

Université du Québec
INRS Eau, Terre, Environnement

**Apport de méthodes géophysiques marines et de la scanographie à l'étude de
la genèse des faciès de sismique-réflexion de haute et très haute résolution**

Par
Mathieu J. Duchesne, M.Sc.A.

Thèse présentée
pour l'obtention
du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.)
en sciences de la Terre (géophysique marine)

Jury d'évaluation

Président du jury et
examineur interne

Denis Lavoie,
Commission Géologique du Canada, Québec
INRS Eau, Terre, Environnement

Examineur
externe

James A. Hunter,
Commission Géologique du Canada, Ottawa

Examineur
externe

Bruce S. Hart
Earth and Planetary Sciences
McGill University, Montréal

Examineur
interne

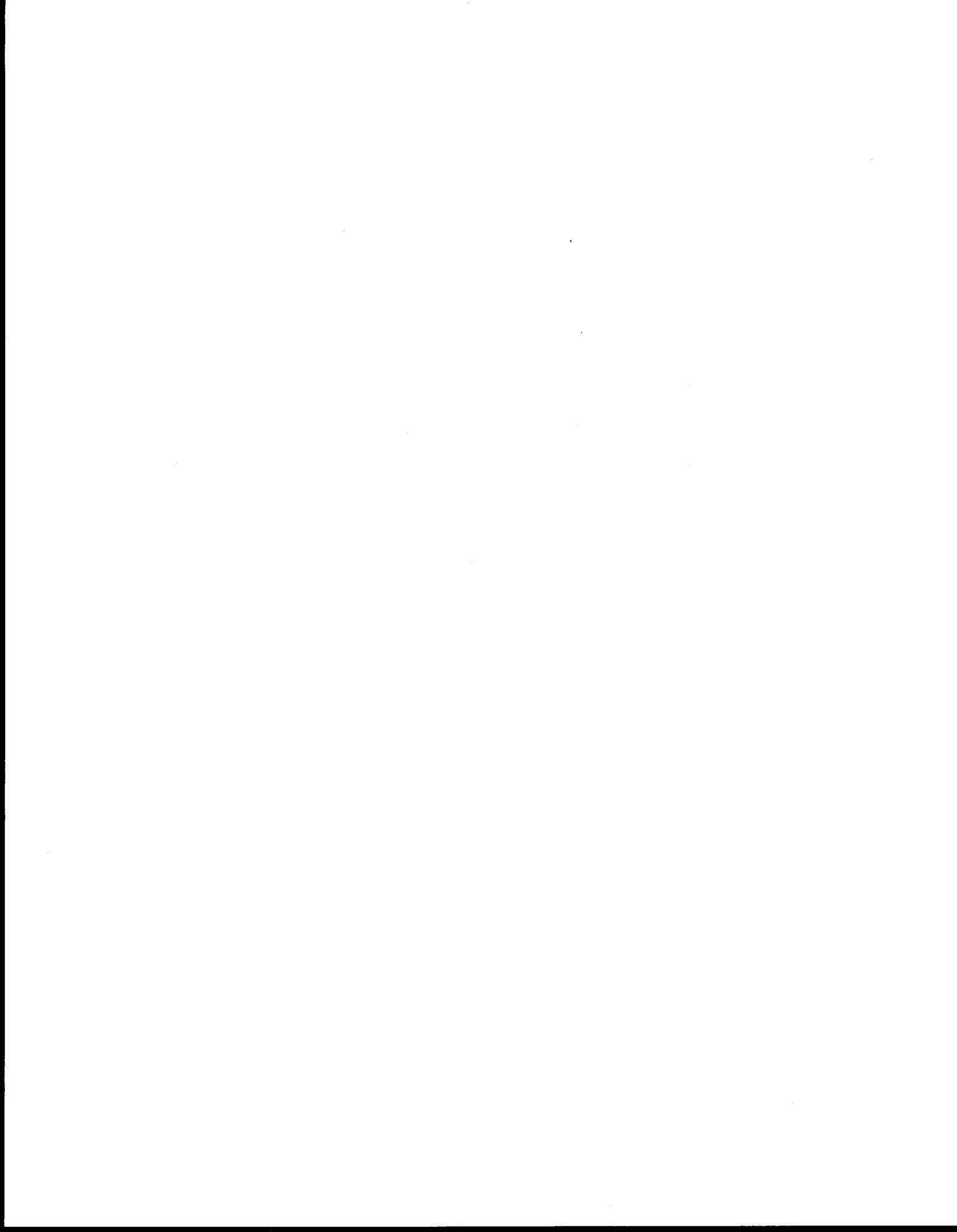
Lyal Harris
INRS Eau, Terre, Environnement

