent en évidence la **coexistence de composants authigéniques et allogéniques**. Les éléments authigéniques correspondent généralement à un mélange de carbonates (calcite, dolomie et aragonite) et de sulfures (principalement de la pyrite), tandis que les éléments allogéniques sont composés surtout de silicates (Terzi *et al.*, 1994).

### **2.3.1 L'aragonite**

Deux types d'aragonite cohabitent généralement dans les bioconstructions (Aharon and Sen Gupta, 1994). La première correspond à un remplissage des vides et des veines par une aragonite radiale éventail qui présente des similitudes évidentes avec celle

rencontré sur des sites actuels. Cette **aragonite croit autour d'un nucleus qui ressemble des microsphères de bactéries** (Roberts *et al.*, 1993). Les fortes valeurs négatives de  $\delta^{13}\text{C}$  (-20‰ à -50‰) sont en accord avec un excès de  $\text{CO}_2$  dû à l'oxydation des hydrocarbures par les bactéries. Le deuxième type d'aragonite compose la coquille des bivalves (*Lucinid*s en particulier) dans une matrice de calcite micritique.

### **232 La dolomite**

Les dolomicrites massives des sites fossiles ont une faible porosité présentant de fortes similitudes texturales avec les dolomicrites fines typiques des vents actuels. Les **dolomites riches en calcium** précipitent en tirant les éléments de l'eau de fond et des fluides interstitiels contenus dans les sédiments près du fond qui en sont riches (Aharon and Sen Gupta, 1994).

### **233 La calcite**

Dans la phase carbonatée, les pellets sont souvent sous-compacts et entourés d'une croûte de calcite fibreuse. En lames minces, les vides remplis de ciment botroïdal, présentant des lignes de croissances successives, ont été interprétés comme le remplissage progressif des conduits de fluides de 5 à 10 cm de long. Ces conduits sont couverts d'un lit bactérien qui favorise la précipitation de carbonates (Ritger *et al.*, 1987). Cependant, l'analyse d'encroûtements au niveau des sorties de fluides actuelles montre que **la calcite magnésienne (substitution de Ca par Mg) est le marqueur essentiel de l'expulsion de fluides** riches en magnésium (Ferrel and Aharon, 1994).

## **24 LE CONTEXTE DE MISE EN PLACE DES BIOCONSTRUCTIONS**

Les analyses isotopiques du carbone, réalisées sur plusieurs sites fossiles en Italie (Clari *et al.*, 1994) montrent qu'il existe un fractionnement entre la matrice calcaire et les coquilles de bivalves. Ainsi les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  dans la matrice sont généralement inférieures à la valeur mesurée dans les coquilles. Par analogie avec les mesures isotopiques réalisées sur des sites de sortie de fluides actuels, ce fractionnement montre que **les bivalves fossiles ont utilisé du méthane pour leur croissance** (Taviani, 1994). Cependant, cette observation ne garantit pas que l'édifice bio-construit soit autochtone. En effet, certaines bioconstructions sont clairement associées avec des structures en extension, des escarpements sous-marins abrupts, des glissements gravitaires, des slumps, des brèches autoclastiques et des remplissages en dyke (Ricci Lucchi and Vai, 1994 ; Terzi *et al.*, 1994 ; Berti *et al.*, 1994). Dans le cas de notre étude des bioconstructions du site de Beauvoisin, dans le bassin du Sud-Est, nous allons montrer que ces objets sont réellement autochtones et marquent ainsi une très grande zone de sortie de fluides dont l'organisation interne évoque un pockmark géant du type du pockmark REGAB que nous avons identifié dans le bassin du Congo (*c.f. Chapitre 3*).

### **3 CONTEXTE SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DE LA FORMATION DES CONCRETIONS ET DE LA MISE EN PLACE DES BIOCONSTRUCTIONS DU BASSIN DU SUD-EST**

Dans le Bassin du Sud-Est, des bioconstructions similaires ont été identifiées dans les Terres Noires Calloviennes à Oxfordiennes du Jurassique moyen à supérieur (Rolin *et al.*, 1990). Leur formation a d'abord été attribuée à l'expulsion de fluides hydrothermaux chauds ayant circulé le long des failles qui structuraient la marge Téthys-Ligure à cette époque (Gaillard *et al.*, 1985). Le contexte de mise en place de ces bioconstructions présente donc des similitudes avec le contexte de développement des zones de sorties de fluides froids dans les bassins du Congo et de l'Angola qui, comme nous allons le voir, peuvent remettre en cause l'hypothèse hydrothermale initialement proposée.

#### **3.1 LE CONTEXTE TECTONIQUE ET SEDIMENTAIRE DE LA MARGE TETHYS-LIGURE**

Le Bassin du Sud-Est de la France appartient à la marge continentale européenne de la Téthys-Ligure dont la formation peut être divisée en trois phases :

- **fin du Primaire – début du Secondaire**. Le super-continent Pangée subit un rifting continental qui se traduit par une fracturation extensive importante au Trias et par l'ouverture d'un bassin. Cette période correspond au début d'une invasion marine qui débute, de la bordure vers le centre du bassin, un terme gréseux du Buntsandstein, un terme calcaire du Muschelkalk et un terme argilo-vaporitique du Keuper. Ce dernier comprend des phases considérables de halite, d'anhydrite, d'argiles-anhydrites salifères et dolomitiques et de dolomite.

- **fin du Lias – début du Dogger**. Cette période est caractérisée par une activité tectonique distensive qui individualise des petits bassins d'écailles kilométriques, formés de blocs crustaux basculés limités par des failles normales listriques NE-SW. La différenciation importante entre les zones subsidentes et des zones moins subsidentes conduit à l'émersion de certains blocs, en particulier le Briançonnais. La fin du rifting s'opère au Dogger avec encore quelques périodes distensives persistantes. Le jeu latéral des blocs génère une composante en décrochement. Ce type de tectonique syn-sédimentaire produit des failles transverses discrètes et un système de failles mineures en échelons. Elle induit finalement le déplacement et la déformation de blocs en rubans.

- **évolution post-dogger**. L'orientation générale NE-SW du bassin est conservée pendant tout le Jurassique. Cette période correspond à un stade d'occlusion embryonnaire. En effet, dans les Alpes occidentales, les ophiolites témoignent de l'ouverture de l'occlusion Liguro-Piémontais. Son substrat océanique contient principalement un terme ultra-mafique (serpentinites) avec de rares gabbros qui témoignent d'une ouverture avortée. Les conditions distensives et/ou décrochantes de cette période favorisent la mise en place de diapirs de sel (Dardeau *et al.*, 1988). Cet arrêt de l'ouverture de l'occlusion Liguro-Piémontais, qui reste alors au stade d'occlusion tertiaire, se traduit finalement par un affaissement de la marge au Dogger supérieur/Malm inférieur (Lemoine, 1984). Cet affaissement de la

marge atteint son apogée au Callovien et à l'Oxfordien et correspond à une grande crise tectonique qui provoque l'effondrement du Briançonnais et le développement d'une sédimentation plus marneuse (Dardeau *et al.*, 1990) (Figure 6.4).

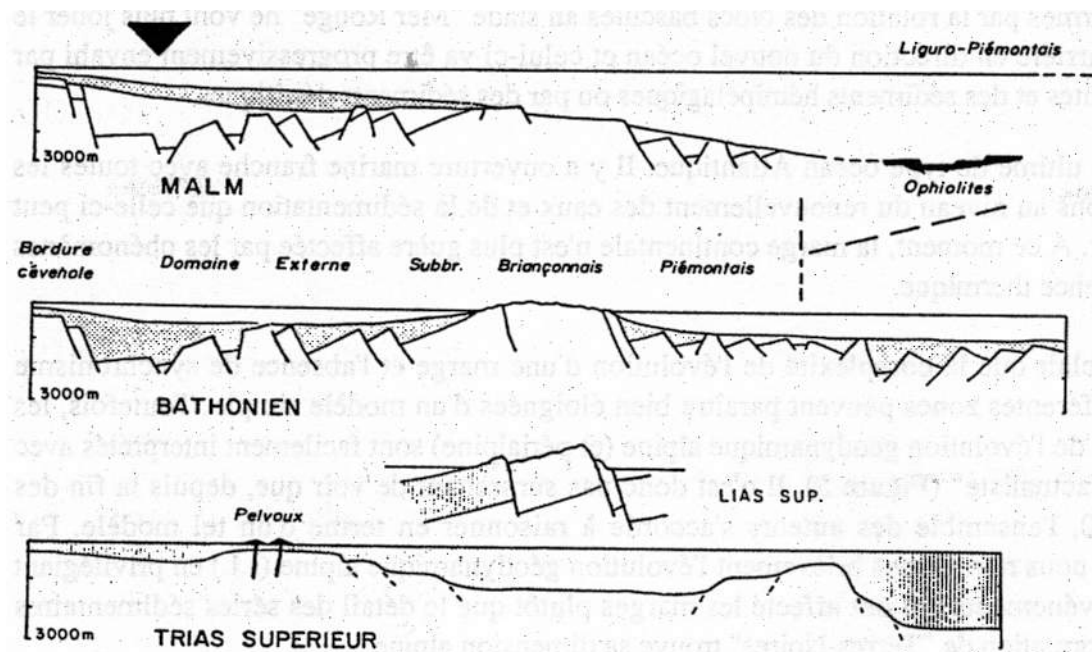


Figure 6. 4 : Reconstitution de l' évolution de la marge téthysienne depuis le Trias supérieur jusqu'au Malm (d'après Lemoine (Lemoine, 1984)). Le jeu des blocs crustaux pendant la période distensive du Bathonien conduit à l'effondrement d'une partie du Briançonnais. A ce moment la subsidence est importante dans le bassin du diois et des Baronnies et va atteindre son maximum pendant de Callovien et l'Oxfordien, conduisant au dépôt des marnes des Terres Noires.

La structuration mésozoïque est déjà initiée au Trias et les accidents profonds NE-SW (cénomaniens) et E-W tardi-hercyniens correspondent à des structures tectoniques majeures pendant toute l'évolution alpine et sub-alpine du fait de leurs rejeux continus et des zones de perméabilité et de drains qu'elles ont représenté.

A partir du Crétacé supérieur, la marge subit une inversion tectonique qui présente la subduction, l'obduction et la collision continentale qui ont formé la chaîne alpine que nous connaissons aujourd'hui. Les principales failles tertiaires du canevas structural s'orientent suivant trois directions majeures (Figure 6.5) :

- N-S : accidents de Propiac à l'Ouest et de Jonchères à l'Est. Entre ces deux accidents, des failles secondaires existent vers Die (Lemoine, 1984). Ces fractures ont rejoint en décrochement pendant l'orogénèse alpine.

- NE-SW : accidents de la Cluse et de Menè au Nord, accidents de Nyons et de Nîmes au Sud. D'autres failles d'importance secondaire existent du côté de Barsac et de Condorcet. C'est une direction liée à l'extension Oligocène, au moment de l'effondrement du bas Rhône et du début de l'ouverture du Golfe du Lion (Dardeau *et al.*, 1990).

- NW-SE : accident d'Aspremont.

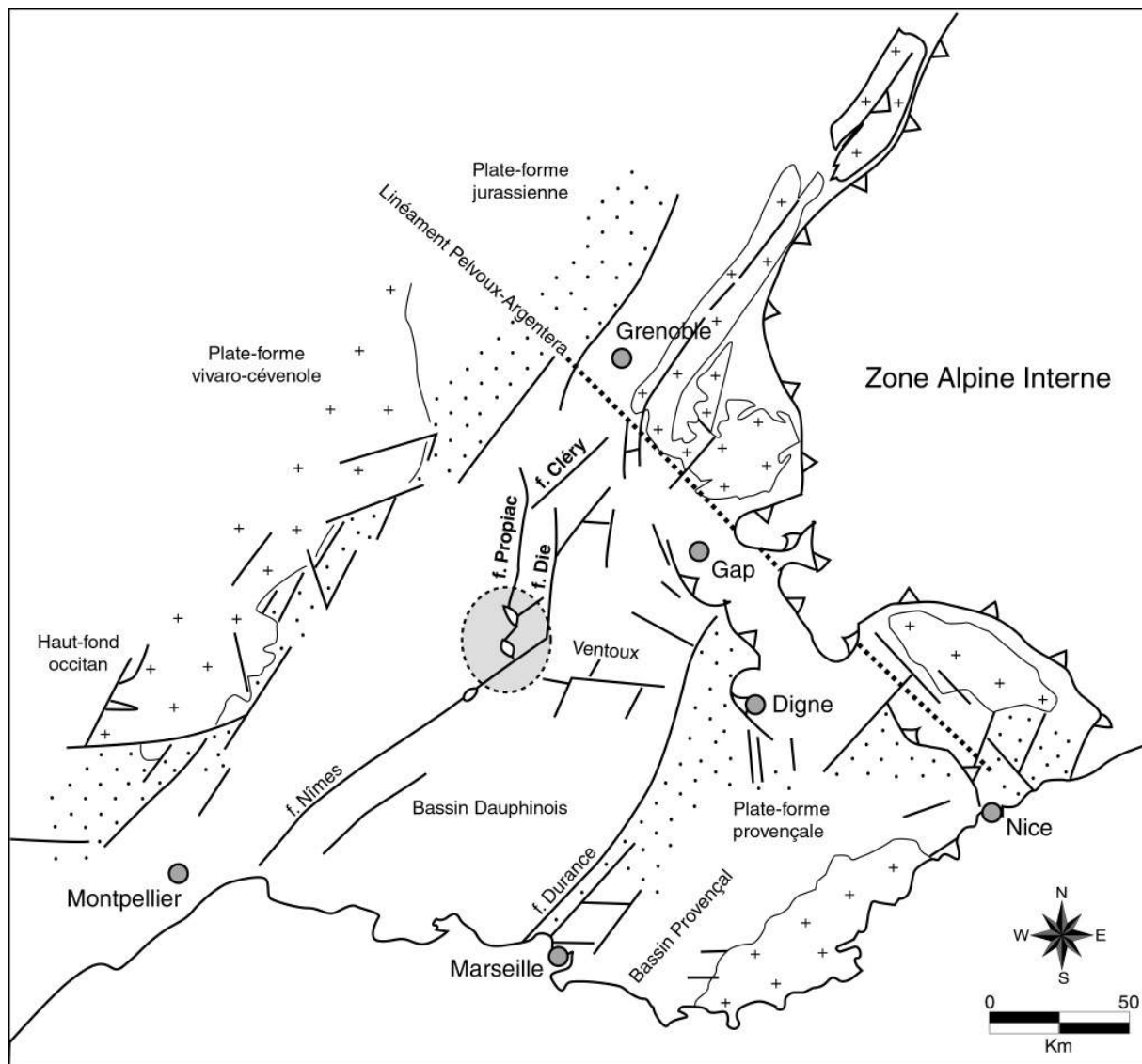


Figure 6. 5 : Carte structurale se rapportant au r sea u des failles syn-rift dans la zone des pr -Alpes françaises (d'après Debrand-Passard (1984) et Dardeau (1988)). Les sites étudiés se situent entre la faille de Propiac qui met au jour des diapirs de sel triasique et la faille de Die.

### 32 L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE DES TERRES NOIRES

Les Terres Noires, d'âge Bathonien-Callovien-Oxfordien, sont des formations principalement marneuses qui constituent un élément majeur du remplissage sédimentaire du Bassin du Sud-Est. Leur épaisseur peut dépasser localement les 2000 m au centre du bassin (Figure 6.6) (Gaillard *et al.*, 1985). Leur répartition est limitée au Nord par le Jurassien, à l'Ouest par la bordure ardchoise et cévenole du Massif Central et à l'Est par la zone briançonnaise des pré-Alpes occidentales. Elles ont été reconnues au Sud jusqu'en Camargue et en Basse Provence (Dardeau *et al.*, 1988).

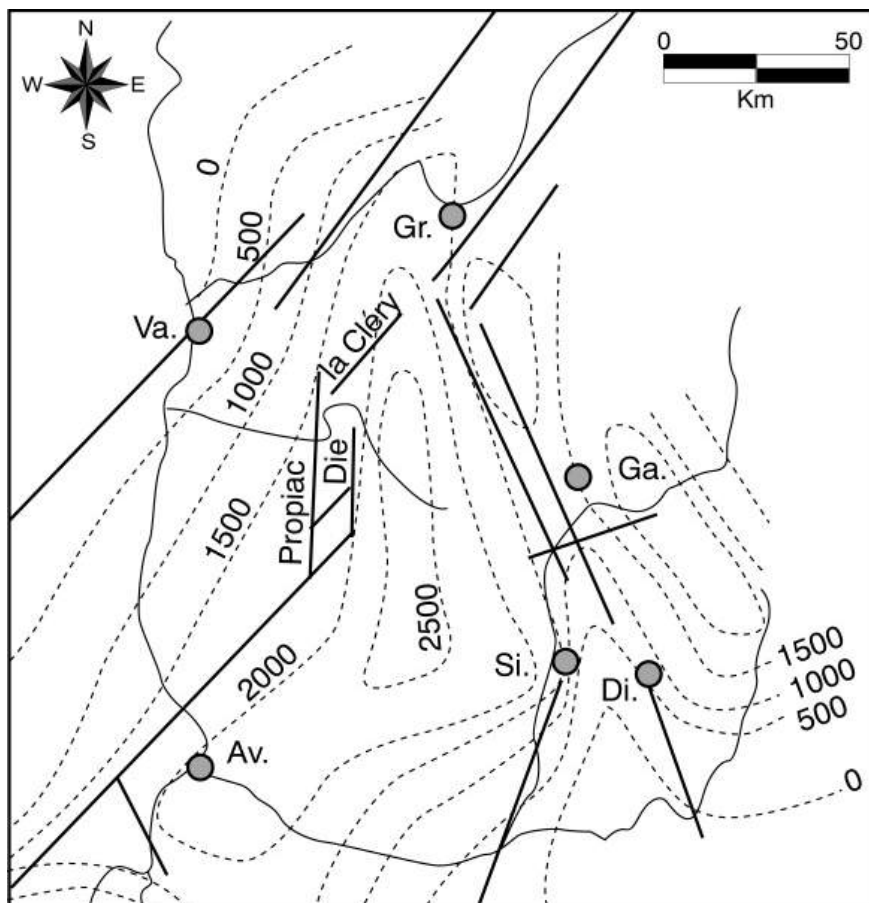


Figure 6. 6 : Carte isopaque des Terres Noires dans le bassin du Sud-Est de la France, d'après Gaillard (Gaillard *et al.*, 1985). Les concrétions et les bio-concrétions se situent dans la zone où les Terres Noires sont les plus épaisses, c'est-à-dire dans la zone la plus subsidente au centre du bassin.

A partir du début des années 1970, les Terres Noires ont été étudiées d'un point de vue litho-stratigraphique (Artru, 1972), mettant en évidence deux termes majeurs dans la série des Terres Noires, séparés par un niveau repère médian correspondant à une alternance marno-calcaire à gros bancs dolomitiques. La pauvreté en fossiles de ces formations a rendu cette tâche ardue et de nombreuses incertitudes de datation subsistent encore aujourd'hui. Des études plus récentes ont permis de mieux caractériser ces deux membres (Figure 6.7) (Artru, 1972 ; Rolin, 1987 ; Gaillard *et al.*, 1996) :

- **un membre inférieur d'âge Bathonien** : il est composé d'une alternance de marnes et de calcaires en plaquettes fines.

- **un membre supérieur Callovien à Oxfordien** : sa base correspond au niveau repère médian de bancs dolomitiques d'âge Callovien inférieur. Le Callovien moyen à supérieur est caractérisé par des marnes grises, avec des nodules carbonatés rouges ou gris (nodules chocolat d'Artru (1972)). A la fin du Callovien, les dépôts sont peu épais et la profondeur plus faible. Le sommet, d'âge Oxfordien inférieur à moyen, est composé de marnes grises à nodules blonds carbonatés.

Au-dessus de Terres Noires, le contact est concordant avec une alternance de calcaires en gros bancs et de marnes beiges appel e « **alternance argovienne** », dat e de l'Oxfordien moyen (Artru, 1972 ; Gaillard *et al.*, 1985).

**La majorit des concr tions et des bioconstructions se d veloppe dans le membre sup rieur des Terres Noires et dans l'alternance argilo-calcaire dite « alternance Argovienne » (Gaillard *et al.*, 1985 ; Rolin, 1987).**

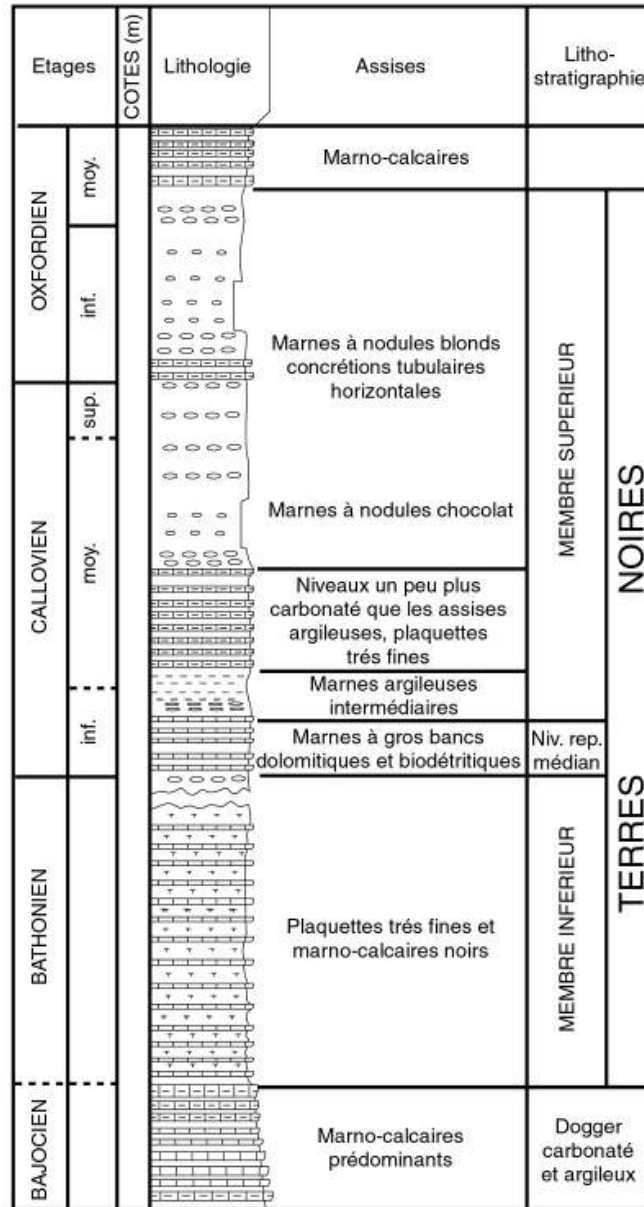


Figure 6. 7 : Log lithostratigraphique du Bajocien à l'Oxfordien dans le Bassin du Sud-Est (d'après Artru (Artru, 1972), modifi par Rolin (Rolin, 1987)).



Les **concrétions et les bioconstructions des Terres Noires** se situent majoritairement dans la partie la plus subsidente du Bassin, correspondant aujourd'hui la région du Diois et des Baronnies, et **principalement dans les anticlinaux** (Gaillard *et al.*, 1985 ; Rolin, 1987).

La période bathonienne (début du dépôt des Terres Noires) est marquée par un amincissement crustal maximum. La subsidence tectonique est relayée par une subsidence thermique et la croûte continentale pourrait avoir été affectée par de nombreuses circulations hydrothermales. Rolin (1987) et Gaillard (1985) proposent ainsi que **la sédimentation d'origine et la tectonique des Terres Noires** du Callovien et de l'Oxfordien se soit mise en place dans le bassin une **époque de grande instabilité tectonique**. Les circulations thermales sont favorisées par l'établissement d'anomalies thermiques et par un réseau de failles majeures de socle et de failles secondaires imbriquées. Nous allons voir que l'étude que nous avons réalisée dans les Bassins du Congo et de l'Angola permettent de proposer une autre hypothèse, celle de concrétions et de bioconstructions se développant sur des sites d'échappements de fluides froids dans un contexte de marge passive, comme cela avait été évoqué par les premiers auteurs (Rolin *et al.*, 1990 ; Gaillard *et al.*, 1992).

### **3.3 LA MORPHOLOGIE ET LA REPARTITION DES CONCRETIONS ET DES BIOCONSTRUCTIONS**

#### **3.3.1 La morphologie des concrétions**

La morphologie des concrétions carbonatées des Terres Noires recouvre un éventail très large. La faune est généralement absente et la première classification de leur forme a été proposée par Martin-Calle qui en distingue trois types (1984) :

- **le type A.** C'est une concrétion massive de forme tubulaire, dont le diamètre est supérieur 10 cm. Ce type de concrétion ne semble pas associé de nodules.

- **le type B.** Il correspond à une association étroite entre des concrétions et des nodules. La pyrite y est abondante.

- **le type C.** Il est représenté par l'ensemble de toutes les autres concrétions (en rognons, discontinues, lenticulaires...). Des hydrocarbures ont été identifiés au cœur de ces nodules.

Une prospection des concrétions à l'échelle du bassin a montré que cette classification était par trop réductrice (Martin-Calle, 1984 ; Gaidon, 1988). Les concrétions peuvent avoir de **multiples formes, allant de l'axe colonnaire à axe minéralisés jusqu'à la nuée de nodules dispersés sur plusieurs mètres** (Gaidon, 1988), mais la faune fossile est généralement absente. Nous montrerons dans ce chapitre que ces concrétions correspondent certainement aux conduits ayant véhiculé les fluides vers la surface.

### **3.3.2 La morphologie des bioconstructions**

En ce qui concerne les bioconstructions, les dômes apparaissent comme de grandes masses calcaires (jusqu'à 5 m de haut et 2-3 m de large), en colonne ou lenticulaires, isolés au sein des marnes. La masse de l'édifice est constituée d'un empilement de lentilles calcaires massives et de marnes en retrait. Les lentilles sont composées d'un agglomérat de nodules enchâssés dans une matrice calcaire. Le sommet de l'édifice est souvent marqué par un hardground rouge-brun à jaune. Généralement, la concentration en nodules diminue rapidement, s'étageant en lits qui soulignent la stratification dans les marnes. Ces bioconstructions sont riches en fossiles, dont la taille est anormalement grande par rapport à celle des fossiles présents dans les marnes environnantes, et qui pourraient représenter l'expression sur le fond de l'eau de l'expulsion de fluides permettant à une faune chimiosynthétique variée de coloniser le site.

Les concrétions et les bioconstructions se distribuent principalement dans les anticlinaux de Terres Noires, hérités de la compression alpine. Cependant, cette distribution n'est pas exhaustive et dépend surtout des conditions d'affleurement. **La carte de répartition des concrétions montre une bonne corrélation avec des zones fortement fracturées** par des failles de socle et des failles secondaires et avec des diapirs de sel triasiques (*Figure 6.8*).

Nous nous sommes intéressés à trois sites en raison de leur analogie (morphologique, faunistique ou en relation avec la structuration de la marge) avec les sites actuels d'écoulements de fluides froids reconnus dans les Bassins du Congo et de l'Angola. Il s'agit des sites 1) de la ferme Lambert, correspondant à une importante masse minéralisée et très déformée que nous avons interprétée comme étant un conduit de fluides associé à un diapir de sel, 2) des Jonchiers, où les concrétions tubulaires centimétriques à décimétriques pourraient correspondre à des conduits d'alimentation des bioconstructions sus-jacentes et 3) de Beauvoisin, où la concentration et l'organisation des bioconstructions dans un périmètre restreint (environ 900 m) évoquent le pockmark géant REGAB.

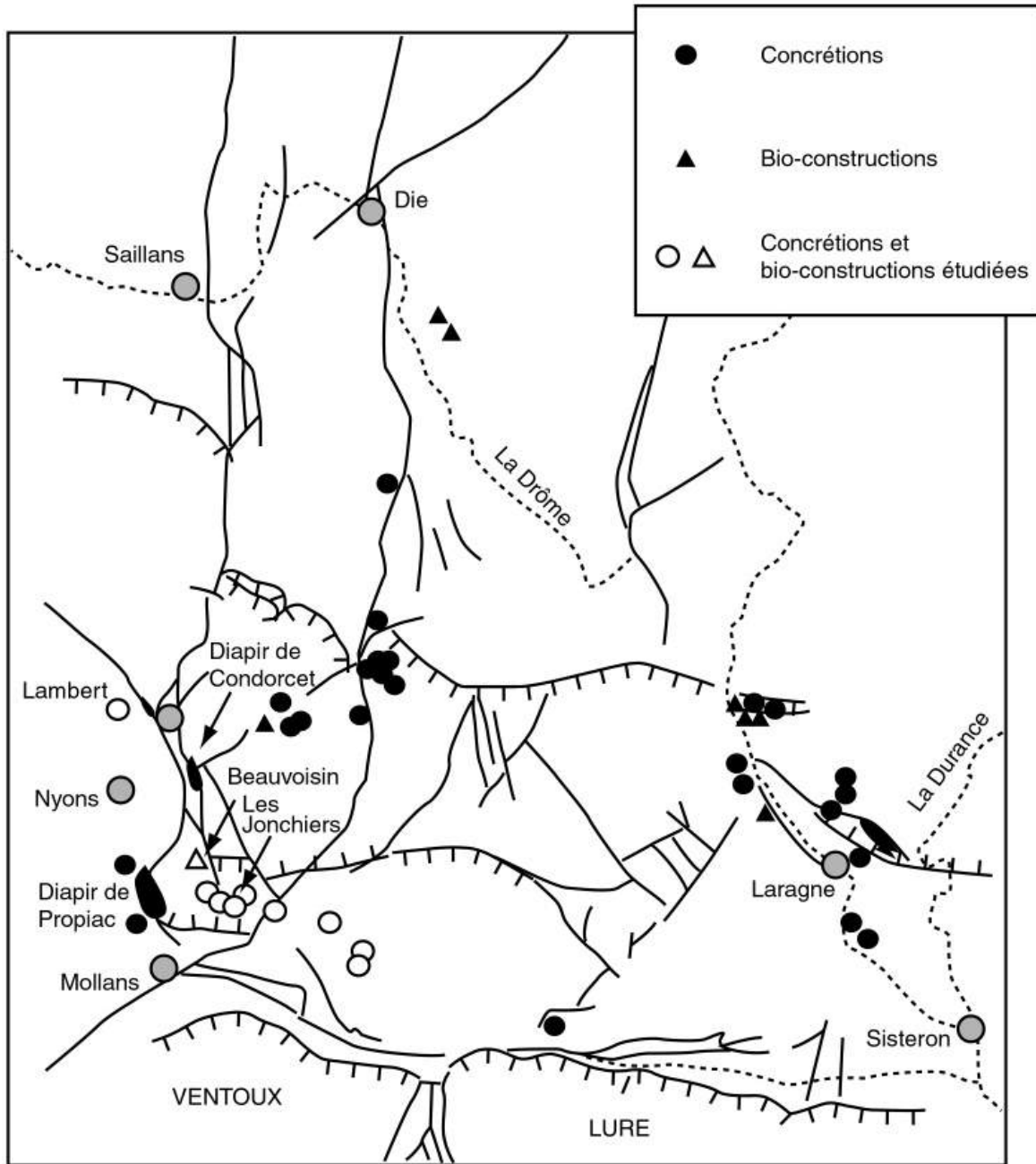


Figure 6. 8 : Carte de répartition des concrétions et des bioconstructions dans la région du Diois et des Baronnies (d'après Gaidon (Gaidon, 1988)). Elles se situent principalement à proximité des failles majeures qui structurent la marge.

#### 4 LES CONCRETIONS, MARQUEURS DE LA MIGRATION DANS LA COLONNE SEDIMENTAIRE

A l'échelle du bassin, les concrétions sont localisées majoritairement à la base du membre supérieur des Terres Noires, surtout dans les niveaux meubles de marnes et sables, bien représentés dans l'anticlinal de Buis-les-Baronnies. L'axe de cet anticlinal est orienté SE-NW et la majorité des concrétions ont été identifiées sur son flanc Nord, dans la zone des Jonchiers. La fermeture de l'anticlinal au Nord-Ouest est recoupée par la faille de Propiac et par le diapir de sel triasique du même nom. Le ravinement important des marnes des Terres Noires pendant les périodes orageuses nous a permis de découvrir de nouveaux sites qui n'avaient pas été reportés par Gaidon (1988) et Rolin (1987) dans leur inventaire initial et que nous avons appelés Jon 1 et Jon 2 (Figure 6.9).

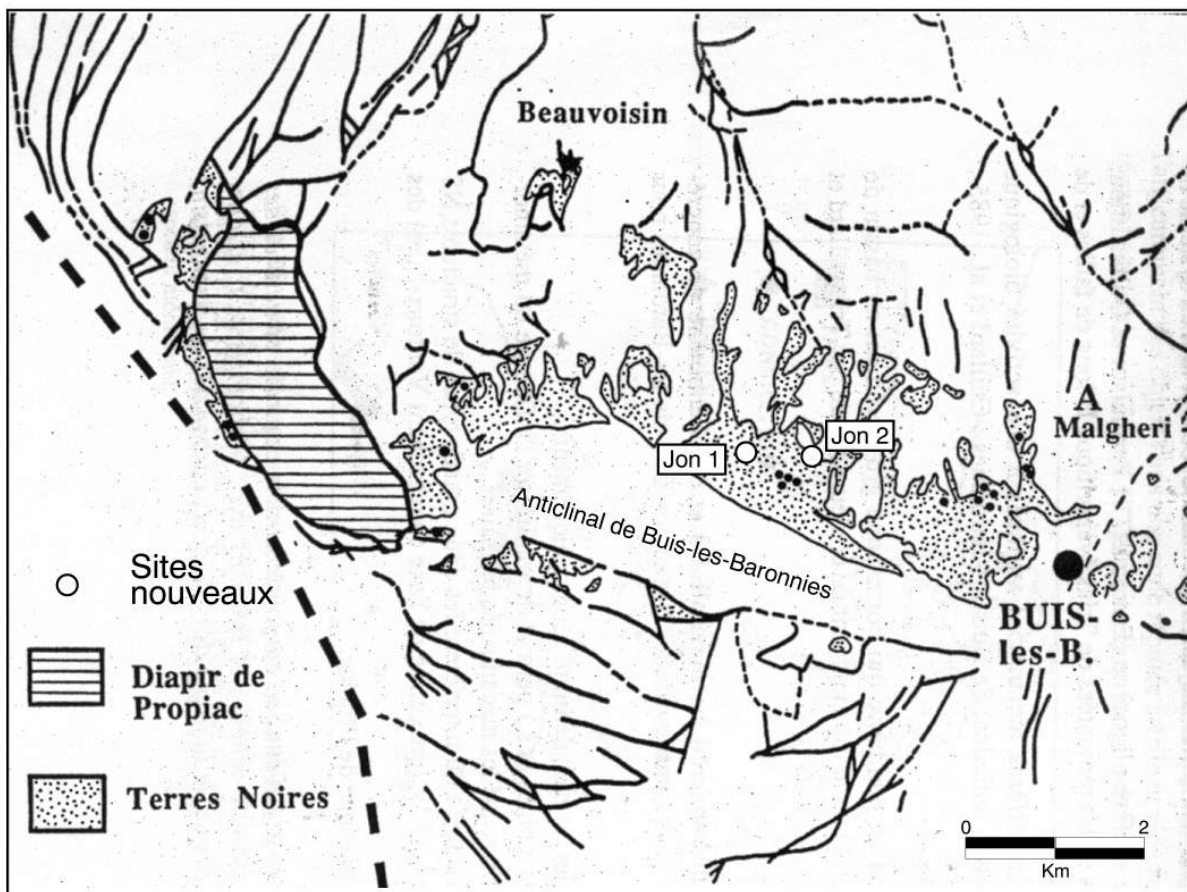


Figure 6.9 : Carte de localisation des concrétions autour de l'anticlinal de Buis-les-Baronnies (modifié après (Gaidon, 1988)).

Les sites Jon 1 et Jon 2 sont localisés de part et d'autre de la départementale D147 qui va de Buis-les-Baronnies à Propiac peu avant le village appelé Les Jonchiers. Le site Jon 1 est situé sur la rive droite de la Combe de la Bouse et le site Jon 2 est au Nord-Est de la

butte de Mangeli vre (Figure 6.10). Toute cette zone est affectée par des failles qui recoupent la stratification et par des fentes stratiformes. Nous montrerons d'une part que ces deux familles de fractures sont syn-sédimentaires et d'autre part qu'elles ont pu conduire les fluides qui sont à l'origine de la formation des concrétions.

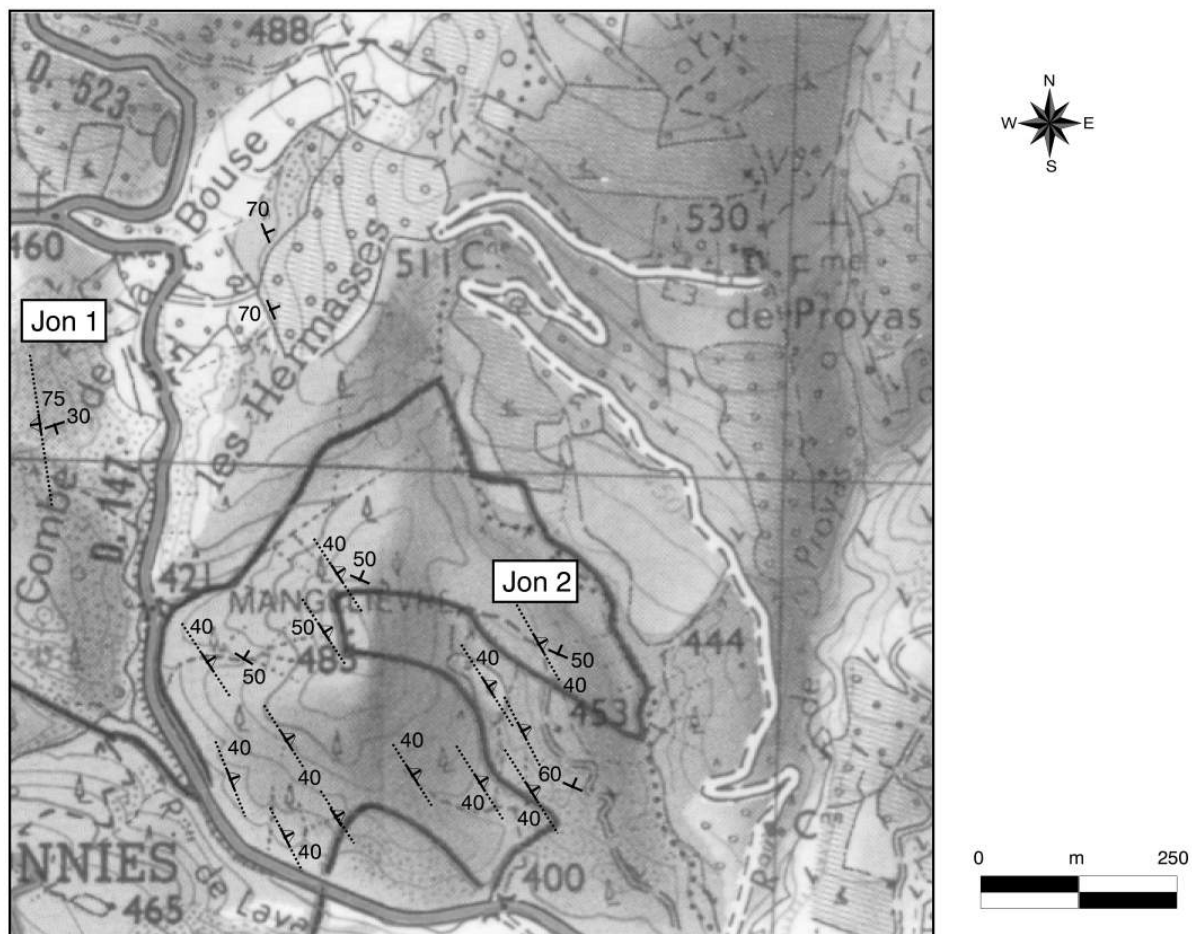


Figure 6. 10 : Carte des directions et des pentages des Terres Noires et des failles dans la zone des Jonchiers. Les failles sont orientées majoritairement N140, tandis que la série marneuse est orientée N120.

## 4.1 LA MORPHOLOGIE DES CONCRÉTIONS

Toutes les concrétions identifiées sur le site des Jonchiers se situent exclusivement dans les marnes et jamais dans l'environnement immédiat d'un banc calcaire plus massif, ce qui pourrait être dû au fait que le banc calcaire représente une barrière de perméabilité pour les fluides. Quelle que soit l'orientation de l'affleurement, les concrétions (ou le groupe de concrétions) présentent toujours un **axe d'allongement qui pourrait ainsi représenter le chemin de migration pour les fluides**. Cet axe d'allongement recoupe la stratification avec un angle qui peut varier le long de la concrétion, lui donnant un **aspect tortueux**. Nous avons distingué trois types majeurs de concrétions : les concrétions noduleuses, les concrétions tubulaires massives et un type intermédiaire.

### **4.1.1. Les concrétions noduleuses**

Ces concrétions ont un diamètre qui varie de 10 à 50 cm en moyenne et leur longueur peut atteindre plusieurs mètres. Elles sont composées d'un **agrégat de nodules calcaires qui se répartissent de part et d'autre d'un axe central**, lui-même vierge de nodules et de forme tortueuse (*Figure 6.11*). Proches de l'axe, les nodules sont quasi jointifs et leur diamètre est centimétrique à pluri-centimétrique. A mesure que l'on s'éloigne de l'axe, les nodules sont de plus en plus espacés et leur diamètre diminue rapidement jusqu'à disparaître, soulignant la stratification. Cette distribution évoque celle des concrétions carbonatées que nous avons décrite dans la carotte KZR-30 (c.f. Chapitre 3). Dans cette carotte, nous avons identifié des concrétions tubulaires entourées de concrétions en « bouffe de pipe » centimétriques et plus loin de micro-concrétions millimétriques. **Ces concrétions repré sentaient la trace d'un flux de fluides canalisés** au centre dans des tubules et plus diffus à leur périphérie. Nous interprétons donc ici l'axe d'allongement comme tant aussi celui de l'alimentation en fluides.

A son sommet, la concrétion semble s'interrompre sur un niveau stratigraphique qui est souligné par des nodules sur plus de 50 cm de part et d'autre de l'axe d'alimentation. Près du sommet, les nodules ont un diamètre plus important et l'encaissant marneux semble plus carbonaté. Ceci pourrait être dû à deux phénomènes : 1) le niveau stratigraphique au sommet de la concrétion a joué le rôle de barrière de perméabilité ne permettant pas aux fluides de migrer plus haut. Leur concentration a alors augmenté provoquant une précipitation plus importante de carbonates ; 2) le conduit ne se trouve plus dans le plan de l'affleurement à cause de la tortuosité de l'axe, et les nodules quasi jointifs correspondent en fait à la bordure du conduit.

Lorsque le conduit intercepte une surface stratigraphique qui affleure, il est possible de voir les nodules carbonatés dessiner **deux ceintures concentriques** (*Figure 6.11*). La ceinture externe, d'un diamètre de 30 à 40 cm environ, délimite le conduit à proprement parler. Des marnes sans nodules séparent la ceinture externe de la ceinture interne. Le cœur du conduit est composé de marnes avec des nodules anguleux plus petits.

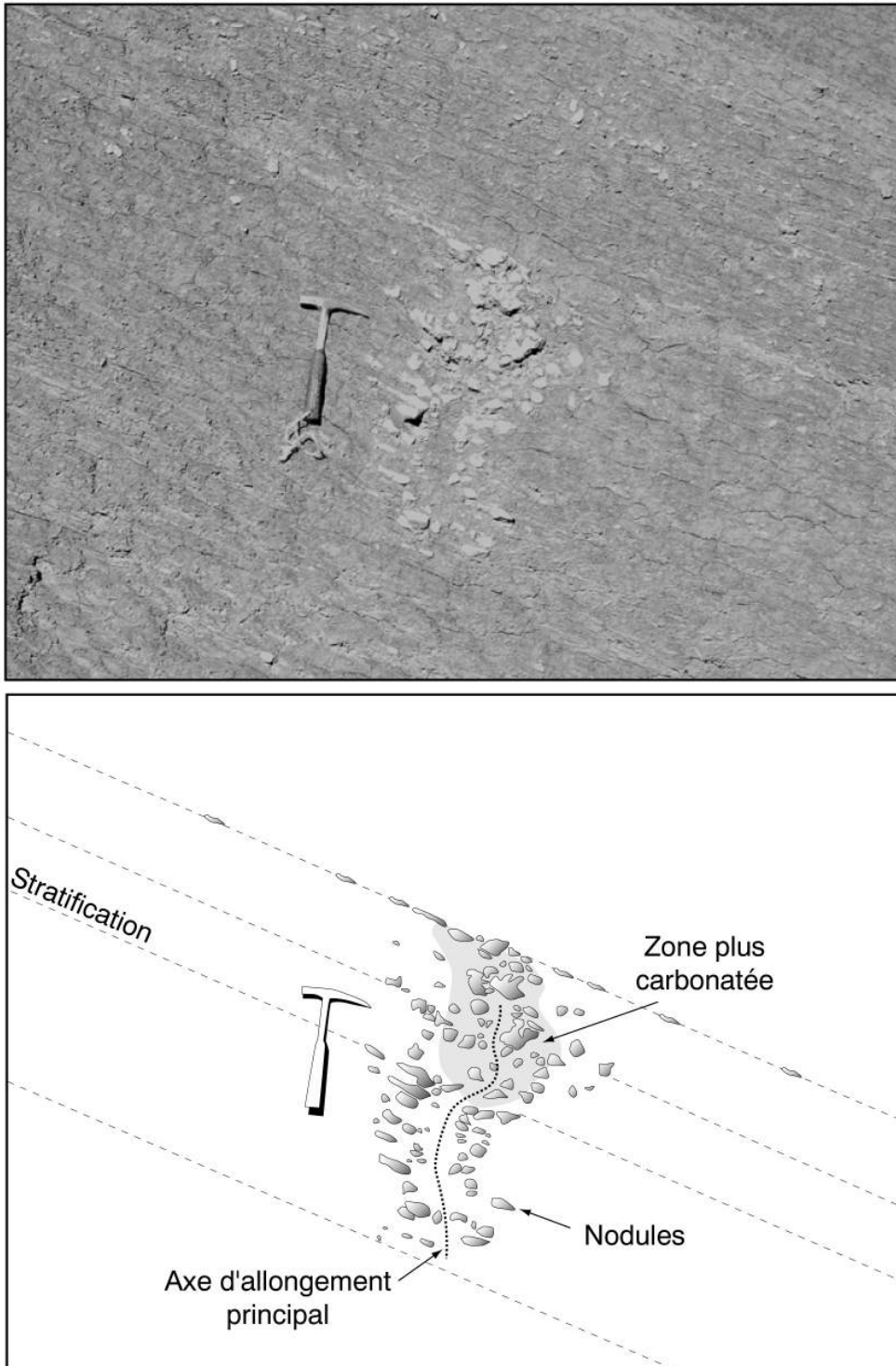


Figure 6. 11 : Photographie d'une concrétion noduleuse sur le site de Jon 1. Les nodules sont répartis de part et d'autre d'un axe central marneux et tortueux.

La vue en plan de ce type de conduit permet de se rendre compte que **les nodules périphériques sont plus organisés** (Figure 6.12). L'organisation concentrique des nodules pourrait être due à une remobilisation des éléments par les fluides et cristallisation à des distances croissantes du centre du conduit.

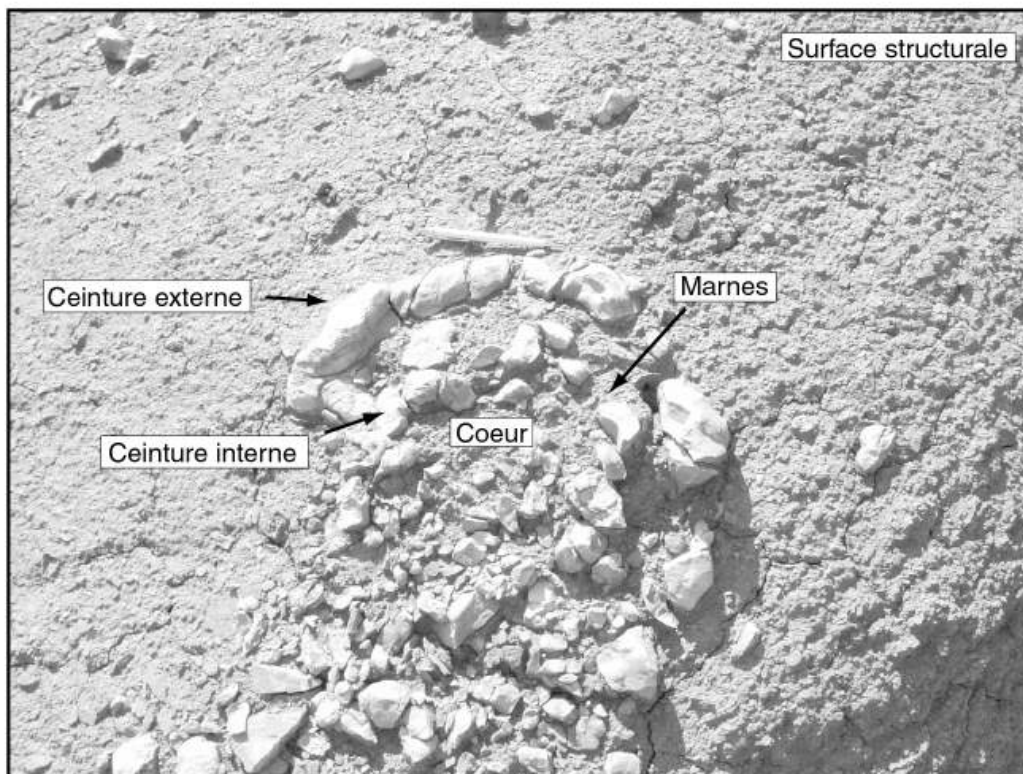


Figure 6. 12 : Photographie d'un conduit noduleux en plan sur le site de Jon 1. La concrétion est composée de deux ceintures noduleuses concentriques. La formation de ces concrétions pourrait s'expliquer par un pompage du calcium, confirmé par des mesures de taux de carbonates dans les marnes qui jouxtent la concrétion et qui montrent un net appauvrissement en calcium par rapport aux marnes environnantes.

Cette observation est confirmée par les analyses de carbonates réalisées au niveau des nodules et dans les marnes. Dans un rayon de près de 1 m, les marnes qui entourent les conduits noduleux sont très appauvries en calcium. La structure concentrique des nodules et l'appauvrissement des marnes pourrait s'expliquer par un **effet de pompage du calcium** dès que la réaction de précipitation des carbonates démarre (Gaidon, 1988).

## **4.1.2. Les concrétions tubulaires massives**

### **a. Les concrétions tubulaires massives en coupe**

L'exploration de la zone des Jonchiers a permis de mettre à jour des **concrétions tubulaires massives** qui diffèrent, de par leur forme et leurs réalisations, des concrétions noduleuses que nous venons de découvrir. Ces concrétions, dont la longueur peut atteindre 50 à 60 cm pour un diamètre de 10 à 30 cm, présentent une certaine tortuosité qui mime la tortuosité de l'axe central, marquée par des zones d'entassement, des nœuds ou encore des ventres (Figure 6.13). L'enveloppe externe est marquée de stries qui soulignent la stratification des marnes environnantes.



Quelques rares nodules périphériques ont été identifiés autour de ces concrétions, ce qui suggère que **le fluide qui les a traversés était particulièrement bien canalisé dans les conduits.**

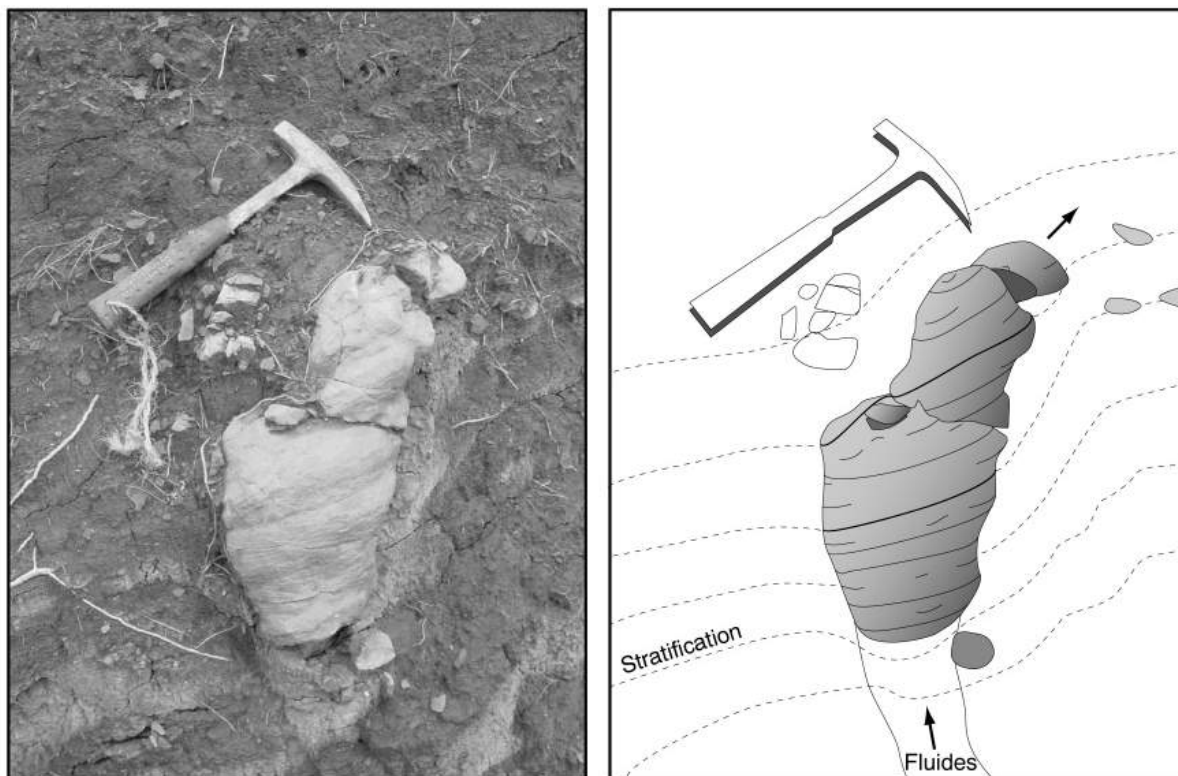


Figure 6. 13 : Photographie d'un conduit d'une concrétion tubulaire massive sur le site de Jon 2. Ce type de concrétion est massif et sa forme mime la tortuosité de l'axe central.

Les concrétions étant très souvent scindées à la stratification, il est possible de les voir en plan lorsqu'elles affleurent sur une surface structurale, afin de déterminer leur relation avec l'encaissant marneux et de caractériser la zonation des minéraux qui la compose.

### b. Les concrétions tubulaires massives en plan

En plan, les minéralisations qui composent la concrétion tubulaire **s'organisent de façon concentrique** de la périphérie vers le centre (Gaidon, 1988) (Figure 6.14) :

- **un cortex externe composé d'une argile carbonatée** (micrite et microsparite) avec parfois de la calcite et de la dolomite. La fraction argileuse est composée d'un assemblage d'illite, de chlorite, de kaolinite et d'interstratifiés illite-smectite, qui ne diffère pas de la composition des marnes environnantes.

- **une frange pyriteuse** à bordure nette du côté interne mais plus floue du côté externe.

- **une frange millimétrique de calcite palissadique**, qui présente des extrémités en « dents de chiens » du côté de l'axe central, caractéristiques d'une formation en solution. Cette frange calcitique se compose d'un assemblage de cristaux allongés en « ventails » très fins de taille millimétrique. Elle se situe en bordure du cœur de la concrétion mais peut parfois remplir des fentes ouvertes dans le cortex externe.

- **un cœur composé principalement de sulfates**, de carbonates et de vides globulaires dans lesquels des cristaux de quartz sont parfois présents.

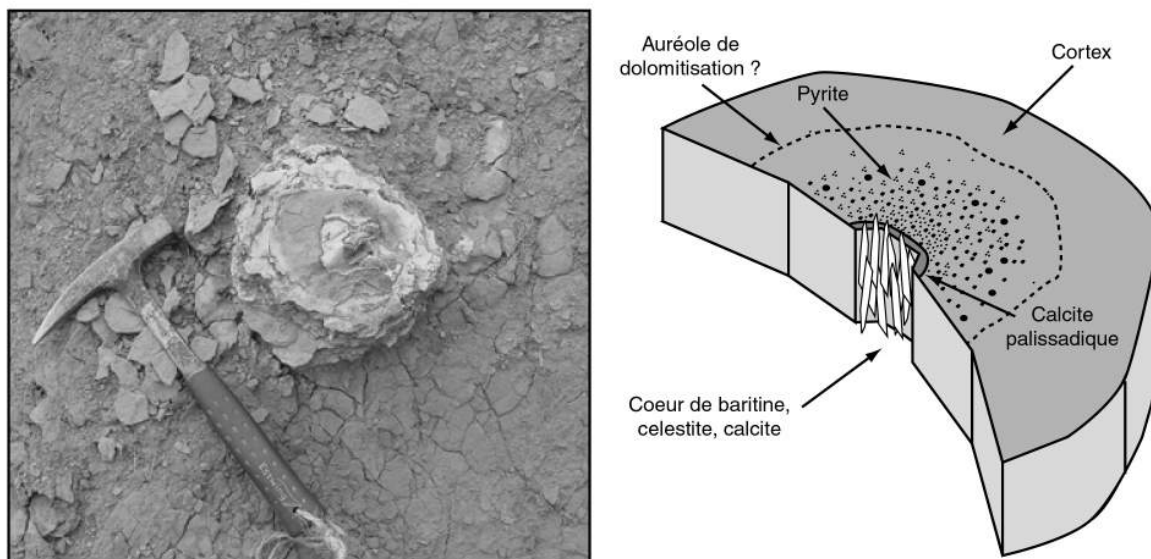


Figure 6. 14 : Photographie d'une concrétion tubulaire massive en plan, sur le site de Jon 2. En allant du cœur vers la périphérie, ce type de concrétion est composé 1) d'un axe minéralisé riche en sulfates et calcite avec quelques fibres de celestite, 2) d'une frange de calcite palissadique, 3) d'un cortex argilo-carbonaté avec une densité de grains de pyrite qui diminue vers la bordure externe.

### c. Les analyses minéralogiques, chimiques et isotopiques

#### Les analyses sur les carbonates

Deux types de calcite ont été identifiés dans les concrétions (Gaidon, 1988). La **frange de calcite palissadique**, fortement magnésienne, est caractéristique d'une croissance rapide tandis que la **calcite centrale**, plus ferreuse et qui représente 90% de la fraction carbonatée, est caractéristique d'une croissance plus lente. La précipitation de la calcite centrale semble contrôlée par les sulfates (assemblage intime avec la celestite). Il est également possible de rencontrer de l'ankérite (dolomite ferrière) et sa relation avec les autres minéraux montre que sa précipitation est liée à de nouvelles circulations tardives de fluides. Dans la zone de Buis-les-Baronnies, l'ankérite est enrichie en manganèse et en calcium. En fait, plus l'encaissant marneux est riche en manganèse et en calcium, plus l'ankérite l'est aussi.

Les analyses de Terres Rares montrent un enrichissement des carbonates en cérium et en europium. L'enrichissement en Europium témoigne de conditions réductrices au moment de la précipitation (Gaidon, 1988).

Les analyses de  $\delta^{18}\text{O}$  ont permis d'obtenir des valeurs comprises entre  $-3.56$  et  $-0.44$  ‰. Cette faible variation montre que tous les carbonates ont précipité dans des conditions similaires. Dans le détail, l'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  est régulier depuis les marnes encaissantes vers la frange calcitique (Gaidon, 1988). Ces observations sont à prendre avec précautions à cause de l'influence importante de la diagenèse sur les valeurs isotopiques de l'oxygène. En ce qui concerne les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$ , elles sont très variables (de  $+0.03$  à  $-37$  ‰). Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  dans les marnes sont proches de 0 et diminuent régulièrement vers la frange calcitique. La calcite centrale et les marnes présentent la même valeur de  $\delta^{13}\text{C}$ , indiquant le carbone est issu du même réservoir qui, dans ce cas, semble être le réservoir de carbonates marins ( $0 \pm 3$  ‰). Par contre, **les valeurs isotopiques du carbone dans le cortex et la frange calcitique** sont comprises entre  $-7$  et  $-37$  ‰, qui pourrait donc correspondre à un **carbone d'origine organique**.

Les inclusions fluides montrent que la salinité était deux fois supérieure à l'eau de mer (7 ‰) et la température de piégeage a été estimée à moins de  $80^\circ\text{C}$  (Gaidon, 1988). Ces informations confirment les observations réalisées sur les sites de sorties de fluides du bassin du Congo où la température et la salinité étaient également supérieures à celles de l'eau de mer environnante.

Les carbonates se sont donc formés dans des **conditions de diagenèse précoce dans un environnement réducteur**, à partir de circulations de fluides salés, riches en fer et en manganèse et dont la température est inférieure à  $80^\circ\text{C}$ . La présence d'ankerite, dont la température de formation a été estimée à  $60-150^\circ\text{C}$ , témoigne d'une utilisation des conduits par des fluides tardifs à une profondeur d'enfouissement supérieure à 1500 m.

### **Les analyses sur les sulfates de baryum et de strontium**

Le sulfate de baryum se présente sous la forme de grands cristaux tabulaires centimétriques à pluricentimétriques qui occupent un quart à un tiers du cœur des concrétions (Gaidon, 1988). Ils prennent généralement appui sur la calcite palissadique. Le sulfate de strontium a un habitus en lamelles (celestite) et leur terminaison en glaive témoigne d'une croissance libre en solution (Gaidon, 1988). La substitution baryum-strontium entre la barytine et la celestite est presque identique avec une évolution inverse.

De la même manière que pour les carbonates, les analyses de Terres Rares des sulfates montrent un enrichissement en cérium et en europium qui traduit des **conditions réductrices** au moment de la cristallisation (Gaidon, 1988).

Les valeurs isotopiques du soufre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) sont comprises entre  $15.2$  et  $15.4 \pm 0.3$  ‰ (Gaidon, 1988). **Le soufre pourrait être d'origine marine**, issu de l'oxydation par les bactéries sulfato-réductrices du sulfate de l'eau de mer ou d'origine hydrothermale.

Les inclusions fluides sur la phase aqueuse mettent en évidence un fluide faiblement salin (0.5 à 1.5 %) et une température de piégeage estimée à 100 -150° C. Les inclusions sur hydrocarbures montrent que le fluide est constitué d'un **mélange de méthane (92 à 96 %), d'éthane et de propane (2 à 3 %) et d'H<sub>2</sub>S** (Gaidon, 1988). Cette composition évoque fortement la composition des hydrates de gaz échantillonnés sur le pockmark géant REGAB dans le bassin du Congo. Il est donc possible que ces conduits aient véhiculé des fluides issus de la dissociation des hydrates de gaz ou bien que les conduits aient traversé la zone à hydrates pendant leur enfouissement.

### Les analyses sur les sulfures

Les sulfures s'expriment principalement sous la forme de pyrite. Il est cependant possible de trouver de la galène dans des amas noduleux de marcassite. **La pyrite se situe principalement dans le cortex argilo-carbonat** mais il est possible de l'observer entre des joints de grains de sulfates ou dans des fractures tardives (Gaidon, 1988). La densité des grains diminue depuis la partie interne du cortex vers sa périphérie. Les grains sont très automorphes et aucune pyrite framboïdale n'a été identifiée.

Les pyrites sont caractérisées par des teneurs élevées en cobalt et variables en arsenic et en sélénium. La présence de Nickel est plus ponctuelle (Gaidon, 1988). L'arsenic est présent en faibles concentrations (12-13 ppm) dans les sédiments marins. Par contre, son enrichissement a été constaté dans les sédiments des sites hydrothermaux ou dans les sédiments oxiques (Peterson and Carpenter, 1986). L'étude des faciès du fond de l'eau sur les sites de sorties de fluides dans le bassin du Congo a permis de caractériser un faciès (noté B) dans lequel des sédiments rouges et noirs, chargés en sulfures, sont présents en grandes taches. Des voiles bactériens blancs (bactéries thiotrophes *Beggiatoa*) couvrent souvent les zones de sédiments sulfurés. Au contact de l'eau de mer, en milieu arabis, les sulfures précipitent pour donner de la pyrite. **Ainsi les pyrites arsénifères (cœur des concrétions) représenteraient un stade précoce, tandis que les pyrites nickelifères (dans les fractures) seraient plus tardives.**

Les valeurs isotopiques de  $\delta^{34}\text{S}$  du soufre des pyrites sont comprises entre +5 et +7 ‰ (Gaidon, 1988). Ces valeurs montrent que la précipitation s'est opérée dans un milieu réducteur, en équilibre entre la consommation et l'apport de sulfates. **Les bactéries sulfato-réductrices sont donc tout à fait susceptibles de produire des sulfures dans l'environnement réducteur des Terres Noires.**

### d. Un modèle de formation des conduits minéralisés

Les relations entre les différentes phases minérales et la détermination du milieu (réducteur ou oxique) et/ou de la profondeur de leur formation permettent de déterminer la chronologie des phases minérales et de les replacer dans leur contexte tectono-sédimentaire (Scotchman *et al.*, 2000).

Sans remettre complètement en cause l'hypothèse d'une circulation hydrothermale initialement proposée (Gaidon, 1988 ; Rolin *et al.*, 1990), l'étude réalisée sur des sites d'événements froids dans le bassin du Congo nous a permis de déterminer un scénario possible dans des sédiments très superficiels qui est fonction de l'enfouissement, de la présence d'hydrates et du flux montant de fluides (*Figure 6.15*).

**La pyrite de la frange est la première à se mettre en place.** Elle est certainement **synchrone de la précipitation d'une part des carbonates** qui formeront le cortex argilo-carbonaté. A la Barbade, des observations similaires ont conduit à la même interprétation, c'est-à-dire que la formation des cheminées est initiée très superficiellement (Harding, 1998). Sa croissance est d'abord centripète et lente, en direction du vide représenté par le cœur du conduit. Ensuite, un front de croissance évolue vers l'extérieur par imprégnation progressive du cortex. Ce mode de croissance initial rappelle celui des conduits de taille millimétrique que nous avons mis en évidence dans la carotte KZR-30, avec des grains de pyrite parsemés tout le long du conduit. La pyrite précipite dans des sédiments réduits chargés en sulfures ( $H_2S$  principalement) que nous avons identifiés dans le faciès B sur le fond de l'eau. Il s'agit donc du stade initial de formation des premiers encroûtements lorsque le flux de fluides est inférieur à  $5 \mu\text{Mol/l}$ .

**La frange de calcite palissadique précipite ensuite en direction du vide central.** Elle est suivie peu après par la **crystallisation de barytine** et les cheminées présentent alors de fortes similitudes avec des cheminées de barytine échantillonnées sur des sites d'événements froids dans le golfe du Mexique (Fu *et al.*, 1994). Le volume important de barytine suggère qu'une grande quantité de baryum était disponible soit dans les fluides (fluides péri-diapiriques, *c.f. Chapitre 3*), soit dans l'environnement proche au moment de la cristallisation, comme les fronts de barytine qui se forment à l'interface entre la zone de réduction des sulfates et la zone de méthanogénèse (*c.f. Chapitre 3*). Cette cristallisation de barytine alterne avec des phases de dissolution provoquant la précipitation de célestite. Les mesures d'inclusions fluides montrent que les hydrocarbures qu'elles contiennent correspondent à un mélange de fluides dont la composition est très proche de celle des hydrates biogènes reconnus sur les marges actuelles. La succession de phases de dissolution de la barytine – cristallisation de la célestite pourrait correspondre à des périodes de sublimation des hydrates lorsque des fluides plus chauds remontent à travers le conduit. Nous suggérons donc ici que les minéraux de barytine et de célestite marquent la période pendant laquelle le conduit était en train de s'enfouir et qu'il traversait petit à petit le domaine de stabilité des hydrates.

**La célestite en lamelles et la calcite centrale, beaucoup plus massive, se développent au cœur de la concrétion dans les espaces résiduels.** La croissance de ces minéraux n'est contrainte que par la place laissée par les autres minéraux ayant précipité avant. La célestite et la calcite centrale ont peut-être précipité dans un fluide chargé en éléments dissous comme c'est le cas dans les sédiments chargés en gaz libre piégé sous les hydrates.

**L'ankérite correspondrait à une phase tardive de circulation de fluides profonds.** Cette phase pourrait être reliée à la phase d'extension tectonique de l'Oligocène,

pendant laquelle des diapirs de sel triasiques ont pu remonter à travers la colonne sédimentaire, favorisant les circulations de fluides de bassin, comme nous l'avons vu dans le chapitre 5. Il s'agit là d'un indice de la ru utilisation des conduits en profondeur. La présence de failles de socle qui structurent la marge en blocs basculés a peut-être permis à des fluides profonds et plus chauds de migrer à travers des conduits préexistants, formés pendant les stades précoces de l'enfouissement.

Les autres minéraux comme la galène, la calcite (de fractures), la strontianite et le quartz correspondent certainement à des phases minérales liées à la tectonique Alpine plus tardive.

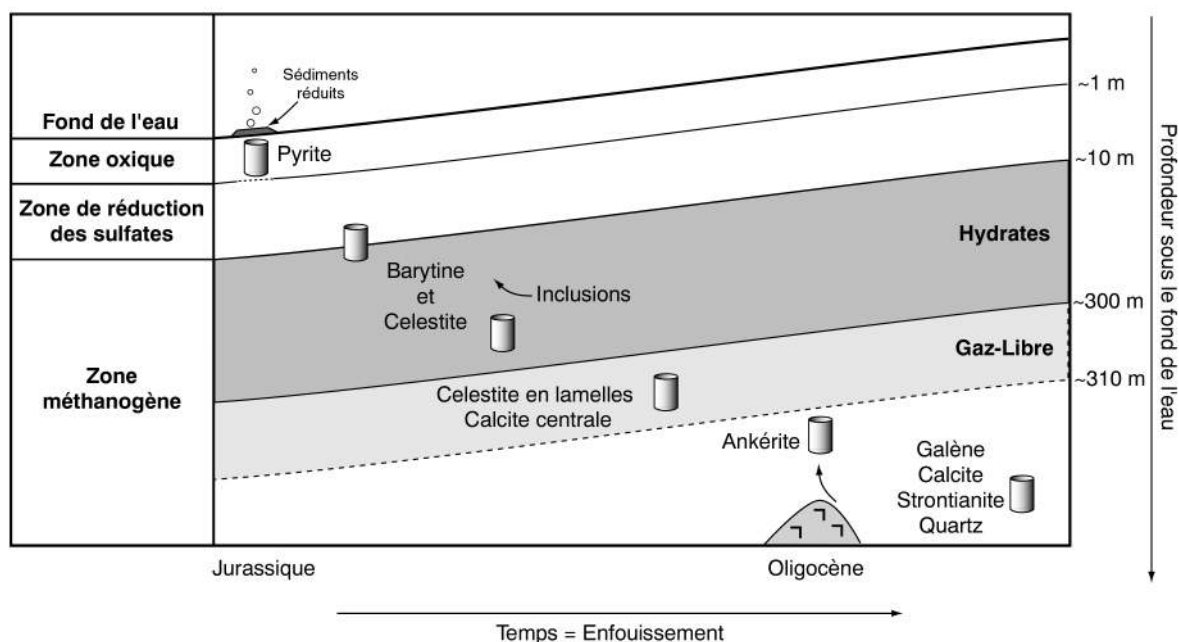


Figure 6. 15 : Modèle de formation et d'évolution d'un conduit carbonaté formé dans les sédiments superficiels et qui va traverser, pendant son enfouissement, des zones aux propriétés physico-chimiques très variées (zone oxydante, zone de réduction des sulfates, zone méthanogène chargée en hydrates ou en gaz libre).

### e. Les concrétions coiffées : un stade intermédiaire ou un stade avorté ?

Il existe un type de conduit qui présente une morphologie qui ressemble beaucoup à celle des conduits à concrétions noduleuses. En coupe, ces conduits, de 15 à 30 cm de large, sont marqués par des nodules carbonatés centimétriques à pluricentimétriques répartis de part et d'autre d'un axe tortueux dépourvu de tout nodule (Figure 6.16). Le long de l'axe, il n'est pas rare de trouver des concrétions massives tubulaires qui occupent toute la largeur du conduit sur une vingtaine de centimètres de haut. Le centre de ces concrétions est caractérisé par un cœur minéralisé.

Le long de l'axe d'un conduit, les minéralisations ne sont donc pas homogènes. Deux hypothèses sont donc possibles :

- le baryum est d'origine autochtone (sinon la barytine serait mieux répartie le long de l'axe du conduit). La barytine pourrait se former par recristallisation après « pompage » du baryum qui forme un front concentré à la base de la zone de réduction des sulfates.

- le baryum est d'origine allochtone, transporté par les fluides. Lorsque les fluides remontent le long du conduit, la barytine peut cristalliser à partir d'un certain seuil thermodynamique ou préférentiellement autour d'un nucléus qui initie la précipitation.

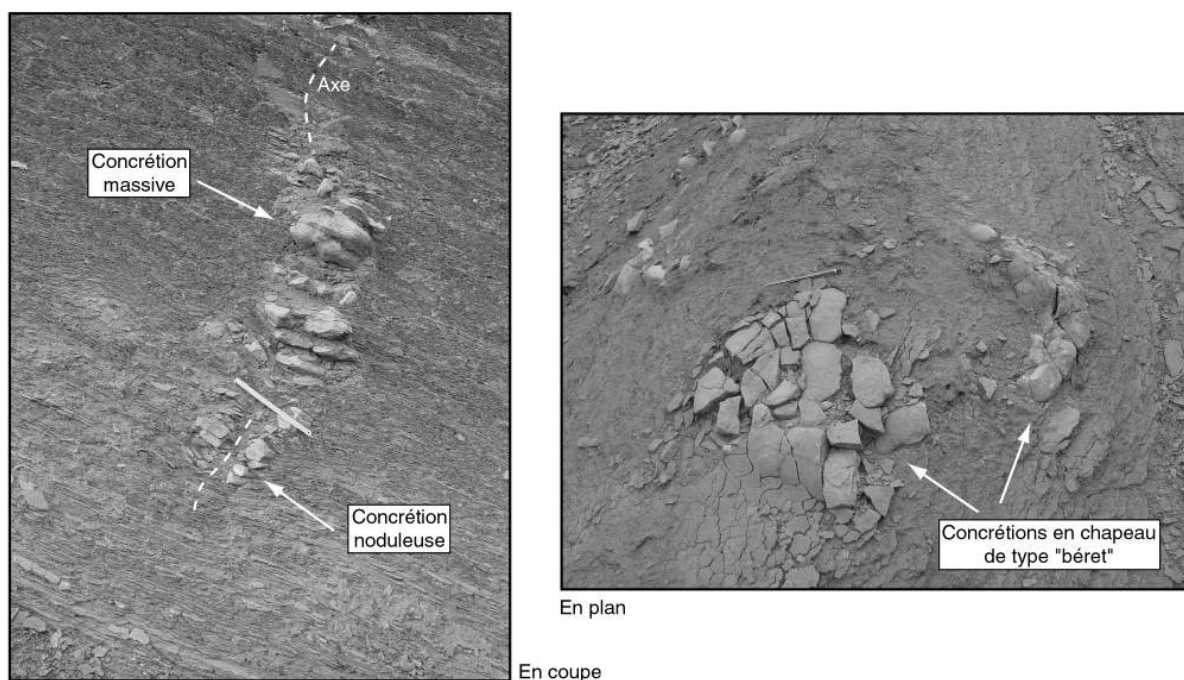


Figure 6. 16 : Photographie d'une concrétion intermédiaire dans la zone de Jon 2. En coupe, ces concrétions ont un aspect qui se rapproche fortement de celui des concrétions noduleuses avec, par endroits, une concrétion plus massive à cœur minéralisé. Certaines surfaces structurales portent plusieurs chapeaux carbonatés qui représentent le sommet de ces concrétions. Ces chapeaux carbonatés pourraient représenter un stade d'arrêt de l'expulsion de fluides.

En plan, ces conduits ont la même morphologie que celle des concrétions noduleuses et des concrétions tubulaires massives. Par contre, certaines surfaces structurales, situées à quelques dizaines de centimètres au-dessus des conduits (lorsque l'affleurement s'y prête), portent des concrétions tout à fait particulières. Il s'agit de concrétions entièrement carbonatées, d'un diamètre supérieur à celui des conduits. Elles n'ont pas de cœur minéralisé ni de distribution concentrique de nodules et **leur forme évoque un « bêret »** (Figure 6.16). Aucune concrétion n'a été identifiée immédiatement au-dessus de ces chapeaux carbonatés, ce qui suggère un arrêt de l'apport de fluides.

Une même surface structurale porte souvent plusieurs concrétions en bêret. Le conduit sous-jacent est plutôt de type noduleux et présente, à quelques dizaines de centimètres de profondeur sous la concrétion en bêret, une concrétion tubulaire à axe minéralisé avec de la barytine. Ces chapeaux carbonatés pourraient ainsi marquer :

- **un paléo-fond de l'eau** ou, tout du moins, les chapeaux carbonatés étaient enfouis très superficiellement au moment de l'arrêt de l'apport en fluides et le fond de l'eau était très proche. Nous n'avons pas trouvé de vidences de faune à proximité de ce genre de concrétions.

- **un conduit avorté** avec une poche sommitale où la surpression de fluides a permis une précipitation carbonatée en couvercle (au-dessus de l'ampoule de surpression). Cette observation est en accord avec le caractère plus discret du conduit et de nodules car moins de fluides ont circulés.

#### f. L'effet de la compaction différentielle sur les nodules

Les concrétions tubulaires massives présentent souvent sur leur face externe des stries qui soulignent le mouvement relatif de cet objet dur par rapport aux marnes environnantes pendant la compaction précoce (*Figure 6.17*). A proximité de ces concrétions, la stratification des marnes est souvent déviée au-dessus ou en dessous des nodules. Les marnes ont une compressibilité bien supérieure à celle des masses noduleuses carbonatées. Pendant l'enfouissement, la compaction va donc agir différemment sur les marnes, en les compactant beaucoup plus que les nodules, ce qui donne cette structure en éventail. Cette observation confirme le caractère superficiel et précoce de la formation des concrétions.

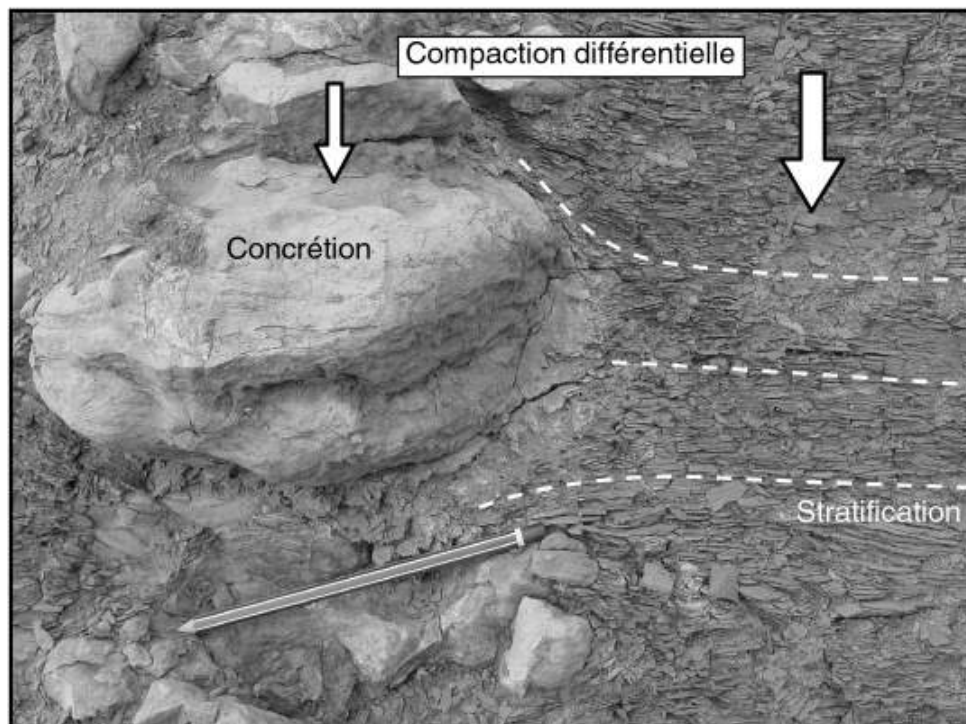


Figure 6. 17 : Photographie d'un nodule carbonaté dans la zone de Jon 2. Les stries sur la surface externe de la concrétion et la déviation de la stratification des marnes au-dessus et en dessous de la concrétion sont dus à un effet de compaction différentielle.



## 4.2 LA TYPOLOGIE DES CONCRETIONS

Nous avons vu dans le bassin du Congo que **la masse générale des encroûtements carbonatés dépendait du traitement du flux de fluides**, surtout le méthane. Dans le bassin du Sud-Est, la morphologie, la taille et l'organisation des nodules carbonatés semblent liées au flux montant de fluides (Figure 6.18). Dans le cas des concrétions noduleuses, l'écoulement de fluides est canalisé mais le flux semble diffusif et il s'étend au-delà de l'axe principal, puisque la taille des nodules diminue progressivement vers la périphérie. Les concrétions coiffées pourraient correspondre à un flux plus important mais la présence d'un « baret » carbonaté au sommet de la colonne de nodules laisse penser qu'il s'agit en réalité d'un stade de conduit avorté. Le dernier type de concrétion a une forme tubulaire massive qui évoque un flux de fluides important et continu pendant une période de temps suffisante pour précipiter une telle masse de carbonates. Ces conduits ont parfois la forme d'un empilement d'assiette (les renflements sont dus à la compaction différentielle entre les marnes et la concrétion) qui marque une cristallisation continue dans le temps, liée certainement à la persistance du flux.

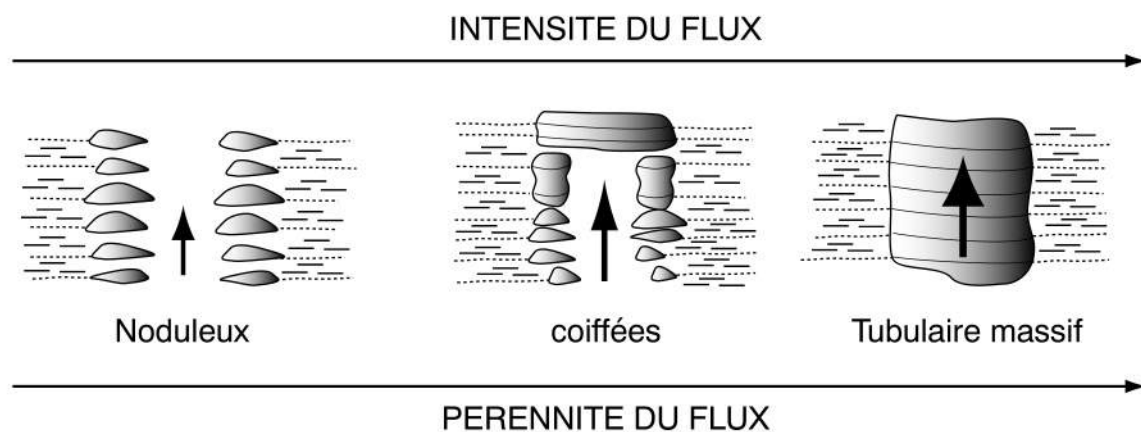


Figure 6. 18 : Schéma représentant le type de conduit carbonaté en fonction du flux de fluides et de sa persistance. Le flux serait croissant depuis les conduits noduleux vers les conduits tubulaires massifs.

## 4.3 LA RELATION ENTRE LES FAILLES, LES FENTES ET LES CONDUITS

### 4.3.1 Le rôle joué par les failles

De nombreuses fractures ont été identifiées dans la zone des Jonchiers. Elles sont orientées N140, avec un pendage moyen de 40° vers l'Est, c'est-à-dire qu'elles recoupent la stratification (N120-50° E). Ces failles ont un remplissage de calcite drusique et incorporent des copeaux de poncture. Cette incorporation s'est faite alors que les marnes n'étaient pas encore suffisamment lithifiées, ce qui traduit le caractère précocé de la formation de ces failles. Sur le plan de faille, de nombreuses stries sont orientées N140-30° W. Elles mettent en évidence un rejeu plus tardif en faille normale. Le remplissage et les stries sur le plan de faille montrent qu'elles ont d'abord joué en mode 1 (ouverture simple) à un stade précocé du dépôt des marnes, puis elles ont ensuite rejoué en faille normale. Il s'agirait là de

**failles syn-sédimentaires**, synchrones de la mise en place des concrétions qui ont pu servir de drains pour les fluides.

**Les conduits de migration de fluides sont systématiquement situés à proximité des failles.** Parfois, des failles secondaires, qui se branchent sur les failles principales, permettent de voir couler à l'intérieur desquelles plusieurs conduits se sont développés (Figure 6.19). Ces zones plus fracturées représentent des vecteurs majeurs pour la migration des fluides.

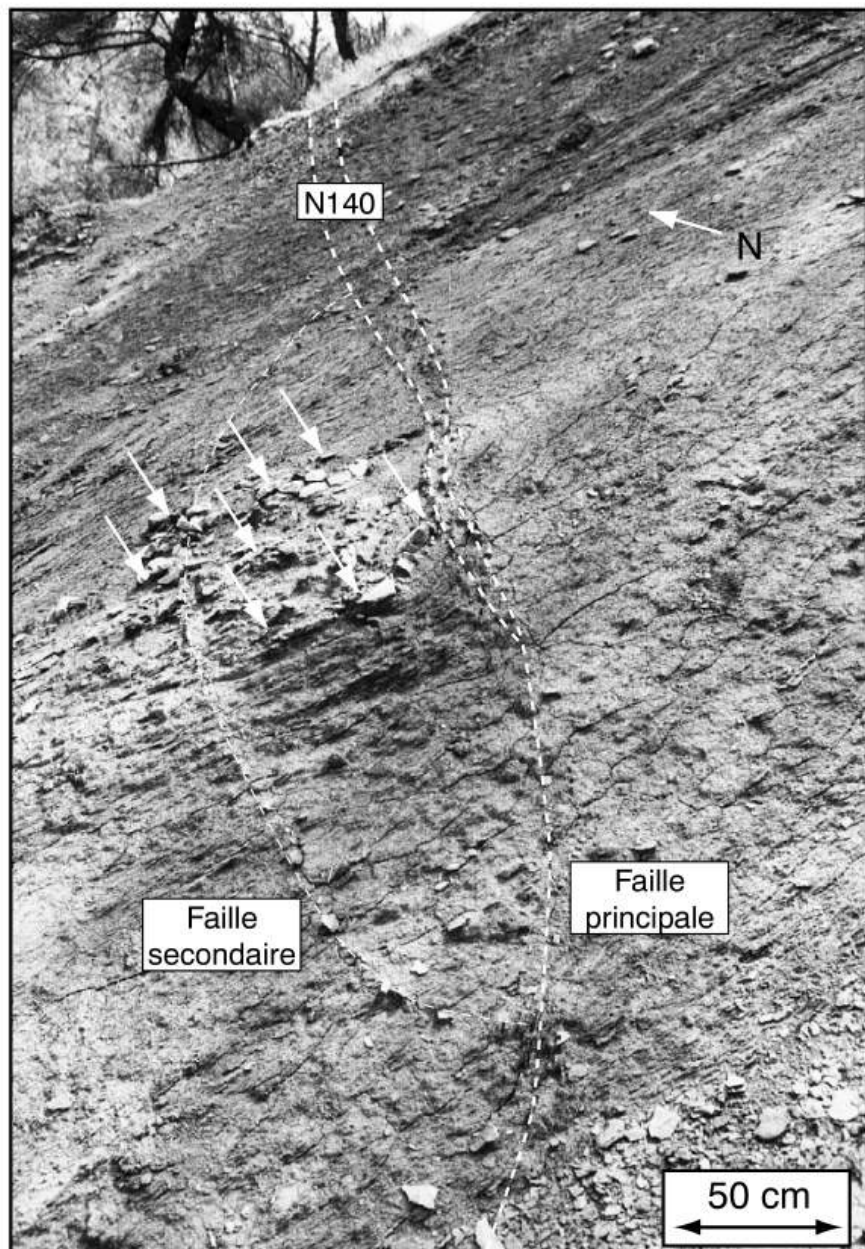


Figure 6. 19 : Photographie d'une surface structurale dans la zone de Jon 2 sur laquelle on peut voir les conduits de fluides (flèches blanches) qui se concentrent dans les zones plus fracturées (faille N140 et faille conjuguée).

### 4.3.2. Les fentes stratiformes

Nous avons, par ailleurs, pu mettre en évidence de **nombreuses fentes stratiformes** (Figure 6.20). Il s'agit de fentes centimétriques qui miment le litage des marnes. Leur longueur dépasse rarement la vingtaine de centimètres et leur relation avec les failles n'est pas évidente. Leur remplissage est constitué de fibres de calcite asymétriques. La base des fibres est sombre, correspondant à un mélange de calcite et de marnes. Ces fibres s'éclaircissent progressivement vers leur sommet, traduisant une croissance de calcite plus pure. L'ouverture des fentes est peut-être guidée par une contrainte principale mineure verticale qui serait liée à un phénomène de décompaction (dilatance au moment du passage des fluides).

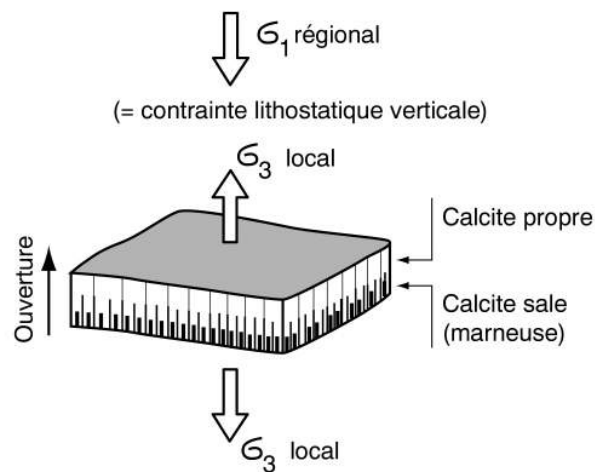


Figure 6. 20 : Photographie d'une fente stratiforme dans la zone de Jon 2. Son remplissage est constitué de calcite asymétrique qui pourrait traduire un phénomène de décompaction.

Il semble donc que les failles normales syn-sédimentaires guident les fluides vers la surface. Les conduits se forment dans les zones plus fracturées et leur croissance au sein des marnes a pu générer localement une contrainte mineure verticale à l'origine de l'ouverture des fentes fibreuses stratiformes (Figure 6.20). Le rejeu continu des failles N140 en faille normale a contribué en suite à alimenter régulièrement les conduits permettant aux différentes générations successives de minéraux de cristalliser dans les conduits.

### **4.3.3 L'organisation spatiale entre les failles, les fentes et les conduits**

Lorsque l'affleurement s'y prête, il est possible de voir la relation entre les failles, les fentes stratiformes et les concrétions (Figure 6.21). **Les failles se distribuent souvent en échelons** et leur pendage par rapport aux marnes permet de mettre en évidence qu'elles ont joué en failles normales. **Les fentes stratiformes sont rarement branchées directement sur les failles** mais leur concentration augmente à proximité de zones plus fracturées. Par contre, **les concrétions noduleuses sont systématiquement situées dans les zones de relais** entre deux échelons des failles orientées N140. Ces relais pourraient représenter des zones de drains préférentiels pour les fluides.