Directeur de recherche

Bernard F. Long
INRS Eau, Terre, Environnement

Codirecteur de recherche

David J. W. Piper
Commission Géologique du Canada, Dartmouth



Résumé

L'étude de la genèse des faciès sismiques revêt un intérêt important en géologie, car elle traduit l'architecture interne des corps sédimentaires et leur mise en place. La première partie des travaux traite de l'apport du couplage de la scanographie et de la sismique-réflexion à l'interprétation génétique des faciès sismiques. Des données provenant d'environnements sédimentaires différents, soit d'un fjord, de lacs et d'un plateau continental, furent comparées. Les profils de sismique-réflexion utilisés ont produit une image sismo-stratigraphique précise des dépôts, facilitant l'identification des divers faciès sismiques. L'acquisition des données scanographiques a généré des informations qualitatives et quantitatives sur les dépôts à une très grande résolution (1 mm). L'observation scanographique des sédiments a amélioré les connaissances relatives aux conditions de mise en place des dépôts et à l'effet des variations de l'architecture sédimentaire et de certaines propriétés physiques des sédiments, sur la signature sismique de ceux-ci.

Le couplage des données sismiques et scanographiques est une approche décisive pour l'interprétation génétique en sismique-réflexion. Cette méthode illustre que certains faciès sismiques ayant des configurations internes similaires, possèdent des faciès scanographiques différents et que, par opposition, certains faciès scanographiques présentent des signatures sismiques identiques. Ceci implique que la configuration interne des faciès sismiques doit être associée à plusieurs faciès et processus sédimentaires plutôt qu'à un seul type de faciès et de processus. De plus, les réflexions internes du dépôt ne réfèrent pas nécessairement à son architecture sédimentaire, mais plutôt à l'architecture des propriétés physiques du dépôt.

La deuxième partie des travaux aborde l'influence des différents styles de delta sur la genèse des faciès sismiques observés en bordure de la péninsule de Manicouagan, Canada. Les résultats suggèrent qu'un lien existe entre le type de delta et l'évolution des talus continentaux et les cônes sous-marins profonds.

L'étude propose que l'énergie des conditions hydrodynamiques à laquelle est soumis le delta, affecte la construction des cônes sous-marins profonds. Les interprétations montrent que les facteurs autochtones contrôlent la formation et la localisation des zones de dépôts maximum.

Les limitations rencontrées permettent d'orienter les travaux futurs traitant de sujets similaires. Premièrement, les méthodes de corrélation furent développées dans un espace bidimensionnel ce qui limite l'interprétation des mécanismes d'écoulement ayant formé les corps sédimentaires. L'application d'une démarche corrélatrice similaire en trois dimensions rehausserait la qualité de l'interprétation. En scanographie, la principale limitation est la contribution de l'effet photoélectrique. Les travaux ultérieurs devraient donc cibler cette problématique afin qu'il soit possible d'utiliser, avec plus de confiance, les valeurs scanographiques comme indicateur de densité. Pour valider les préceptes proposés par cette thèse, concernant l'influence des différents styles de delta sur l'évolution des bassins, les travaux futurs devraient inclure un plus grand nombre de systèmes deltaïques. Les deltas étant des milieux sédimentaires bien documentés dans la littérature, de vastes bases de données sont accessibles pour réaliser ces travaux. Une meilleure compréhension de l'implication des différents styles de delta sur la construction des bassins, est un élément clé pour localiser des réservoirs au sein de ceux-ci.

Étudiant

Directeur de recherche

Codirecteur de recherche

Abstract

The study of the genesis of seismic facies is important in geology to reveal information on the architecture of sedimentary bodies and on the processes that lead to the formation of these bodies. The first part of this study discusses the contribution of the coupling of seismic profiles with CT-scan data to determine the genesis of seismic-reflection facies. Data coming from three different sedimentary environments; i.e. from a fjord, lakes and a continental shelf, were compared. The seismic-reflection profiles have shown a detailed image of the seismic stratigraphy of the deposits, guiding more easily the identification of the seismic facies. The CT-scan data provided qualitative and quantitative information on the sediments at a very-high resolution (1 mm). The CT-scan observations of the sediments have improved 1) knowledge regarding the processes responsible of the formation of the deposits and 2) the effect of the sedimentary architecture and the physical properties on the seismic signature of the deposits.

The coupling of seismic and CT-scan data showed that similar seismic facies may correspond to different CT-scan facies and, conversely, different CT-scan facies may have the same acoustic response. This implies that the internal configuration of the seismic facies should be linked to a synthesis of lithological variations instead of a single and unique lithology. Moreover, the geometry of the reflections does not always correspond to the geometry of sedimentary structures but rather to the geometry of the physical properties of the deposit.