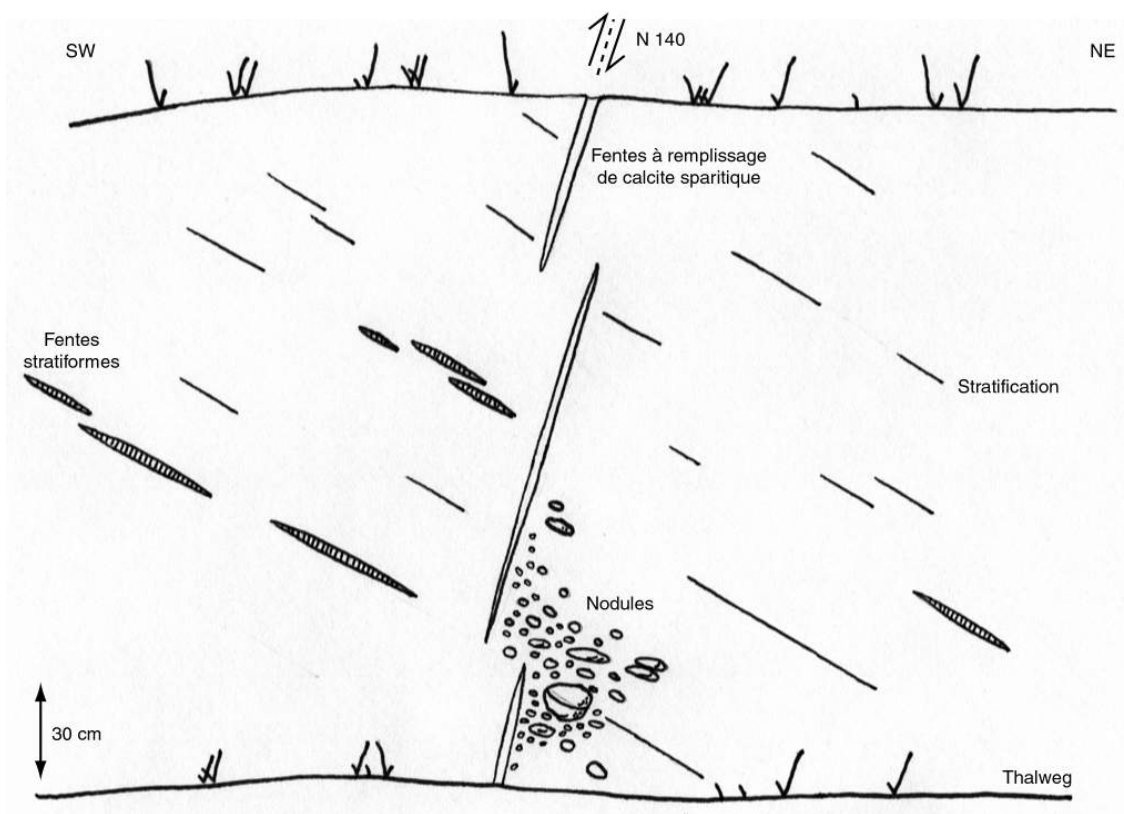
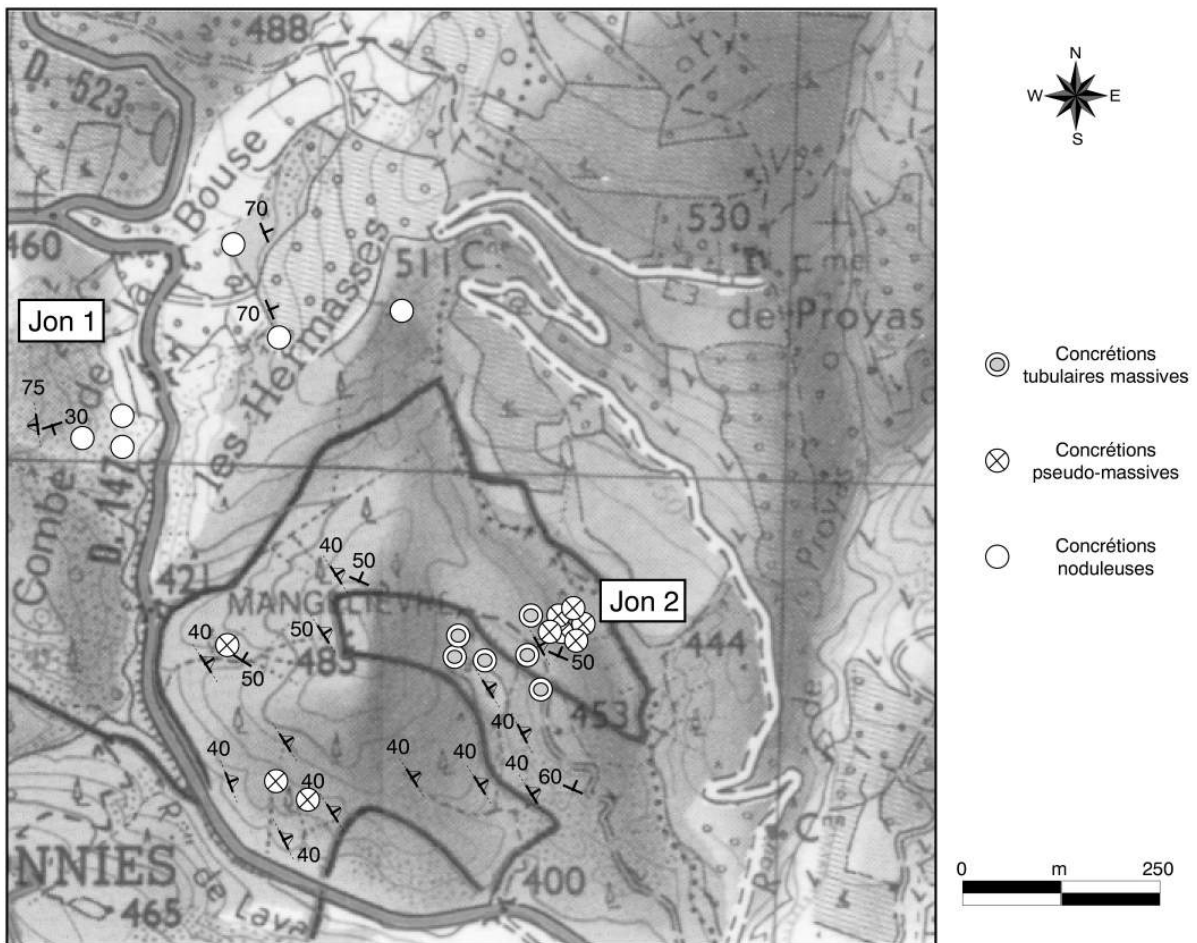


Figure 6. 21 : Dessin d'affleurement sur le site de Jon 2. Les fentes à remplissage de calcite sparitique se distribuent en échelons. Elles dérivent des zones de failles normales orientées N140 qui ont pu conduire les fluides vers la surface pour former les nodules et ouvrir les fentes stratiformes.

Au niveau de la butte de Mangeli vre, un réseau de fractures sinueuses en échelons affecte les marnes des Terres Noires. Ces fractures ont un remplissage calcitique et dolomitique d'aspect tr s orangé. Des conduits sont parfois associés à ces fractures. Au niveau du site de Jon 2, les failles sont plutôt parall les, espacées de quelques dizaines de centim tres à plusieurs dizaines de m tres et de nombreux conduits ont été identifiés. De mani re générale, la densité de fractures semble augmenter vers la butte de Mangeli vre, et plus particulièrement vers le site de Jon 2 (*Figure 6.22*). **Cette organisation des fractures pourrait être l'origine d'un couloir fracturé dont la densité de failles détermine la quantité de fluides qui vont pouvoir être expulsés.**



**Figure 6. 22 : Carte de répartition des conduits dans la zone des Jonchiers. Les conduits minéralisés semblent se concentrer vers le site de Jon 2 qui pourrait alors correspondre un axe majeur de migration des fluides.**

Cependant, une étude complémentaire serait nécessaire pour cartographier avec précision les failles dans toute la zone. D'autre part, l'inventaire des conduits de fluides est loin d'être exhaustif car il dépend des conditions d'affleurement, du couvert végétal et de l'étendue de la zone d'investigation.

Nous venons donc de voir quelle pouvait être la nature des conduits de fluides dans les marnes des Terres Noires. Ces conduits se situent sur le flanc Nord de l'anticlinal de Buis-les-Baronnies, dans la partie basale du membre supérieur des Terres Noires. Toute la partie supérieure est absente de ce site. Cependant, elle est conservée plus à l'Ouest, vers Beauvoisin et de nombreuses bioconstructions ont été identifiées dans cette zone.

## 4.4 LES CONDUITS DE FLUIDES CLAIREMENT ASSOCIÉS À UN DIAPIR DE SEL

### 4.4.1 Le contexte géologique et géodynamique

La faille de Propiac, orientée globalement N-S, s'enracine sur le socle. Pendant la phase de distension intense du Dogger, elle structurait la marge téthysienne en délimitant deux blocs basculés. Le sel triasique a pu remonter le long de ces accidents, formant des diapirs de sel intrusifs dans les dépôts sédimentaires Jurassiques sus-jacents (Figure 6.23). Pendant la compression alpine, la faille de Propiac a joué en décrochement et en chevauchement permettant à ces diapirs de sel triasique de remonter à l'affleurement. Les plus beaux exemples de ces diapirs sont ceux de Propiac, de Montaulieu et de Condorcet.

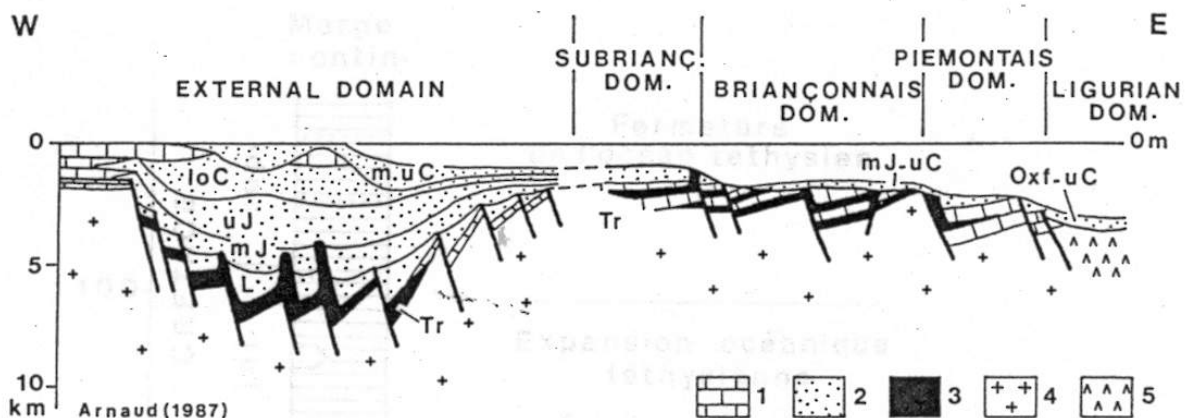


Figure 6. 23 : Coupe schématique de la marge téthysienne, reconstituée pour le début du Crétacé supérieur, avant l'inversion tectonique qui conduira à la collision continentale formant la chaîne alpine, d'après Arnaud dans (Masclé *et al.*, 1988).

De nombreuses concrétions ont été identifiées autour de la faille de Propiac et surtout à proximité des diapirs de sel. Les analyses minéralogiques réalisées dans les concrétions noduleuses et massives du site des Jonchiers n'ont pas permis d'établir un lien entre ces concrétions et le diapir de Propiac (Gaidon, 1988). Les conduits carbonatés et minéralisés du site des Jonchiers ont donc certainement été formés par la circulation de fluides issus d'un réservoir qui reste inconnu à ce jour. Cependant, plus au Nord dans la région de Condorcet, les concrétions présentent une morphologie et une minéralogie complexe qui permet de supposer qu'elles ont été formées par la migration de fluides ayant circulés dans l'environnement proche du diapir de Condorcet (Figure 6.24).



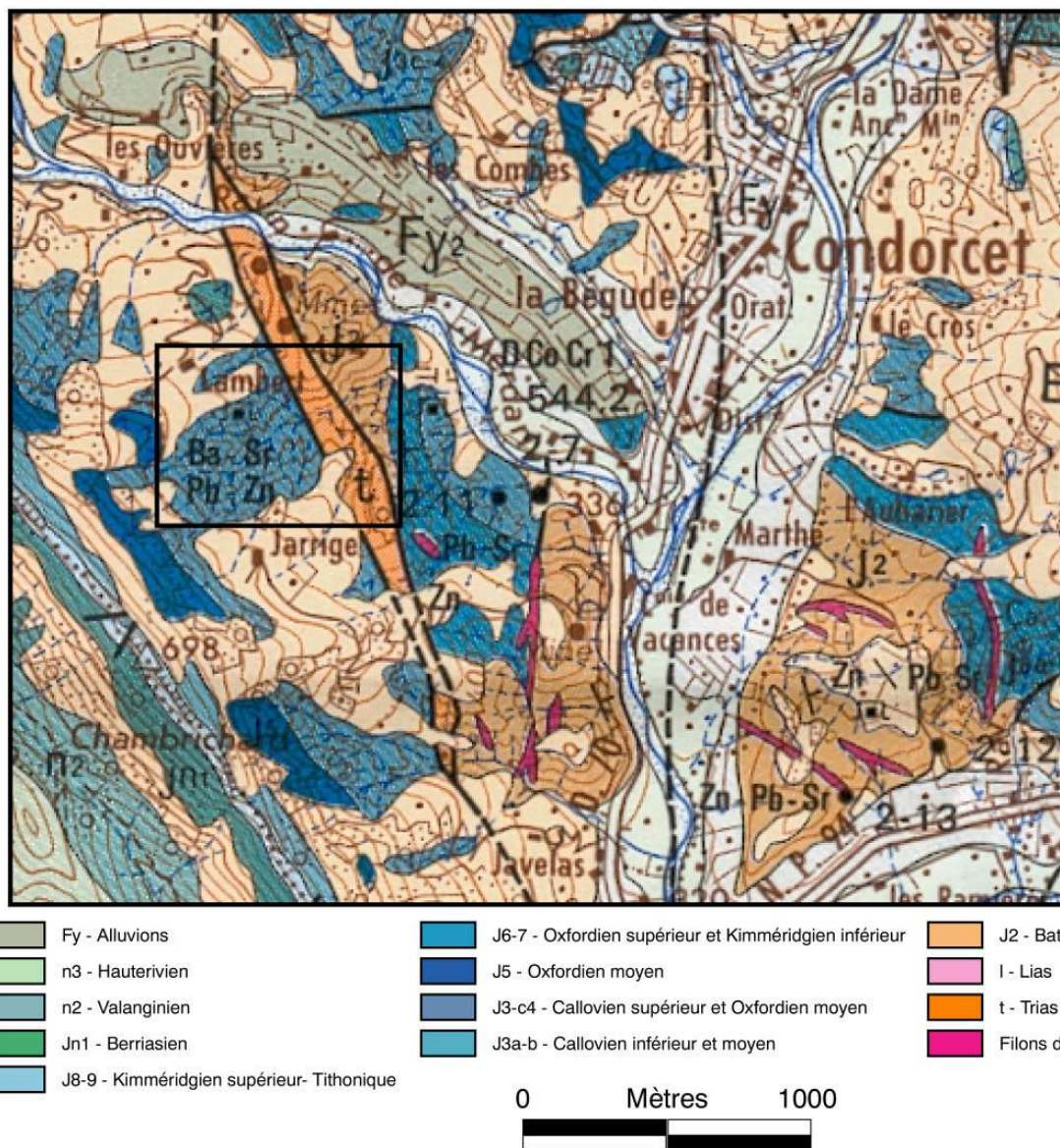


Figure 6. 24 : Carte géologique de la zone de Condorcet (Flandrin *et al.*, 1975). Le carré noir représente la zone que nous avons étudiée. Dans cette zone, des minéralisations de baryum, de strontium, de plomb et de zinc avaient été notées par les auteurs de la carte. Ces minéralisations pourraient être dues à des circulations de fluides à proximité du diapir de sel triasique de Condorcet.

#### **4.4.2. Le site de la ferme Lambert : un conduit dans l'environnement d'un diapir ?**

Dans la zone de la ferme Lambert, la faille de Propiac, orientée NNW-SSE, a guidé la mise en place du diapir de Condorcet (Figure 6.25). À l'Est de ce diapir se trouve la série des alternances marno-calcaires Bathoniennes orientées N20. Le pendage de cette série augmente à l'approche du diapir, passant de 50° E à 60° E, ce qui signifie que la série Bathonienne est rebrousse contre le diapir. Les études régionales montrent que **la remontée diapirique était vraisemblablement active pendant la période distensive de la marge tethysienne au Dogger**. À l'Ouest du diapir de Condorcet, les Terres Noires

(Callovien supérieur à Oxfordien moyen) sont orientés N140-30° W. De la même manière que pour la série bathonienne, **le pendage des Terres Noires augmente à l'approche du diapir**, passant de 30° (pendage moyen) à plus de 50° contre le flanc Ouest du diapir.

Une étude comparative des pendages des séries bathoniennes et callovo-oxfordiennes permettrait de savoir si la remontée du diapir de Condorcet est synchronisée du dépôt de ces séries ou bien si le rebroussement est dû à la remontée du diapir postérieurement à leur dépôt.

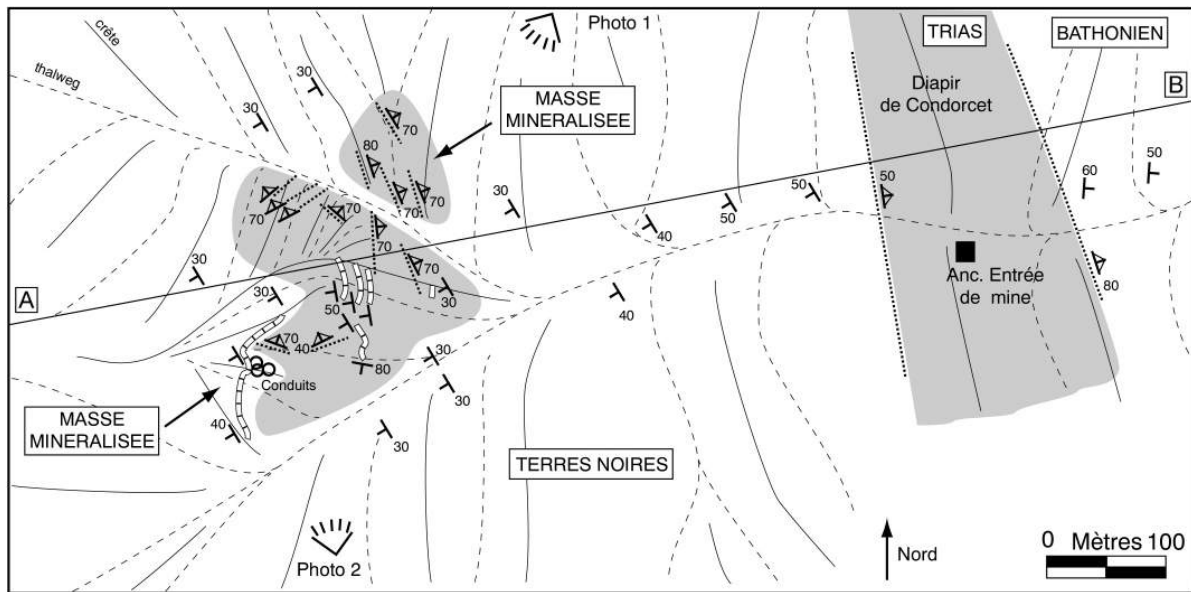


Figure 6. 25 : Carte géologique et structurale de la zone de la ferme Lambert, à l'ouest du diapir de Condorcet. Les pendages relevés des séries bathoniennes-oxfordiennes, de part et d'autre du diapir. A environ 400 m à l'ouest du diapir se trouve une énorme masse minéralisée très fracturée.

À environ 400 mètres à l'ouest du diapir de Condorcet, une énorme masse minéralisée, fortement fracturée et intrusive dans les marnes des Terres Noires, se situe dans l'axe du thalweg principal. Cette masse a grossièrement une **forme cylindrique dont le diamètre de la section est de 75 à 100 m**. Le ravinement important des marnes environnantes met en relief cette masse sur une quarantaine de mètres de haut (Figure 6.26).





Figure 6. 26 : Photographies de la masse minéralisée à l'Ouest du diapir de Condorcet, vue depuis le nord (à gauche) et depuis le sud (à droite).

Cette masse minéralisée est composée de bancs calcaires discontinus très plissés et de marnes partiellement lithifiées et fortement remaniées. De manière générale, **le corps de la masse est fortement carbonaté et minéralisé et présente un faciès chaotique avec de nombreuses fractures**. Nous avons identifié deux grandes familles de fractures (Figure 6.27). La première correspond à des failles d'écimétriques à remplissage dolomitique dont l'orientation est très variable mais qui ont toujours un pendage fort (supérieur à  $60^\circ$ ). Ces failles se situent surtout à la périphérie de la masse. La deuxième famille de fractures correspond plus à des fentes rectilignes ou sinueuses, centimétriques à décimétriques, dont l'orientation est tout à fait aléatoire. Leur remplissage est composé de gypse fibreux, de barytine qui forme de grandes lamelles blanches à l'aspect laiteux, de blende et de célestite fibreuse. Tandis que le gypse représente un minéral secondaire témoignant de la circulation de fluides tardifs, les autres minéraux se sont formés alors que les sédiments environnants n'étaient pas encore complètement lithifiés. Cette observation est confirmée par la présence de clastes marno-calcaires incorporés dans les fentes qui traduisent leur caractère précocité (Figure 6.27).

**Plusieurs générations successives de fentes** ont été mises en évidence (Figure 6.28). Les nombreuses fentes sinueuses, en particulier, indiquent une intense circulation de fluides à l'intérieur de cette masse. La présence de clastes marneux anguleux indique que la circulation de fluides a entraîné des morceaux d'argiles et ce type de remplissage des fentes évoque une **fracturation hydraulique**. En effet, la taille imposante de l'objet et sa minéralogie interne, qui contraste avec la pauvreté des Terres Noires environnantes,

suggèrent que **de grandes quantités de fluides ont transité à travers cette masse**, provoquant la précipitation de carbonates, de barytine, de celestite et de blende. Bien que l'organisation interne soit très chaotique, **cette masse pourrait représenter un très gros conduit de fluides.**

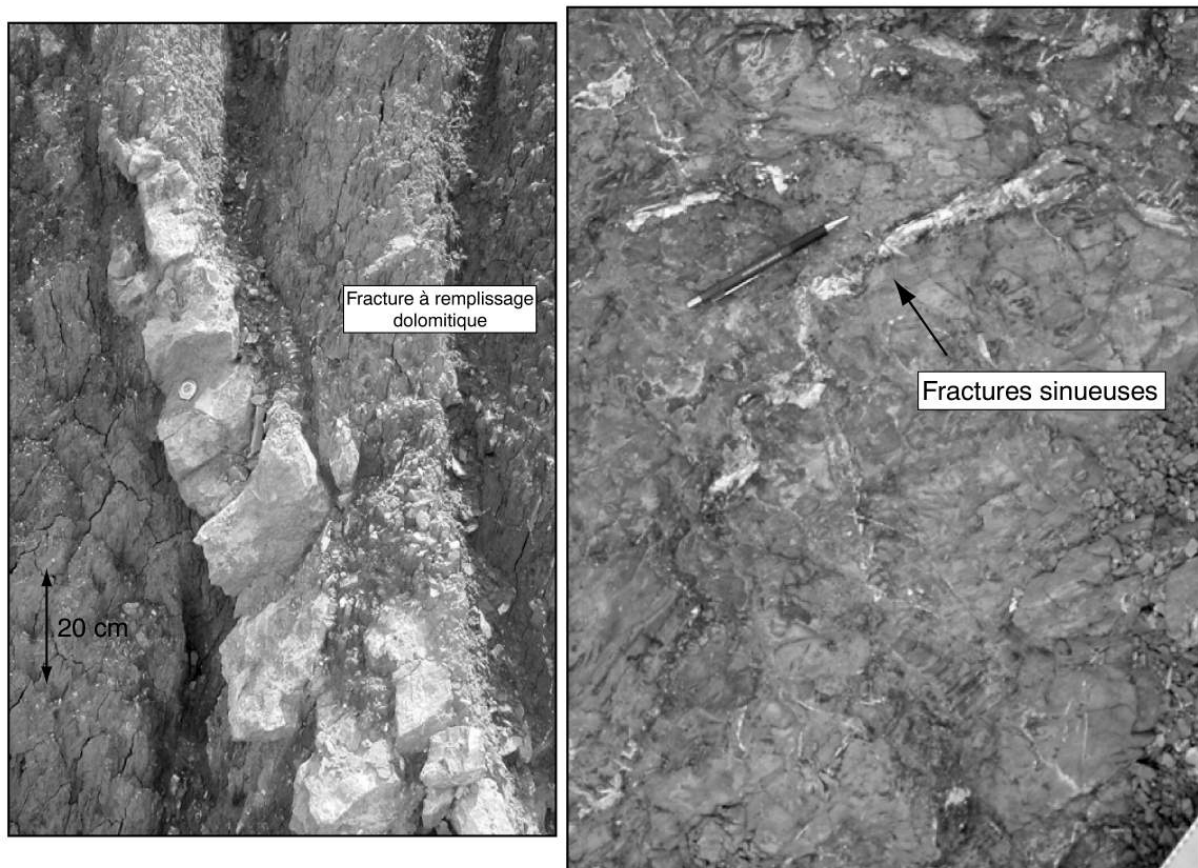


Figure 6. 27 : Photographies des deux types de fractures identifiées au sein de la masse minéralisée. La première correspond à des failles à remplissage dolomitique (à gauche) et la deuxième correspond à des fentes sinueuses à remplissage de barytine, celestite et blende (à droite).

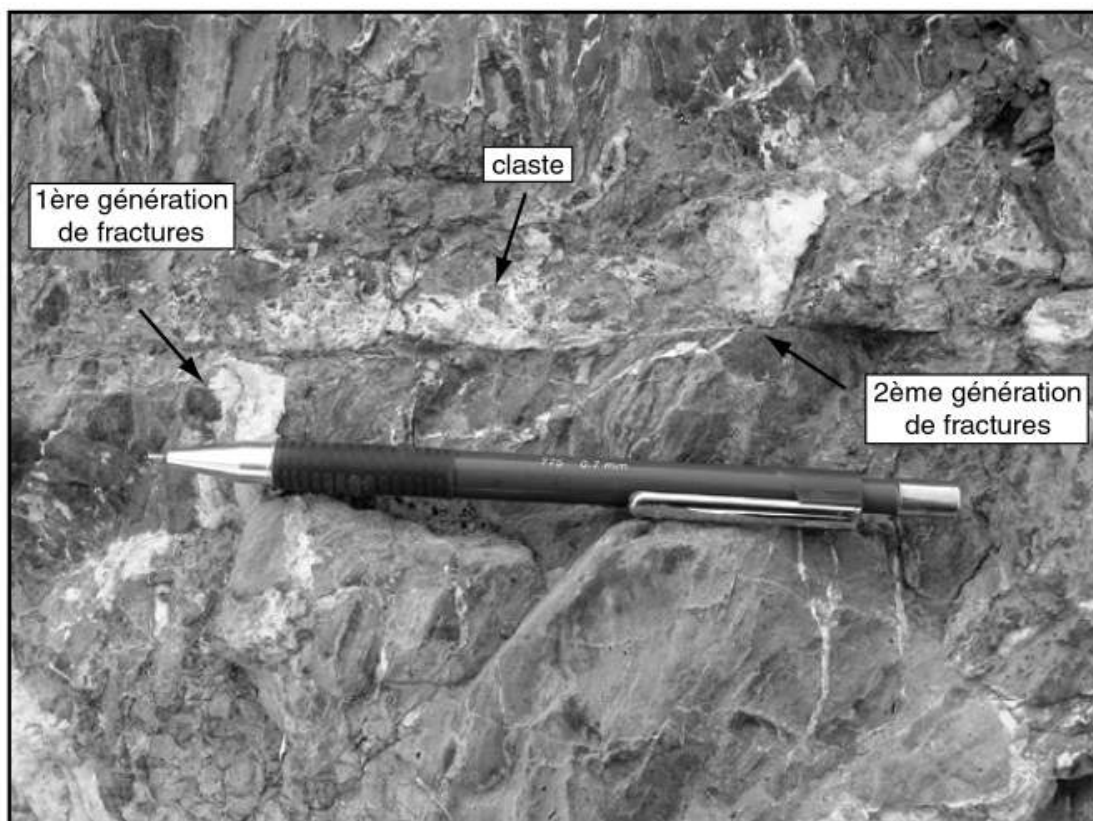


Figure 6. 28 : Photographies de détail montrant plusieurs générations de fentes. La présence de clastes marneux suggère que ces fentes se sont formées dans un stade précoce de lithification des marnes et qu'elles ont certainement conduit des fluides, peut-être dû à de la fracturation hydraulique.

Dans la partie Sud-Ouest de la masse minéralisée, cette impression de chaos s'estompe légèrement. Dans cette zone, les fractures sont mieux ordonnées et il est possible de distinguer une stratification dans les marnes. Leur orientation est conforme au reste de la série des Terres Noires (N140), mais leur pendage est plus important (40° W). Cette augmentation du pendage des marnes à proximité du conduit central souligne le **caractère intrusif de la masse minéralisée**. C'est dans cette zone que nous avons identifié plusieurs conduits carbonatés d'un diamètre de 15 à 20 centimètres dont l'axe n'est pas minéralisé (Figure 6.29). Leurs caractères morphologiques rappellent fortement les conduits identifiés dans la zone des Jonchiers. Ils se situent à l'extrême périphérie du conduit central, dans un encaissant marneux, ce qui pourrait traduire un chappement de fluides dont l'intensité s'amenuise en s'éloignant du conduit principal.

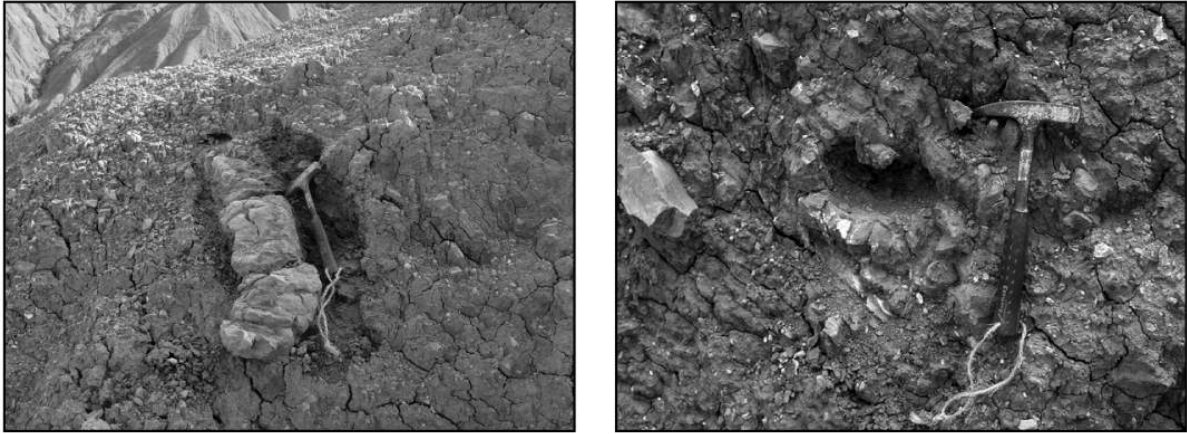


Figure 6. 29 : Photographies de conduits carbonatés dont l'axe n'est pas minéralisé (à gauche en plan et à droite en coupe). Ces concrétions sont situées dans les marnes des Terres Noires à la périphérie du conduit central, ce qui suggère une diminution du flux de fluides lorsque l'on s'éloigne de l'axe central.

#### **4.4.3. Le contexte de mise en place du conduit**

Le sommet de la masse minéralisée est partiellement drapé par les marnes des Terres Noires qui ont alors un pendage de 30° vers l'Ouest, conforme au pendage général de la série (Figure 6.30). Sur la bordure Est et Nord du conduit, les conditions d'affleurement ne permettent pas de mesurer le pendage des marnes au contact du conduit. Par contre, sur la bordure Sud et Ouest, le pendage des marnes est de 40° W, ce qui traduit un rebroussement vers le haut. Le fait que les marnes qui scellent partiellement le conduit soient concordantes montre que le relèvement des marnes sur la bordure n'est pas dû à un phénomène de compaction différentielle entre le conduit et les marnes. Ainsi, ce rebroussement vers le haut des niveaux de marnes pourrait être mécanique. Ce processus serait similaire à celui observé sur les profils sismiques où il est courant de voir des reflecteurs rebroussés vers le haut au contact d'une cheminée de diagenèse et qui correspondrait à l'action mécanique des fluides lors de leur remontée. L'intense déformation à l'intérieur du conduit montre que cette **action mécanique peut être extrêmement importante**, au point de déplacer des bancs calcaires entiers de plusieurs mètres de long. Le drapage partiel des marnes montre que la circulation de fluides a pu être périodique.

Le relèvement des séries contre le diapir de Condorcet correspond à une morphologie en éventail, similaire à celle observée sur les profils sismiques dans les bassins modernes. D'autre part, la poussée diapirique déforme intensément la couverture sédimentaire en générant des failles d'extrados dont la morphologie semble liée à la profondeur d'enfouissement du diapir de sel (*c.f. Chapitre 5*). Les diapirs qui sont encore enfouis superficiellement présentent des failles radiales tandis que ceux enfouis superficiellement créent des failles concentriques qui traduisent l'effondrement de la couverture sédimentaire à l'apex du diapir. Nous avons vu dans le chapitre 5 que ces failles représentaient des vecteurs particulièrement efficaces pour conduire les fluides vers la

surface et que de nombreux pockmarks avec leurs cheminées sous-jacentes se distribuaient le long de ces failles.

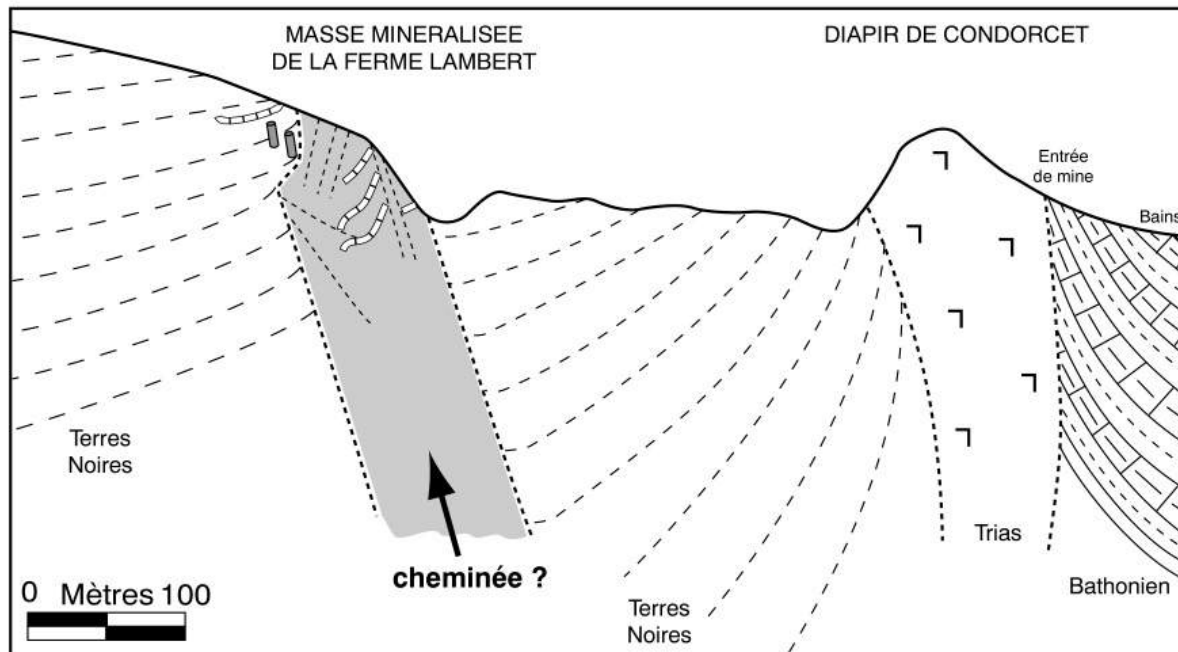


Figure 6. 30 : Coupe géologique orientée NE-SW passant par le diapir de Condorcet et par la masse minéralisée. Le relèvement des pentages des marnes de part et d'autre du conduit minéralisé suggère plutôt une action mécanique des fluides.

Dans le cas du diapir de Condorcet, le diamètre du conduit (~75 m) et sa distance au diapir (~400 m) sont **similaires à ceux des cheminées de dysmigration de fluides que nous avons observés dans le bassin du Congo dans l'environnement immédiat des diapirs de sel** (Figure 6.31). D'autre part, le remplissage dolomitique et de barytine/celestite dans le conduit principal pourrait être compatible avec des circulations de fluides le long des flancs d'un diapir caractérisé par une composition riche en halite/sylvite/anhydrite, tel que cela a déjà été montré sur des sites actuels dans le golfe du Mexique (Aharon *et al.*, 1992).

Des études complémentaires, en particulier sur les inclusions fluides dans la barytine du conduit, pourraient nous permettre de confirmer que les fluides qui ont circulé dans ce conduit provenaient bien du diapir de Condorcet tout proche. D'autre part, l'abondance de métaux et de minéralisations pourrait être recherchée dans le Trias lui-même. Une étude de ces minéralisations pourrait permettre de distinguer les fluides d'origine interstitielle/biogénique/thermogénique du Jurassique des fluides plus profonds en relation avec le diapir.

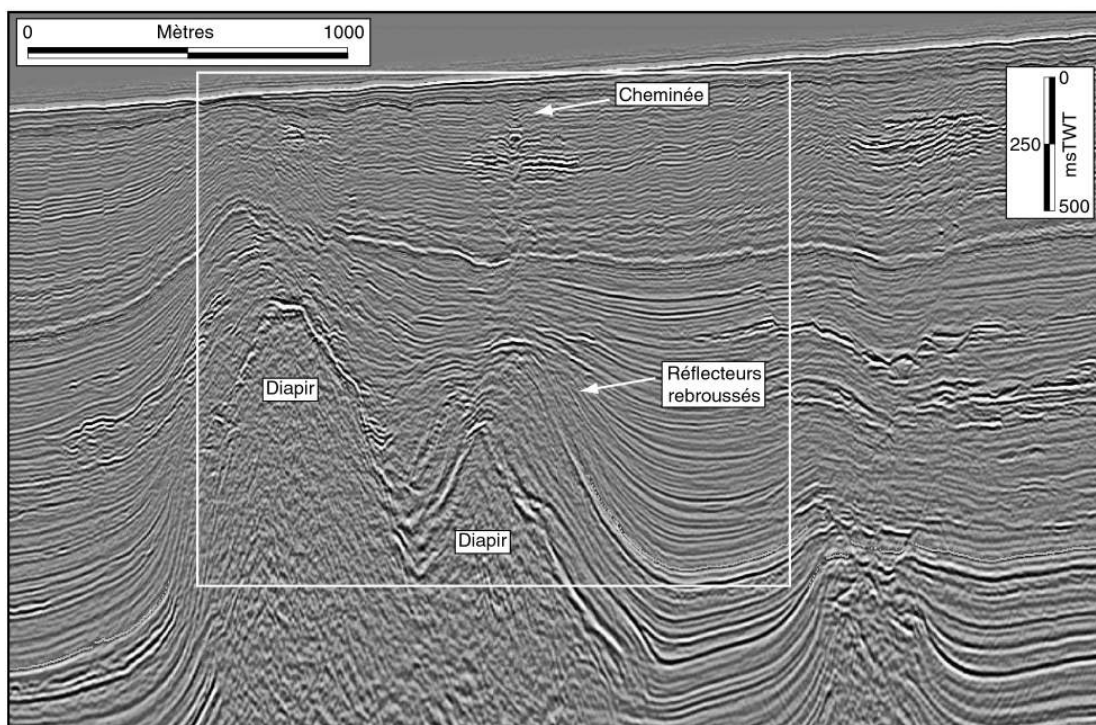


Figure 6. 31 : Profil sismique dans le bassin du Congo, montrant la relation entre un diapir de sel enfoui et un pockmark sur le fond de l'eau avec sa cheminée sous-jacente. Les dimensions de la cheminée (~75 à 100 m de diamètre) sont similaires aux dimensions du conduit minéralisé de la ferme Lambert.

Dans le golfe du Mexique, il a été possible d'établir le chemin suivi par les fluides pour alimenter des communautés chimiosynthétiques en surface (Figure 6.32). Les fluides empruntent fréquemment les failles, qui représentent des drains préférentiels (Reilly *et al.*, 1996). Certaines études ont pu mettre en relation la formation de sorties de fluides fossiles avec la poussée d'un diapir de sel au Canada (Beauchamp *et al.*, 1989). Dans le cas du diapir de Condorcet **nous n'avons pas pu mettre en évidence d'édifices bio-construits dans les séries sus-jacentes** (ravinement actuel) qui permettraient de confirmer que la masse minéralisée de la ferme Lambert est bien un conduit profond de fluides.

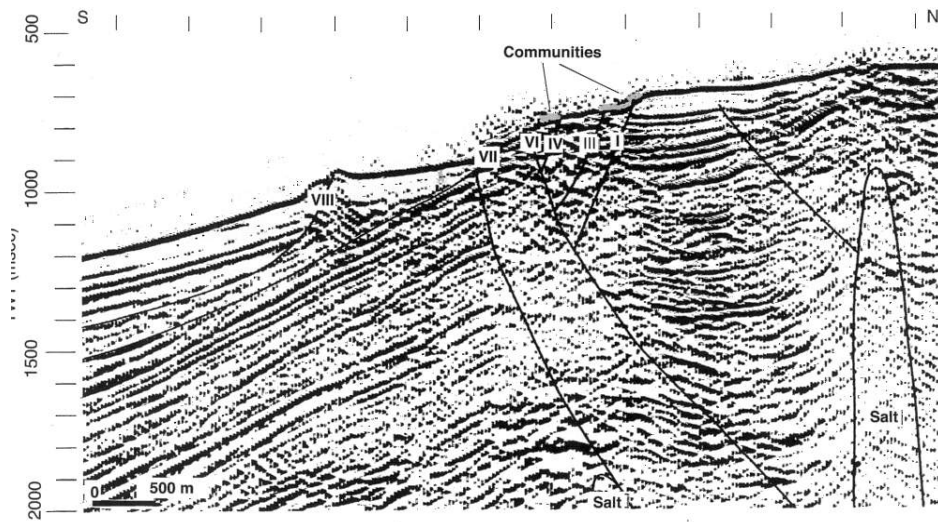


Figure 6. 32 : Profil sismique interprété, situé dans le Golfe du Mexique (d'après Reilly (Reilly *et al.*, 1996)). Ce profil illustre la relation qu'il existe entre un diapir de sel perçant et les communautés chimiosynthétiques vivants sur le fond de l'eau à proximité.

## **5. LES BIOCONSTRUCTIONS, MARQUEURS DE L'EXPULSION DES FLUIDES : LE SITE DE BEAUVOISIN**

En 1985, Gaillard (1985) a mis en évidence dans le bassin du Sud-Est **plus d'une quarantaine d'édifices bio-construits** qu'il a appelé pseudo-biohermes par analogie avec les sites hydrothermaux découverts au droit des rides méso-cambriennes. Nous allons voir à travers ce paragraphe que la nature des fossiles est plus proche de celle des sites d'« vents froids », comme ceux que nous avons identifiés dans le bassin du Congo.

### **5.1 LOCALISATION DU SITE DE BEAUVOISIN**

Le site de Beauvoisin est situé à l'extrémité Ouest de l'anticlinal de Buis-les-Baronnies (*Figure 6.33*). Il s'agit d'un site fossilifère dont la richesse inaccoutumée dans les marnes des Terres Noires, fut signalée pour la première fois par Artru (1972). Il s'étend dans les ravines qui entaillent les Terres Noires au Sud de la montagne de la Taillade, entre le col de la Croix et la falaise tithonique des Grandes Buisses. La majorité des édifices bio-construits se situe autour de la ravine centrale orientée Nord-Sud, dans un rayon de 100 à 150 m.



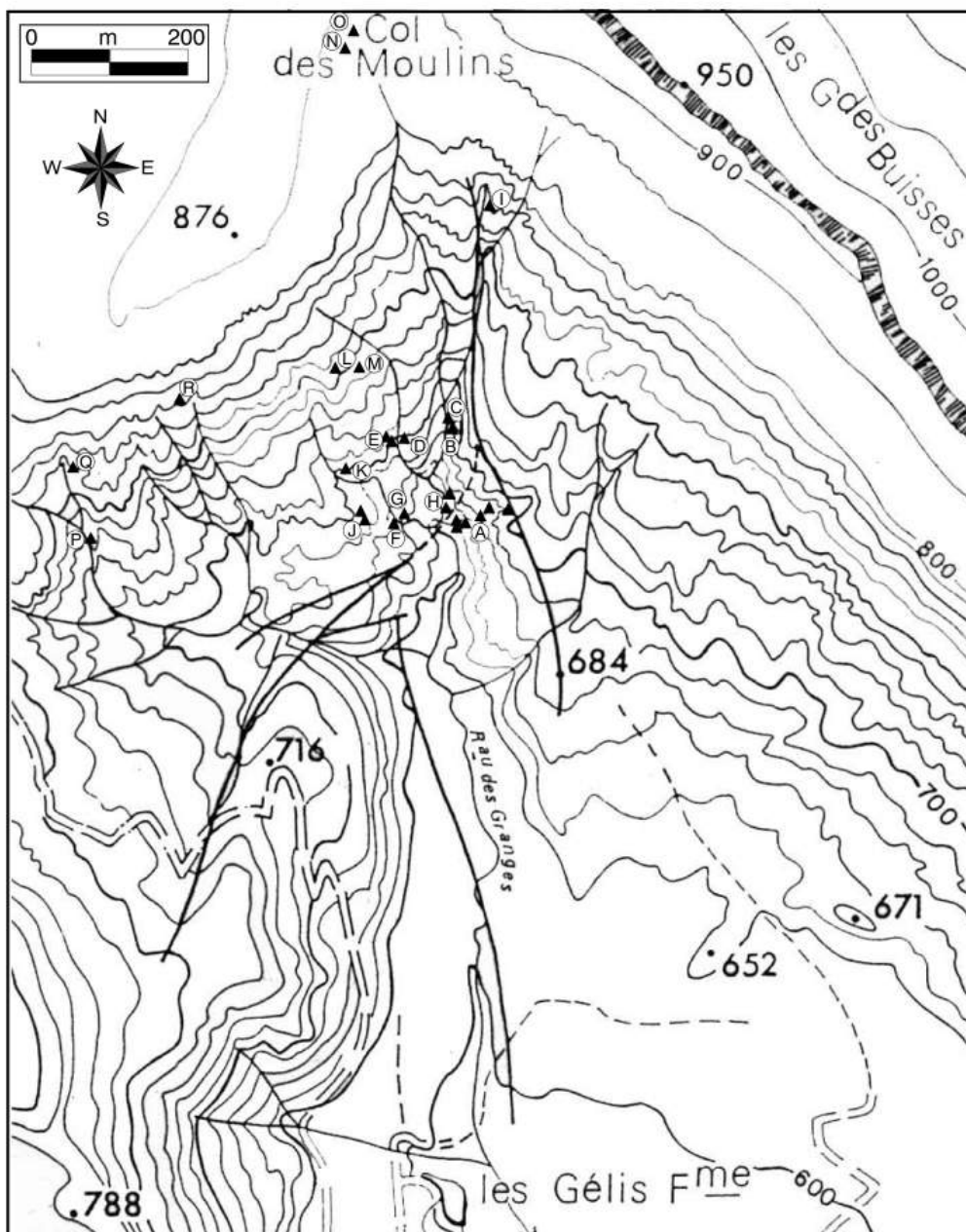


Figure 6. 33 : Carte de localisation des difices bio-construits dans la zone de Beauvoisin. La majorité des sites se situent aux environs de la ravine principale orientée NS (modifiée après Rolin (1987)).

## 52 LE CADRE STRATIGRAPHIQUE DE MISE EN PLACE DES BIOCONSTRUCTIONS

Dans la région de Beauvoisin, la série stratigraphique qui héberge les bioconstructions peut être divisée en quatre sous-unités lithostratigraphiques définies à partir des ammonites (Figure 6.34) (Bourseau, 1977 ; Rolin, 1987) :

- **le niveau 1.** Il s'agit d'une zone à Cordatum qui permet de dater ce niveau de l'Oxfordien inférieur. Ce niveau accueille le **groupe de bioconstructions noté A.**

- **les niveaux 2 et 3.** Ils sont caractérisés par des ammonites *Plicatilis* (sous-zones des *Vertebrata* et des *Antecedens*). Ces deux zones correspondent à la base de l'Oxfordien moyen et les **diffractifs B, C, D, E, F, G, H, I et K** ont été identifiés dans ce niveau.

- **le niveau 4.** Il s'agit, en réalité, de l'alternance argovienne. Les ammonites et les divers organismes récoltés permettent de la dater de l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à *Plicatilis*-sous-zone à *Antecedens* et grande partie de la zone à *Transversarium*) et de l'extrême base de l'Oxfordien supérieur (sommet de la zone à *Transversarium* et base de la zone à *Bifurcatus*). L'alternance argovienne héberge les **bioconstructions L, M, N, O, P, Q et R.**

Il est à noter que les niveaux 1, 2 et 3 correspondent au membre supérieur des Terres Noires et correspondent à une période pendant laquelle les dépôts sont homogènes et la sédimentation dépend essentiellement de phénomènes globaux (Gaillard *et al.*, 1996).

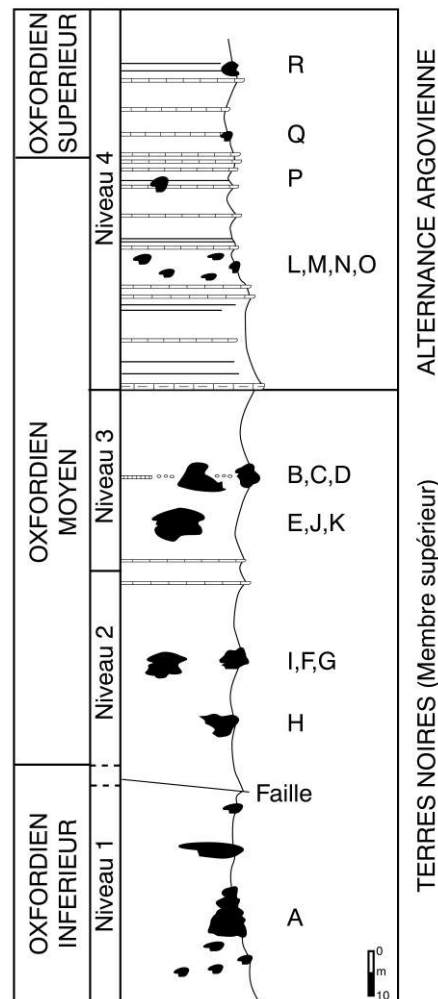


Figure 6. 34 : Log lithostratigraphique dans la zone de Beauvoisin, montrant la répartition des différents diffractifs bio-construits (d'après Rolin (Rolin *et al.*, 1990)). La majorité des diffractifs se situe dans le membre supérieur des Terres Noires. Quelques diffractifs ont pourtant été identifiés dans l'alternance argovienne.

## 5.3 LA MORPHOLOGIE DES BIOCONSTRUCTIONS

### 5.3.1 La morphologie générale

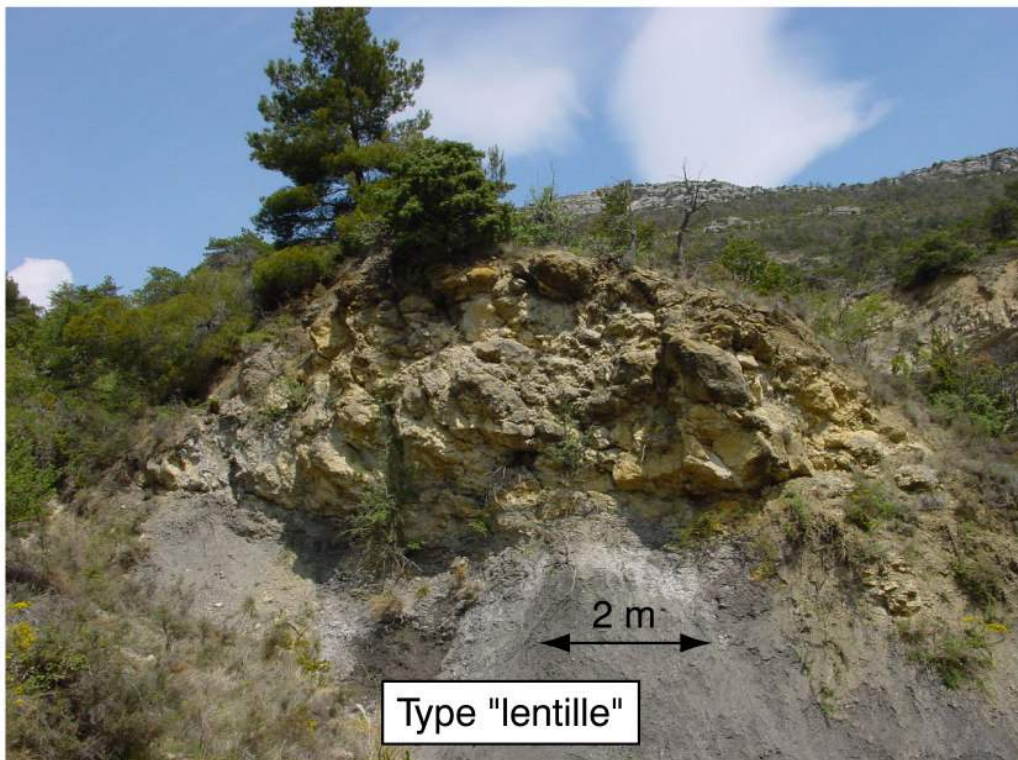
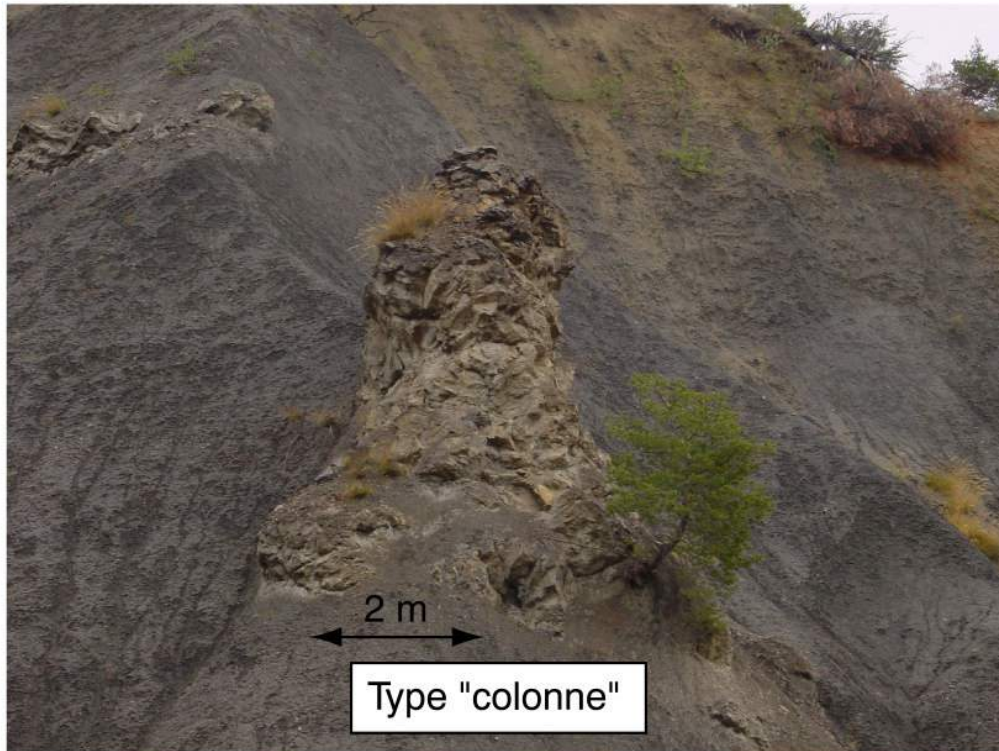


Figure 6. 35 : Photographie des deux types d' difices bio-construits dans la zone de Beauvoisin. En haut on peut voir l' difice A qui a une forme en colonne. En bas se trouve l' difice lenticulaire not D.

Les bioconstructions du site de Beauvoisin apparaissent comme de grandes masses calcaires isolées au milieu des marnes. Elles se présentent sous deux formes (Figure 6.35) :

- **en lentille**. Il s'agit d'une masse calcaire de 3 à 4 mètres de haut qui se met en place dans une dépression dont le diamètre est très variable (de 2 à 15 m).

- **en colonne**. Ce type de bioconstruction correspond à un empilement de lentilles plus ou moins coalescentes, de tailles variables, intercalées avec des marnes.

### **5.3.2. Les faciès des bioconstructions**

Les observations en lames minces, réalisées par Rolin, ont permis de distinguer deux faciès majeurs, un faciès massif au centre de l'édifice et un faciès noduleux vers la périphérie (Rolin, 1987).

#### **a. Le faciès massif**

Le faciès massif, au centre de l'édifice, est constitué d'un **agglomérat de nodules dans une matrice calcaire**. Souvent d'aspect vacuolaire, il présente une très **forte concentration en macrofaune et en microfaune** (Figure 6.36).

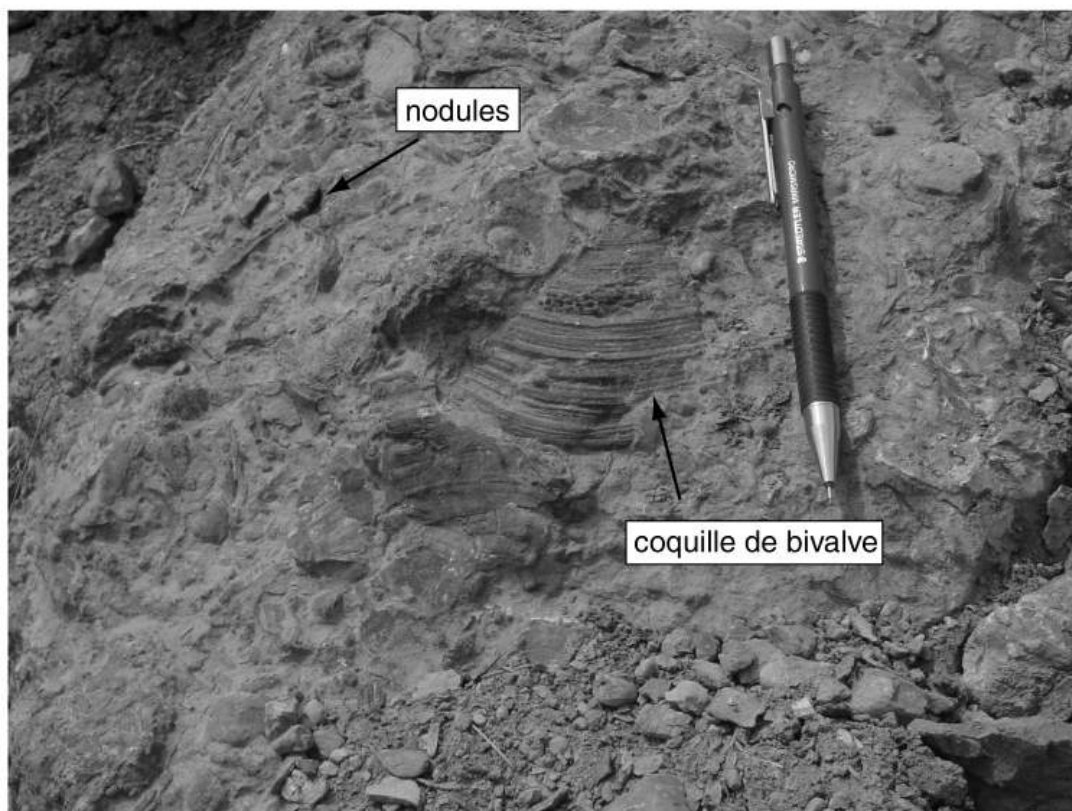


Figure 6. 36 : Photographie de détail d'une lentille carbonatée sur le site noté E. Les édifices bioconstruits sont composés de nodules carbonatés pris dans une matrice calcaire et leur richesse en macrofaune contraste avec la pauvreté des marnes environnantes.

Les espèces majeures reconnues sont :

- **Les mollusques** : deux espèces distinctes de bivalves ont été identifiées (Rolin, 1987). L'espèce *Fimbriidae* est strictement inféodée aux édifices carbonatés. L'espèce *Lucinidae* est abondante mais il est possible de trouver de nombreux spécimens dans les marnes environnantes. La taille exceptionnelle des coquilles de *Lucinidae* au sein des édifices suggère une alimentation en fluides nourriciers particulièrement forte (Figure 6.37). Il s'agit peut-être de la première forme de dopage !

Les céphalopodes sont également très bien représentés, surtout par les Ammonoïdés. En particulier, les *Phylloceratid*s sont très abondants au niveau des édifices eux-mêmes. Le comptage des spécimens matures et immatures de cette espèce, à partir des cercles de croissance, a montré que la population totale était constituée de plus de 78 % d'individus jeunes (Rolin *et al.*, 1990). Cette observation suggère que le milieu était extrêmement favorable à leur reproduction, certainement due à des ressources abondantes (sulfures et/ou méthane ?), comme cela a été montré sur des sites actuels d'échappements de fluides dans le Golfe du Mexique (MacDonald *et al.*, 1990). Les Rhyncholithes (dents supérieures de céphalopodes) sont également présents et représentent certainement l'un des consommateurs primaires (carnivores). Leur quantité plus importante au niveau des édifices montre qu'il s'agit d'espèces opportunistes qui profitent d'un environnement dans lequel la nourriture est abondante. Il est aussi fréquent de rencontrer des gastéropodes mais ils sont généralement de petite taille (~1 cm).

- **les Echinodermes** : les masses carbonatées sont souvent riches en échinides, en holothurides et en stelléroïdes (holothuries, astéries et ophiures).

- **les brachiopodes** : ils sont assez peu représentés.

- **les spongiaires** : ils sont identifiés surtout grâce à leurs spicules qui sont extrêmement nombreux.

- **les arthropodes** : il s'agit essentiellement de crustacés décapodes dont on retrouve des débris de céphalothorax, de pinces et d'appendices locomoteurs.

- **les espèces accessoires** : au niveau des édifices bio-construits, il est possible de trouver des annélides, des bryozoaires (souvent fixés aux coquilles de bivalves) et des dents de poissons.

- **les micro-organismes** : la présence de micro-organismes planctoniques (protoglobigérines et radiolaires) montre que les conditions dans la tranche d'eau supérieure étaient normales. En ce qui concerne les micro-organismes benthiques (foraminifères et ostracodes principalement), aucune répartition particulière n'a été identifiée, contrairement aux observations réalisées sur les dômes des Tepee Buttes par exemple (Howe, 1987).



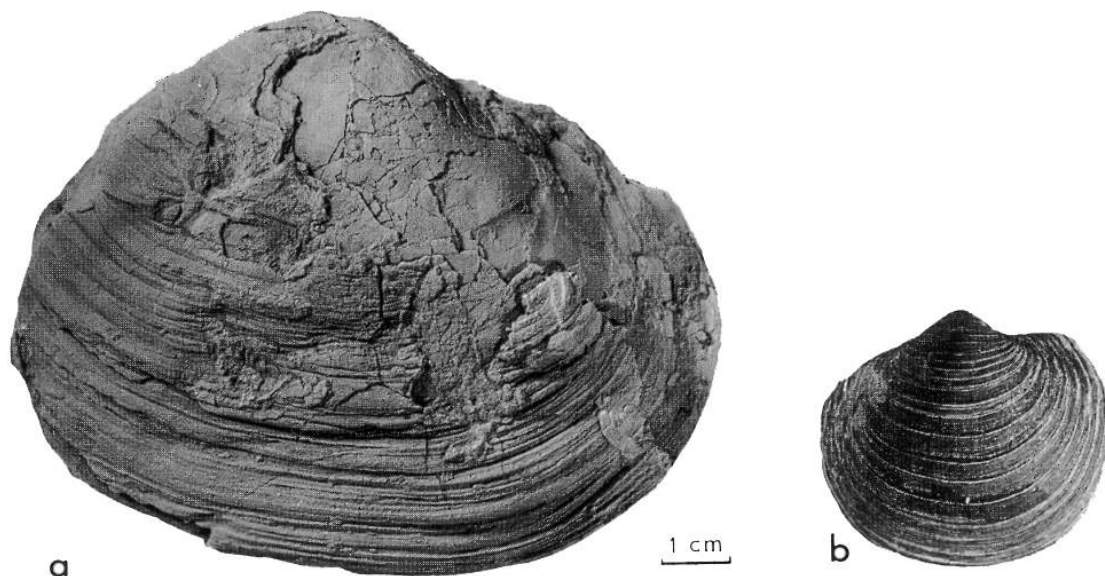


Figure 6. 37 : Photographies de deux coquilles de Lucinidae (d'après Rolin (Rolin *et al.*, 1990)). La première (à gauche), prélevée au sein même d'un édifice bio-construit, est exceptionnellement grosse. La taille de ces bivalves est plus réduite dans les marnes environnantes (à droite). Cette observation suggère que le fluide nourricier était beaucoup plus important au niveau de l'édifice carbonaté.

La taphonomie de ces espèces, particulièrement abondantes au niveau des édifices carbonatés, évoque celle que nous avons caractérisée sur les zones de sorties de fluides du bassin du Congo. Cette association d'espèce suggère donc que le site de Beauvoisin représente un groupement de sorties de fluides froids. La matrice calcaire renferme également de nombreux bioclastes issus de la faune précitée. Rolin (1987) a mis en évidence à proximité des coquilles de bivalves des agrégats micritiques sphériques à ovoïdaux (de 0.3 à 1.2 mm de diamètre) qu'il a interprété comme des pelotes fécales sécrétées par ces bivalves.

Les minéraux principaux sont le **quartz**, la **pyrite**, la **muscovite**, des **débris ligneux et de la glauconie**. La pyrite, en particulier, cristallise dans les loges des foraminifères sous la forme de pyrite framboïdale. Au cœur des édifices, il existe deux types de cavités (Figure 6.38), qui ont été observées sur des sites actuels (Jorgensen, 1992). Le premier correspond à l'espace laissé par les coquilles de bivalves et qui est rempli à la base d'un calcaire micritique laminé et à leur sommet de calcite géodique. Ce remplissage biphasique géotrope est certainement tardif et représente un critère d'orientation de l'affleurement. Le deuxième correspond à des cavités sinueuses, de quelques centimètres de large, remplies d'une alternance de liserés noirs et de bandes claires plus larges. Localement les filaments moulent des foraminifères et incorporent également des clastes calcaires issus de la bordure. Ces structures, qui se développent uniquement dans les cavités sinueuses, pourraient représenter des drains qui ont conduit les fluides au centre de l'édifice. **L'alternance de liserés foncés et clairs évoque des générations successives de filaments bactériens** qui se fixent sur la surface interne de ces drains.

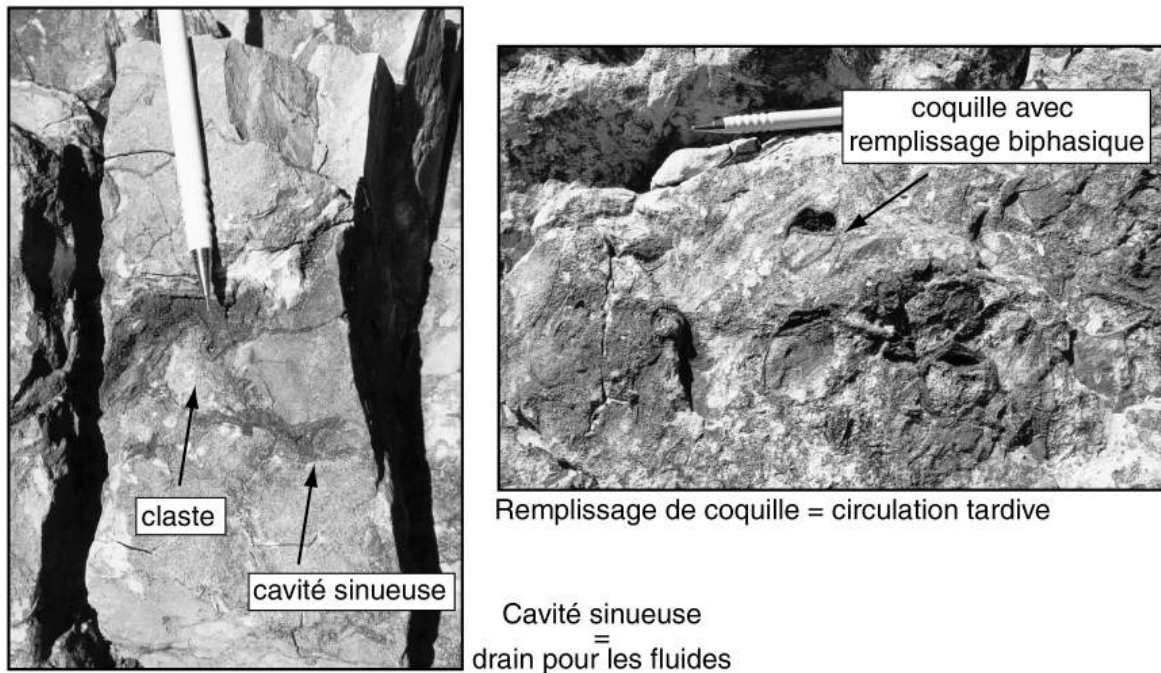


Figure 6. 38 : Photographies des différents types de remplissage des vides dans une des lentilles carbonatées du site noté Q. Le premier type (à gauche) correspond à des fentes sinueuses remplies d'une alternance de filaments clairs et foncés avec parfois quelques clastes marno-calcaires qui pourraient correspondre à des drains pour les fluides au sein des difices. Le deuxième type (à droite) correspond à un remplissage biphasique des coquilles de bivalves (calcaire micritique à la base et calcite grossière au sommet) dû à des circulations tardives de fluides.

Les processus de dissolution sont fréquents pendant la diagenèse. Dans le cas des bioconstructions, la dissolution affecte surtout les coquilles aragonitiques des bivalves créant une porosité supplémentaire. Ainsi, il existe deux générations de remplissage des pores et des cavités. La première génération est composée d'une calcite microcristalline palissadique et la deuxième, au centre est composée d'une calcite à grands cristaux. On retrouve donc ici la même succession d'événements que pour les conduits de fluides plus profonds, c'est-à-dire une première cristallisation de calcite palissadique dans les stades précoces de l'enfouissement qui, dans ce cas, bloque la compaction des pores. Pendant l'enfouissement, une circulation plus tardive est venue précipiter la calcite centrale.

### b. Le faciès noduleux

À la périphérie des difices, de **nombreux nodules alignés soulignent la stratification**. Ils sont constitués d'un corps central homogène micritique à texture mudstone autour duquel s'organisent des zones plus ou moins concentriques marquées par une alternance d'un faciès micritique qui passe progressivement à un faciès sparitique (*Figure 6.39*). Le corps central ne contient jamais de bioclastes. Par contre, les éléments de la microfaune et les spicules d'éponges sont bien représentés. La **zonation interne** de ces nodules se développe depuis le corps central non zoné et pourrait correspondre à un **processus rythmique dû à la croissance progressive de voiles cyanobactériens** qui favorisent la précipitation des carbonates (Cavagna *et al.*, 1999). La formation d'un nodule

du bûte certainement par la fixation des cyano-bactéries sur un noyau de taille réduite, comme les squelettes des éléments de la microfaune ou des spicules d'éponge (certains nodules plus massifs enferment des ammonites entières).

Les résidus d'attaque acide de nodules entiers ont livré des noyaux formés de tests siliceux d'organismes fragiles (ostracodes, radiolaires, spicules d'éponges etc...) qui présentent une morphologie non compacte. Cette mode de formation suggère que le noyau a rapidement été pris dans une gangue carbonatée après son dépôt, ce qui traduit le caractère précocité de la formation de ces nodules, certainement au niveau du fond de l'eau.

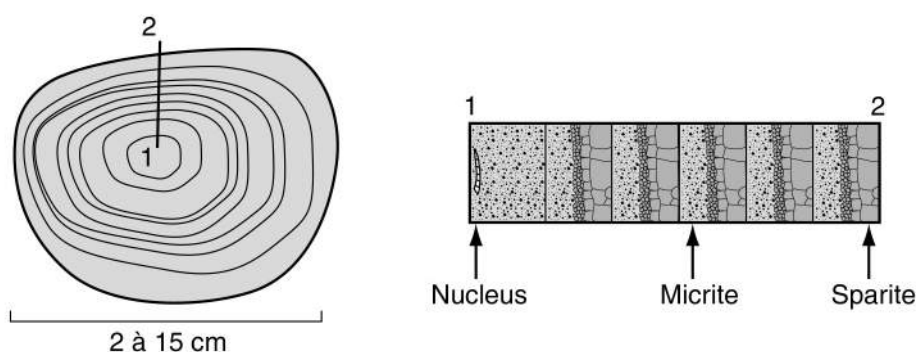


Figure 6.39 : Structure interne d'un nodule (modifié d'après Rolin (Rolin, 1987)). Chaque nodule est composé d'une alternance concentrique de lits micritiques et de lits sparitiques, due à la fixation de cyano-bactéries sur un noyau central qui favorise la précipitation de carbonates.

### c. Les termes intermédiaires : passage du faciès massif au faciès noduleux

Les différences qui existent entre le faciès massif et le faciès noduleux ne permettent pas toujours de définir une classification aussi tranchée. En réalité, depuis le cœur de l'édifice jusqu'à la périphérie, tous les termes intermédiaires peuvent exister (Figure 6.40). **Au cœur de l'édifice bio-construit, les nodules sont centimétriques et rarement jointifs**, enchâssés dans une matrice micritique. **Latéralement, les nodules sont de plus en plus gros** (jusqu'à 15 cm de diamètre et parfois même plus) mais ils sont de plus en plus espacés. A partir d'une certaine distance du centre de l'édifice (quelques mètres), il existe une combinaison particulière espacement-taille des nodules qui fait qu'ils sont souvent coalescents. Pendant leur croissance, le nodule peut « toucher » un nodule voisin et ils s'associent pour n'en former plus qu'un. Il s'agit alors de nodules siamois qui vont continuer à évoluer et à grandir ensemble, comme en témoignent, à leur périphérie, des cercles de croissance communs (Figure 6.41). Au-delà de cette distance particulière, le diamètre des nodules continue à croître (leur espacement fait que les gros nodules sont rarement coalescents), puis diminue progressivement jusqu'à ce que les nodules disparaissent complètement dans la stratification marneuse.



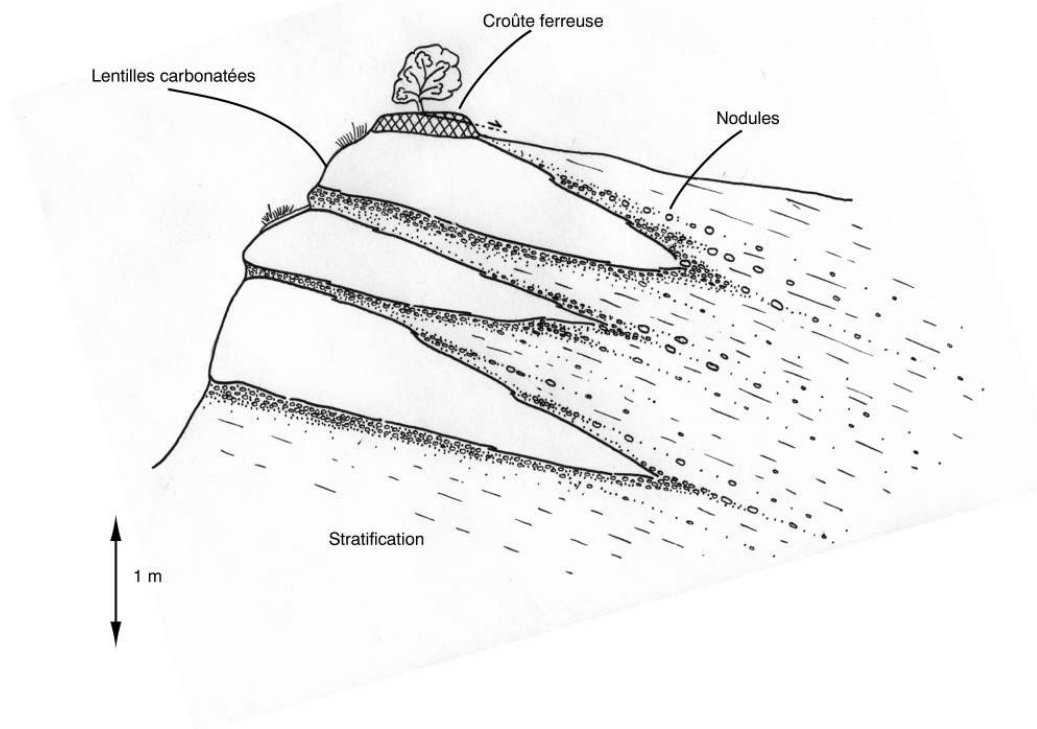


Figure 6. 40 : Dessin d'affleurement du site noté G. Trois lentilles carbonatées sont superposées. Elles sont composées de nodules centimétriques dans une matrice calcaire. Au sommet de l'édifice se trouve une croûte ferreuse (limonite) qui marque l'arrêt du fonctionnement de ce site. Les nodules alignés dans la stratification indiquent l'aire d'influence de la zone de sortie de fluides.

La formation de ces nodules est certainement liée à un flux de fluides dont l'intensité est maximum au niveau de l'édifice central et est plus réduite vers la périphérie. Des cyanobactéries peuvent alors s'installer sur un support, représenté par des spicules d'éponges par exemple, et favoriser la précipitation de carbonates. Cette observation a été confirmée par des mesures d'agrégats microbiens sur des sites actuels en Louisiane et qui montrent que la croissance des bactéries est liée aux chappements d'hydrocarbures (Hyun *et al.*, 1997). Au centre de l'chappement, cette précipitation de carbonates est très importante et les nodules n'ont pas le temps de croître suffisamment. Ils sont rapidement pris dans une matrice carbonatée. À la périphérie, le flux de fluides est plus diffus, et les nodules ont plus de temps pour croître, ce qui explique qu'ils soient à la fois beaucoup plus gros et plus isolés.

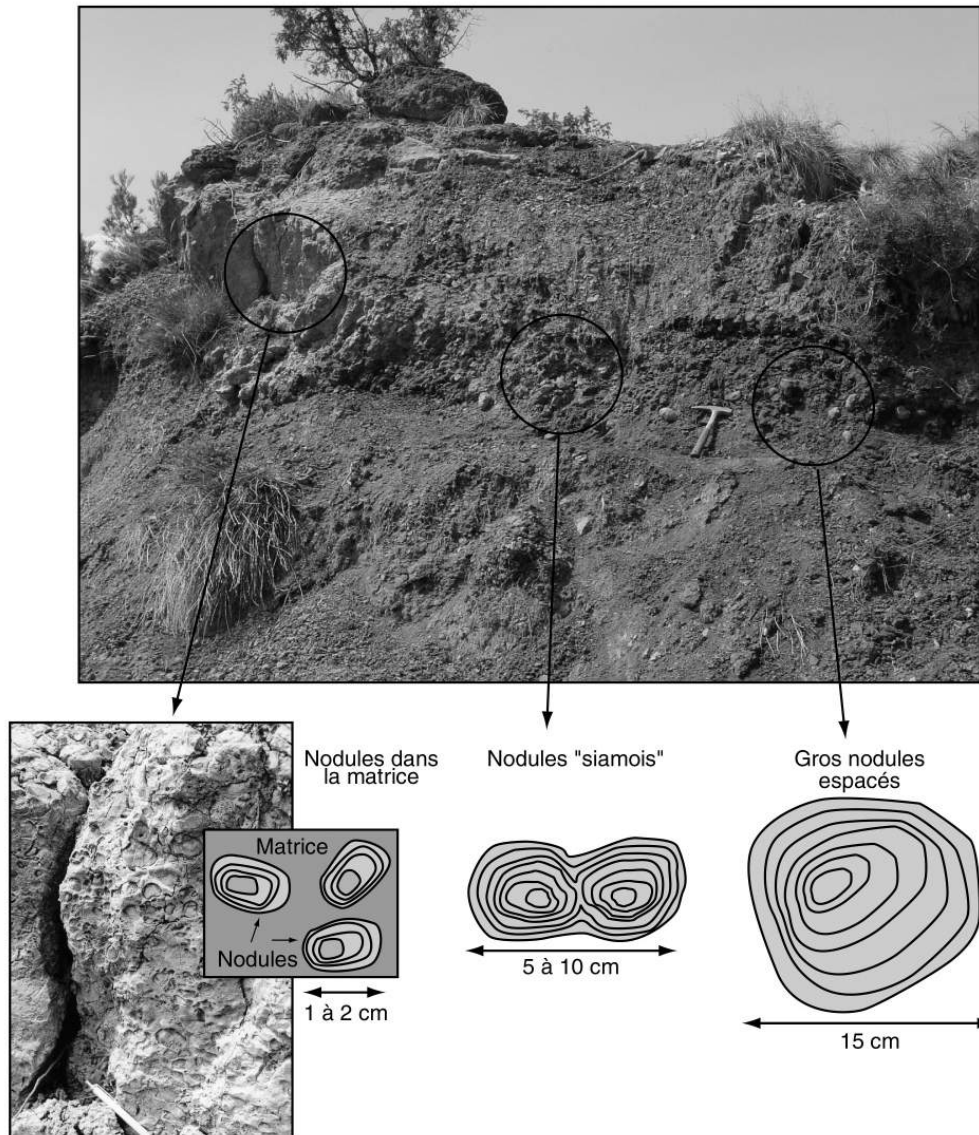


Figure 6. 41 : Photographie de l'édifice bio-construit not G. Le centre de l'édifice est caractérisé par des petits nodules très serrés pris dans une matrice calcaire. A mesure que l'on s'loigne de l'axe central, les nodules sont de plus en plus gros mais ils sont de plus en plus espacés. Il existe une combinaison particulière d'espacement –taille des nodules qui fait que certains d'entre eux ont pu se toucher pendant leur croissance et continuer à grandir ensemble (nodules siamois).

Dans le cas du site G, nous avons pu valuer que les nodules disparaissaient au-delà de 50 m autour de l'édifice bio-construit (Figure 6.42). **Cet édifice est donc au centre d'un cercle de 100 m de diamètre** à l'intérieur duquel de nombreux nodules calcaires se sont développés grâce à l'apport de fluides. La zone occupée par les nodules pourrait marquer un domaine dans lequel le flux de fluides diminue progressivement vers la périphérie. La déformation postérieure des couches pendant l'orogénèse alpine ne permet pas pour l'instant de dire si cette zone est installée dans une dépression comme c'est le cas pour les pockmarks.

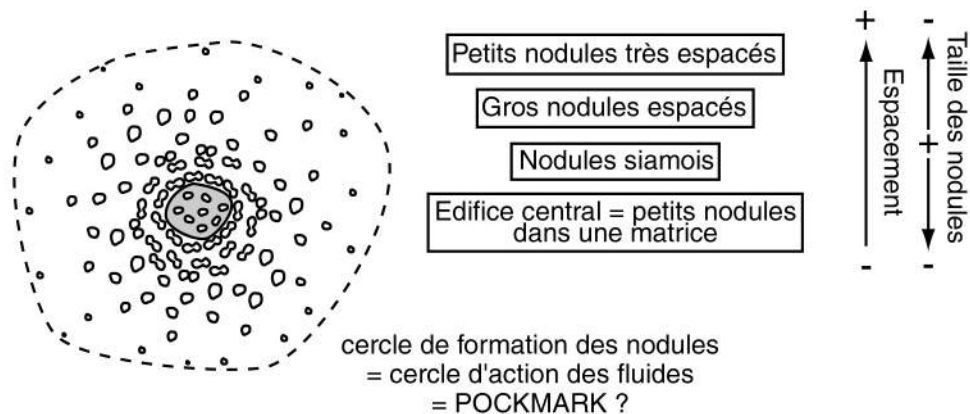


Figure 6. 42 : Schéma représentant la répartition des nodules autour d'un édifice bio-construit. Ces nodules qui soulignent la stratification disparaissent au-delà de 50 m. La répartition des nodules définit ainsi un cercle de 100 m de diamètre qui pourrait correspondre à une zone de sortie de fluides.

De nombreux nodules ont une minéralogie complexe. Il s'agit d'une calcite noire à habitus peu commun, de dolomite ferrifère en selle, de celestite bleue et de quartz bi-pyramid (quartz diamant). **Ces nodules ont souvent un réseau septarié qui contient fréquemment des hydrocarbures liquides.** Ces nodules se situent principalement autour des sites B et C, au Nord du groupement central de bioconstructions de Beauvoisin. Les analyses isotopiques de  $\delta^{13}\text{C}$ , réalisées au cœur des nodules, montrent des valeurs centrées autour de  $-22 \text{‰} \pm 2$  (sauf pour un nodule mesuré à  $-9.66 \text{‰}$ ) (Rolin, 1987). Ces valeurs attestent que le **carbone est d'origine biologique**, formé par la dégradation superficielle de la matière organique dans la zone de méthanogenèse.

### **5.3.3. Les faciès au sommet des bioconstructions**

La concentration en coquilles de bivalves augmente généralement vers le sommet des édifices. Immédiatement au-dessus du dernier niveau lenticulaire, on trouve une croûte ferreuse (limonite) dont l'épaisseur varie de 20 à 80 cm d'épaisseur (Figure 6.43). D'aspect rouge-orangé, cette croûte contient des rostrés de bryozoaires et des ammonites de taille normale et évoque un hardground. Les niveaux de marnes des Terres Noires scellent cette croûte ferrugineuse et rien ne les distingue particulièrement des marnes environnantes. Il semblerait que **ce niveau encroûté marque la fin de l'activité biologique de l'édifice.**

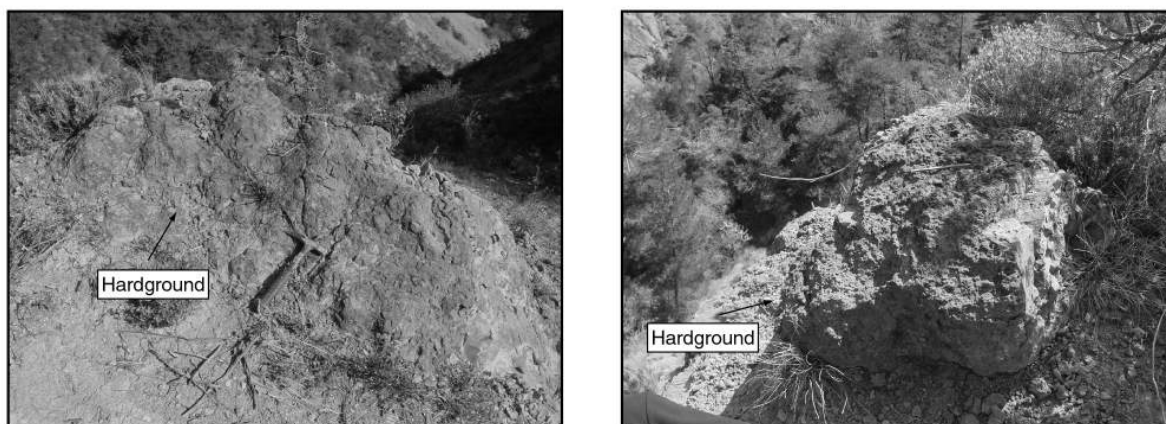


Figure 6. 43 : Photographie de la croûte ferrugineuse au sommet d'un édifice bio-construit sur les sites G (à gauche) et R (à droite). Ce niveau marquerait la fin de l'activité biologique de l'édifice.

Cependant, les niveaux marneux, situés au-dessus de la croûte ferreuse, contiennent fréquemment **des conduits tubulaires sulfurés**, de quelques millimètres à quelques centimètres de long, sub-perpendiculaires à la stratification (Figure 6.44). Nous avons interprété ces conduits comme des **terriers de vers fousseurs** qui continuent de se développer alors que les fluides ne sont plus expulsés en quantité suffisante pour entretenir une chaîne trophique plus importante. Il s'agit donc du **stade ultime de la vie d'une bioconstruction** liée à l'expulsion de fluides. Les encroûtements de limonites correspondent très certainement à d'anciens niveaux riches à sulfures de fer (Pyrite) en relation avec l'activité terminale et localisée bactériennes sulfato-réductrices qui ensuite vont trouver une niche écologique très limitée dans les terriers. L'oxydation de la pyrite se fait postérieurement et plus probablement lors de la mise à l'affleurement de ce faciès.

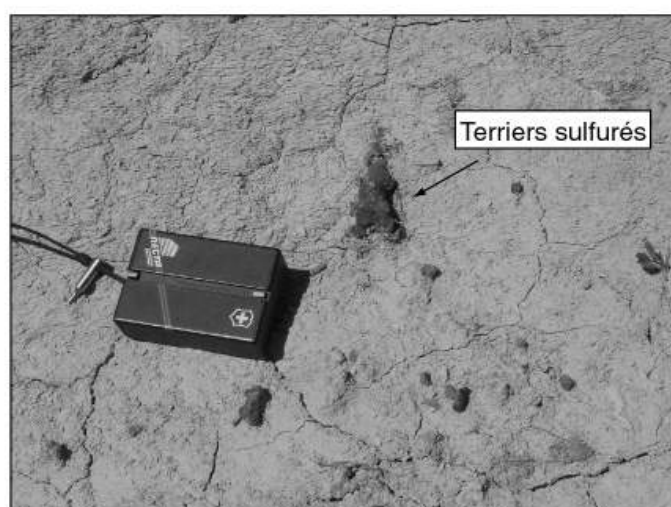
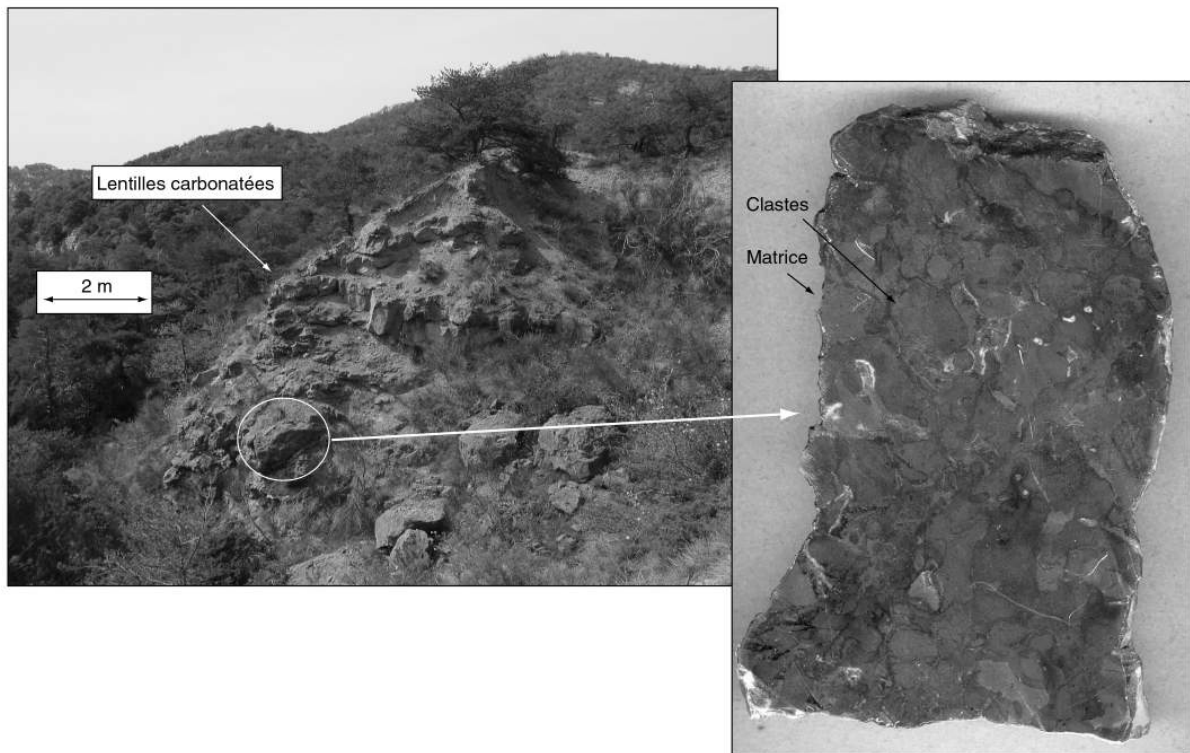


Figure 6. 44 : Photographie de terriers, cimentés par des sulfures, dans les marnes qui scellent la bioconstruction notée Q. La présence de ces terriers montre que l'expulsion de fluides a continué après l'extinction de la vie biologique de la macrofaune sur le site.

### **5.3.4 Le faciès à la base des bioconstructions**

A la base de la plupart des récifs, certaines lentilles carbonatées sont dotées de macro-fossiles. Dans ce cas, il s'agit d'une biomicrite, mudstone à wackestone, où seuls quelques petits éléments figurés sont présents. La matrice, de couleur orange, englobe des clastes millimétriques à pluricentimétriques (*Figure 6.45 et 6.46*). Leur forme peut être soit anguleuse, soit arrondie. L'organisation interne semble définir **des couloirs dans lesquels les clastes sont plus petits et moins jointifs**. Tous les clastes présentent la même granulométrie. Ce faciès très particulier **voque une bréchification** mais la présence de couloirs et la forme des clastes suggère qu'il s'agit plutôt d'une **intense circulation de fluides** dans un encaissant partiellement consolidé.



**Figure 6. 45 :** Photographies du site F. Les lentilles carbonatées à la base des récifs sont souvent dotées de macro-fossiles. Elles sont alors composées d'une matrice micritique avec des clastes anguleux ou arrondis, évoquant un brèche. Cette forme de fracturation sur place pourrait être due à la présence d'hydrates proches du paléo-fond de l'eau.

La présence, dans les sédiments de pente, de veines sigmoïdes, d'intervalles fracturés et de brèches intraformationnelles, suggère que ces sédiments ont été déformés de façon plastique, qu'ils ont subi une fracturation suite à une suppression des fluides interstitiels, ou qu'ils ont été fluidifiés partiellement ou complètement. Ces déformations sont généralement attribuées à des secousses sismiques (Brothers *et al.*, 1996), à la mise en place de diapirs (Brown and Westbrook, 1988), à l'action de la houle, à des expulsions de

fluides et de sédiments ou encore à des processus de compaction par coque (Brown and Westbrook, 1988).