The second part of the study discusses the influence of different types of delta on the genesis of seismic facies observed around the Manicouagan Peninsula, St. Lawrence Estuary, Canada. The results suggest a relation exists between the type of delta and the way in which the continental slope and submarine fans are constructed. The study proposes that the energy of the hydrodynamic conditions which affect the delta, influences the construction of submarine fans. The

interpretations also illustrate that autochthonous factors control the formation and the location of the depocenters.

The limitations emerging from the present work orient future work treating similar topics. First, the correlation methods were developed in a 2-D space. This limits the interpretation of the flow mechanisms responsible of the formation of the sedimentary bodies. The application in a 3-D space of such methods should enhance the quality of the interpretations. Concerning the CT-scan analysis, the main limitation is the contribution of the photoelectric effect. Future work needs to target this problem in the perspective of using CT-scan data more confidently as density proxies. To validate with additional certainty the influence of different types of delta on the evolution of a basin, further investigations on this subject should include a larger number of deltaic systems. Deltas are well-documented in the literature. Therefore, access to several existing databases is possible. A better comprehension of the implication of the deltaic styles on the formation of sedimentary basins is a key element to localize reservoirs within these basins.

Alors que j'étais à ce moment un de ses étudiants, mon vieux professeur de géophysique me dit: « Si un jour je réussis à passionner ne serait-ce qu'un seul étudiant pour la géophysique, je considérerai que j'ai accompli mon travail de professeur. » Tu as réussi! Aujourd'hui, je suis comme toi, mon vieux professeur de géophysique, passionné de ce monde abstrait où les ondes se marient aux roches et à leurs fragments pour donner naissance à de vastes tableaux dans lesquels sont encryptés une partie de l'histoire de notre Terre.

À toi, Reynald Du Berger, ingénieur, mais d'abord et avant tout géophysicien, sismologue, et professeur, je dédie cette thèse.



Remerciements

Je tiens d'abord à remercier mon directeur Bernard F. Long, pour la confiance qu'il m'a accordé, pour m'avoir donné la chance de présenter mes travaux dans le cadre de nombreuses rencontres internationales et pour les multiples échanges stimulants traitant de mon projet. Je tiens aussi à remercier mon co-directeur David J. W. Piper, pour son regard critique et le grand professionnalisme qu'il a démontré lors de la révision de mes écrits. Merci également aux membres du jury, Lyal Harris, Bruce S. Hart, James A. Hunter et Denis Lavoie dont les commentaires et suggestions ont amélioré le contenu de la thèse.

La réalisation de cette thèse de doctorat fut d'abord et avant tout l'accomplissement d'un travail d'équipe. Certes, j'ai mis les mots sur papier exprimant les idées et les concepts qu'elle contient, mais ma réflexion sur ces travaux fut aiguillée par de nombreux individus avec lesquels j'ai eu de riches discussions qui ont apporté de la profondeur à cet ouvrage. Je pense ici à : Érick Adam, Flavio Anselmetti, Jean-François Crémer, Pierre Francus, Edward King, Jacques Labrie, Pascal Locat, Manon Massé, David C. Mosher, Francis Moore, Didier Perret, Nicolas Pinet, Michael Riedel, Peter Simpkin et Guillaume St-Onge. À vous tous, merci pour avoir bien voulu partager vos connaissances avec moi. Également, une pensée spéciale pour Antoine, Karine, Maud, Maude, Manu et Régis, membres ou ex-membres de l'équipe de Bernard, pour avoir bien voulu écouter mes doléances doctorales. De plus, un merci spécial pour souligner le dévouement de Lise Michard et Suzanne Dussault respectivement au secrétariat de l'enseignement de l'INRS-Géoressources et de l'INRS-ETE. Aussi, un gros merci à toutes les personnes de la Commission Géologique du Canada et de l'INRS que j'ai côtoyées professionnellement ou personnellement, pendant mon séjour au Centre Géoscientifique de Québec; vous avez toutes été supers! Merci à Josée Lepage pour avoir si gentiment et généreusement remis mon français à l'ordre. Enfin, je tiens à remercier Josée Posadski pour l'édition finalement du manuscrit.

Je m'en voudrais de passer sous le silence l'apport de mes plus précieux collaborateurs. En premier lieu, j'aimerais souligner le soutien inconditionnel de mon père Jean-Robert et de ma mère Lise, qui m'ont aidé à décrocher quand j'en avais besoin et ce à n'importe quels moments; merci à vous deux, je vous aime très fort. Merci à mes chums et colocs Nic B et J.-F. B. Vous êtes tous les deux de chics types sans qui je n'aurais pu atteindre mon but. À toi Nic B., je dis « vive le vélo » et un jour on ira voir le Tour de France ensemble! À toi J.-F. B., je dis merci de m'avoir laissé profiter de ton côté relax et désinvolte qui a agi comme un baume sur mon stress doctoral.