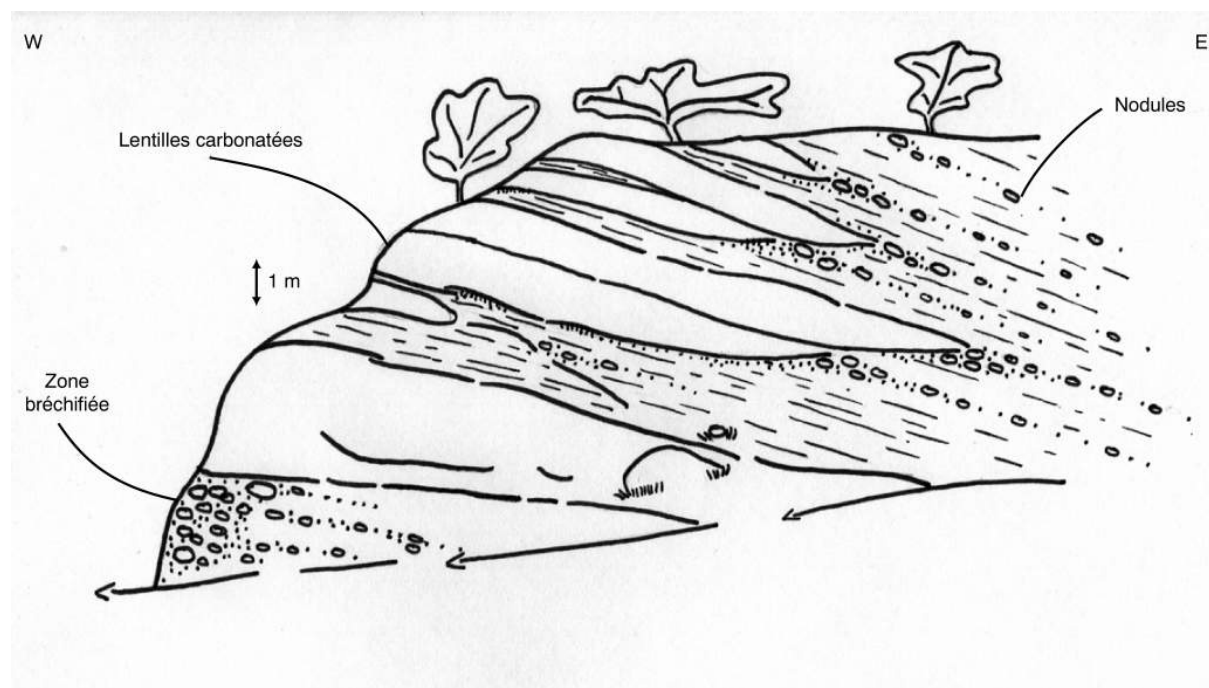


Figure 6. 46 : Dessin d’affleurement du site F. A la base de l’édifice se situe une lentille bréchifiée qui pourrait marquer une circulation intense de fluides, peut-être due à la dissociation des hydrates.

Depuis une dizaine d’années, des hydrates ont été identifiés sur la plupart des marges à travers le monde. Leur dissociation est susceptible de générer **des surpressions importantes** dans les sédiments, qui pourraient conduire à la **formation de fractures et de brèches** (Pierre *et al.*, 2001). C’est le cas, par exemple en Californie du Sud, dans les formations de Sisquoc, d’âge Miocène supérieur à Pliocène, pour lesquelles une nouvelle interprétation a été proposée pour expliquer les déformations observées (Kennett and Fackler-Adams, 2000). Plusieurs structures ont ainsi été identifiées, qui pourraient être dues à des surpressions induites par la dissociation des hydrates. Il s’agit de brèches ayant subi une intense déformation plastique, sans véritable structuration interne, qui voquent une fluidisation complète des sédiments. La dissociation des hydrates peut conduire à une surpression suffisante pour remobiliser complètement les sédiments.

Le dôme fossile calcaire, identifié au Nevada dans des séries de l’Ordovicien inférieur à moyen, représente un exemple possible de bréchification par des hydrates. Dans ces séries, ont été identifiées des structures d’expulsion de fluides associées à des sortes de brèches. Ces structures présentent un faciès soit en « peau de zèbre » appelé Zebra, soit en stromatactis, sortes de cavités laissées banales suite à la dissociation des hydrates et remplies ensuite par un ciment microbien (Krause, 2001).

Ces différents types de brèches présentent de fortes similitudes avec des brèches intraformationnelles identifiées dans sur le site 682 du forage ODP 112 (Figure 6.47) (Suess

*et al.*, 1988), qui ont été interprétés comme provenant de la dissociation des hydrates (Kennett and Fackler-Adams, 2000).

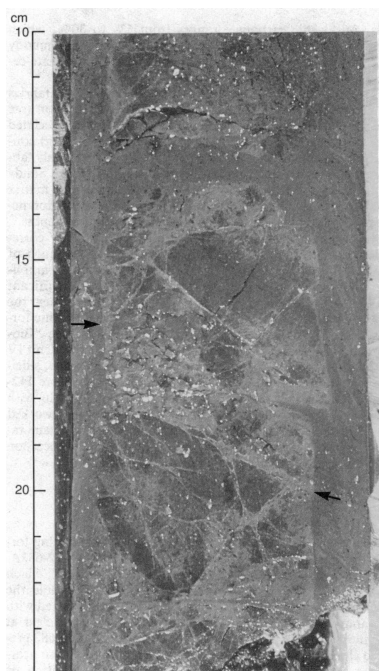


Figure 6. 47 : Section de la carotte 112-682A-38X-3, entre 10 et 24 cm, réalisée pendant le forage ODP 112 sur la marge du Prou (Suess *et al.*, 1988). Cette section est caractérisée par la bréchification d'une argile silteuse du Miocène. Sa composition est similaire à celle des sédiments environnants non bréchifiés, ce qui suggère des processus locaux, et cette bréchification a peut-être été causée par la dissociation des hydrates (Kennett and Fackler-Adams, 2000).

Dans le **cas du site fossile F** dans la zone de Beauvoisin, le faciès des lentilles carbonatées à la base des dômes bio-construits est très **similaires aux brèches observées dans des carottes ayant traversé des niveaux actuels d'hydrates de gaz**. La forme arrondie de certains clastes montre que le remaniement s'est opéré alors que les sédiments n'étaient pas encore lithifiés, ce qui traduit un phénomène superficiel. Les couloirs pluricentimétriques à l'intérieur desquels les clastes sont plus petits et plus espacés pourraient correspondre à des zones de drains préférentiels pour les fluides. Nous proposons ici deux hypothèses distinctes :

- comme nous l'avons vu dans le pockmark géant REGAB (*c.f. chapitre 3*), l'expulsion intense de fluides chargés en méthane peut permettre au sommet des hydrates d'affleurer sur le fond de l'eau. Ces brèches se distribuent sous une forme lenticulaire à la base des dômes bio-construits. Dans le cas du site fossile F, l'dôme bio-construit est absent. Ces brèches pourraient être **dues à la circulation de fluides lors de la dissociation d'hydrates de gaz** se situant à la base des dômes bio-construits.

- il pourrait s'agir de brèches **dues à de la fracturation hydraulique** à la base du dôme bio-construit en relation avec des surpressions de fluides qui pourraient traduire le caractère cyclique des expulsions.

Nous venons de voir que les lentilles carbonatées bréchifiées ne contenaient que de très rares macro-fossiles. Il existe cependant un site où les lentilles bréchifiées présentent de très nombreux fossiles de bivalves, dont le diamètre atteint parfois plus de 20 cm (Sites D et E, *Figure 6.48*). Dans ce cas, **plusieurs lentilles sont empilées** plus ou moins à la verticale et l'association brèche-macro-fossiles est un indicateur de la présence de l'écoulement de fluides. En effet, pendant la sédimentation, les lentilles carbonatées qui se formaient à l'origine sur le fond de l'eau vont être progressivement enfouies, traversant la zone chargée en hydrates.



**Figure 6. 48 : Photographie du faciès bréchifié au niveau de l'affleurement E. De gros macrofossiles de bivalves *Lucinacea* sont présents dans ces lentilles. La lentille carbonatée, riche en macrofossile, s'est d'abord développée sur le fond de l'eau. Pendant la sédimentation, d'intenses circulations de fluides, dues à de la fracturation hydraulique ou à la dissociation des hydrates, ont traversé la première lentille à la base de l'affleurement.**

Il n'est pas rare également de trouver des terriers sulfurés dans les niveaux de marnes sous les lentilles carbonatées et/ou bréchifiées. De la même manière que pour les terriers sommitaux, **ces terriers pourraient représenter le stade initial** de la formation des bioconstructions lorsque le flux de fluides était naissant.

## **5.4 COMPARAISON ENTRE LES FACIÈS FOSSILES ET LES FACIÈS ACTUELS**

Dans le bassin du Congo, les différentes plongées ROV nous ont permis d'identifier des faciès sur le fond de l'eau qui dépendaient de l'intensité du flux de fluides sortant :



- **le faciès A**. Il correspond de sédiments hémipélagiques de pente caractérisés par une faible bioturbation. La vie benthique y est ponctuelle et ce faciès a été considéré comme un faciès normal à l'extérieur d'une zone de sortie de fluides. Ce faciès pourrait correspondre aux marnes des Terres Noires dans lesquelles les fossiles sont plutôt rares (*Figure 6.49*).

- **le faciès A'**. Il présente une morphologie sur le fond qui le distingue peu du faciès A. Cependant, il n'est pas rare de trouver des terriers centimétriques ou des monticules d'une vingtaine de centimètres de diamètres formés par l'activité de vers fousseurs. Cette activité semble augmenter à l'approche d'une zone de sortie de fluides. Ce faciès, reconnu latéralement aux sorties de fluides dans le bassin du Congo, a été considéré comme un faciès naissant ou mourant. Sur le site de Beauvoisin, ce type de faciès a été reconnu dans les séries marneuses à la base et au sommet des bioconstructions (*Figure 6.49*). Il pourrait s'agir également d'un stade naissant ou d'un stade mourant de la vie de la bioconstruction.

- **le faciès B**. Son extension est très variable à l'échelle d'une zone de sortie de fluides. Les sédiments sont noirs et réduits, fréquemment couverts d'un tapis bactérien blanc (*Beggiatoa*). Ces taches de sédiments réduits sont souvent associées de champs de clams Vésicomydés de plusieurs dizaines de mètres carrés. L'étude de l'analogie terrain de Beauvoisin nous permet de distinguer ici deux sous-faciès (*Figure 6.49*) :

- **le faciès B1**. Il correspond des taches de sédiments réduits sans macrofaune associée, que l'on retrouve principalement à la périphérie des zones de sortie de fluides. Sur le site de Beauvoisin, ce faciès pourrait correspondre au faciès noduleux. En effet, les tapis bactériens favorisent la précipitation de carbonates autour d'un nucleus bioclastique.

- **le faciès B2**. Il correspond des taches de sédiment réduit dans lesquelles des clams Vésicomydés se développent, formant de véritables champs dont la surface peut atteindre plusieurs dizaines de mètres carrés. Ce faciès pourrait correspondre aux lentilles carbonatées de la base des édifices bio-construits.

- **le faciès C**. Ce faciès est caractérisé par des placages d'encroûtements carbonatés qui peuvent former un relief de plusieurs dizaines de centimètres sur le fond de l'eau qui sert de support de fixation de organismes benthiques comme les clams vésicomydés ou les moules mytilidés. À mesure que les carbonates précipitent, les coquilles de ces bivalves sont incorporées aux encroûtements. Ce faciès encroûté pourrait correspondre aux lentilles carbonatées que nous avons identifiées à Beauvoisin et qui constituent la partie haute des bioconstructions (*Figure 6.49*).

- **le faciès C'**. Il s'agit en réalité d'un multiple du faciès C, c'est-à-dire un empilement de lentilles carbonatées qui forment sur le fond de l'eau des dômes d'une dizaine de mètres de diamètre pour 3 à 4 m de haut. Sur le site de Beauvoisin, ce faciès pourrait correspondre aux bioconstructions en colonne qui atteignent parfois plus de 6 m de haut.

Lorsque l'apport de fluides diminue (ou qu'il cesse complètement), les sommets des faciès C et C' sont de nouveau soumis à l'oxydation dans la zone oxygène superficielle. Dans

le bassin du Congo, nous avons vu des d mes carbonatés mourants dont le sommet était déjà oxydé, lui donnant une couleur jaune-orangée qui évoque fortement la croûte ferrugineuse que nous avons observée au sommet des édifices bio-construits. Cette observation confirme la notion de seuil dans l'expulsion de fluides. Au-dessous d'un certain seuil, la concentration en fluides nourriciers est insuffisante et signe l'arrêt de mort du site d'un point de vue biologique. Cependant, la quantité de fluides expulsés permet à des vers fousseurs et des bactéries sulfato-réductrices de survivre pendant un certain temps.

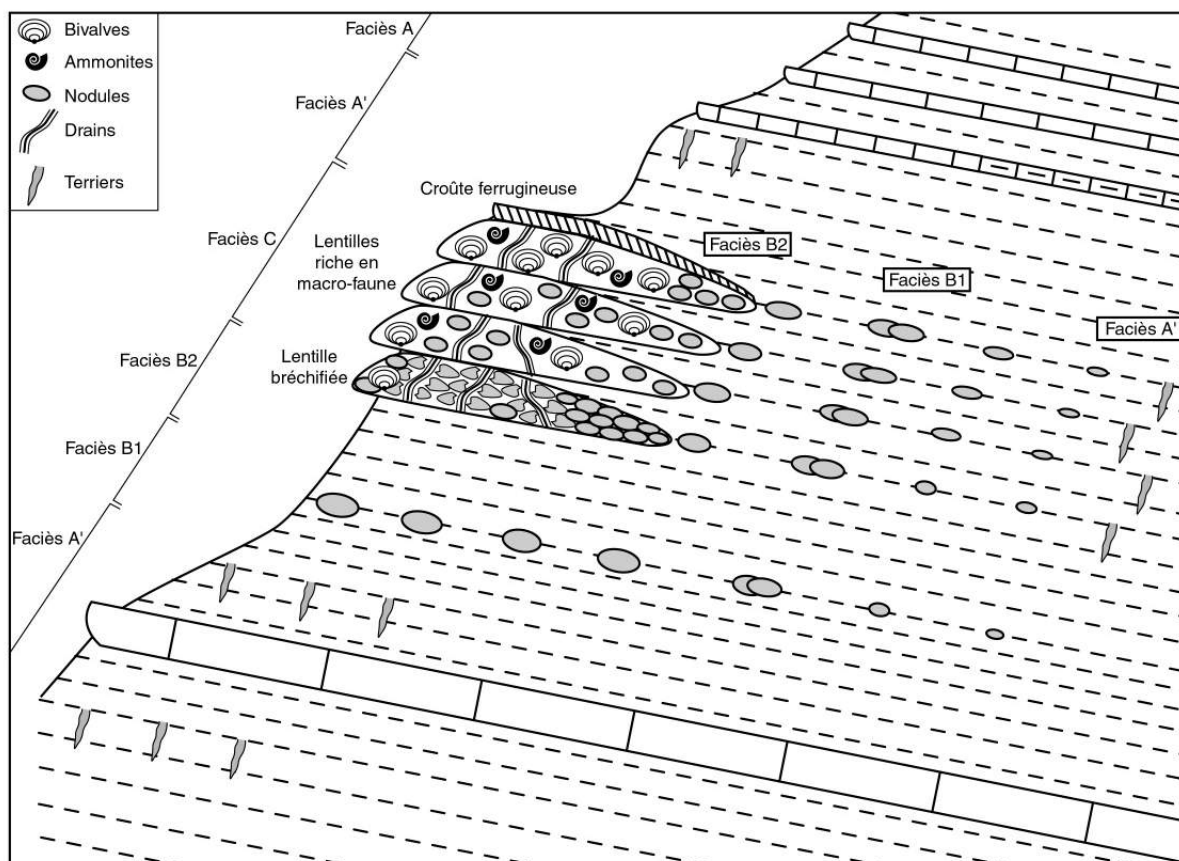


Figure 6. 49 : Coupe du site R. Les différents faciès que nous avons reconnus sur les sites d'expulsion actifs dans le bassin du Congo ont été identifiés dans la zone de Beauvoisin.

## 5.5 L'ÉVOLUTION DANS LE TEMPS D'UNE BIOCONSTRUCTION

Nous avons vu que les édifices bio-construits étaient **souvent composés de plusieurs lentilles empilées** les une sur les autres. Cet empilement est mis en évidence par les marnes qui viennent en onlap contre les lentilles carbonatées (Figure 6.50).

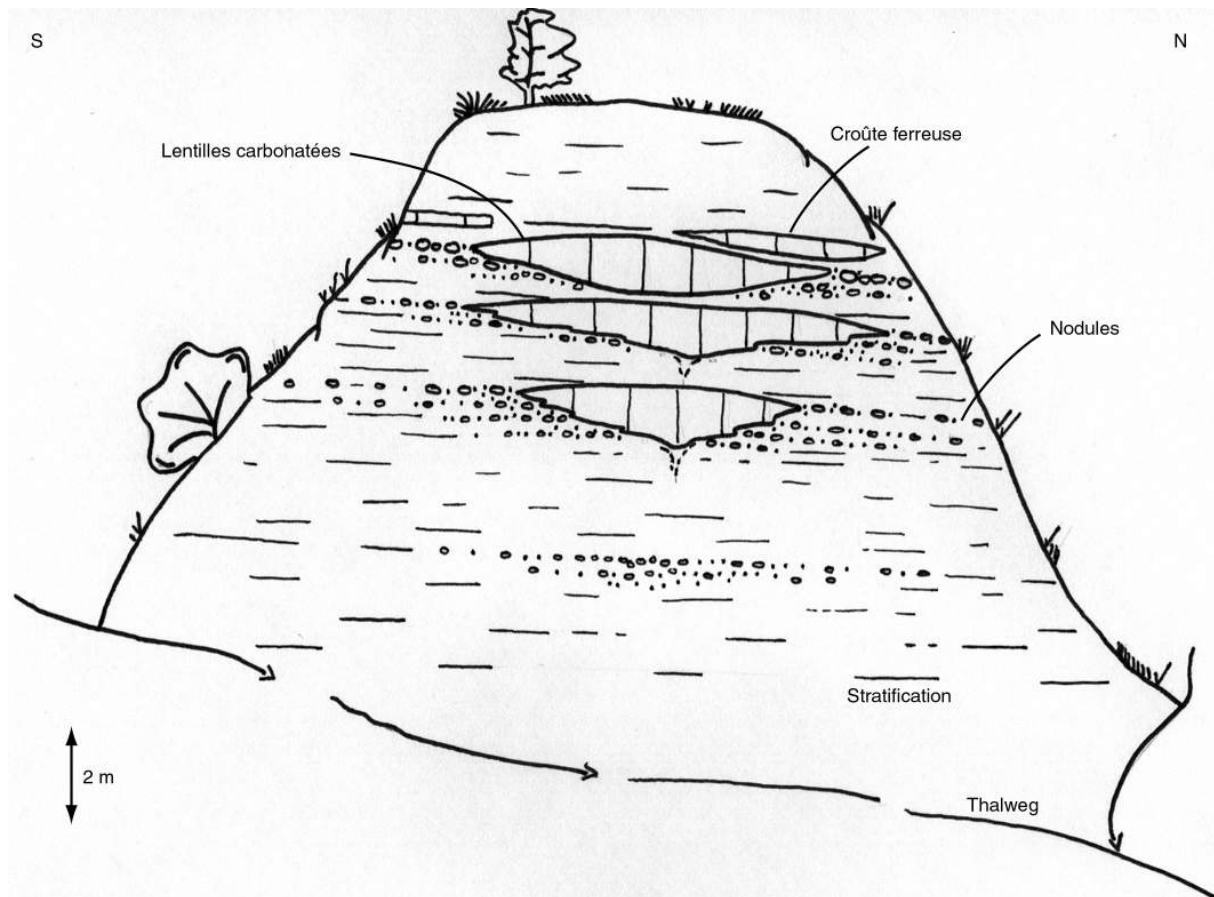


Figure 6. 50 : Dessin d'affleurement du site H. Les lentilles carbonatées sont superposées, traduisant une périodicité dans l'apport de fluides.

La **variation cyclique de l'intensité du flux de fluides** pourrait être responsable de la formation successive de plusieurs lentilles. Lorsque le flux est important, le faciès B, voire le faciès C, se développent sur le fond de l'eau. La précipitation importante de carbonates forme alors une lentille en relief. Lorsque le flux diminue, la précipitation de carbonates est beaucoup plus faible et la sédimentation hémipélagique domine, drapant petit à petit la lentille carbonatée. Dans la zone de Beauvoisin, tous les cas ont été observés (Figure 6.46) :

- les lentilles isolées : les fluides ont percolé sur une courte période de temps.
- les lentilles empilées, séparées par des marnes : le flux de fluides s'interrompt puis reprend régulièrement, de manière périodique.
- les lentilles empilées et coalescentes : le flux de fluides varie dans le temps mais ne s'interrompt pas entre la formation de deux lentilles successives.
- les colonnes bio-construites : le flux de fluides est important et perdure sur une longue période de temps. Dans ce cas, l'absence de marnes ne permet pas de distinguer clairement un empilement de lentilles, donnant un aspect très massif à la colonne.

Ces observations montrent que **les difices lenticulaires bio-construits se développent sur le fond de l'eau**, contrairement à ce qui avait été proposé par Hovland (1987), basé sur des observations d'encroûtements carbonatés actuels : il suggérait que les

lentilles carbonatées se formaient au sein même des sédiments, sous la zone oxygène, et que les fluides continuant à migrer provoquaient une surpression sous la lentille qui pouvait conduire à une explosion. En fait, cette variation du flux de fluides pourrait être due à des phénomènes de surpressions dans des réservoirs enfouis. Lorsque les fluides surpressés au toit du réservoir atteignent le seuil de rupture de la couverture sédimentaire, une fracture peut se propager et une certaine quantité de fluides est expulsée vers la surface. La pression diminue alors, refermant la fracture et isolant à nouveau le réservoir du fond de l'eau. Ce phénomène est périodique et peut être assimilé aux processus qui guident les **valves sismiques** (Sibson, 1992 ; Sibson, 2000).

L'arrêt final de l'échappement de fluides pourrait être dû à des **processus de cristallisation qui colmatent progressivement les conduits** d'alimentation sous-jacents. Les fluides seraient alors obligés de trouver un chemin alternatif pour gagner la surface, formant éventuellement de nouveaux conduits et de nouveaux édifices bio-construits.

Nous allons voir par la suite que le site de Beauvoisin est certainement le résultat d'une combinaison de ces deux processus.

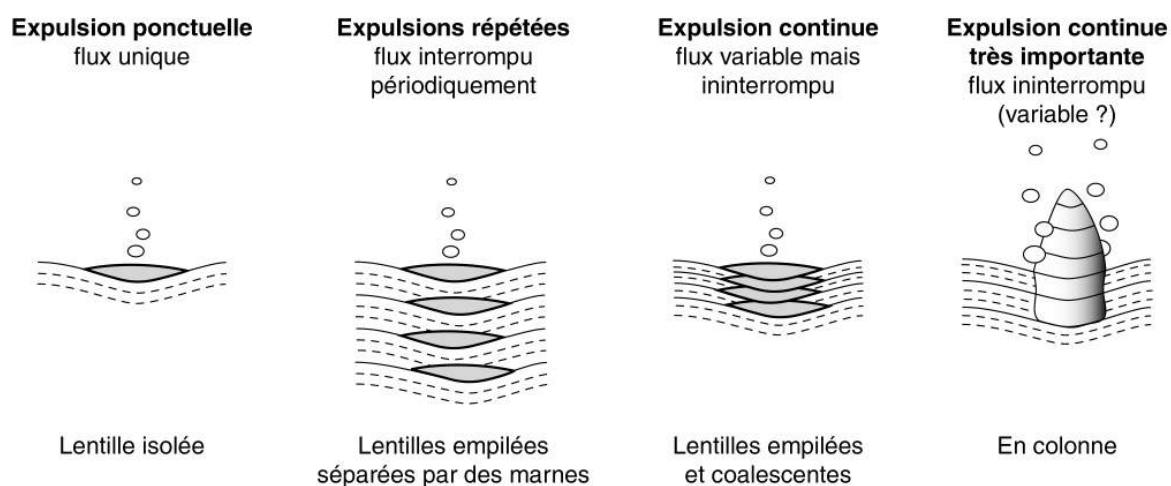


Figure 6. 51 : Schéma représentant la morphologie et le développement des édifices bio-construits en fonction de l'intensité du flux de fluides sortant et de sa variation dans le temps.

## 5.6 RELATIONS BIOCONSTRUCTIONS – FAILLES SYN-SEDIMENTAIRES SUR LE SITE DE BEAUVOISIN

Sur le site Q, nous avons mis en évidence une succession de lentilles carbonatées, riches en nodules et en fossiles, au-dessus desquelles nous retrouvons une croûte ferreuse puis des terriers sulfurés dans les marnes sus-jacentes (Figure 6.52). **Plusieurs failles ont été mises en évidence vers la base de l'édifice bio-construit.** Elles sont orientées N30-50° E et N30-40° E. Les marnes viennent sceller les plans de failles, ce qui suggère que ces

failles sont syn-sédimentaires. Le rejet total a été évalué à 10-50 m. Elles ont pu conduire les fluides vers la surface, permettant à une bioconstruction de se développer.

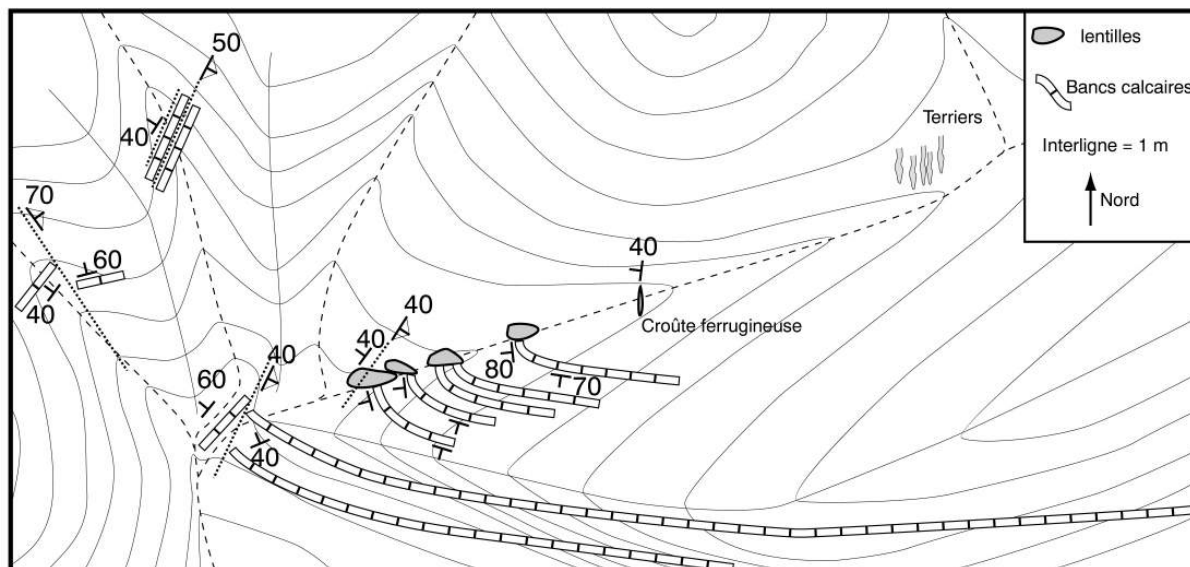


Figure 6.52 : Carte géologique du site Q. La succession des lentilles carbonatées est normale. Elle est surplombée d'une croûte ferrugineuse rouge orangée et de terriers dans les marnes sus-jacentes. La déformation des bancs calcaires contre les lentilles carbonatées évoque le glissement d'un slump.

D'autre part, sur le flanc Sud de l'édifice bio-construit, des bancs calcaires fortement déformés ont un pendage qui n'est pas conforme à celui des séries environnantes. De plus, ces bancs sont rebroussés contre les lentilles carbonatées, ce qui suggère un mouvement de ces bancs qui sont venus buter contre l'édifice bio-construit. Il pourrait s'agir **d'un slump initié dans le compartiment au toit de la faille pendant son fonctionnement**, qui aurait glissé vers le plan de faille et serait venu buter contre les lentilles carbonatées (Figure 6.53), comme cela a déjà été montré par Berti (1994).

Nous voyons là que les fonds marins au Jurassique n'étaient pas de nus d'activité. À proximité de sites P, Q et R, nous avons mis en évidence de nombreux slumps qui témoignent d'une intense activité de failles syn-sédimentaires pendant la période de l'alternance argovienne. Cette activité n'est pas limitée que à cette période car la grande falaise de la combe principale présente un magnifique plan de faille qui a certainement permis aux édifices B et C de se former sur le fond de l'eau pendant l'Oxfordien moyen.

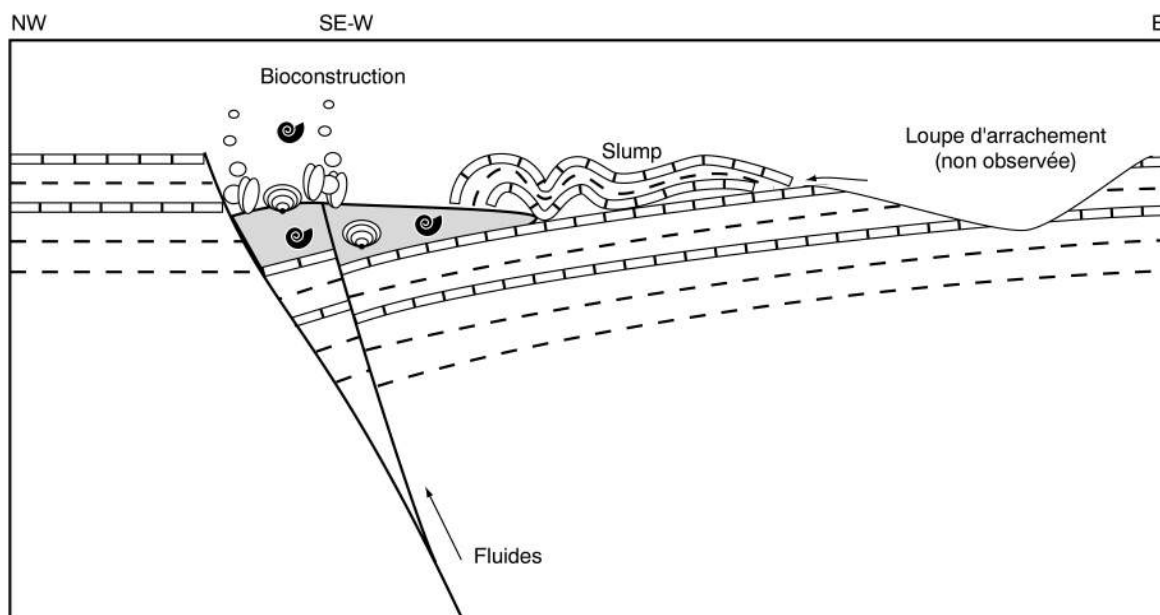


Figure 6.53 : Coupe schématique reconstituée au moment du glissement du slump. Deux failles normales syn-sédimentaires conjuguées ont pu guider les fluides qui ont permis le développement d'une communauté chimiosynthétique sur le fond de l'eau.

## 5.7. BEAUVOISIN : UN PALEO-POCKMARK GEANT ?

La répartition des nodules carbonatés montre qu'ils peuvent s'étendre dans un rayon de 50 m autour des difices, définissant une **zone de sortie de fluides d'un diamètre minimum de 100 m**. Les difices bio-construits les plus importants (A à K) se situent principalement dans les niveaux 1, 2 et 3 qui correspondent au membre supérieur des Terres Noires. Chaque difice, associé à son cercle de nodules, a été reporté sur la carte du site de Beauvoisin (Figure 6.54). Cette répartition des zones de sortie de fluides montre qu'elles sont groupées autour de la combe principale orientée N-S. Cependant, le site I est excentré par rapport à ce groupement de difices. Bien que topographiquement plus haut, ce site est aujourd'hui à l'affleurement grâce au jeu d'une faille alpine. Il est pourtant du même âge que les difices F et G, ce qui suggère que d'autres sites sont certainement enfouis sous les marnes. **L'ensemble des difices du sommet des Terres Noires qui sont à l'affleurement finirait ainsi une zone plus grande dont le diamètre est au minimum de 600 m.**

Dans le bassin du Congo nous avons mis en évidence un pockmark géant de 900 m de diamètre qui était composé de plusieurs pockmarks plus petits d'un diamètre inférieur à 150 m. Sur le site de Beauvoisin, chaque difice bio-construit pourrait être équivalent à un petit pockmark. L'ensemble des sorties de fluides du site de Beauvoisin présente des caractéristiques de répartition et surtout d'organisation qui rappellent fortement celles du pockmark géant REGAB. **Les difices bio-construits de Beauvoisin représenteraient ainsi la trace d'un pockmark géant de 600 m de diamètre au minimum.**

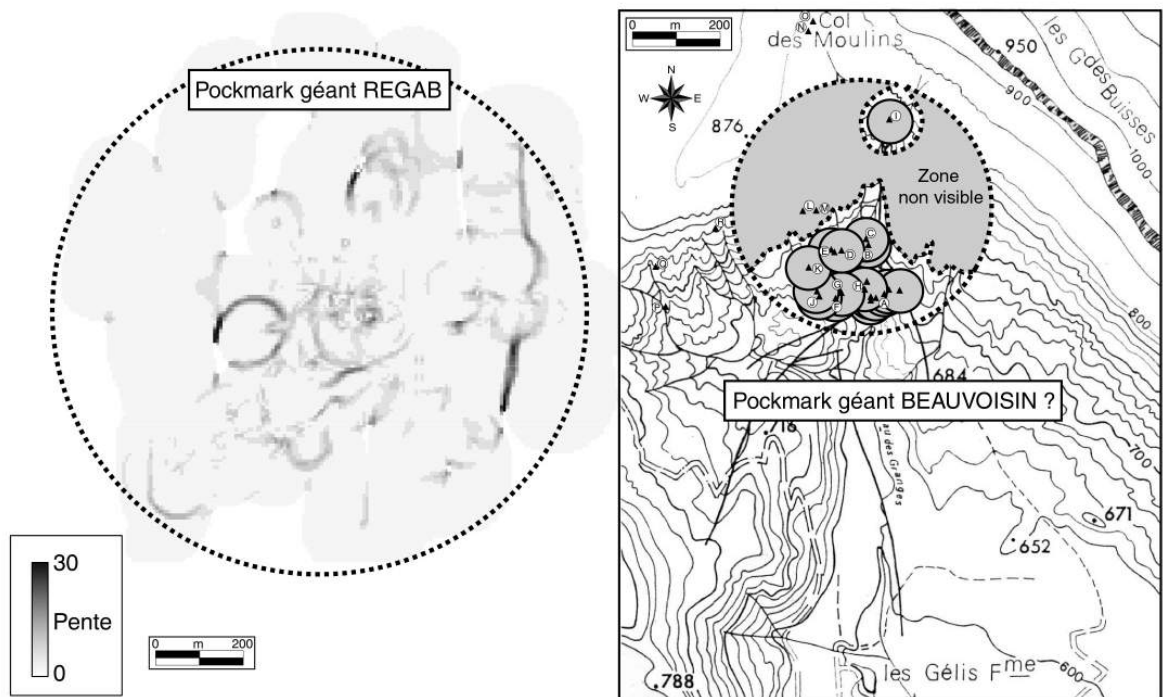


Figure 6.54 : Schéma représentant : à gauche une carte des pentes dans le pockmark géant REGAB et à droite les cercles de nodules autour de chaque difice bio-construit. L'ensemble des difices des niveaux 1, 2 et 3 évoque la répartition de petits pockmarks à l'intérieur d'un pockmark géant.

## 6 BILAN ET CONCLUSIONS

### 6.1 DETERMINATION DE LA PALEO-BATHYMETRIE

Dans les océans modernes, les constructions carbonatées autour des sorties de fluides froids ont été identifiées à des bathymtries extrêmement variables, allant de la plateforme interne (Hovland, 1992) jusqu'à la plaine abyssale (Paull *et al.*, 1992). Ceci peut être expliqué par le fait que la précipitation de carbonates issue de la réaction de réduction des sulfates par les bactéries est le processus dominant au niveau des sites de sorties de fluides, indépendamment de tout effet de sursaturation par consommation photosynthétique du CO<sub>2</sub>. Par contre, en ce qui concerne les assemblages chimiosynthétiques, en particulier les bivalves, il semblerait que leur limite bathymtrique supérieure se situe vers 550 m (Callender and Powell, 1999). Les mêmes associations minéralogiques et biologiques se retrouvent donc sur des sites d'eaux froides à des bathymtries très variables. Dans le cas des calcaires riches en *Lucinid*s du nord des Apennins, la présence de gastéropodes et de bivalves supposés vivre dans la zone sub-littorale avait conduit les premiers auteurs à la conclusion que ces formations avaient été formées dans la zone néritique, au-dessus de 100m de bathymtrie (Moroni, 1966), puis incorporées dans des slumps et transportées vers des zones plus profondes du bassin (Ricci-Lucchi and Veggiani, 1967). L'étude des sorties de fluides dans des bassins actuels nous a permis de voir que le site d'eau fossile de Beauvoisin avait pu se former à une **bathymtrie supérieure à 600 m**, mais la détermination de la paléobathymtrie de mise en place de sites fossiles autochtones reste encore difficile.

### 6.2 LA DIFFICILE APPRECIATION DU FACTEUR TEMPS

La réponse des sédiments à l'enfouissement dépend de la manière avec laquelle les fluides interstitiels vont pouvoir s'échapper. La forte sédimentation d'un matériel à grains fins peut isoler les sédiments sous-jacents du système naturel des eaux de fond générant ainsi une surpression proportionnelle à la charge induite et dépendante des propriétés intrinsèques du sédiment. C'est le cas dans les Terres Noires du bassin du Sud-Est où la faible perméabilité des marnes peut conduire à l'isolement de compartiments enfouis à la perméabilité plus forte. Le modèle de valves sismiques développé par Sibson (1992) montre que la surpression induite dans le compartiment scellé peut conduire à une fracturation de la couverture et à une expulsion périodique des fluides surpressés. Tandis que les modèles hydrologiques d'expulsion de fluides dans les bassins sédimentaires considèrent les coulements et le transport comme des processus continus à l'échelle des temps géologiques (Garven, 1995), les observations réalisées sur des sites fossiles du bassin du Sud-Est montrent que les échappements de fluides ne sont pas continus.

Les analyses sur foraminifères semblent représenter le meilleur indicateur de l'intensité des flux au niveau des sorties de fluides froids (Rathburn *et al.*, 2000). Une étude lithostratigraphique détaillée au tour des sites de sorties de fluides fossiles dans le bassin du



Sud-Est nous permettrait de terminer la fréquence avec laquelle les fluides sont expulsés sur le fond de l'eau. D'autre part, des analyses géochimiques complémentaires sur les inclusions fluides dans les minéraux des conduits et dans les carbonates des édifices bio-construits permettraient d'identifier l'origine précise des fluides, en particulier la nature du réservoir et le chemin suivi par les fluides.

Cependant, l'étude que nous avons réalisée sur des sites actuels d'expulsion de fluides froids nous permet de proposer une évolution dans le temps d'une bioconstruction (nous ne précisons pas ici les réactions chimiques qui ont été décrites en détail dans le chapitre 3) :

**- stade 1 :** La quantité de méthane produit dans la zone de méthanogenèse est normal. L'interface entre cette zone et la zone de réduction des sulfates se situe vers 10 m de profondeur (*Figure 6.55*). La vie benthique sur le fond est pauvre.

**- stade 2 :** Lorsque le flux de méthane devient plus important, il relève progressivement l'interface (SMI) entre le sommet de la zone de méthanogenèse et la base de la zone de réduction des sulfates (*Figure 6.55*).

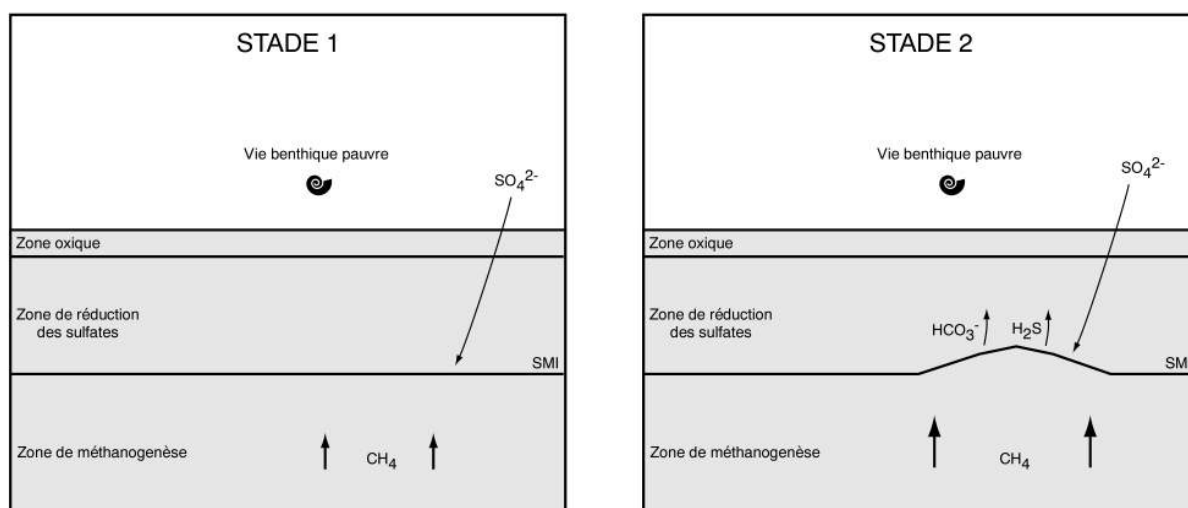


Figure 6. 55 : Schémas 1 et 2, illustrant l'évolution d'une zone de sortie de fluides en fonction du flux de méthane. Le stade 1 correspond à un flux « standard ». Le stade 2 correspond à un flux de méthane plus important qui relève progressivement la SMI.

**- stade 3 :** La réaction de réduction des sulfates produit suffisamment de sulfures pour relever la zone oxygène (*Figure 6.56*). Localement, des sulfures s'échappent sur le fond de l'eau, définissant des zones de sédiments riches dans lesquelles des vers fousseurs vont s'installer. C'est également dans ces zones que les sulfures vont précipiter pour donner de la pyrite.

**- stade 4 :** Le flux de méthane est très important et relève la SMI jusque sur le fond de l'eau (*Figure 6.56*). Le méthane peut alors s'échapper directement et une communauté biologique méthanodépendante peut s'installer. Localement, le flux de méthane est

important et des sulfures s'accumulent sur le fond de l'eau permettant à des bactéries et à des terriers de se développer. C'est vraisemblablement dans cette zone plus riche que les bactéries favorisent la précipitation de carbonates autour des bioclastes, formant des nodules carbonatés.

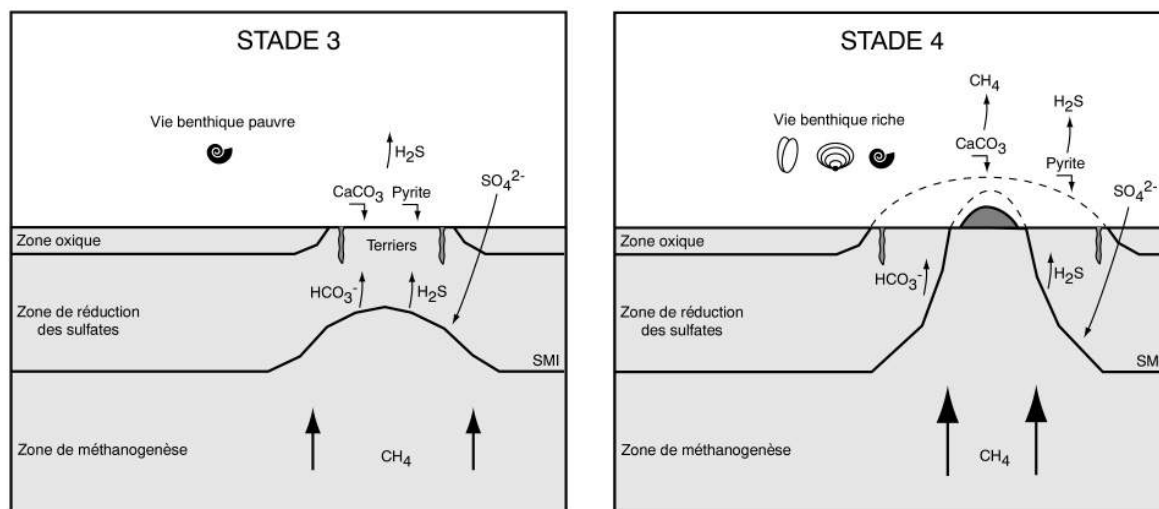


Figure 6.56 : Schémas 3 et 4, illustrant l'évolution d'une zone de sortie de fluides en fonction du flux de méthane. Au stade 3, la réaction de réduction des sulfates produit suffisamment de sulfures pour permettre l'installation de vers fousseurs. Au stade 4, le flux de méthane est particulièrement important et il peut s'accumuler directement sur le fond de l'eau, permettant à des communautés chimiosynthétiques de s'installer.

- **stade 4+n** : Pendant la durée de vie d'une bioconstruction, les flux de fluides varient. Cette périodicité provoque des relèvements et des abaissements successifs des différents interfaces chimiques, ce qui a pour effet de produire un empilement de lentilles carbonatées aux propriétés biologiques et minéralogiques variées (Figure 6.57). Les lentilles se situant à la base de l'édifice peuvent être fortement perturbées par la circulation intense de fluides due à de l'hydrofracturation ou à la dissociation des hydrates.

- **stade 5** : Il s'agit d'un stade mourant pendant lequel la diminution du flux de fluides provoque un abaissement des interfaces chimiques qui vont alors intercepter l'édifice bio-construit (Figure 6.57). C'est le cas de la base de la zone oxiqne qui repasse alors sous la lentille carbonatée. L'oxydation forme petit à petit une croûte ferreuse et limoniteuse car, à ce stade, seuls les sulfures peuvent s'accumuler.

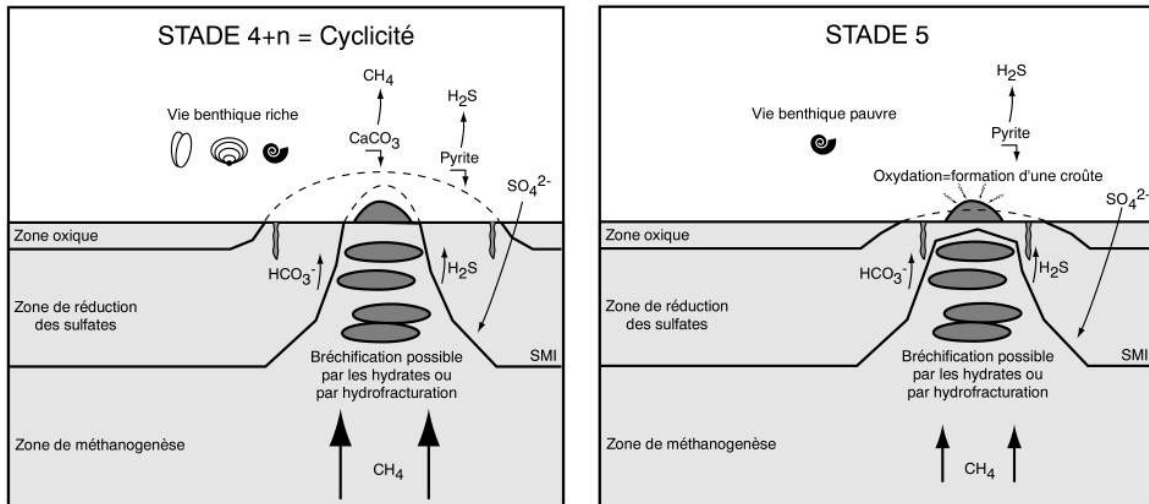


Figure 6. 57 : Sch mas 4+n et 5, illustrant l' évolution d'une zone de sortie de fluides en fonction du flux de méthane. Le stade 4+n correspond à une variation du flux de fluides qui a pour effet d'empiler plusieurs lentilles carbonatées. Le stade 5 correspond à une diminution progressive du flux et les différents interfaces chimiques vont s'abaisser et intercepter l' édifice bio-construit.

- **stade 6** : Le flux de méthane est faible et seuls des sulfures peuvent s' échapper sur le fond de l'eau, permettant à des bactéries sulfuro-dépendantes et à des vers fousseurs de s'installer (Figure 6.58). Il s'agit d'un stade pendant lequel la zone de sortie de fluide est en train de s' éteindre.

- **stade 7** : A ce stade, toute activité biologique ou d' échappement de fluides a définitivement cessé ; le site est mort.

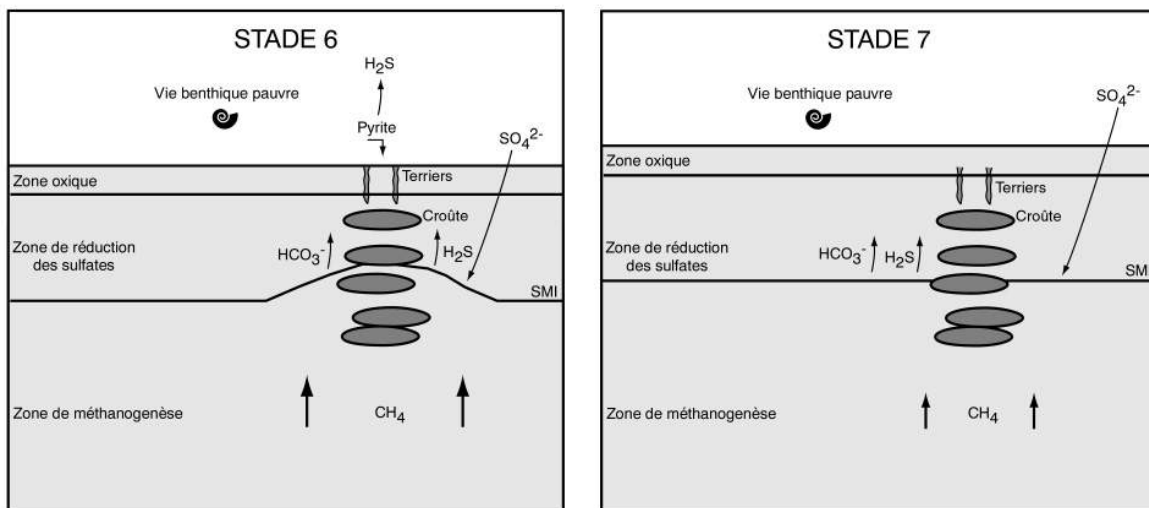


Figure 6. 58 : Sch mas 6 et 7, illustrant l' évolution d'une zone de sortie de fluides en fonction du flux de méthane. Au stade 6, le flux de méthane est relativement faible mais des sulfures peuvent encore s' échapper, permettant à des bactéries et à des vers fousseurs de s'installer. Le stade 7 correspond à l'arrêt de toute activité sur le site.

L'étude que nous avons menée sur des sites d'échappements actuels dans les bassins du Congo et de l'Angola ne nous a fourni qu'une vue instantanée de l'expulsion des fluides dans un espace à trois dimensions. Dans le bassin du Sud-Est, les bioconstructions fossiles du site de Beauvoisin nous ont permis d'accéder à la quatrième dimension qu'est le temps.

Nous avons vu que la naissance et la mort d'une bioconstruction étaient marquées à la base et au sommet de l'édifice par un niveau stratigraphique de marnes portant des terriers sulfurés. L'écart entre ces deux niveaux stratigraphiques, au-dessous et au-dessus de l'édifice bio-construit, définit la durée de vie du site et donc le temps pendant lequel l'échappement de fluides a été actif sur le fond de l'eau. A partir des zones à ammonites, nous avons pu déterminer que **le temps moyen de vie se compte en quelques milliers d'années, ce qui suggère que l'échappement de fluides n'est pas vraiment catastrophique.** Il n'est pas possible pour l'instant de donner une durée de vie plus précise car une étude stratigraphique de détail, très longue à mettre en œuvre, serait nécessaire.

## **CONCLUSION**

Depuis une dizaine d'années, les progrès technologiques majeurs réalisés dans les domaines de l'imagerie, de la sismique 3D et des submersibles profonds ont permis de préciser les modèles de dépôt et l'histoire post-dépositionnelle des systèmes sédimentaires sur les marges passives matures. Cependant, le rôle des fluides pendant la diagenèse précoce, au cours de l'enfouissement et à travers les migrations tardives d'hydrocarbures, a été relativement sous-estimé.

L'objectif de ce travail était de préciser la nature et le chemin suivi par les fluides, leurs mécanismes d'expulsion et leur expression sur le fond de la mer et dans les séries anciennes. Afin de bien intégrer cette « dimension fluides » dans l'histoire des bassins, nous nous sommes intéressés aux fluides piégés dans le bassin du Congo, sur la marge actuelle Ouest-Africaine, et plus accessoirement dans le bassin du Sud-Est de la France, où la géométrie de la marge passive de la Téthys Ligure n'est pas sans rappeler certaines analogies avec le Golfe de Guinée. Ce travail était facilité par une bonne maîtrise du cadre sédimentaire et structural du Bassin du Congo, grâce en particulier aux travaux récents de Total-Fina-Elf et de l'Ifremer.

Cette approche spatiale et temporelle a permis de mieux comprendre la répartition des sorties de fluides, leur organisation interne et leur évolution dans le temps. Les fluides, depuis les stades initiaux du dépôt des sédiments jusqu'aux migrations plus tardives des fluides biogéniques superficiels et thermogéniques profonds, s'inscrivent dans un processus continu à l'échelle de l'histoire du bassin.

## **1. LES RESULTATS MAJEURS**

### **1.1. LES MECANISMES DE MIGRATION DES FLUIDES**

#### **1.1.1. Le réseau de failles de l'intervalle Haché-Faillé**

Sur la pente du bassin du Congo, nous avons mis en évidence un **intervalle « Haché-Faillé »**, de 800 m d'épaisseur en moyenne, qui ne se développe que **dans les sédiments argileux fins**. Il est caractérisé par des sillons rectilignes sur le fond de l'eau couplés à un réseau sous-jacent de failles normales à faible rejet vertical. En plan, ces **failles sont organisées en hexagones qui traduisent la contraction volumétrique des sédiments due à l'expulsion des fluides interstitiels**. Chaque bordure d'hexagone est mieux drainée que le centre et l'eau interstitielle va pouvoir migrer le long des failles ainsi initiées. Pour drainer, et donc compacter le centre de l'hexagone, un nouveau système hexagonal d'ordre inférieur va se développer en son sein (Fig. C.1). Autant de réseaux hexagonaux, toujours plus petits, seront nécessaires jusqu'au drainage complet d'un intervalle donné qui semble être atteint vers 800 msTWT de profondeur. Au-delà de cette profondeur, le degré d'arrangement particulière paraît optimum et le seuil de compaction mécanique semble atteint ; d'autres mécanismes, physico-chimiques comme les processus de pression-solution, rentrent sans doute en jeu pour parfaire la compaction et contribuer à la lithification du matériel.

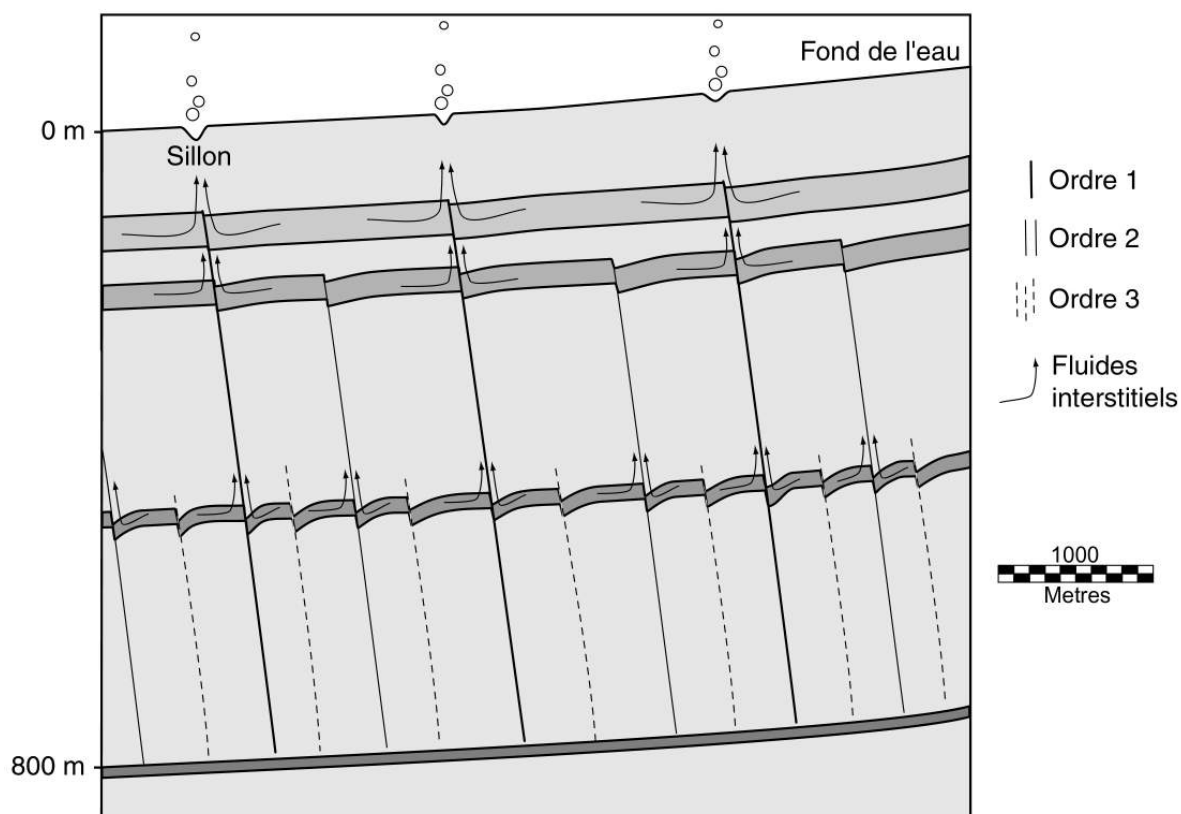


Figure C. 1 : Schéma illustrant le chemin suivi par les fluides interstitiels à travers le réseau de failles de l'intervalle Hach-Fail. Pour drainer, et donc compacter le centre d'un hexagone, il est nécessaire de générer des hexagones plus petits inscrits dans ces hexagones. Autant de ces hexagones, toujours plus petits, seront nécessaires jusqu'au drainage complet d'un intervalle donné qui semble être atteint vers 800 msTWT de profondeur.

Dans ce modèle original la compaction précoce et hétérogène des sédiments fins superficiels (0-800 m) est guidée par la contraction volumétrique du matériel sédimentaire conduisant à l'ouverture en mode 1 d'un réseau hexagonal de joints. Ces derniers sont progressivement basculés et cisailés par le fluage gravitaire de la pente. **Les très nombreuses failles normales ainsi générées représentent autant de drains verticaux** favorisant la migration ultérieure des fluides biogéniques et/ou thermogéniques produits plus profondément (Fig. C.2 et p. 216, Fig. 4.12).

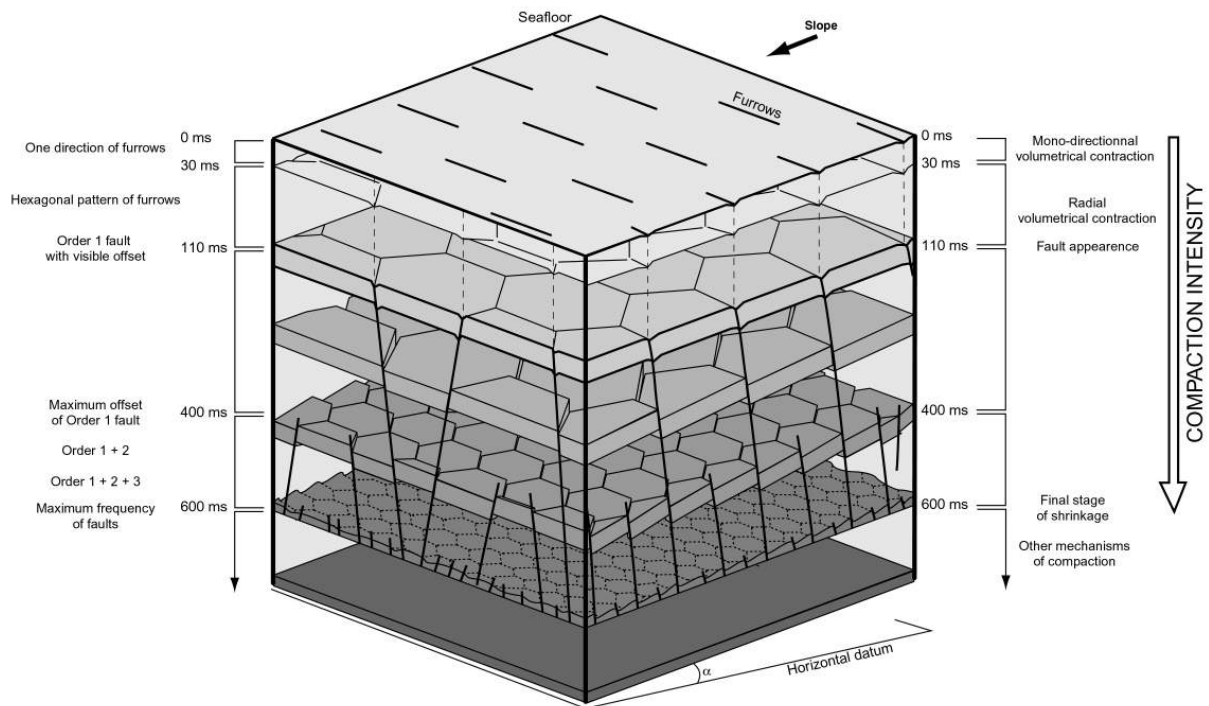


Figure C. 2 : Modèle géométrique de formation de l'intervalle Hach -Faille .

### **1.1.2 Les cheminées de migration de fluides initiées au-dessus d'un chenal peu enfoui**

Grâce à l'observation détaillée de l'imagerie (bathymétrie et sismique 3D), nous avons montré que **les sorties de fluides qui forment un double chapelet sinueux sur le fond de l'eau mimant le corps d'un chenal turbiditique peu enfoui**. L'étude de leur répartition et de leur organisation nous a permis de montrer que les fluides interstitiels piégés dans le chenal peuvent migrer longitudinalement avant d'être redistribués sur le fond de l'eau, formant **des cheminées de dysmigration de part et d'autre du corps du chenal** (Fig. C.3 et p. 271, Fig. 5.35). A un stade d'enfouissement plus important, **les fluides biogéniques et/ou thermogéniques** sont piégés préférentiellement dans ces chenaux turbiditiques, qui constituent des réservoirs particulièrement efficaces ; **ces fluides peuvent emprunter les conduits initiés lors de la compaction pour atteindre la surface ou un niveau plus élevé dans la colonne sédimentaire**.



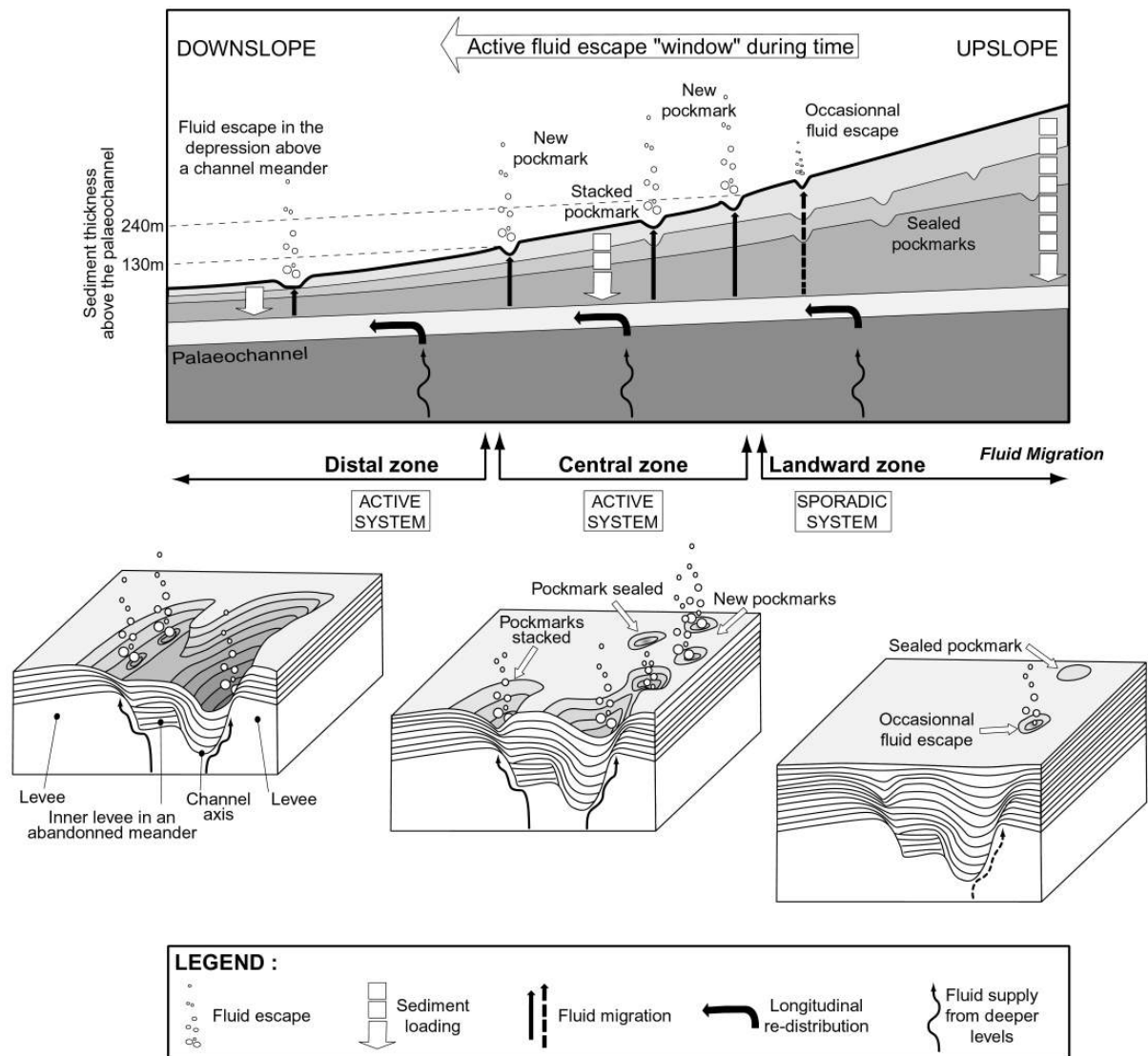


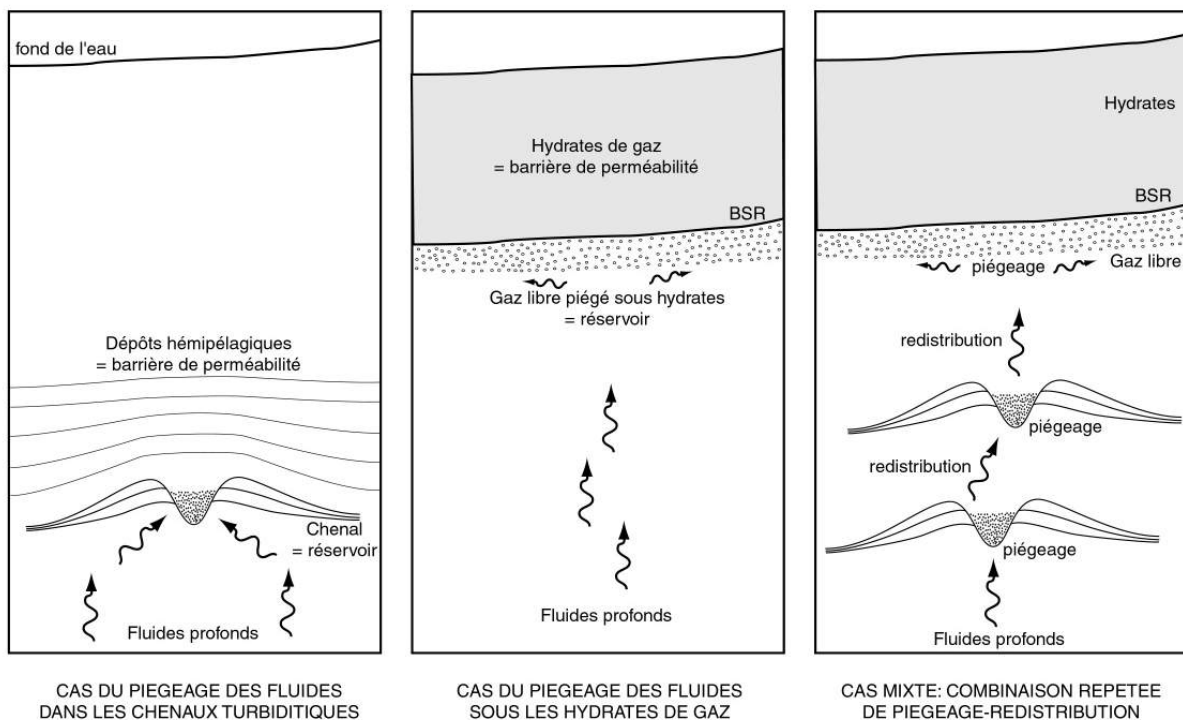
Figure C. 3 : Modèle de formation d'un double chapelet de pockmarks au-dessus d'un palaeochanal peu enfoui (<300 m). Les fluides thermogéniques et/ou biogéniques plus profonds peuvent emprunter les conduits initiés précocement.

Ces deux modèles que nous avons proposés illustrent bien le **caractère continu de l'histoire des fluides dans les bassins**. Dans le cas de l'intervalle Haché-Faillé, les drains préférentiels sont uniformément répartis dans la pile sédimentaire (dépendant de la taille des hexagones de dewatering), tandis que dans le cas d'un chenal peu enfoui les cheminées de migration de fluides se développent exclusivement à l'aplomb de l'interface chenal-levées.

**Suivant ce processus, l'expulsion précoce des fluides interstitiels génère des conduits initiaux qui ouvrent la voie à des migrations de fluides plus profonds.**

## 12 LA REPARTITION ET L'ORGANISATION DES SORTIES DE FLUIDES SUR LE FOND DE L'EAU.

L'étude du contexte sédimentaire et tectonique du Bassin du Congo nous a permis de caractériser **deux environnements types pour le piégeage des fluides** : Il s'agit de niveaux dont la porosité est plus forte, comme **les chenaux turbiditiques**, ou de niveaux situés sous des barrières de perméabilité, comme **les hydrates de gaz**. Ces zones particulières concentrent les fluides avant de les redistribuer plus haut dans la pile sédimentaire et **l'organisation des sorties de fluides sur le fond de l'eau est le résultat d'une combinaison, parfois répétée, de concentration puis de redistribution des fluides** depuis ces réservoirs enfouis (Fig. C.4 et p. 289, Fig. 5.47).



**Figure C. 4 : Schéma représentant les deux environnements types pour le piégeage préférentiel des fluides (les chenaux turbiditiques et les hydrates de gaz). Lorsque ces deux types de réservoirs sont présents dans la colonne sédimentaire, les fluides peuvent se concentrer et être redistribués plusieurs fois.**

De nombreuses études ont déjà montré que les fluides pouvaient migrer horizontalement, le long de niveaux stratigraphiques à la perméabilité plus importante, ou verticalement à travers les discontinuités, comme les surfaces structurales ou les failles qui structurent la marge. Ces observations ont été réalisées à partir de profils de sismique 2D et ne permettaient donc pas de caractériser le chemin emprunté par les fluides. Dans cette étude, nous avons utilisé les données de sismique 3D qui nous ont permis de préciser :

- **la source des fluides**. Les fluides thermogéniques profonds sont produits dans les roches mères du Crétacé et la localisation des dépôts-centres conoïques va contrôler leur migration, ce qui explique leur localisation actuelle ;

- **la géométrie des réservoirs** et leur organisation spatiale. Ces réservoirs concentrent les fluides profonds avant de les redistribuer vers le fond de l'eau, que ce soit les chenaux turbiditiques profonds ou superficiels, ou le système Hydrates-Gaz Libre ;

- **les chemins suivis par les fluides** entre les différents réservoirs et jusque sur le fond de l'eau. Toutes les discontinuités peuvent conduire les fluides vers la surface, comme les surfaces d'érosion et surtout les failles ;

- **l'organisation des sorties de fluides** sur le fond de l'eau. La taille, l'espacement et la répartition des sorties de fluides représentent une image instantanée de l'histoire de la migration des fluides depuis leur source jusque sur le fond de l'eau.

Ainsi, nous avons identifié dans la colonne sédimentaire de nombreuses discontinuités qui conduisent efficacement les fluides (Fig. C.5 et p. 291, Fig. 5.48) : 1) les surfaces d'érosion de canyons actuels ou enfouis ; 2) les cicatrices latérales d'arrachements de slumps ; 3) les interfaces chenal-levées des chenaux turbiditiques ; 4) les failles majeures qui structurent la marge ; 5) le biseau des hydrates de gaz ; 6) les failles d'extrados de diapir ; 7) les failles de l'intervalle Hach-Faill ; 8) les fentes d'extension générées par le fluage gravitaire de la couverture sédimentaire.

Pour chacune de ces structures, nous avons montré que **l'organisation des sorties de fluides sur le fond de l'eau est directement un indicateur du chemin suivi par les fluides ou mime la morphologie de la source enfouie dont ils sont issus**. De manière générale, la migration le long de ces discontinuités représente un court-circuit à la combinaison concentration-redistribution dans les réservoirs, en amenant les fluides plus rapidement vers la surface. Cela signifie que les sorties de fluides « orphelines », c'est-à-dire non reliées à un réservoir enfoui, n'existent pas.

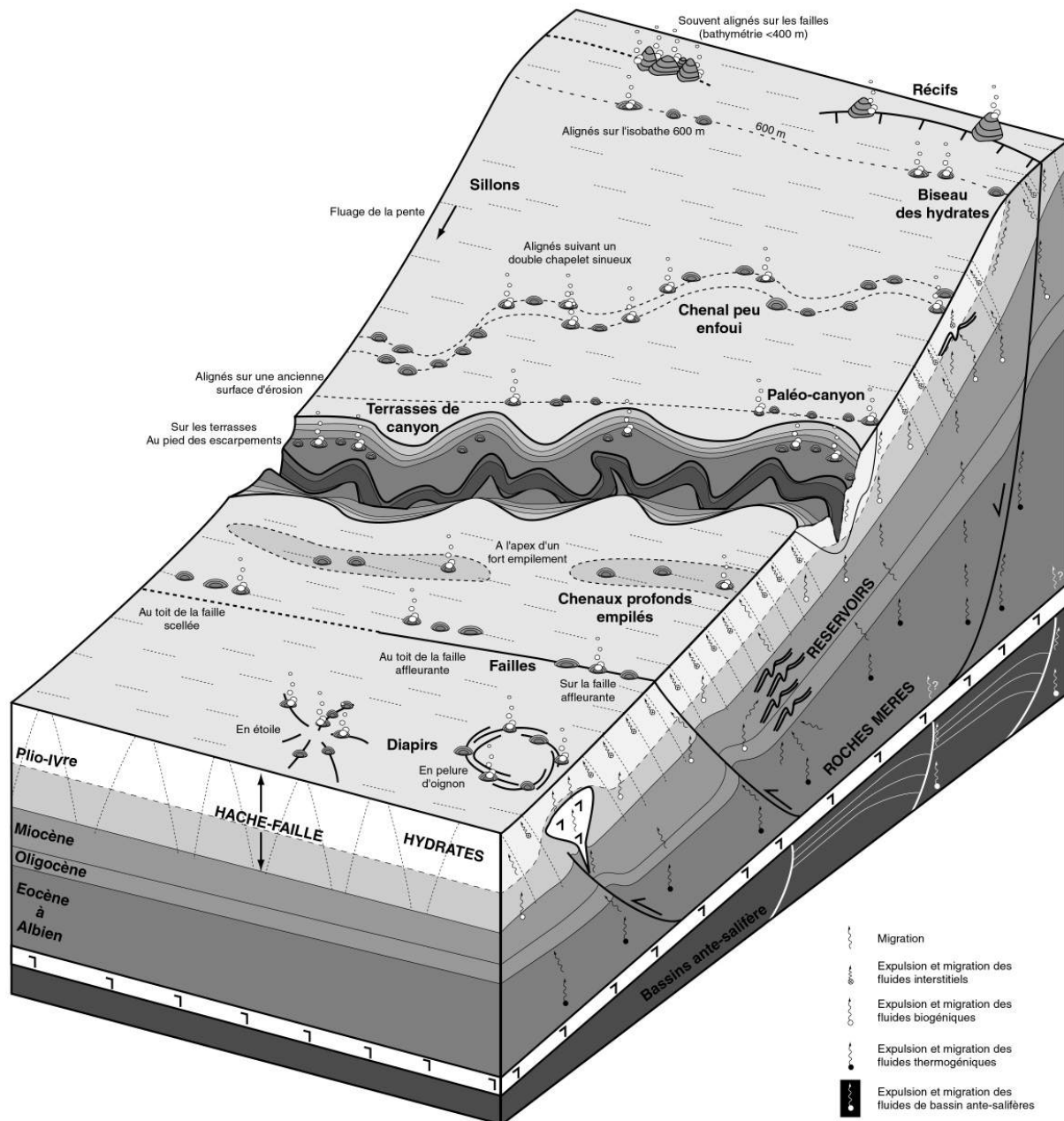


Figure C. 5 : Schéma de synthèse de la marge Ouest-Africaine représentant les types de sorties de fluides sur le fond de l'eau en fonction : 1) de leur position sur la pente, 2) du chemin suivi par les fluides, 3) de l'origine des fluides et 4) de la profondeur du réservoir intermédiaire.

### 13. RELATION ENTRE SORTIES DE FLUIDES SUR LE FOND DE LA MER ET INTENSITÉ DU FLUX ASCENDANT DE METHANE.

A travers cette étude, nous montrons que le méthane, qu'il soit produit par craquage thermique en profondeur ou par dégradation de la matière organique dans la zone de méthanogenèse, est le fluide principal qui migre à travers la colonne sédimentaire. Lorsqu'il atteint la base de la zone de réduction des sulfates, normalement vers 10 m de profondeur, il a agit suivant la réaction fondamentale :



Les produits de cette réaction, sulfures et ions bicarbonates en particulier, interagissent avec les fluides interstitiels, l'eau de mer et l'encaissant sédimentaire et précipitent respectivement sous la forme de sulfures de fer et de carbonates. Les plongées en submersibles et les prélèvements *in situ* ont permis de montrer que des communautés chimiosynthétiques endémiques vivaient sur ces sites d'affleurement de fluides et qu'elles étaient dépendantes soit des sulfures soit du méthane qui pouvait, s'il était en excès, atteindre le fond de la mer.

Nous avons montré en particulier que **l'organisation spatiale des communautés biologiques et la nature minéralogique des précipitations définissent une répartition concentrique des faciès sur le fond de l'eau** dépendante de la nature des fluides expulsés (Fig. C.6 ou Fig 3.94 p. 202) :

- **le faciès A** : il caractérise un faciès hiéroglyphique de pente que l'on retrouve communément hors contexte de sorties de fluides. La bioturbation est faible ainsi que la réductivité. La concentration en méthane dissous dans l'eau de fond est inférieure à 0.01 µl/l.

- **le faciès A'** : il montre une bioturbation beaucoup plus importante, caractérisée par de nombreux terriers de vers fousseurs qui construisent parfois des monticules d'une vingtaine de cm de haut. Des holothuries peuvent être présentes en très grand nombre. Ce faciès à la réductivité faible se situe à la périphérie des zones de sortie de fluides.

- **le faciès B** : il est caractérisé par des sédiments r du its sur lesquels des voiles bactériennes blanches peuvent s'installer. De nombreuses coquilles de V sicomyid s sont souvent associées à ce faciès, ce qui montre que les sulfures sont produits à partir des fluides expulsés (la concentration en méthane est inférieure à 5 µl/l). Ces champs de V sicomyid s sont responsables d'une anomalie de réductivité moyenne sur le fond.

- **le faciès C** : il présente les mêmes caractéristiques que le faciès B, mais des placages d'encroûtements, de 10 à 20 cm de haut, couvrent le fond de l'eau. La concentration en méthane dissous dans les eaux de fond est supérieure à 5 µl/l. La présence des encroûtements carbonatés génère une anomalie forte de réductivité.

- **le faciès C'** : il s'agit du même faciès que le faciès C, mais les encroûtements construisent ici de véritables dômes de plus de 4 m de haut. La concentration forte en méthane, supérieure à 20 µl/l, permet l'installation de vers tubicoles Vestimentifères qui se fixent sur les encroûtements carbonatés. La réductivité de ce faciès est très forte.

La répartition concentrique de ces faciès peut être expliquée par le fait **que le flux ascendant de méthane a tendance à relever la base de la zone de réduction des sulfates**. Dans le cas d'un flux modéré, seuls les sulfures produits au niveau de l'interface sulfate-méthane (SMI) atteignent le fond de l'eau. Dans le cas d'un flux important, la réduction complète du méthane par les bactéries n'a pas le temps d'être réalisée et l'expulsion des sulfures non formés est repoussée vers la périphérie. Le méthane en excès peut alors s'accumuler au centre de la zone de sortie de fluides.

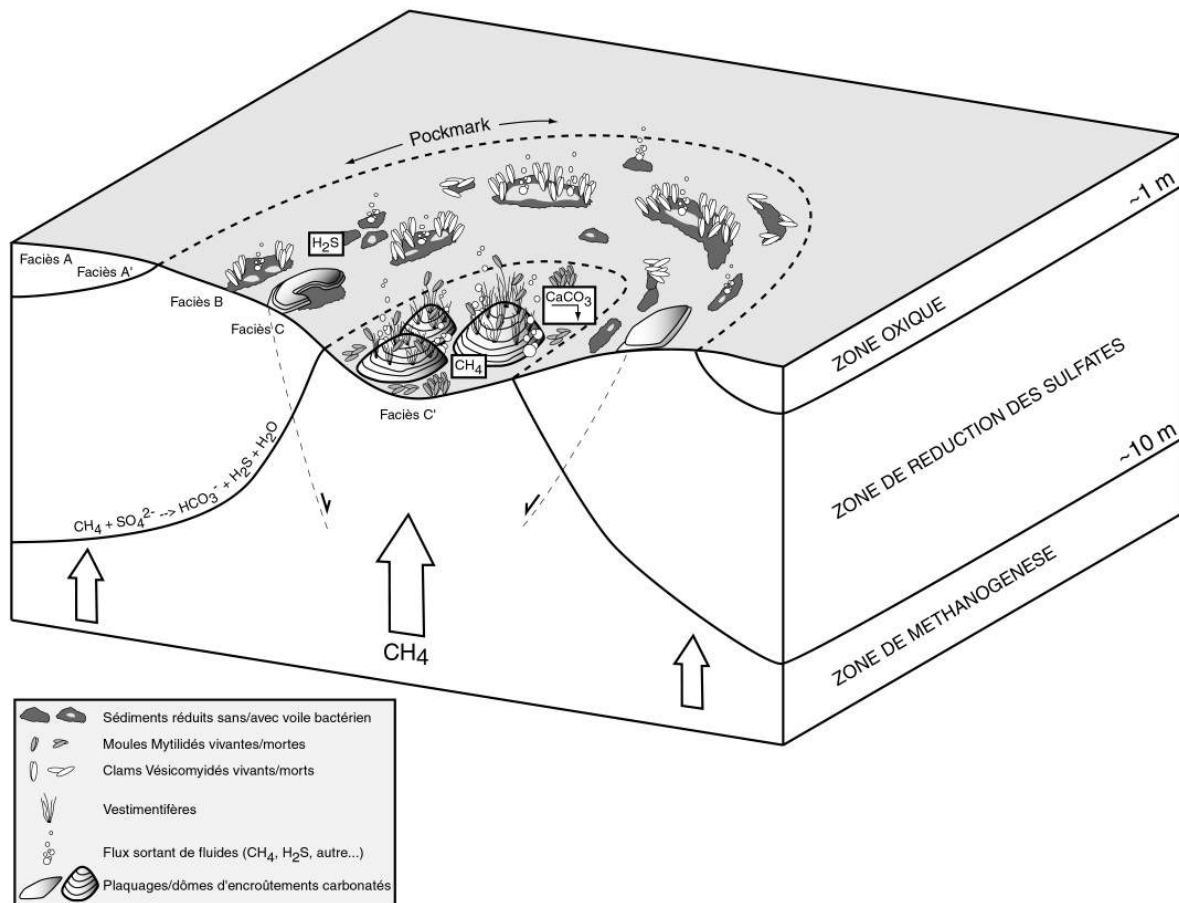


Figure C. 6 : Bloc diagramme représentant la répartition concentrique des faciès sur le fond de l'eau en fonction du flux ascendant de méthane.

En outre, ces observations confirment que **les hydrates**, solides cristallins composés d'eau et de méthane, **ne peuvent pas se former dans les dix premiers mètres de sédiments à partir d'une production diffuse puisque tout le méthane y est consommé**, contrairement à ce que prévoient leurs conditions thermodynamiques de stabilité. Ainsi, le sommet des hydrates coïncide avec la base de la zone de réduction des sulfates. **Les seuls endroits où les hydrates peuvent affleurer sur le fond de l'eau correspondent aux zones dans lesquelles l'immigration de méthane est intense.** Nous avons confirmé cette organisation par le prélèvement de carottes sur un site actif qui a montré des hydrates à l'affleurement au centre de la zone de sortie de fluides, alors qu'ils n'ont été trouvés qu'à 6-8 m de profondeur vers la périphérie de ce site.

#### 14 ORGANISATION TEMPORELLE ET CYCLICITE DES EXPULSIONS DE FLUIDES

L'étude des sorties de fluides actuelles ne fournissant qu'une vision très brève, voire même instantanée, des processus, **nous avons recherché des analogues de ces systèmes dans les séries anciennes à l'affleurement** afin de mieux contraindre leur répartition et leur évolution dans le temps.

Dans le bassin du Sud-Est de la France, des concrétions et des bioconstructions carbonatées, caractérisées par des minéralisations et un type et une densité de faune originales, ont été identifiées dans les marnes callovo-oxfordiennes du Jurassique (Gaillard, 1985 ; Rolin, 1987 ; Rolin, 1990). **Nous avons montré que ce site présente une bonne analogie en terme de contexte géodynamique, paléogéographique et sédimentaire avec les sites actifs du Bassin du Congo.** En particulier, les bioconstructions se développent sur des marnes de pente, au droit de failles de socle qui limitent différents blocs subsidés de la marge Téthys-Ligure. Ce travail a permis de faire le lien entre les différentes expressions sur le fond de la mer et les architectures des conduits :

**- les concrétions tubulaires** ont été interprétées comme étant des conduits de fluides, dont **le cœur minéralisé a enregistré l'histoire de leur circulation.** L'étude détaillée de ces minéralisations montre que ces conduits se sont formés très superficiellement dans des sédiments non consolidés et qu'ils ont continué à fonctionner au cours de leur enfouissement, traversant progressivement la zone de réduction des sulfates puis la zone des hydrates et du gaz libre (p. 320, Fig. 6.15).

**- des édifices bio-construits empilés** marquent la **proximité de l'expulsion de fluides.** Ces édifices sont bordés de champs de nodules carbonatés dont la présence marque la réelle extension de la zone de sortie de fluides. A plus grande échelle, nous avons montré que **l'organisation spatio-temporelle des édifices avec leurs nodules associés évoque la zone de sortie de fluides gâte (le pockmark « REGAB »)** que nous avons identifiée à grande profondeur dans le bassin du Congo (p. 361, Fig. 6.54). D'autre part, l'analyse verticale des faciès sédimentologiques, minéralogiques et paléontologiques a confirmé que l'évolution d'un site de sortie de fluides enregistre en particulier l'intensité du flux de méthane mis (p. 363, Fig. 6.55 à 6.58), ce qui nous permet de proposer un modèle d'évolution d'une sortie de fluides :

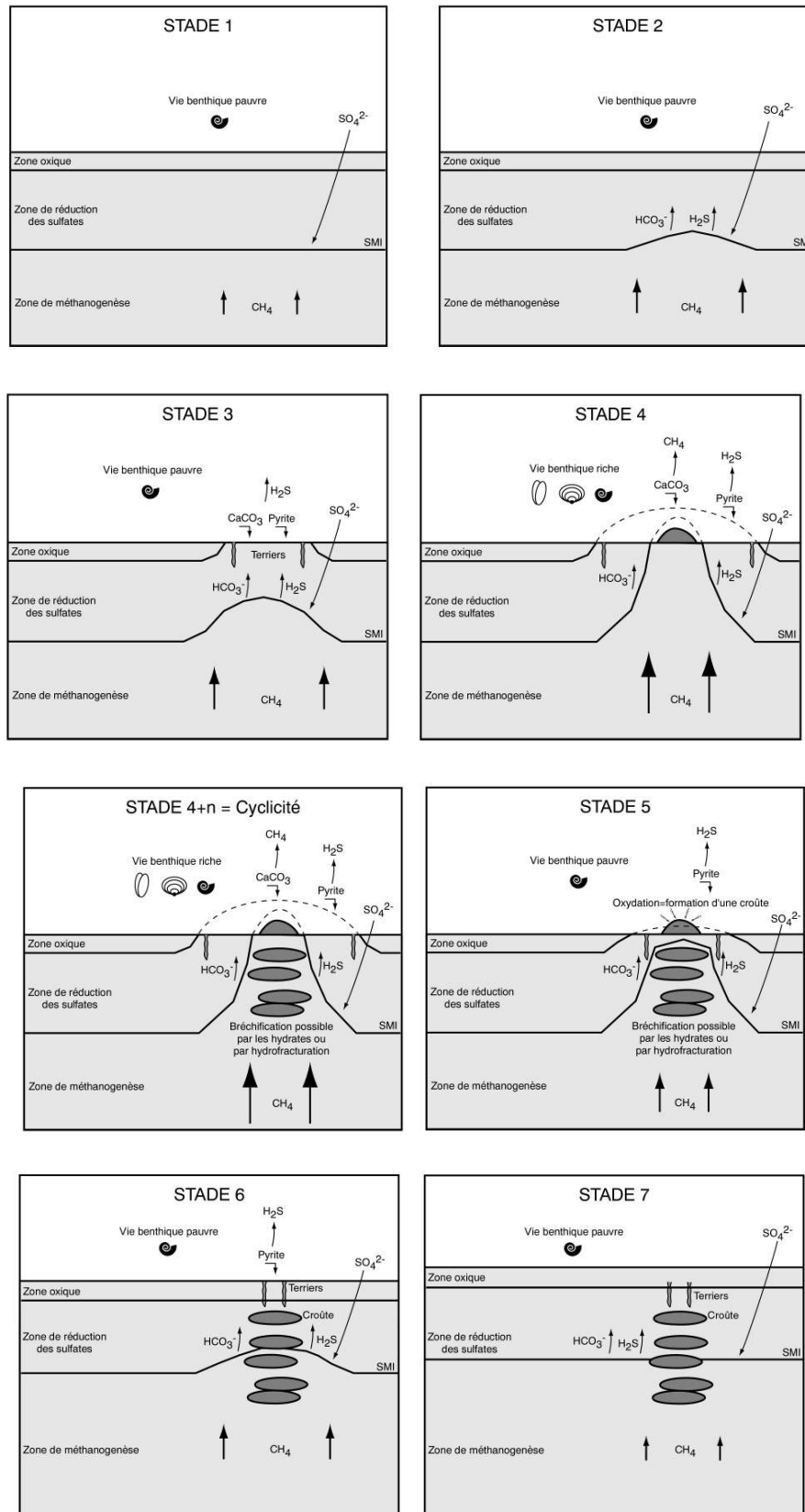


Figure C. 7 : Mod le d'évolution d'une zone de sortie de fluides. L'empilement des lentilles carboantées traduit la cyclicité de l'expulsion des fluides.



## 2 LES PERSPECTIVES

L'étude que nous avons réalisée sur des sites actuels dans le Bassin du Congo et sur un site fossile dans le Bassin du Sud-Est de la France nous a permis de **préciser le degré d'analogie** entre ces deux systèmes : le contexte géodynamique, l'organisation des conduits minéraux et des bioconstructions, la dimension des sites et des édifices ou encore la nature, la densité et la distribution de la faune chimiosynthétique endémique. Tandis que l'étude des sites actuels ne nous fournit qu'une vision brève des processus de migration et d'expulsion en cours des fluides, **l'étude des sites fossiles nous a permis de comprendre l'évolution de ces processus dans le temps.**

Afin de mieux répondre aux nombreuses questions qui sont apparues au cours de ce travail, nous proposons d'approfondir l'analyse comparative de sites actuels et fossiles à partir d'une approche multidisciplinaire. Ce travail pourrait être développé en cinq points :

### 2.1 LA DURÉE DE VIE D'UN SITE D'EXPULSION DE FLUIDES

Grâce à un calcul simple basé sur les taux moyens de sédimentation et sur la durée des zones à ammonites, il devrait être possible d'**valuer la pérennité d'un site d'expulsion** de fluides. Cependant, la colonisation d'un site par des espèces endémiques dépend de leur capacité de dispersion d'un site à un autre. Dès lors que l'expulsion de fluides est initiée, nous ne savons pas si l'activité biologique débute aussitôt. Dans le cas contraire, **combien de temps s'écoule-t-il entre le début de l'expulsion de fluides et la colonisation par des espèces endémiques ?**

Il conviendrait ainsi de **rechercher des marqueurs minéralogiques ou géochimiques de l'expulsion précoce** des fluides à la base des édifices bioconstruits fossiles de manière à identifier le début de la mise en place d'un tel système, avant le développement des communautés biologiques. Cette démarche permettrait ainsi de **préciser les indices précurseurs et la durée de vie du site.**

Ce critère permettrait également d'**identifier les sites immatures sur le fond de l'eau des bassins actuels** et de voir s'il existe un signal sur l'imagerie du fond de la mer (réflectivité, amplitude sismique 3D etc...) ?

### 2.2 LE MODE DE MIGRATION DES FLUIDES

Des hydrocarbures plus lourds, en particulier des huiles liquides, ont été identifiés sur certains sites d'expulsion. Bien que quelques travaux aient montré que certaines bactéries pouvaient utiliser des chaînes carbonées plus complexes que le méthane ou les sulfures pour leur métabolisme, il serait intéressant de **savoir si des communautés chimiosynthétiques spécifiques vivent aux dépens d'hydrocarbures plus lourds.**

D'autre part, **le mode de migration des fluides à travers la matrice sédimentaire n'est toujours pas clairement identifié.** Est-ce que cette migration est contrôlée par : 1) la

nature des fluides (hydrocarbures plus ou moins lourds) et 2) la nature des sédiments (granulométrie et/ou composition) ?

Nous avons vu que les hydrates représentaient un obstacle à la migration des fluides. Cependant, cet intervalle semble moins imperméable pour les fluides légers que pour les fluides plus lourds. Il serait intéressant de **tester le mode de migration de ces différents fluides à travers la matrice sédimentaire, en particulier lorsque la porosité est déjà occupée par des molécules d'hydrates**. La plupart des sites d'expulsion actuels sont associés à des niveaux d'hydrates sous-jacents. Les sites fossiles à l'affleurement sont-ils associés également à des niveaux d'hydrates et, si oui, comment ces niveaux s'expriment-ils ? Nous avons identifié des **niveaux bréchifiés** à la base des édifices bioconstruits qui pourraient représenter des **paléo-niveaux d'hydrates**. Afin de confirmer cette hypothèse, il faudrait : **1) comparer le faciès de ces brèches (hydrauliques ?) avec un faciès actuel à hydrates** (ce qui est très difficile car la carotte devra être remontée en conservant les conditions de pression et de température) et **2) réaliser des analyses géochimiques sur les inclusions fluides des minéraux ayant précipité dans les veines minéralisées de ces brèches**.

### **23 LA CYCLICITE DE L'EXPULSION DE FLUIDES**

Nous avons vu sur le site fossile du Bassin du Sud-Est que les édifices bioconstruits étaient composés d'un **empilement de plusieurs lentilles carbonatées, traduisant ainsi une périodicité de l'intensité du flux ascendant de fluides** de l'ordre de quelques milliers d'années. Par ailleurs, le modèle de valves sismiques développé par Sibson (1992) montre que la surpression induite dans un compartiment scellé peut conduire à la fracturation de la couverture et à une expulsion périodique des fluides surpressés. Les édifices bioconstruits se situant principalement au droit de failles syn-sédimentaires, **l'empilement de lentilles carbonatées représente-t-il l'enregistrement en surface du fonctionnement de type valve sismique le long de la faille ?**

Le programme Grands-Fonds, développé par l'Ifremer, permettra de mesurer in-situ l'état des fluides interstitiels dans les premières dizaines de mètres de la colonne sédimentaire. Ainsi, **des mesures répétées sur un même site montreront peut-être une cyclicité de la surpression des fluides**, indiquant que cette surpression est relâchée périodiquement à travers une expulsion de fluides.

Un autre moyen de détecter cette cyclicité serait d'**étudier les coquilles de certains bivalves** (sur des sites actuels ou fossiles) **qui semblent sensibles à l'intensité d'écoulement de fluides** en précipitant alternativement de l'aragonite et de la calcite magnésienne dans les cercles de croissance annuels de leur coquille.

### **24 LA QUANTIFICATION DU FLUX DE FLUIDES**

Les mesures de concentration de fluides (méthane, sulfures ou autres) dans les sédiments et dans la colonne d'eau permettent seulement d'obtenir des valeurs ponctuelles.

**Pour terminer le flux relatif de fluides, il est nécessaire de mesurer ces concentrations sur une période de temps suffisamment longue.** Serait-il possible alors de corriger ce flux de fluides avec la concentration de faune et/ou avec le volume d'encroûtements carbonatés présents sur le site ? Dans ce cas, il serait intéressant de rechercher tous les sites fossiles d'un bassin sur une période de temps donnée et d' **valuer ainsi le volume total de fluides expulsés** au cours de cette période. Le méthane en particulier tant un gaz à effet de serre, une telle démarche à l'échelle globale permettrait peut-être de mieux contraindre les modèles climatologiques ou d'environnements de dépôt à certaines périodes clés de l'histoire de la terre.

Pour réaliser des mesures de concentration en continu, **il faudra envisager d'instrumenter un site.** Cela signifie, laisser des outils de mesure (flux de chaleur, concentration en méthane, salinité, chlorinité, pH, sulfates et sulfures, calcium, magnésium, strontium, silice, phosphates, sodium, potassium et température des eaux de fond) sur un site pilote pendant une longue période de temps (au moins un an) et permettant de récupérer les données régulièrement. L'Ifremer développe actuellement un système de cloche à fluides qui, placé au-dessus d'une zone de sortie de fluides, permettra de mesurer tout ou partie de ces paramètres.

## **25. L'ACQUISITION PRECOCE DE LA FABRIQUE SEDIMENTAIRE**

Nous avons montré qu'une très grande partie de la fabrique post-dépôt du remplissage des bassins (intervalle Hach -Faill ) est acquise de manière précoce pendant la phase de compaction-lithification. **La mise en place de cette fabrique est couplée à une mise en mouvement organisée et continue des fluides géologiques** (à partir d'un ensemble de réservoirs stratifiés) qui empruntent successivement les mêmes chemins pour parfois atteindre et interagir avec le fond de l'eau.

La compréhension de cette étape paraît ainsi fondamentale puisqu'elle va contraindre/contrôler ensuite une part importante de l'histoire géologique du bassin, de sa déformation jusqu'à son inversion, et toutes les circulations de fluides postérieures (hydrogéologiques et thermogéologiques), y compris les transferts anthropiques de contaminants.

Les outils modernes de l'analyse de bassin (Sismique 3D, bathymétrie grands fonds, carottages instrumentés, submersibles), développés maintenant dans le monde professionnel et académique, vont permettre de **préciser la fabrique de la pile sédimentaire et la distribution des fluides** depuis le fond de l'eau grâce à l'analyse des attributs de la sismique 3D et de l'imagerie bathymétrique. La connaissance géophysique de ces objets sera couplée à un **retour clair sur le terrain de manière à rechercher, préciser et mieux comprendre les architectures visibles à l'affleurement** (champ de fractures, figures post-sédimentaires, veines, filons, nodules).

D'autre part, le système de sismique embarqué sur le ROV (en cours de développement à l'Ifremer) permettra d'obtenir une résolution accrue des architectures dans

les zones de sortie de fluides et de mieux les comparer avec le système de lentilles carbonatées empilées qui ont été reconnues sur les sites fossiles.

Cette approche intégrée devrait permettre de **contraindre la dynamique de l'évolution post-orogénique positionnelle de la pile sédimentaire et des fluides contenus** et de préciser le lien génétique entre les différentes structures et l'histoire du bassin.



## **REFEREN CES BIBLIOGRAPHIQUES**

## A

- Abegg, F. and Anderson, A.L., 1997. The acoustic turbid layer in muddy sediments of Eckernförde Bay, Western Baltic: methane concentration, saturation and bubble characteristics. *Marine Geology*, Vol. 137: p. 137-147.
- Abrams, M.A., 1996. Distribution of subsurface hydrocarbon seepage in near-surface marine sediments. In: D. Schumacher and M.A. Abrams (Editors), *Hydrocarbon Migration and its near-surface expression*. AAPG Memoir, Vol. 66, p. 1-14.
- Abrams, M.A., 1992. Geophysical and geochemical evidence for subsurface hydrocarbon leakage in the Bering Sea, Alaska. *Marine and Petroleum Geology Bulletin*, Vol. 9: p. 208-221.
- Aharon, P. and Fu, B., 2000. Microbial sulfate reduction rates and sulfur and oxygen isotope fractionations at oil and gas seeps in deepwater Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64(No. 2): p. 233-246.
- Aharon, P. *et al.*, 1997. Radiometric dating of submarine hydrocarbon seeps in the Gulf of Mexico. *GSA bulletin*, Vol. 109(No. 5): p. 568-579.
- Aharon, P., 1994a. Carbon and oxygen isotope tracers of submarine hydrocarbon emission: Northern Gulf of Mexico. *Israel Journal of Earth Sciences*, Vol. 43: p. 157-164.
- Aharon, P., 1994b. Geology and biology of modern and ancient submarine hydrocarbon seeps and vents. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14(No. 2/3): p. 69-230.
- Aharon, P. and Sen\_Gupta, B.K., 1994. Bathymetric reconstructions of the Miocene-age "calcarei a Lucina" (Northern Apennines, Italy) from oxygen isotopes and benthic Foraminifera. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 219-230.
- Aharon, P. *et al.*, 1992a. Dissolved carbon and D13C anomalies in the water column caused by hydrocarbon seeps on the northwestern Gulf of Mexico slope. *Geo-Marine Letters*, Vol. 12: p. 33-40.
- Aharon, P. *et al.*, 1992b. Submarine venting of brines in the deep Gulf of Mexico: Observations and geochemistry. *Geology*, Vol. 20: p. 483-486.
- Albert, D.B. *et al.*, 1998. Biogeochemical processes controlling methane in gassy coastal sediments- Part 2: groundwater flow control of acoustic turbidity in Eckernförde Bay Sediments. *Continental Shelf Research*, Vol. 18: p. 1771-1793.
- Aloisi, G. *et al.*, 2000. Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 184: p. 321-338.
- Aminzadeh, F. *et al.*, 2001. Using gas chimneys as an exploration tool. *World Oil*, May 2001: p. 50-56.
- Anderson, A.L. *et al.*, 1998. Bubble populations and acoustic interaction with the gassy floor of Eckernförde Bay. *Continental Shelf Research*, Vol. 18: p. 1807-1838.
- Anderson, A.L. and Hampton, L.D., 1980. Acoustics of gas bearing sediment. *Journal of Acoustical Society of America*, Vol. 67: p. 1865-1903.

- Anderson, J.E. *et al.*, 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*, Vol. 17: p. 1165-1203.
- Anderson, R.K. *et al.*, 1983. Seep oil and gas in Gulf of Mexico slope sediment. *Science*, Vol. 222: p. 619-622.
- Andreassen, K. *et al.*, 1997. Amplitude versus offset modeling of the bottom simulating reflection associated with submarine gas hydrates. *Marine Geology*, Vol. 137: p. 25-40.
- Andreassen, K. *et al.*, 1995. Seismic studies of a bottom simulating reflection related to gas hydrate beneath the continental margin of the Beaufort Sea. *JGR*, Vol. 100(No. B7): p. 12659-12673.
- Arthur, M.A. *et al.*, 1982. Geochemical and paleobiological evidence for the submarine spring origin of carbonate mounds in the Pierre Shale (Cretaceous) of Colorado. *GSA Abstracts with Programs*, Vol. 14: p. 435.
- Artru, P., 1972. Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). *Stratigraphie - Sédimentologie - Géochimie*. Thèse d'Etat, Lyon, Lyon, 173 p.
- Artru, P. and Gauthier, J., 1966. Etude géochimique d'une séquence des Terres Noires. Application au problème de l'écologie des spongiaires constructeurs. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. XIII(sér. 7 No. 3): p. 337-470.
- Audet, D.M., 1996. Compaction and overpressuring in Pleistocene sediments on the Louisiana Shelf, Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 13(No. 5): p. 467-474.

## **B**

- Babonneau, N. *et al.*, 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 19: p. 445-467.
- Bagirov, E. and Lerche, I., 1997. Hydrates represent gas source, drilling hazard. *Oil and Gas Journal*, Décembre: p. 99-104.
- Ballard, R.D., 1984. The exploits of Alvin and Angus: Exploring the East Pacific Rise. *Oceanus*, Vol. 27(No. 3): p. 7-14.
- Baraza, J. *et al.*, 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, Vol. 155: p. 191-215.
- Baraza, J. and Ercilla, G., 1996. Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 13(No. 2): p. 253-261.
- Barker, P.F. and Burrell, J., 1982. The influence upon Southern Ocean circulation, sedimentation and climate of the opening of the Drake passage. In: C. Craddock (Editor), *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press. 377-385.



- Barnhardt, W.A. *et al.*, 1997. Stratigraphic evolution of the inner continental shelf in response to late Quaternary relative sea-level change, northwestern Gulf of Maine. *GSA bulletin*, Vol. 109(No. 5): p. 612-630.
- Barry, J.P. *et al.*, 1996. Biologic and geologic characteristics of cold seeps in Monterey Bay, California. *Deep-Sea Research I*, Vol. 43(No. 11/12): p. 1739-1762.
- Bartek, L.R. and Vail, P.R., 1991. Effect of Cenozoic ice sheet fluctuations in Antarctica on the stratigraphic signature of the Neogene. *JGR*, Vol. 96: p. 6753-6778.
- Baylis, S.A. *et al.*, 1997. The origin of unusual gas seeps from onshore Papua New Guinea. *Marine Geology*, Vol. 137(No. 1/2): p. 109-120.
- Beauchamp, B. *et al.*, 1989. Cretaceous cold seep communities and methane-derived carbonates in the Canadian Arctic. *Science*, Vol. 244: p. 53-56.
- Belka, Z., 1998. Early Devonian Kess-Kess carbonate mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 68: p. 368-377.
- Berkson, J.M. and Clay, C.S., 1973. Syneresis origin of valleys on the floor of Lake Superior. *Nature*, Vol. 245: p. 89-91.
- Bernard, B.B., 1979. Methane in marine sediments. *Deep Sea Research*, Vol. 26A: p. 429-443.
- Bernard, B.B. *et al.*, 1978. Light hydrocarbons in recent continental shelf and slope sediments. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83: p. 4053-4061.
- Bernard, P.B. and Westrich, J.T., 1984. The dependence of bacterial sulfate reduction on sulfate concentration in marine sediments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, Vol. 48: p. 2503-2516.
- Berner, R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 48: p. 605-615.
- Berner, R.A., 1980. A rate model for organic matter decomposition during bacterial sulfate reduction in marine sediments, *Biochemistry of Organic Matter at the Sediment-Water Interface*. CNRS, Francep. 35-44.
- Berner, R.A., 1978. Sulfate reduction and the rate of deposition of marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 37: p. 492-498.
- Berti, M. *et al.*, 1994. Hydrocarbon-derived imprints in olistostromes of the Early Serravallian Marnoso-arenacea Formation, Romagna Apennines (northern Italy). *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 192-200.
- Bishop Stump, B. and Flemings, P.B., 2000. Overpressure and fluid flow in dipping structures of the offshore Gulf of Mexico (E.I. 330 field). *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: p. 23-28.
- Bitzer, K. *et al.*, 2000. Fluid pressure, flow velocities and transport processes in a consolidating sedimentary column with transient hydraulic properties. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: p. 127-131.

- Bizarro, P., 1998. Subcircular features and autotracking artefacts in 3D seismic interpretation: a case study from central North Sea. *Petroleum Geoscience*, Vol. 4/2: p. 173-179.
- Boe, R. *et al.*, 2000. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, Vol. 167: p. 147-165.
- Boe, R. *et al.*, 1998. Elongate depressions on the southern slope of the Norwegian trench (Skagerrak) : morphology and evolution. *Marine Geology*, Vol. 146: p. 191-203.
- Boetius, A. *et al.*, 2000. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, Vol. 407: p. 623-626.
- Bolton, A. and Maltman, A., 1998. Fluid-flow pathways in actively deforming sediments: the role of pore fluid pressures and volume change. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 15(No. 4): p. 281-297.
- Boltovskoy, E., 1980. The age of the Drake passage. *Alcheringa*, Vol. 4: p. 289-297.
- Bonham, L.C., 1980. Migration of hydrocarbons in compacting basins. *AAPG bulletin*, Vol. 64: p. 549-567.
- Borowski, W.S. *et al.*, 1999. Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments : sensitivity to underlying methane and gas hydrates. *Marine Geology*, Vol. 159: p. 131-154.
- Borowski, W.S. *et al.*, 1997. Carbon cycling within the upper methanogenic zone of continental rise sediments: An example from the methane-rich sediments overlying the Blake Ridge gas hydrate deposits. *Marine Chemistry*, Vol. 57: p. 299-311.
- Borowski, W.S. *et al.*, 1996. Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. *Geology*, Vol. 24(No. 7): p. 655-658.
- Boudreau, B.P. and Westrich, J.T., 1984. The dependence of bacterial sulfate reduction on sulfate concentration in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 48: p. 2503-2516.
- Bouriak, S. *et al.*, 2000. Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Voring Plateau, offshore Norway. *Marine Geology*, Vol. 163: p. 125-148.
- Bourseau, J.P., 1977. L' Oxfordien moyen à nodules des "Terres Noires" de Beauvoisin (Drôme). *Nouvelles Archives du Muséum d' Histoire Naturelle de Lyon*, Fascicule 15: 116 p.
- Brachert, T.C. *et al.*, 1992. Controls of mud mound formation: the Early Devonian Kess-Kess carbonates of Hamar Laghdad, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, Vol. 81: p. 15-44.
- Brice, S.E. *et al.*, 1982. Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence: Cabinda, Angola. In: W.a. Drake (Editor), *Studies in Continental Margin Geology*. AAPG, Memoir 34, p. 5-18.

- Brooks, J.M. *et al.*, 1999. The nature of gas hydrates on the Nigerian Continental Slope. Third international conference of gas hydrates (18-22 July). Park City, Utah. Annals of the New-York academy of sciences.
- Brooks, J.M. *et al.*, 1991. Observations of gas hydrates in marine sediments, offshore northern California. *Marine Geology*, Vol. 96: p. 103-109.
- Brooks, J.M. *et al.*, 1987. Deep-sea hydrocarbon seep communities: Evidence for energy and nutritional carbon sources. *Science*, Vol. 238: p. 1138-1142.
- Brooks, J.M. *et al.*, 1984. Thermogenic gas hydrates in the Gulf of Mexico. *Science*, Vol. 225: p. 409-411.
- Brooks, J.M. *et al.*, 1983. Molecular and isotopic compositions of hydrocarbons at site 533, Deep Sea Drilling Project leg 76. In: R.E. Sheridan, F.M. Gradstein and e. al (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., Vol. 76, p. 377-389.
- Brooks, J.M. *et al.*, 1979. Natural gas seepage on the south Texas shelf. Offshore Technology Conference. Houston, Texas. OTC-3411, p. 471-478.
- Brothers, R.J. *et al.*, 1996. Mechanical development of vein structures due to the passage of earthquake waves through poorly-consolidated sediments. *Tectonophysics*, Vol. 260: p. 227-244.
- Brown, A., 2000. Evaluation of possible gas microseepage mechanisms. *AAPG Bulletin*, Vol. 84(No. 11): p. 1775-1789.
- Brown, K.M. *et al.*, 1996. The nature, distribution and origin of gas hydrate in the Chile Triple Junction region. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 139: p. 471-483.
- Brown, K.M. and Westbrook, G.K., 1988. Mud diapirism and subcretion in the Barbados ridge accretionary complex: the role of fluids in accretionary processes. *Tectonics*, Vol. 7: p. 613-640.
- Buffett, B.A. and Zatsepina, O.Y., 2000. Formation of gas hydrate from dissolved gas in natural porous media. *Marine Geology*, Vol. 164: p. 69-77.
- Burley, S.D. *et al.*, 2000. New insights on petroleum migration from the application of 4D basin modelling in oil and gas exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: p. 465-470.
- Burollet, P.F., 1975. Tectonique en radeaux en Angola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. XXII: p. 503-504.
- Butenko, J. and Barbot, J.P., 1979. Geological hazards related to offshore drilling and construction in the Orinoco River Delta, Venezuela, Paper 3395. *Proceedings OTC*, Vol. 11(No. 1): p. 323-329.

## C

- Callender, W.R. and Powell, E.N., 1999. Why did ancient chemosynthetic seep and vent assemblages occur in shallower water than they do today ? *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 88(No. 3): p. 377-391.

- Campbell, K.A. and Bottjer, D.J., 1995. Brachiopods and chemosymbiotic bivalves in Phanerozoic hydrothermal vent and cold seep environments. *Geology*, Vol. 23(No. 4): p. 321-324.
- Campbell, K.A. and Bottjer, D.J., 1993. Fossil cold seeps (Jurassic-Pliocene) along the convergent margin of Western North America. *National Geographic Research and Exploration*, Vol. 9(No. 3): p. 326-343.
- Campbell, K.A., 1992. Recognition of a Mio-Pliocene cold seep setting from the northeast Pacific convergent margin, Washington, U.S.A. *Palaios*, Vol. 7: p. 422-433.
- Carlisle, C.T. *et al.*, 1975. Distribution of light hydrocarbon in seafloor sediments: correlations between geochemistry, seismic structure, and possible reservoir oil and gas. *OTC*, OTC 2341: p. 65-70.
- Carlson, P.R. *et al.*, 1985. Seismic and geochemical evidence for shallow gas in sediment on Navarin Continental Margin, Bering Sea. *AAPG Bulletin*, Vol. 69: p. 422-436.
- Carney, R.S., 1994. Consideration of the oasis analogy for chemosynthetic communities at Gulf of Mexico hydrocarbon vents. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 149-159.
- Carpenter, G., 1981. Coincident sediment slump/clathrate complexes on the U.S. Atlantic continental slope. *Geo-Marine Letters*, Vol. 1: p. 29-32.
- Carter, R.M., 1985. The mid-Oligocene Marshall paraconformity, New Zealand: coincidence with global eustatic sea-level fall or rise ? *Journal of Geology*, Vol. 93: p. 359-371.
- Cartwright, J. *et al.*, 2001. Salt dissolution and salt-related deformation of the Forth Approaches Basin, UK North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 18: p. 757-778.
- Cartwright, J.A. and Dewhurst, D.N., 1998. Layer-bound compaction faults in fine-grained sediments. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 110(No. 10): p. 1242-1257.
- Cartwright, J.A. and Lonergan, L., 1997. Seismic expression of layer-bound fault systems of the Eromanga and North Sea Basins. *Exploration Geophysics*, Vol. 28, p. 323-331.
- Cartwright, J. and Lonergan, L., 1996. Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: a mechanism for the development of regional-scale polygonal fault systems. *Basin Research*, Vol. 8: p. 183-193.
- Cartwright, J.A., 1994a. Episodic basin-wide fluid expulsion from geopressed shale sequences in the North Sea basin. *Geology*, Vol. 22: p. 447-450.
- Cartwright, J.A., 1994b. Episodic basin-wide hydrofracturing of overpressured Early Cenozoic mudrock sequences in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 11(no. 5): p. 587-607.
- Cary, S.G. *et al.*, 1988. Mussel growth supported by methane as sole carbon energy source. *Science*, Vol. 240: p. 78-80.
- Castrec, M. *et al.*, 1996. Major and trace element and Sr isotope constraints on fluid circulation in the Barbados accretionary complex. Part II: circulation rates and fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 142: p. 487-499.

- Cavagna, S. *et al.*, 1999. The role of bacteria in the formation of cold seep carbonates: geological evidence from Monferrato (Tertiary, NW Italy). *Sedimentary Geology*, Vol. 126: p. 253-270.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, London 625 p.
- Chen, F. and Yapa, P.D., 2001. Estimating hydrate formation and decomposition of gases released in a deepwater ocean plume. *Journal of Marine Systems*, Vol. 30: p. 21-32.
- Clari, P. *et al.*, 1994. Methane-derived carbonates and chemosymbiotic communities of Piedmont (Miocene, Northern Italy). An Update. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 201-209.
- Clark, J.F. *et al.*, 2000. Dissolved hydrocarbon flux from natural marine seeps to the southern California Bight. *JGR*, Vol. C105(No. 5): p. 11509-11522.
- Clausen, O.R. and Korstgard, J.A., 1993. Small scale faulting as an indicator of deformation mechanism in the Tertiary sediments of the northern Danish Central Trough. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15: p. 1343-1358.
- Claypool, G.E. and Kaplan, I.R., 1974. The origin and distribution of methane in marine sediments. In: I.R. Kaplan (Editor), *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum Press, New York p. 99-139.
- Clayton, C.J. *et al.*, 1997. Alteration of natural gas during leakage from a North Sea salt diapir field. *Marine Geology*, Vol. 137: p. 69-80.
- Clayton, C.J. and Dando, P.R., 1996. Comparison of seepage and seal leakage rates. In: D. Schumacher and M.A. Abrams (Editors), *Hydrocarbon migration and its near-surface expression*. AAPG Memoir, Vol. 66, p. 169-171.
- Cochonat, P. *et al.*, 2002. Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environment in the eastern Nankai accretionary wedge (KAIKO-Tokai' 96 cruise) *Marine Geology*, Vol. 187: p. 193-202.
- Cole, D. *et al.*, 2000. Giant irregular pockmark craters in the Palaeogene of the Outer Moray Firth Basin, UK North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 17: p. 563-577.
- Commeau, R.S. *et al.*, 1987. Chemistry and mineralogy of pyrite-enriched sediments at a passive margin sulfide brine seep: Abyssal Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 82: p. 62-74.
- Cooper, C.K., 1999. Ocean currents offshore Northern Angola. OTC, paper 10749.
- Coren, F. *et al.*, 2001. Gas hydrate physical properties imaging by multi-attribute analysis - Blake Ridge BSR case history. *Marine Geology*, Vol. 178: p. 197-210.
- Corliss, J.B. *et al.*, 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science*, Vol. 203: p. 1073-1083.
- Corselli, C. and Basso, D., 1996. First evidence of benthic communities based on chemosynthesis on the Napoli mud volcano (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, Vol. 132(No. 1/4): p. 227-239.

## D

- Dando, P.R. and Hovland, M., 1992. Environmental effects of submarine seeping natural gas. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1197-1207.
- Dando, P.R. *et al.*, 1991. Ecology of a North Sea pockmark with an active methane seep. *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 70: p. 49-63.
- Dardeau, G. *et al.*, 1990. Halocin se et jeu de blocs dans les Baronnies: Diapirs de Propiac, Montaulieu, Condorcet (Département de la drôme, France). *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production d' Elf-Aquitaine*, Vol. 14(No. 1): p. 111-159.
- Dardeau, G., 1988. Tethyan evolution and Alpine reactivation of Jurassic extensional structures in the French "Alpes Maritimes". *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 8(No. 4): p. 651-657.
- Dardeau, G. *et al.*, 1988. Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l' Oxfordien dans le Bassin du Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 8 t. IV(No. 5): p. 771-777.
- Davis, A.M., 1992. Shallow gas: an overview. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1077-1079.
- Debrand-Passard, S. *et al.*, 1984. Synth se géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du BRGM*, Vol. 125: 615 p.
- DeLong, E.F., 2000. Resolving a methane mystery. *Nature*, Vol. 407: p. 577-578.
- DeMol, B. *et al.*, 2002. Large deep-water coral banks in the Porcupine Basin, southwest of Ireland. *Marine Geology*, Vol. 188: p. 193-231.
- Devol, A.H. and Ahmed, S.I., 1981. Are high rates of sulfate reduction associated with anaerobic oxidation of methane ? *Nature*, Vol. 291: p. 407-408.
- Dewhurst, D.N. *et al.*, 1999. The development of polygonal fault systems by syneresis of colloidal sediments. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 16: p. 793-810.
- Diaconescu, C.C. *et al.*, 2001. Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 18: p. 209-221.
- Dickens, G.R., 2001a. The potential volume of oceanic methane hydrates with variable external conditions. *Organic Geochemistry*, Vol. 32: p. 1179-1193.
- Dickens, G.R., 2001b. Sulfate profiles and barium fronts in sediment on the Blake Ridge: Present and past methane fluxes through a large gas hydrate reservoir. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 65(No. 4): p. 529-543.
- Dickens, G.R. *et al.*, 1997a. A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, Vol. 25(No. 3): p. 259-262.
- Dickens, G.R. *et al.*, 1997b. Direct measurement of in situ methane quantities in a large gas-hydrate reservoir. *Nature*, Vol. 385(January): p. 426-428.
- Dillon, W. *et al.*, 1980. Unconventional gas hydrate seals may trap gas off southeast U.S. *Oil and Gas Journal*, Vol. 78(No. 1): p. 124-130.

- Domenico, S.N., 1976. Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, Vol. 41: p. 882-894.
- Droz, L. *et al.*, 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *GSA Bulletin*, Vol. 108(No. 3): p. 253-269.
- Druckman, Y. *et al.*, 1994. Evidence for methane and hydrogen sulfide venting imprinted on a Quaternary eolianite from southern Israel. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 170-176.
- Dugan, B. and Flemings, P.B., 2000. The New Jersey margin: compaction and fluid flow. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69/70: p. 477-481.
- Duval, B. *et al.*, 1992. Raft tectonics in the Kwanza basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 9: p. 389-404.

## **E**

- Edwards, R.N., 1997. On the resource evaluation of marine gas hydrate deposits using sea-floor transient electric dipole-dipole methods. *Geophysics*, Vol. 62(No. 1): p. 63-74.
- Eichhubl, P. *et al.*, 2000. Structural control of fluid flow: offshore fluid seepage in the Santa Barbara Basin, California. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: p. 545-549.
- Einsele, G., 1977. Range, velocity and material flux of compaction flow in growing sedimentary sequences. *Sedimentology*, Vol. 24: p. 639-655.
- Elderfield, H., 1986. Strontium isotope stratigraphy. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 57: p. 71-90.
- Ellis, J.P. and McGuinness, W.T., 1986. Pockmarks of the Northwestern Arabian Gulf. *Proceedings Oceanology International*. Brighton. Vol. 6, p. 353-367.
- Ergun, M. and Cifci, G., 1999. Gas-saturated shallow sediments in the eastern Black Sea and geohazard effects. OTC, paper 10924.
- Evans, D. *et al.*, 1996. Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, Vol. 130: p. 281-292.

## **F**

- Faber, E. and Stahl, W., 1984. Geochemical surface exploration for hydrocarbons in North Sea. *AAPG Bulletin*, Vol. 68(No. 3): p. 363-386.
- Fader, G.B.J., 1991. Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. *Continental Shelf Research*, Vol. 11: p. 1123-1153.
- Fader, G.B.J. *et al.*, 1982. Surficial geology of the Laurentian Channel and the Western Grand Banks of Newfoundland. *Marine Sciences Paper 21*, Geological Survey of Canada Paper 81-22: 37 pp.
- Ferrel, R.E. and Aharon, P., 1994. Mineral assemblages occurring around hydrocarbon vents in the northern Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14(No. 2/3): p. 74-80.

- Field, M.E. and Jennings, A.E., 1987. Seafloor gas seeps triggered by a Northern California earthquake. *Marine geology*, Vol. 177: p. 39-51.
- Field, M.E. and Kvenvolden, K.A., 1985. Gas hydrates on the northern California continental margin. *Geology*, Vol. 13: p. 517-520.
- Fischer, P.J. and Stevenson, A.J., 1973. Natural hydrocarbon seeps along the northern shelf of the Santa Barbara Basin, California. OTC, paper 1738.
- Fisher, C.R. *et al.*, 2000. Methane ice worms: *Hesiocaeca methanicola* colonizing fossil fuel reserves. *Naturwissenschaften*, Vol. 87: p. 184-187.
- Fisher, C.R. *et al.*, 1987. The importance of methane thiosulfate in the metabolism of the bacterial symbionts of two deep-sea mussels. *Marine Biology*, Vol. 96: p. 59-71.
- Fisher, Q.J. *et al.*, 1999. Mechanical compaction of deeply buried sandstones of the North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 16: p. 605-618.
- Flandrin, J. *et al.*, 1975. Carte géologique de la France à 1/50000 - Nyons. BRGM (Ed)<sup>(Eds)</sup>, Orlans. Scale 1/50000.
- Flood, R.D., 1984. Side scan targets in Lake Superior- evidence for bedforms and sediment transport. *Sedimentology*, Vol. 31: p. 311-333.
- Floodgate, G.D. and Judd, A.G., 1992. The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1145-1156.
- Fowler, S.R. *et al.*, 2000. Mud volcanoes and structural development on Shah Deniz. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Vol. 28: p. 189-206.
- Froelich, P.N. *et al.*, 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43: p. 1075-1090.
- Fu, B. and Aharon, P., 1998. Sources of hydrocarbon-rich fluids advecting on the seafloor in the northern Gulf of Mexico. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, Vol. 48: p. 73-82.
- Fu, B. *et al.*, 1994. Barite chimneys on the Gulf of Mexico slope: Initial report on their petrography and geochemistry. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 81-87.
- Fulthorpe, C.S. *et al.*, 1996. Marshall paraconformity: a mid-Oligocene record of inception of the Antarctic circumpolar current and coeval glacio-eustatic lowstand ? *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 13(No. 1): p. 61-77.

## G

- Gaedicke, C. *et al.*, 1997. Seismic stratigraphy, BSR distribution, and venting methane-rich fluids west off Paramushir and Onkotan Islands, Northern Kurils. *Marine Geology*, Vol. 136: p. 259-276.
- Gaidon, J.-L., 1988. Minéralisations et structuration d'une marge continentale passive: l'exemple des concrétions tubulaires du bassin subalpin (Callovien-Oxfordien). Thèse de doctorat, Université Claude Bernard-Lyon 1, Lyon, 222 p.



- Gaillard, C. *et al.*, 1996. Description stratigraphique pr liminaire des faisceaux alternants de l' Oxfordien moyen dans le bassin dauphinois (Sud-Est de la France). *Geologie de la France*, Vol. 1: p. 17-24.
- Gaillard, C. *et al.*, 1992. Fossil chemosynthetic communities related to vents or seeps in sedimentary basins: The pseudobioherms of southeastern France compared to other world examples. *Palaios*, Vol. 7: p. 451-465.
- Gaillard, C. and Rolin, Y., 1986. Paléocologie- Paléobiocoenoses susceptibles d' être liées à des sources sous-marines en milieu sédimentaire. L' exemple des pseudobiohermes des Terres Noires (S-E France) et des Tepee Buttes de la Pierre Shale (Colorado, U.S.A.). *Comptes Rendus de l' Académie des Sciences de Paris*, Vol. 16(t. 303 sr. 2): p. 1503-1508.
- Gaillard, C. *et al.*, 1985. Les pseudo-biohermes de Beauvoisin (Drôme): un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l' Oxfordien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 8(t. 1 No. 1): p. 69-78.
- Ganguly, N. *et al.*, 2000. Heat flow variations from bottom simulating reflectors on the Cascadia margin. *Marine Geology*, Vol. 164: p. 53-68.
- Gardner, J.V. *et al.*, 1999. Humboldt slide-A large shear-dominated retrogressive slope failure. *Marine Geology*, Vol. 154: p. 323-338.
- Gardner, J.M. *et al.*, 1998. Acoustic imagery evidence for methane hydrates in the Ulleung Basin. *Marine Geophysical Researches*, Vol. 20(No. 6): p. 495-503.
- Garven, G., 1995. Continental-scale groundwater flow and geologic processes. *Annu. Rev. Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 23: p. 89-177.
- Ginsburg, G.D. and Soloviev, V.A., 1995. On the amount of methane in submarine gas hydrates. *EOS Transactions American Geophysical Union*, Vol. 76: p. S164.
- Ginsburg, G.D. *et al.*, 1993. Gas hydrates from the continental slope off-shore from Sakhalin Island, Okhotsk Sea. *Geo-Marine Letters*, Vol. 13: p. 41-48.
- Giraudeau, J. *et al.*, 1998. Biostratigraphic age models and sedimentation rates along the southwest African Margin. In: G. Wefer, W.H. Berger and C. Richter (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Vol. 175*, p. 543-546.
- Goedert, J.L. and Benham, S.R., 1999. A new species of *Depressigyra* ? (Gastropoda: Peltospiridae) from cold seep carbonates in Eocene and Oligocene rocks of Western Washington. *The Veliger*, Vol. 42(No. 2): p. 112-116.
- Goedert, J.L. and Squires, R.L., 1990. Eocene deep-sea communities in localized limestones formed by subduction-related methane seeps, southwestern Washington. *Geology*, Vol. 18: p. 1182-1185.
- Goldhaber, M.B. and Kaplan, I.R., 1974. The sulfur cycle. *The Sea*, Vol. 5: p. 569-655.
- Graue, K., 2000. Mud volcanoes in deepwater Nigeria. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 17: p. 959-974.
- Grauls, D., 2001. Gas hydrates: importance and applications in petroleum exploration. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 18: p. 519-523.

- Guerin, G. *et al.*, 1999. Characterization of in situ elastic properties of gas hydrate-bearing sediments on the Blake Ridge. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104(B8): p. 17781-17795.
- Guglielmo, G. *et al.*, 1999. Isochores and 3-D visualization of rising and falling salt diapirs. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 16: p. 849-861.
- Guglielmo, G. *et al.*, 1997. Three-dimensional visualization of salt walls and associated systems. *AAPG bulletin*, Vol. 81(No.1): p. 46-61.

## **H**

- Hagen, R.A. and Vogt, P.R., 1999. Seasonal variability of shallow biogenic gas in Chesapeake Bay. *Marine Geology*, Vol. 158: p. 75-88.
- Hamilton, E.L. and Bachman, R.T., 1982. Sound velocity and related properties of marine sediments. *Journal of Acoustical Society of America*, Vol. 72(No. 6): p. 1891-1904.
- Hamilton, E.L., 1979.  $V_p/V_s$  and Poisson' s ratios in marine sediments and rocks. *Journal of Acoustical Society of America*, Vol. 66: p. 1093-1101.
- Haq, B.U., 1993. Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, Vol. 18: p. 93-106.
- Haq, B.U. *et al.*, 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C.K.W.e. al (Editor), *Sea-Level Changes - An integrated Approach*. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, Tulsa, Vol. 42, p. 71-108.
- Harding, I.C., 1998. Miocene cold seep faunas and carbonates from Barbados. *Cah. Biol. Mar.*, Vol. 39: p. 341-344.
- Harrison, A.G. and Thode, H.G., 1958. Mechanism of the bacterial reduction of sulfate from isotopic fractionation studies. *Trans. Farad. Soc.*, Vol. 54: p. 84-92.
- Harrison, W.J. and Summa, L.L., 1991. Paleohydrology of the Gulf of Mexico Basin. *American Journal of Science*, Vol. 291: p. 109-176.
- Hasiotis, T. *et al.*, 1996. A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine Geology*, Vol. 130: p. 333-344.
- Haszeldine, R.S. *et al.*, 2000. Sandstone cementation and fluids in hydrocarbon basins. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: p. 195-200.
- Hathaway, J.C. and Degens, E.T., 1968. Methane derived marine carbonates of Pleistocene Age. *Science*, Vol. 165: p. 690-692.
- Hedberg, H.D., 1974. Relation of methane generation to under compacted shales, shale diapirs and mud-volcanoes. *AAPG Bulletin*, Vol. 58: p. 661-673.
- Heggland, R., 1998. Gas seepage as an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 15: p. 1-9.

- Heggland, R., 1997. Detection of gas migration from a deep source by the use of exploration 3D seismic data. *Marine Geology*, Vol. 13: p. 41-47.
- Hempel, P. *et al.*, 1994. Expulsion of shallow gas in the Skagerrak- Evidence from subbottom profiling, seismic, hydroacoustical and geochemical data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 38: p. 583-601.
- Henriet, J.P. *et al.*, 1991. Early fracturing of Palaeogene clays, southernmost North Sea: Relevance to mechanisms of primary hydrocarbon migration. In: A.M. Spencer (Editor), *Generation, accumulation and production of Europe' s hydrocarbons*. European Association of Petroleum Geologists, Special Publication Vol. 1, p. 217-227.
- Henry, P. *et al.*, 2002. Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths. *Marine Geology*, Vol. 187: p. 119-143.
- Henry, P. *et al.*, 1999. Formation of natural gas hydrates in marine sediments 2. Thermodynamic calculations of stability conditions in porous sediments. *JGR*, Vol. 104(B10): p. 23005-23022.
- Hesse, R. and Harrison, W.E., 1981. Gas hydrates (clathrates) causing pore-water freshening and oxygen isotope fractionation in deep-water sedimentary sections of terrigenous continental margins. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 55: p. 453-462.
- Hickman, C.S., 1984. Composition, structure, ecology, and evolution of six cenozoic deep-water mollusk communities. *Journal of Paleontology*, Vol. 58(No. 5): p. 1215-1234.
- Hieke, W. *et al.*, 1996. Geomorphological study of an area with mud diapirs south of Crete (Mediterranean Ridge). *Marine Geology*, Vol. 132: p. 63-93.
- Higgs, W.G. and McClay, K.R., 1993. Analogue sandbox modelling of Miocene extensional faulting in the Outer Moray Firth. In: G.D. Williams and A. Dobb (Editors), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society of London, Special Publication, Vol. 71, p. 141-162.
- Hinrichs, K.-U. *et al.*, 2000. Molecular and isotopic analysis of anaerobic methane-oxidizing communities in marine sediments. *Organic Geochemistry*, Vol. 31: p. 1685-1701.
- Hobro, J.W. *et al.*, 1998. Tomographic seismic studies of the methane hydrate stability zone in the Cascadia Margin. In: J.-P. Henri et and J. Mienert (Editors), *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society, Special Publication, London, Vol. 137, p. 133-140.
- Holmer, M. and Kristensen, E., 1994. Coexistence of sulfate reduction and methane production in an organic-rich sediment. *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 107: p. 177-184.
- Housen, B.A. and Musgrave, R.J., 1996. Rock-magnetic signature of gas hydrates in accretionary prism sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 139: p. 509-519.
- Hovland, M. *et al.*, 1997. Gas hydrate and free gas volumes in marine sediments: Example from the Niger Delta front. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 14: p. 245-255.

- Hovland, M. *et al.*, 1995. Gas hydrate and sediment gas composition, hole 892A. In: B. Carson, G.K. Westbrook, R.J. Musgrave and E. Suess (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 146, p. 151-161.
- Hovland, M. *et al.*, 1994. Fault-associated seabed mounds (carbonate knolls?) off western Ireland and north-west Australia. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 11(No. 2): p. 232-246.
- Hovland, M., 1992a. Hydrocarbon seeps in Northern marine waters - their occurrence and effects. *Palaios*, Vol. 7: p. 376-382.
- Hovland, M., 1992b. Pockmarks and gas-charged sediments in the eastern Skagerrak. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1111-1119.
- Hovland, M. and Judd, A.G., 1992. The global production of methane from shallow submarine sources. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1231-1238.
- Hovland, M., 1991. Large pockmarks, gas-charged sediments and possible clay diapirs in the Skagerrak. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 8: p. 311-316.
- Hovland, M., 1990. Suspected gas-associated clay diapirism on the seabed off Mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 7: p. 267-276.
- Hovland, M., 1989a. The formation of pockmarks and their potential influence on offshore construction. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol. 22: p. 131-138.
- Hovland, M., 1989b. Modern analogues to middle Ordovician sedimentary mounds and washout depressions. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 59(No. 4): p. 585-589.
- Hovland, M. and Curzi, P.V., 1989. Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian Austral Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 6: p. 161-169.
- Hovland, M. and Judd, A., 1988. Seabed pockmarks and seepages. *Impact on Geology, Biology and Marine Environment*. Graham and Trotman, London, 293 p.
- Hovland, M. *et al.*, 1987. Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 57: p. 881-892.
- Hovland, M., 1985. Characteristics of two natural gas seepages in the North sea. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 2: p. 319-326.
- Hovland, M. *et al.*, 1984. Characteristic features of pockmarks on the north sea floor and scotian shelf. *Sedimentology*, Vol. 31: p. 471-480.
- Hovland, M., 1983. Elongated depressions associated with pockmarks in the western slope of the Norwegian trench. *Marine Geology*, Vol. 51: p. 35-46.
- Hovland, M., 1982. Pockmarks and the recent geology of the central section of the Norwegian Trench. *Marine Geology*, Vol. 47: p. 283-301.
- Hovland, M., 1981. Characteristics of pockmarks in the Norwegian trench. *Marine Geology*, Vol. 39: p. 103-117.
- Howe, B., 1987. *Tepee Buttes: a petrological, paleontological, paleoenvironmental study of Cretaceous submarine spring deposits* University of Colorado, 211 p.
- Hunt, I.M., 1990. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments. *AAPG bulletin*, Vol. 74: p. 1-12.

Hydrographic-Branch, 1954. chart NZ5613. Royal New-Zealand Navy (Ed)<sup>(Eds)</sup>, Gisborne Roads. Scale 1:12000.

Hyndman, R.D. and Spence, G.D., 1992. A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors. *JGR*, Vol. 97(No. B5): p. 6683-6698.

Hyun, J.-H. *et al.*, 1997. The formation of large bacterial aggregates at depth within the Louisiana hydrocarbon seep zone. *Microbial Ecology*, Vol. 33(No. 3): p. 216-222.

## **J**

Jackson, D.R. *et al.*, 1998. Sonar evidence for methane ebullition in Eckernf rde Bay. *Continental Shelf Research*, Vol. 18: p. 1893-1915.

Jannasch, H.W., 1984. Chemosynthesis: The nutritional basis for life at deep-sea vents. *Oceanus*, Vol. 27: p. 73-78.

Jansen, J.H. *et al.*, 1984. Middle and Late Quaternary oceanography and climatology of the ZAIRE-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research*, Vol. 17: p. 201-249.

Jollivet, D. *et al.*, 1990. Composition and spatial organization of a cold seep community on the South Barbados accretionary prism: Tectonic, geochemical and sedimentary record. *Progress in Oceanography*, Vol. 24: p. 25-45.

Jorgensen, B.B., 1992. Methane-derived carbonate cementation of Holocene marine sediments from Kattegat, Denmark: Geochemical and geological evidence. *Marine Geology*, Vol. 103: p. 1-13.

Jorgensen, B.B., 1981. The microbial sulfur cycle. In: W.E. Krumbein (Editor), *Microbial Geochemistry*. Academic Press, New York.

Josenhans, H.W. *et al.*, 1978. A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 15: p. 831-840.

Judd, A. *et al.*, 1997. Erratum : Contributions to atmospheric methane by natural seepages on the U.K continental shelf [*Mar. Geol.* 137 (1997) p165-189]. *Marine Geology*, Vol. 140: p. 427-455.

Judd, A.G. and Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1081-1095.

Juhl, A.R. and Taghon, G.L., 1993. Biology of an active methane seep on the Oregon continental shelf. *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 102(No. 3): p. 287-294.

## **K**

Karner, G.D. *et al.*, 1997. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 14(No. 7/8): p. 973-1000.

Kasten, S. *et al.*, 1998. Simultaneous formation of iron-rich layers at different redox boundaries in sediments of the Amazon deep-sea fan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 62(No. 13): p. 2253-2264.

- Kastner, M. *et al.*, 1995a. Relation between pore fluid chemistry and gas hydrates associated with bottom-simulating reflectors at the cascadia margin, sites 889 and 892. In: B. Carson, G.K. Westbrook, R.J. Musgrave and E. Suess (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. ODP, Vol. 146, p. 175-187.
- Kastner, M. *et al.*, 1995b. Geochemical evidence for fluid flow and diagenesis at the cascadia convergent margin. In: B. Carson, G.K. Westbrook, R.J. Musgrave and E. Suess (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. ODP, Vol. 146, p. 375-384.
- Katzman, R. and Holbrook, W.S., 1994. Combined vertical-incidence and wide-angle seismic study of a gas hydrate zone, Blake Ridge. JGR, Vol. 99(No. B9): p. 17975-17995.
- Kauffman, E.G. *et al.*, 1996. Widespread venting of methane-rich fluids in Late Cretaceous (Campanian) submarine springs (Tepee Buttes), Western Interior seaway, U.S.A. Geology, Vol. 24(No. 9): p. 799-802.
- Kaul, N. *et al.*, 2000. Comparison of measured and BSR-derived heat flow values, Makran accretionary prism, Pakistan. Marine Geology, Vol. 164: p. 37-51.
- Kelley, J.T. *et al.*, 1994. Giant sea-bed pockmarks : Evidence for gas escape from Belfast Bay, Maine. Geology, Vol. 22: p. 59-62.
- Kennett, J.P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation and the circum-Antarctic Ocean and their impact on global oceanography. JGR, Vol. 82: p. 3843-3859.
- Kennett, J.P. *et al.*, 1972. Australian-Antarctic continental drift, palaeocirculation changes and Oligocene deep sea erosion. Nature, Vol. 239: p. 51-55.
- Kennett, J.P. and Fackler-Adams, B.N., 2000. Relationship of clathrate instability to sediment deformation in the upper Neogene of California. Geology, Vol. 28(No. 3): p. 215-218.
- Kennicutt\_II, M.C. *et al.*, 1985. Vent-type taxa in a hydrocarbon seep region on the Louisiana slope. Nature, Vol. 317: p. 351-353.
- Kidd, G.D., 1999. Fundamentals of 3D seismic volume visualization. OTC, paper 11054.
- King, L.H. and MacLean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian shelf. Geological Society of America Bulletin, Vol. 81: p. 3141-3148.
- Klitgord, K.D. and Grow, J.A., 1980. Jurassic seismic stratigraphy and basement structure of the western Atlantic magnetic quiet zone. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 64, p. 1658-1680.
- Klusman, R.W. and Saeed, M.A., 1996. Comparison of light hydrocarbon microseepage mechanisms. In: D. Schumacher and M.A. Abrams (Editors), Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir, Vol. 66, p. 157-168.
- Kobayashi, K., 2002. Tectonic significance of the cold seepage zones in the eastern Nankai accretionary wedge - an outcome of the 15 years' KAIKO projects. Marine Geology, Vol. 187: p. 3-30.
- Kohl, B. and Roberts, H.H., 1994. Fossil Foraminifera from four active mud volcanoes in the Gulf of Mexico. Geo-Marine Letters, Vol. 14: p. 126-134.

- Kornacki, A.S. *et al.*, 1994. Impact of oil and gas vents and slicks on petroleum exploration in the deepwater Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 160-169.
- Krause, F.F., 2001. Genesis and geometry of the Meiklejohn Peak lime mud-mound, Bare Mountain Quadrangle, Nevada, USA: Ordovician limestone with submarine frost heave structures - a possible response to gas clathrate hydrate evolution. *Sedimentary Geology*, Vol. 145: p. 189-213.
- Kulm, L.D. *et al.*, 1986. Oregon subduction zone: Venting fauna and carbonates. *Science*, Vol. 231: p. 561-566.
- Kuzmin, M.I. *et al.*, 1998. First find of gas hydrates in sediments of Lake Baikal (in Russian). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, Vol. 362: p. 173-187.
- Kvenvolden, K.A. *et al.*, 1993. Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Letters*, Vol. 13: p. 32-40.
- Kvenvolden, K.A. and McDonald, T.J., 1985. Gas hydrates of the middle America Trench-Deep Sea Drilling Project leg 84. In: S. Orlofsky (Editor), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. US Government Printing Office, Vol. 84, p. 667-682.
- Kvenvolden, K.A. and Barnard, L.A., 1983. Hydrates of natural gas in continental margins. In: J.S. Watkins and C.L. Drake (Editors), *Studies of Continental Margin Geology*. AAPG Memoir, Vol. 34, p. 631-640.
- Kvenvolden, K.A. and McMenamin, M.A., 1980. Hydrates of natural gas: a review of their geologic occurrence. U.S. Geological Survey, Circular 825: p. 11.
- Kvenvolden, K.A. and Redden, G.D., 1980. Hydrocarbon gas in sediment from the shelf, slope, and basin of the Bering Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 44: p. 1145-1150.
- Kvenvolden, K.A. *et al.*, 1979a. Biogenic and thermogenic gas in gas-charged sediment of Norton Sound, Alaska. OTC, paper 3412.
- Kvenvolden, K.A. *et al.*, 1979b. Submarine seep of carbon dioxide in Norton Sound, Alaska. *Science*, Vol. 205: p. 1264-1266.

## **L**

- Laberg, J.S. *et al.*, 1998. Inferred gas hydrate on the Barents Sea shelf - a model for its formation and a volume estimate. *Geo-Marine Letters*, Vol. 18: p. 26-33.
- Lachenbruch, A.H., 1962. Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons. Geological Society of America, Special Paper, Vol. 70.
- Laier, T. *et al.*, 1992. Accumulation and seepages of biogenic gas in Northern Denmark. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1173-1186.
- Lallemand, S.E. *et al.*, 1992. Seafloor manifestations of fluid seepage at the top of a 2000 m deep ridge in the eastern Nankai accretionary wedge: Long-lived venting and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 109: p. 333-346.
- 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: M.A. Arthur and *e. al.* (Editors),

- Stable isotopes in geology. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 10.
- Larkin, J. *et al.*, 1994. Beggiatoa in microbial mats at hydrocarbon vents in the Gulf of Mexico and Warm Mineral Springs, Florida. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 97-103.
- LaRock, P.A. *et al.*, 1994. Bacterioplankton growth and production at the Louisiana hydrocarbon seeps. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 104-109.
- Larter, S. *et al.*, 2000. A drain in my graben: an integrated study of the Heimdal area petroleum system. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69/70: p. 619-622.
- Laubier, L., 1993. The ephemeral oases of the depths-end of a paradigm. *La Recherche*, Vol. 24: p. 855-862.
- Lawver, L.A. *et al.*, 1992. The development of paleoseaways around Antarctic. In: J.P. Kennett and D.A. Warnke (Editors), *The Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change. Part One*. American Geophysical Union Ant Res Ser, Vol. 56, p. 7-30.
- LeMoigne, M., 1999. Compr hen sion des m canismes de formation des pockmarks sur la pente du Golfe de Guine e . DEA "G o logie, G oph ysique et G o chimie S d imentaire". Universit de L ille 1
- Lemoine, M., 1984. La marge occidentale de la T thys ligure, Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Parisp. 155-248.
- Limonov, A.F. *et al.*, 1997. Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: Observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler. *Marine Geology*, Vol. 137: p. 121-136.
- Liro, L.M. and Coen, R., 1995. Salt deformation history and postsalt structural trends, offshore southern Gabon, west Africa. In: M.P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson (Editors), *Salt Tectonics: a Global Perspective*. American Association Petroleum Geologists, Memoir, Vol. 65, p. 323-331.
- Little, C.T.S. *et al.*, 1999. Two Palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia. *Palaeontology*, Vol. 42(Part 6): p. 1043-1078.
- Loneragan, L. *et al.*, 1998. The geometry of polygonal fault systems in Tertiary mudrocks of the North Sea. *Journal of Structural Geology*, Vol. 20(No. 5): p. 529-548.
- Long, D., 1992. Devensian Late-glacial gas escape in the central North sea. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1097-1110.
- Lopez, M., 2001. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 18: p. 479-486.
- Luchford, J., 2001. A view of amplitude fit to structure as a hydrocarbon-indicating attribute. *First Break*, Vol. 19: p. 411-417.
- Lundin, E.R., 1992. Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 9: p. 405-411.



Luo, X. and Vasseur, G., 1992. Contributions of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. AAPG bulletin, Vol. 76: p. 1550-1559.

## **M**

MacDonald, G., 1990. Role of methane clathrates in past and future climates. Climate Change, Vol. 16: p. 247-281.

MacDonald, I.R. *et al.*, 1990. Fine scale distribution of methanotrophic mussels at a Louisiana cold seep. Progress in Oceanography, Vol. 24: p. 15-24.

MacDonald, I.R. *et al.*, 1989. Gulf of Mexico hydrocarbon seep communities II. Spatial distribution of seep organisms and hydrocarbons at Bush Hill. Marine Biology, Vol. 101: p. 235-247.

MacKay, M.E. *et al.*, 1994. Origin of bottom-simulating reflectors: Geophysical evidence from the Cascadia accretionary prism. Geology, Vol. 22: p. 459-462.

Magara, K., 1978. Compaction and fluid migration in practical petroleum geology. Elsevier, Amsterdam 319 p.

Maltman, A., 1994. The Geological Deformation of Sediments. Chapman & Hall, London.

Mann, D.M. and Mackenzie, A.S., 1990. Prediction of pore fluid pressures in sedimentary basins. Marine and Petroleum Geology, Vol. 7: p. 55-65.

Martens, C.S. *et al.*, 1998. Biogeochemical processes controlling methane in gassy sediments- Part I: A model coupling organic matter flux to gas production, oxidation and transport. Continental Shelf Research, Vol. 18: p. 1741-1770.

Martens, C.S. and Klump, J.V., 1984. Biogeochemical cycling in a organic-rich coastal marine basin 4. An organic carbon budget for sediments dominated by sulfate reduction and methanogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48: p. 1987-2004.

Martens, C.S. and Berner, R.A., 1977. Interstitial water chemistry of anoxic Long Island Sound sediments. I. Dissolved gases. Limnology and Oceanography, Vol. 22: p. 10-25.

Martens, E.S. and Berner, R.H., 1974. Methane production in the interstitial waters at sulfate-depleted marine sediments. Science, Vol. 185: p. 1167-1169.

Martin-Calle, S., 1984. L'hydrothermalisme actuel et son apport pour la compréhension de sites anciens: les concrétions calcaires minérales des Terres Noires de la fosse vocontienne, Université Claude Bernard, Lyon.

Marton, L.G. *et al.*, 2000. Evolution of the Angola passive Margin, West Africa, with Emphasis on Post-Salt Structural Styles. In: W. Moriak and M. Talwani (Editors), Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union, Washington, DC p. 129-149.

Masclé, G. *et al.*, 1988. Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. Bulletin de la Société Géologique de France, Vol. 8(No. 4): p. 747-758.

- Maslin, M. *et al.*, 1998. Sea-level- and gas-hydrate- controlled catastrophic sediment failures of the Amazon fan. *Geology*, Vol. 26(No. 12): p. 1107-1110.
- Mathews, M.A. and Von\_Huene, R., 1985. Site 570 methane hydrate zone. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Vol. 84: p. 773-790.
- Max, M.D. *et al.*, 1992. Geological control of shallow gas and pockmarks in the Norwegian Channel; High resolution shallow subbottom profiling of small scale features. *Marine Geophysical Researches*, Vol. 14: p. 77-85.
- McIver, R.D., 1982. Role of naturally occurring gas hydrates in sediment transport. *AAPG Bulletin*, Vol. 66(No. 6): p. 789-792.
- Milkov, A.V. and Sassen, R., 2001. Estimate of gas hydrate resource, northwestern Gulf of Mexico continental slope. *Marine Geology*, Vol. 179: p. 71-83.
- Milkov, A.V. and Sassen, R., 2000. Thickness of the gas hydrate stability zone, Gulf of Mexico continental slope. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 17: p. 981-991.
- Miller, K.G. *et al.*, 1991. Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *JGR*, Vol. 96(No. B4): p. 6829-6848.
- Miller, K.G. *et al.*, 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, Vol. 2: p. 1-19.
- Millero, F.J. and Sohn, M.L., 1992. *Chemical Oceanography*. CRC Press
- Millot, G., 1964. *Géologie des Argiles - Altérations, Sédimentologie, Géochimie*. Masson, Paris 499 p.
- Mizutani, Y. and Rafter, T.A., 1969. Oxygen isotopic composition of sulfates, Part 4. Bacteria fractionation of oxygen isotopes in the reduction of sulfate and in the oxidation of sulfur. *New Zealand Journal of Science and Technology*, Vol. 12: p. 60-68.
- Montenat, C. *et al.*, 1996. Contrôle tectonique de l'édification des monticules biosédimentaires éonoviens du Hamar Lakhdad d' Erfoud (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, Sciences de la Terre et des Planètes*, Vol. 323(No. 4): p. 297-304.
- Moore, J.C., 1999. Fluid seeps at continental margins. *Margins Newsletter*, Vol. 4: p. 12-14.
- Moore, J.C. and al, e., 1979. *Geotimes*, Vol. 24: p. 20.
- Moroni, A., 1966. Malacofauna del "Calcarea a Lucina" di S. Sofia-Forli. *Paleontografia Italica*, Vol. 60: p. 69-87.
- Mounji, D. *et al.*, 1998. Hydrothermal origin of Devonian conical mounds (kess-kess) of Hamar-Lakhdad Ridge, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, Vol. 26: p. 1123-1126.
- Müller, G., 1967. Diagenesis in argillaceous sediments. In: G. Larson and G.V. Chilingarian (Editors), *Development in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, No. 8, p. 127-177.

## **N**

- Naganuma, T. *et al.*, 1995. Fossil tubes from the presumed cold-seep carbonates of the Miocene Hayama Group, central Miura peninsula, Japan. *The Island Arc*, Vol. 4: p. 199-208.

- Nagihara, S., 1996. Seepage-induced erosion of submarine carbonate escarpements : a numerical simulation. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 144: p. 263-271.
- Nelson, C.S. and Healy, T.R., 1984. Pockmark-like structures on the Poverty Bay sea bed - Possible evidence for submarine mud volcanism. *New-Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 27: p. 225-230.
- Nelson, H. *et al.*, 1979. Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor "pockmarks") on the Bering shelf, Alaska. *GSA bulletin*, Vol. 90(No. 1): p. 1144-1152.
- Neurauter, T.W. and Roberts, H.H., 1994. Three generations of mud volcanoes on the Louisiana continental slope. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 120-125.
- Neuzil, C.E., 1994. How permeable are clays and shales ? *Water Resources Research*, Vol. 30: p. 145-150.
- Newton, R.S. *et al.*, 1980. Mud volcanoes and pockmarks : seafloor engineering hazards or geological curiosities ? OTC, paper 3729.
- Niitsuma, N. *et al.*, 1989. Abyssal molluscan colony of calyptogena in the Pliocene strata of the Miura Peninsula, central Japan. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 71: p. 193-203.

## O

- O' Hara, S.C. *Met al.*, 1995. Gas seep induced interstitial water circulation: observations and environmental implications. *Continental Shelf Research*, Vol. 15(No. 8): p. 931-948.
- Oldham, A.C. and Gibbins, N.M., 1995. Lake Hope 3D: A case study. *Exploration Geophysics*, Vol. 26, p. 383-394.
- Olu, K. *et al.*, 1997. Cold seep communities as indicators of fluid expulsion patterns through mud volcanoes seaward of the Barbados accretionary prism. *Deep-Sea Research*, Vol. 44(No. 5): p. 811-841.
- Orange, D.L. *et al.*, 1999. Widespread fluid expulsion on a translational continental margin: Mud volcanoes, fault zones, headless canyons, and organic-rich substrate in Monterey Bay, California. *GSA Bulletin*, Vol. 111: p. 992-1009.
- Orpin, A.R., 1997. Dolomite chimneys as possible evidence of coastal fluid expulsion uppermost Otago continental slope, southern New Zealand. *Marine Geology*, Vol. 138: p. 51-67.

## P

- Pancost, R.D. *et al.*, 2001. Archaeal lipids in Mediterranean Cold Seeps: Molecular proxies for anaerobic methane oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 65(No. 10): p. 1611-1627.
- Papatheodorou, G. *et al.*, 1993. Gas-charged sediments in the Aegean and Ionian Seas, Greece. *Marine Geology*, Vol. 112: p. 171-184.
- Passchier, S., 2000. Soft-sediment deformation features in cores from CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica*, Vol. 7(No. 3): p. 401-412.
- Paull, C.K. *et al.*, 2002. Pockmarks off Big Sur, California. *Marine Geology*, in press: p. 1-13.

- Paull, C.K. *et al.*, 1992. Indicators of methane-derived carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: Exemples from the Florida Escarpment. *Palaios*, Vol. 7: p. 361-375.
- Paull, C.K. *et al.*, 1984. Biological communities at the Florida escarpment resemble hydrothermal vent taxa. *Science*, Vol. 226: p. 965-967.
- Pecher, I.A. *et al.*, 2001. The link between bottom-simulating reflections and methane flux into the gas hydrate stability zone - new evidence from Lima Basin, Peru Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 185: p. 343-354.
- Pecher, I.A. *et al.*, 1998. The nature and distribution of bottom simulating reflectors at the Costa Rican convergent margin. *Geophysical Journal International*, Vol. 133: p. 219-229.
- Peckmann, J. *et al.*, 2001. Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea. *Marine Geology*, Vol. 177: p. 129-150.
- Peckmann, J. *et al.*, 1999. Signatures of hydrocarbon venting in a middle Devonian Carbonate mound (Hollard Mound) at the Hamar Laghdad (Anti-Atlas, Morocco). *Facies*, Vol. 40: p. 281-296.
- Pekar, S. and Miller, K.G., 1996. New Jersey Oligocene "Icehouse" sequences (ODP Leg 150X) correlated with global D18O and Exxon eustatic records. *Geology*, Vol. 24(No. 6): p. 567-570.
- Peterson, M.L. and Carpenter, R., 1986. Arsenic distributions in porewaters and sediments of Puget Sound, Lake Washington, the Washington coast and Saanich Inlet. *Geochimica Cosmochimica Acta*, Vol. 50: p. 353-369.
- Pickrill, R.A., 1993. Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotoiti, New-Zealand. *Sedimentology*, Vol. 40: p. 813-828.
- Pierre, C. *et al.*, 2001. Gas hydrate dissociation in the Lorca Basin (SE Spain) during the Mediterranean Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, in press.
- Platt, J., 1977. Significance of pockmarks for engineers. *Offshore Engineers*(August): p. 45.
- Poag, C.W. *et al.*, 1987. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., Vol. 95, 817 p.
- Poag, C.W., 1985. *Geologic evolution of the United States Atlantic margin*. Van Nostrand Reinhold, New York
- Powell, E.N. *et al.*, 1998. Can shallow- and deep-water chemoautotrophic and heterotrophic communities be discriminated in the fossil record? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 144(No. 1/2): p. 85-114.
- Powers, M.C., 1967. Fluid release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. *AAPG bulletin*, Vol. 51: p. 1240-1254.
- Premchitt, J. *et al.*, 1992. A study of gas in marine sediments in Hong Kong. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1251-1264.

- Prinzhofer, A. *et al.*, 2000. Geochemical characterization of natural gas: A physical multivariable approach and its applications in maturity and migration estimates. AAPG Bulletin, Vol. 84(No. 8): p. 1152-1172.
- Prior, D.B. *et al.*, 1989. Evidence for sediment eruption on deep sea floor, gulf of Mexico. Science, Vol. 243: p. 517-519.
- Pufahl, P.K. and Wefer, G., 2001. Lithostratigraphic summary for LEG 175: Angola-Benguela upwelling system. In: G. Wefer, W.H. Berger and C. Richter (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results Vol. 175, available on line at [http://www-odp.tamu.edu/publications/175\\_SR/chap\\_15/chap\\_15.htm](http://www-odp.tamu.edu/publications/175_SR/chap_15/chap_15.htm).
- Pufahl, P.K. *et al.*, 1998. Lithostratigraphic summary for LEG 175: Angola-Benguela upwelling system. In: G. Wefer, W.H. Berger and C. Richter (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports Vol. 175, p. 533-542.

## **R**

- Rao, Y.H. *et al.*, 2001. Anomalous seismic reflections related to gas/gas hydrate occurrences along the western continental margin of India. Geo-Marine Letters, Vol. 21: p. 1-8.
- Rathburn, A.E. *et al.*, 2000. Benthic foraminifera associated with cold methane seeps on the northern California margin: Ecology and stable isotopic composition. Marine Micropaleontology, Vol. 38(No. 3/4): p. 247-266.
- Rau, G.H. and Hedges, J., 1979. Carbon-13 depletion in a hydrothermal vent mussel: Suggestion of a chemosynthetic food source. Science, Vol. 203: p. 648-1162.
- Raymo, M.E. *et al.*, 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology, Vol. 16: p. 649-653.
- Reed, D.L. *et al.*, 1990. Relations between mud volcanoes, thrust deformation, slope sedimentation, and gas hydrate, offshore north Panama. Marine and Petroleum Geology, Vol. 7: p. 44-54.
- Reilly, J.F.J. *et al.*, 1996. Geologic controls on the distribution of chemosynthetic communities in the Gulf of Mexico. In: D. Schumacher and M.A. Abrams (Editors), Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir, Vol. 66, p. 39-62.
- Reitsemá, R.H., 1978. Light hydrocarbon in Gulf of Mexico water: sources and relation to structural highs. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 10: p. 139-151.
- Rempel, A.W. and Buffet, B.A., 1998. Mathematical models of gas hydrate accumulation. In: J.-P. Henriët and J. Mienert (Editors), Gas Hydrates: Relevance to World Margins Stability and Climatic Change. Geological Society of London, Special Publication, London, Vol. 137, p. 63-74.
- Reyre, D., 1984. Petroleum characteristics and geological evolution of a passive margin. Example of the Congo-Gabon Basin. Bulletin du Centre de Recherche Exploration Production Elf Aquitaine, Vol. 8(No. 2): p. 303-332.

- Ricci Lucchi, F. and Vai, G.B., 1994. A stratigraphic and tectonofacies framework of the "calcari a Lucina" in the Apennine Chain, Italy. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 210-218.
- Ricci Lucchi, F. and Veggiani, A., 1967. I calcari a Lucina della formazione Marnoso-arenacea Romagnola. *Giornale di Geologia*, Vol. 34(No. 2): p. 1-11.
- Rieke, H.H.I. and Chilingarian, G.V., 1974. Compaction of argillaceous sediments. *Development in Sedimentology*, Amsterdam, No. 16, 424 p.
- Rise, L. *et al.*, 1999. Sea-bed pockmarks related to fluid migration from Mesozoic bedrock strata in the Skagerrak offshore Norway. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 16: p. 619-631.
- Ritger, S.D. *et al.*, 1987. Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore water expulsion along the Oregon/Washington margin. *GSA bulletin*, Vol. 98: p. 147-156.
- Roberts, H.H. and Aharon, P., 1994. Hydrocarbon-derived carbonate buildups of the northern Gulf of Mexico continental slope : a review of submersible investigations. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14(No. 1/2): p. 135-148.
- Roberts, H.H. *et al.*, 1993. Cold-seep carbonates of the Louisiana continental slope-to-basin floor. In: R. Rezak and D.L. Lavoie (Editors), *Carbonate microfabrics*. Springer-Verlagp. 95-104.
- Roberts, S.J., 2001. Fluid flow in the South Eugene Island area, offshore Louisiana: results of numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 18: p. 799-805.
- Rolin, Y. *et al.*, 1990. Ecologie des pseudobiohermes des Terres Noires jurassiques liés à des paléo-sources sous-marines. Le site oxfordien de Beauvoisin (Drôme, Bassin du Sud-Est, France). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 80: p. 79-105.
- Rolin, Y., 1987. Gisements fossilifères liés à des sources sous-marines dans le bassin des Terres Noires: Le site oxfordien de Beauvoisin (drôme, Chaînes subalpine méridionales), Comparaison avec les sites océaniques actuels. *Diplôme de Doctorat*, Université Claude Bernard-Lyon 1, Lyon, 102 p.
- Rouby, D. *et al.*, 2002. Kinematics of a growth fault/raft system on the West African margin using 3-D restoration. *Journal of Structural Geology*, Vol. 24: p. 783-796.
- Rowan, M.G. *et al.*, 1999. Salt-related fault families and fault welds in the Northern Gulf of Mexico. *AAPG bulletin*, Vol. 83(No. 9): p. 1454-1484.
- Rueter, P. *et al.*, 1994. Anaerobic oxidation of hydrocarbons in crude oil by new types of sulfate-reducing bacteria. *Nature*, Vol. 372: p. 455-458.
- Ruppel, C. and Kinoshita, M., 2000. Fluid, methane, and energy flux in an active margin gas hydrate province, offshore Costa Rica. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 179(No. 1): p. 153-165.

## S

- Saffer, D.M. *et al.*, 2000. Inferred pore pressures at the Costa Rica subduction zone: implications for dewatering processes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 177: p. 193-207.
- Sager, W.W. *et al.*, 1992. Mississippi - Alabama Outer Continental Shelf Topographic Features Formed during the Late Pleistocene-Holocene Transgression. *Geo-Marine Letters*, Vol. 12: p. 41-48.
- Sain, K. *et al.*, 2000. Evidence for a thick free gas layer beneath the bottom simulating reflector in the Makran accretionary prism. *Marine Geology*, Vol. 164: p. 3-12.
- Sassen, R. *et al.*, 2001a. Massive vein-filling gas hydrate: relation to ongoing gas migration from the deep subsurface in the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 18: p. 551-560.
- Sassen, R. *et al.*, 2001b. Gas hydrate and crude oil from the Mississippi Fan Foldbelt, downdip Gulf of Mexico Salt Basin: significance to petroleum system. *Organic Geochemistry*, Vol. 32: p. 999-1008.
- Sassen, R. *et al.*, 2000. Exclusion of 2-methylbutane (isopentane) during crystallization of structure II gas hydrate in sea-floor sediment, Gulf of Mexico. *Organic Geochemistry*, Vol. 31(No. 11): p. 1257-1262.
- Sassen, R. *et al.*, 1994. Organic geochemistry of sediments from chemosynthetic communities, Gulf of Mexico slope. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 110-119.
- Sassen, R. *et al.*, 1993. Chemosynthetic bacterial mats at cold hydrocarbon seeps, Gulf of Mexico continental slope. *Organic Geochemistry*, Vol. 20: p. 77-89.
- Saunders, D.F. *et al.*, 1999. Model for hydrocarbon microseepage and related near-surface alterations. *AAPG Bulletin*, Vol. 83(No. 1): p. 170-185.
- Savoie, B. *et al.*, 2000. Structure et évolution récente de l' éventail turbiditique du Zaïre: premiers résultats scientifiques des missions d' exploration Zaïango 1 et 2 (Marge Congo-Angola). *Comptes-Rendus de l' Académie des Sciences de la Terre et des Planètes*, Vol. 331: p. 211-220.
- Savoie, B. *et al.*, 1995. PASISAR: a new tool for near-bottom very high-resolution profiling in deep water. *First Break*, Vol. 13(No. 6): p. 253-258.
- Scanlon, K.M. and Knebel, H.J., 1989. Pockmarks in the floor of Penobscot Bay, Maine. *Geo-Marine Letters*, Vol. 9: p. 53-58.
- Schmaljohann, R. *et al.*, 1990. Co-existence of methane- and sulphur-based endosymbioses between bacteria and invertebrates at a site in the Skagerrak. *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 61: p. 119-124.
- Schmuck, E.A. and Paull, C.K., 1993. Evidence for gas accumulation associated with diapirism and gas hydrates at the head of the Cape Fear Slide. *Geo-Marine Letters*, Vol. 13: p. 145-152.
- Schouten, S. *et al.*, 2001. Evidence for anaerobic methane oxidation by archaea in euxinic waters of the Black Sea. *Organic Geochemistry*, Vol. 32: p. 1277-1281.

- Schumacher, D., 1996. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments. In: D. Schumacher and M.A. Abrams (Editors), Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir, Vol. 66, p. 71-89.
- Scotchman, I.C. *et al.*, 2000. Porefluid evolution in the Kimmeridge Clay Formation of the UK Outer Moray Firth. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: p. 53-57.
- Sen Gupta, B.K. and Aharon, P., 1994. Benthic Foraminifera of bathyal hydrocarbon vents of the Gulf of Mexico: Initial report on communities and stable isotopes. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 88-96.
- Seranne, M., 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on the west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse-to-icehouse transition ? *Terra Nova*, Vol. 11: p. 135-140.
- Seranne, M. *et al.*, 1992. Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 163(No. 2): p. 135-146.
- Shaw, J. *et al.*, 1997. Marine geology of St. George' s Bay, Newfoundland, as interpreted from multibeam bathymetry and back-scatter data. *Geo-Marine Letters*, Vol. 17: p. 188-194.
- Sheridan, R.E. and Grow, J.A., 1988. The Atlantic continental margin. GSA
- Shipley, T.H. *et al.*, 1979. Seismic evidence for widespread possible occurrence of gas-hydrate horizons on continental slopes and rises. *AAPG Bulletin*, Vol. 63: p. 2204-2213.
- Sibson, R.H., 2000. Tectonic controls on maximum sustainable overpressure: fluid redistribution from stress transitions. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: p. 471-475.
- Sibson, R.H., 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, Vol. 211: p. 283-293.
- Sibuet, M. and Olu, K., 1998. Biogeography, biodiversity and fluid dependence of deep-sea cold-seep communities at active and passive margins. *Deep-Sea Research II*, Vol. 45: p. 517-567.
- Sieck, H.C., 1975. Practical application of offshore site hazard surveys. *Ocean Engineering*, Vol. 15(November): p. 6-9.
- Sigalove, J.J. and Pearlman, M.D., 1975. Geochemical seep detection for offshore oil and gas exploration. OTC, paper 2344.
- Sills, G.C. and Wheeler, S.J., 1992. The significance of gas for offshore operations. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1239-1250.
- Singer, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments: a review. *Earth Science Review*, Vol. 21: p. 251-293.
- Singh, S.C. *et al.*, 1993. Velocity structure of a gas hydrate reflector. *Science*, Vol. 260: p. 204-207.
- Sloan, E.D., 1990. *Clathrate Hydrates of Natural Gases*. Marcel Dekker, New York



- S de rberg, P. and Floden , T., 1991. Pockmark developments along a deep crustal structure in the northern Stockholm Archipelago, Baltic Sea. *Beiträge zur Meereskunde Berlin*, Vol. 62: p. 79-102.
- S de rberg, P. and Flodén, T., 1997. Stratabound submarine terraces and pockmarks - indicators of spring sapping in glacial clay, Stockholm Archipelago, Sweden. I. Cato and F. Klingberg, *Proceedings of the fourth Marine Geological conference - the Baltic*. Uppsala. Vol. 86, p. 173-178.
- S de rberg, P. and Flodén, T., 1992. Gas seepages, gas eruptions and degassing structures in the seafloor along the Strömma tectonic lineament in the crystalline Stockholm Archipelago, east Sweden. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1157-1171.
- Solheim, A. and Elverhoi, A., 1993. Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Marine Letters*, Vol. 13: p. 235-243.
- Soter, S., 1999. Macroscopic seismic anomalies and submarine pockmarks in the Corinth-Patras rift, Greece. *Tectonophysics*, Vol. 308: p. 275-290.
- Spense, G.D. *et al.*, 1995. Seismic studies of methane gas hydrate, offshore Vancouver Island. In: B. Carson, G.K. Westbrook, R.J. Musgrave and E. Suess (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. ODP, Vol. 146, p. 163-174.
- Squires, R.L. and Gring, M.P., 1996. Late Eocene chemosynthetic? bivalves from suspect cold seeps, Wagonwheel Mountain, central California. *Journal of Paleontology*, Vol. 70(No. 1): p. 63-73.
- Squires, R.L. and Goedert, J.L., 1991. New late Eocene mollusks from localized limestone deposits formed by subduction-related methane seeps, southwestern Washington. *Journal of Paleontology*, Vol. 65(No. 3): p. 412-416.
- Stakes, D.S. *et al.*, 1999. Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California. *Marine Geology*, Vol. 159: p. 93-109.
- Stewart, S.A., 1999. Seismic interpretation of circular geological structures. *Petroleum Geoscience*, Vol. 5: p. 273-285.
- Suess, E. *et al.*, 1999. Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 170(No. 1/2): p. 1-15.
- Suess, E. *et al.*, 1988. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, College Station, Texas 1015 p.

## **T**

- Taviani, M., 1994. The "calcarei a Lucina" macrofauna reconsidered: Deep-sea faunal oases from Miocene-age cold vents in the Romagna Apennine, Italy. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 185-191.

- Taylor, D.I., 1992. Nearshore shallow gas around the U.K. coast. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1135-1144.
- Taylor, M.H. *et al.*, 2000. Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data. *Marine Geology*, Vol. 164: p. 79-89.
- Terzaghi, K., 1936. The shearing resistance of saturated soil and the angle between the planes of shear. *Proceedings of the First International SMFE Conference*. Harvard, Massachusetts.
- Terzi, C. *et al.*, 1994. Petrography and stable isotope aspects of cold-vent activity imprinted on Miocene-age "calcarei a Lucina" from Tuscan and Romagna Apennines, Italy. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14: p. 177-184.
- Thiel, V. *et al.*, 2001. Molecular signals for anaerobic methane oxidation in Black Sea seep carbonates and a microbial mat. *Marine Chemistry*, Vol. 73: p. 97-112.
- Thiel, V. *et al.*, 1999. Highly isotopically depleted isoprenoids: Molecular markers for ancient methane venting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 63(No. 23/24): p. 3959-3966.
- Thomsen, E., 1987. Environmental evaluation of pockmark areas Gullfaks, Heimdal and Forties in the North Sea: a study based on videotape recordings. *Institut for Geologi Universitetet i Oslo, Oslo, Intern skriftserie nr.52*, 61 p.
- Tingdahl, K.M. *et al.*, 2001. Improving seismic chimney detection using directional attributes. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 29: 205-211.
- Tinivella, U. and Lodolo, E., 2000. The Blake Ridge BSR transect: Tomographic velocity field and theoretical model to estimate methane hydrate quantities. In: C.K. Paull, R. Matsumoto, P.J. Wallace and W.P. Dillon (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. ODP, Vol. 164, p. 1-9.
- Tinivella, U. *et al.*, 1998. Seismic tomography study of a bottom simulating reflector off the South Shetland Islands (Antarctica). In: J.-P. Henriot and J. Mienert (Editors), *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society, London, Special Publication 137, p. 141-151.
- Tinkle, A.R. *et al.*, 1988. Seismic no-data zone, offshore Mississippi delta: Part 1 - acoustic characterization. OTC.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H., 1984. *Petroleum formation and occurrence*. Springer, Berlin
- Tokunaga, T., 2000. The role of turbidites on compaction and dewatering of underthrust sediments at the toe of the northern Barbados accretionary prism: new evidence from logging While Drilling, ODP Leg 171a. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 178: p. 385-395.
- Torres, M.E. *et al.*, 1996. Barite fronts in continental margin sediments: A new look at barium mobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in diagenetic fronts. *Chemical Geology*, Vol. 127: p. 125-139.
- Trasher, J. *et al.*, 1996. Understanding geology as the key to using seepage in exploration: the spectrum of seepage styles. In: D. Schumacher and M.A. Abrams (Editors),

Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir, Vol. 66, p. 223-241.

Traynor, J.J. and Sladen, C., 1998. Seepage in Vietnam - onshore and offshore examples. Oceanographic Literature Review, Vol. 45(No. 2): p. 290.

Tromp, T.K. *et al.*, 1995. A global model for the early diagenesis of organic carbon and organic phosphorus in marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 59(No. 7): p. 1259-1284.

Tsunogai, U. *et al.*, 1998. Methane-rich plumes in the Suruga Trough (Japan) and their carbon isotopic characterization. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 160: p. 97-105.

## U

Uchupi, E. *et al.*, 1996. Gas venting and late Quaternary sedimentation in the Persian (Arabian) Gulf. Marine Geology, Vol. 129: p. 237-269.

Uchupi, E., 1992. Angola Basin: Geohistory and Construction of the Continental Rise. In: P.a.D. Graciansky (Editor), Geologic Evolution of Atlantic Continental Rifts. Nostrand Reinhold, New York. p. 77-99.

Uenzelmann-Neben, G., 1998. Neogene sedimentation history of the Congo Fan. Marine and Petroleum Geology, Vol. 15: p. 635-650.

## V

Valle, P.J. *et al.*, 2001. Tectonostratigraphic development in the eastern Lower Congo Basin, offshore Angola, West Africa. Marine and Petroleum Geology, Vol. 18: p. 909-927.

Van Krevelen, D.W., 1984. Coal. Elsevier, Amsterdam

Van Rensbergen, P. and Morley, C.K., 2000. 3D seismic study of a shale expulsion syncline at the base of the Champion delta, offshore Brunei and its implications for the early structural evolution of large delta systems. Marine and Petroleum Geology, Vol. 17: p. 861-872.

Vanneste, M. *et al.*, 2001. Multi-frequency seismic study of gas hydrate - bearing sediments in Lake Baikal, Siberia. Marine Geology, Vol. 172: p. 1-21.

Vasconcelos, C. and McKenzie, J.A., 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). Journal of Sedimentary Research, Vol. 67: p. 378-390.

Vasseur, G. *et al.*, 1995. Evolution of structural and physical parameters of clays during experimental compaction. Marine and Petroleum Geology, Vol. 12(No. 8): p. 941-954.

Vogt, P.R. *et al.*, 1999a. The Norwegian-Barents-Svalbard (NBS) continental margin: Introducing a natural laboratory of mass wasting, hydrates, and ascent of sediment, pore water, and methane. Geo-Marine Letters, Vol. 19: p. 2-21.

- Vogt, P.R. *et al.*, 1999b. Ground-truthing 11- to 12-kHz side-scan sonar imagery in the Norwegian-Greenland Sea - Part II: Probable diapirs on the Bear Island fan slide valley margins and the Voring Plateau. *Geo-Marine Letters*, Vol. 19: p. 111-130.
- Vogt, P.R., 1997. Hummock fields in the Norway Basin and Eastern Iceland Plateau: Rayleigh-Taylor instabilities ? *Geology*, Vol. 25(No. 6): p. 531-534.
- Vogt, P.R. *et al.*, 1994. Methane-generated(?) pockmarks on young, thickly sedimented oceanic crust in the arctic: Vestnesa ridge, Fram strait. *Geology*, Vol. 22: p. 255-258.
- Von Bitter, P.H. *et al.*, 1992. Chemosynthesis: an alternate hypothesis for Carboniferous biotas in bryozoan/microbial mounds, Newfoundland, Canada. *Palaios*, Vol. 7: p. 466-484.
- Von Bitter, P.H. *et al.*, 1990. Early Carboniferous low-temperature hydrothermal vent communities from Newfoundland. *Nature*, Vol. 344: p. 145-148.
- Von Huene, R. and Pecher, I.A., 1999. Vertical tectonics and the origins of BSRs along the Peru margin. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 166: p. 47-55.
- Von Rad, U. *et al.*, 1996. Authigenic carbonates derived from oxidized methane vented from the Makran accretionary prism off Pakistan. *Marine Geology*, Vol. 136: p. 55-77.

## **W**

- Wangen, M., 2000. Generation of overpressure by cementation of pore space in sedimentary rocks. *Geophysical Journal International*, Vol. 143(No. 3): p. 608-620.
- Wefer, G. *et al.*, 1998a. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Vol. 175, 577 p.
- Wefer, G. *et al.*, 1998b. Facies patterns and authigenic minerals of upwelling deposits off Southwest Africa, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Vol.175, p. 487-504.
- Weinberger, R., 1999. Initiation and growth of cracks during desiccation of stratified muddy sediments. *J. Struct. Geol.*, 21: 379-386.
- Weissel, J.K. *et al.*, 1977. Plate tectonic synthesis: the displacements between Australia, New Zealand and Antarctica since the Late Cretaceous. *Marine Geology*, Vol. 25: p. 231-277.
- Werner, F., 1978. Depressions in mud sediments (Eckernfoerde Bay, Baltic Sea) related to sub-bottom and currents. *Meyniana*, Vol. 30: p. 99-104.
- Westrich, J.T., 1983. The consequences and controls of the bacterial sulfate reduction in marine sediments. Ph.D. dissertation, Yale University
- Wetzel, A., 1993. The transfert of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. *AAPG bulletin*, Vol. 77(No. 10): p. 1679-1692.
- Wever, T.F. *et al.*, 1998. Shallow gas in the muddy sediments of Eckernfoerde Bay, Germany. *Continental Shelf Research*, Vol. 18: p. 1715-1739.
- Whalley, E., 1980. Speed of longitudinal sound in clathrate hydrates. *JGR*, Vol. 85: p. 2539-2542.

- Wheeler, S.J., 1990. Movement of large gas bubbles in unsaturated fine-grained sediments. *Marine Geotechnology*, Vol. 9: p. 113-129.
- Whiticar, M.J., 2002. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay. *Marine Geology*, Vol. 182: p. 29-53.
- Whiticar, M.J. and Werner, F., 1981. Pockmarks : Submarine vents of natural gas or freshwater seeps ? *Geo-Marine Letters*, Vol. 1: p. 193-199.
- Wonham, J.P. *et al.*, 2000. 3D sedimentary evolution of a canyon fill (Lower Miocene-age) from the Mandorve Formation, offshore Gabon. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 17: p. 175-197.

## **X**

- Xie, X. *et al.*, 2001. Evidence for episodic expulsion of hot fluids along faults near diapiric structures of the Yinggehai Basin, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 18: p. 715-728.
- Xinong, X. *et al.*, 1999. Overpressure development and hydrofracturing in the Yinggehai Basin, South China Sea. *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 22(No. 4): p. 437-453.
- Xu, W. and Ruppel, C., 1999. Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments. *JGR*, Vol. 104(No. B3): p. 5081-5095.

## **Y**

- Yefremova, A.G. and Zhizhchenko, B.P., 1974. Obnaruzheniye kristallgidradov gazov osadkakh sovremennykh akvatoriy. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, Vol. 214: p. 1179-1181.
- Yu, Z. and Lerche, I., 1996. Modelling abnormal pressure development in sandstone/shale basins. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 13(No. 2): p. 179-193.
- Yuan, F. *et al.*, 1992. Acoustic and physical characteristics of gassy sediments in the western Irish Sea. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1121-1134.
- Yun, J.W. *et al.*, 1999. Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology. *Marine Geology*, Vol. 154: p. 357-368.

## **Z**

- Zabel, M. and Schulz, H.D., 2001. Importance of submarine landslides for non-steady state conditions in pore water systems - Lower Zaire (Congo) deep-sea fan. *Marine Geology*, Vol. 176: p. 87-99.
- Zatsepina, O.Y. and Buffett, B.A., 1997. Phase equilibrium of gas hydrate: Implications for the formation of hydrate in the deep sea floor. *Geophysical Research Letters*, Vol. 24(No. 13): p. 1567-1570.
- Zehnder, A.J.B. and Brock, T.D., 1979. *Journal of Bacteriology*, Vol. 137: p. 420-432.

## GLOSSAIRE :

**Authigénique** : S'applique à tout minéral ayant pris naissance dans la roche où il se trouve , surtout utilisé pour les minéraux ayant cristallisé dans les roches sédimentaires pendant la diagenèse (Ant. : allogénique ou allothigénique)

**Autotrophe** : Se dit d'organismes capables de se développer à partir des seuls éléments chimiques, comme les végétaux verts et certaines bactéries (Ant. : hétérotrophe\*).

**Hétérotrophe** : Se dit d'un être vivant qui se nourrit de substances organiques, comme les animaux et la plupart des plantes dépourvues de chlorophylle.

Antonyme : autotrophe\*.

**Méthanotrophe** : (ou méthanotrophique) Se dit d'êtres vivants qui consomment le méthane à travers des réactions chimiques comme la réaction d'oxydation du méthane.

**Organogénique** : composé d'organismes. Créé sous l'action microbienne (Ant : authigénique)

**Thiotrophe** : (ou thiotrophique)

# LES MARQUEURS GEOLOGIQUES DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES SEDIMENTAIRES SUR LE PLANCHER DES MARGES PASSIVES MATURES. EXEMPLES DANS LE BASSIN DU CONGO.

Par Aurélien Gay

## Résumé :

L'objectif de ce travail était de reconstituer l'histoire polyphasée des fluides dans les séries cénozoïques de la marge passive du Congo-Angola, dans le but de préciser la nature et le chemin suivi par les fluides, leurs mécanismes d'expulsion et leur expression sur le fond de la mer et dans les séries anciennes à l'affleurement. Notre approche repose d'une part sur l'analyse d'une large couverture d'imagerie bathymétrique et de sismique 3D performantes dans les bassins du Congo et de l'Angola et d'autre part sur une étude géologique de terrain dans les Terres Noires jurassiques du bassin du Sud-Est de la France où des sorties de fluides fossiles avaient déjà été signalées.

Nous montrons à travers ce travail que :

- l'expulsion précoce des fluides interstitiels génère des conduits initiaux suivant un réseau de failles polygonales et de sillons en relation avec la compaction des sédiments qui ouvrent la voie à des migrations de fluides plus profonds exprimés sur le fond de l'eau par des pockmarks ;
- la répartition et l'organisation des sorties de fluides sur le fond de l'eau est le reflet du chemin suivi par les fluides (failles, surfaces d'érosion, fentes d'extension) ou du réservoir dont ils sont issus (chenaux turbiditiques, hydrates de gaz) ;
- l'expression des sorties de fluides sur le fond de la mer peut être approchée à partir de l'organisation spatiale des communautés biologiques et la nature minéralogique des précipitations qui dépendent de l'intensité du flux ascendant de méthane ;
- les sorties de fluides sont le résultat d'une migration et d'une expulsion cycliques bien exprimées sur les affleurements fossiles et qui ne sont pas forcément catastrophiques, contrairement aux modèles déjà proposés.

Cette approche spatiale et temporelle permet de montrer que les fluides, depuis les stades initiaux du dépôt des sédiments jusqu'aux migrations tardives de fluides plus profonds, s'inscrivent dans un processus continu à l'échelle de l'histoire du bassin, avec une pérennisation au moins partielle des drains.

## GEOLOGICAL EVIDENCES OF SEDIMENTARY FLUIDS MIGRATION AND EXPULSION ON THE SEAFLOOR OF MATURE PASSIVE MARGINS. EXAMPLES WITHIN THE LOWER CONGO BASIN.

by Aurélien Gay

## Abstract :

The objective of this work was to reconstruct the complex fluid history within Cenozoic sediments of the Congo-Angola passive margin. More precisely, this study aims to describe the nature and the pathways of sedimentary fluids, their migration processes and their present day or fossil seafloor features. The study is based 1) on high resolution bathymetric and 3D-seismic data that cover large areas in the Congo-Angola basins and 2) on geological analyses of the Jurassic "Terres Noires" in the SE basin of France, where fossil chimneys and chemosynthetic communities have been identified.

This work shows that:

- During early compaction of mud-dominated sediments, numerous hexagonal faults have been initiated, which represent preferential pathways for fluid migration from deeper levels, in particular thermogenic gases or oils, leading to the formation of pockmarks on seafloor.
- The organisation of seepage features on the seafloor is controlled either by pathways of fluids (faults, escarpments, cracks) or by the buried reservoir morphology (turbiditic channels, gas hydrates).
- The seafloor expression of seepage features is determined by the nature of biological communities and sediment mineralogy, depending on the intensity of ascending flux of methane.
- The seepage features are the result of periodical releases of fluids, well identified on fossil outcrops. The fluid expulsion is not catastrophic, unlike the previously proposed models.

This spatial and temporal approach allows to show that fluid migration and expulsion, since the initial stages of sediment deposit until late migrations of deeper fluids, is a continuous process, leading to the formation of conduits that can be reactivated several times during basin evolution.