Finalement, je tiens à remercier le Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie pour avoir financé une partie de mes travaux par le biais du projet Canada-CoSta ainsi que la Commission Géologique du Canada et l'Institut Fédéral Suisse de la Technologie à Zurich pour m'avoir donné la permission d'utiliser des données contenues dans cette thèse.

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	ix
Table des matières	xi
Liste des figures	xxi
Liste des tableaux	xxix
Notation	xxxix
Première partie : Introduction	1
1.1 Introduction	3
1.1.1 Contenu de la thèse	5
1.2 La sismique-réflexion	9
1.2.1 Fondement de la méthode	9
1.2.2 Fonctionnement et appareillage d'acquisition	12
1.2.3 Le traitement des données	18
1.2.4 Les artéfacts	19
1.2.5 Le sismogramme synthétique	24
1.3 Le sondage multifaisceaux	25
1.4 La scanographie	30
1.4.1 Fondement de la méthode	30
1.4.2 Reconstruction et caractéristiques des images	32
1.4.3 Les artéfacts	34
1.4.4 Mesures et échelles d'intensité scanographique	37
1.4.5 Format d'enregistrement des images	39
1.5 La stratigraphie	40
1.5.1 La sismo-stratigraphie	41
1.5.2 La scano-stratigraphie	49
1.6 Problématique	52

1.7 Objectifs	55
1.8 Sites à l'étude	56
1.8.1 Le bassin supérieur du Fjord du Saguenay	59
1.8.2 Le bassin de Brandal	60
1.8.3 Le lac Cardiel	64
1.8.4 Le lac Lungern	65
1.8.5 La péninsule de Manicouagan	67
1.9 Matériel et méthodologie	72
1.9.1 Matériel	72
1.9.1.1 <i>Le bassin supérieur du Fjord du Saguenay</i>	72
1.9.1.2 <i>Le bassin de Brandal</i>	72
1.9.1.3 <i>Le lac Cardiel</i>	73
1.9.1.4 <i>Le lac Lungern</i>	73
1.9.1.5 <i>La Péninsule de Manicouagan</i>	78
1.9.2 Méthodologie	79
1.9.2.1 <i>Acquisition des données de sismique-réflexion</i>	79
<u>Le bassin supérieur du Fjord du Saguenay</u>	79
<u>Le bassin de Brandal</u>	79
<u>Les lacs Cardiel et Lungern</u>	80
<u>La Péninsule de Manicouagan</u>	80
1.9.2.2 <i>Traitement des données de sismique-réflexion</i>	81
1.9.2.3 <i>Traitement des données multifaisceaux</i>	82
1.9.2.4 <i>Acquisition des données scanographiques</i>	84
1.9.2.5 <i>Traitement des données scanographiques</i>	85
1.10 Contributions et apports à l'avancement des connaissances	87
1.10.1 Contributions de la thèse à l'avancement des connaissances	87
1.10.2 Contributions de l'auteur	91
1.10.3 Autres contributions	94

Deuxième partie : Articles	99
Chapitre 2 On the use of ct-scan analysis to determine the genesis of very-high-resolution seismic-reflection facies.	101
Résumé	102
Abstract	103
2.1 Introduction	104
2.1.1 Seismic stratigraphy analysis	104
2.1.2 Computerized-automated-tomography analysis	106
2.1.3 Coupling CT-scan with VHR seismic data	108
2.2 Material and methods	108
2.2.1 VHR seismic data acquisition	109
<u>Upper Saguenay Fjord basin: IKB Seistec</u>	109
<u>Brandal Basin: Hunttec Deep-towed system (DTS)</u>	109
<u>Lake Cardiel: GeoPulse Transmitter Model 5430A</u>	109
2.2.2 Seismic data processing	110
2.2.2.1 <i>Averaged seismic traces calculation</i>	111
2.2.3 CT-scan data acquisition	111
2.2.4 Wavelet processing of the CT-scan data	113
2.2.5 Peak fitting procedure	116
2.2.6 P-wave velocity measurements	117
2.3 Data	117
2.3.1 Upper Saguenay Fjord basin	117
<u>Geological background</u>	117
<u>Correlations</u>	118
2.3.2 Brandal Basin	121
<u>Geological background</u>	121
<u>Correlations</u>	121
2.3.3 Lake Cardiel	124
<u>Geological background</u>	124

<u>Correlations</u>	125
2.4 Characteristics and limitations of seismic and CT-scan data	129
2.4.1 CT number and acoustic impedance variations	129
2.4.2 Seismic and CT-scan sources	129
2.4.3 Frequency content of the CT-scan and the seismic data	131
2.4.4 Presence of noise in seismic and CT-scan data	134
2.4.5 Physical properties of the sediments influencing seismic and CT-scan responses	135
2.4.6 Volume of sediments imaged by CT-scan and seismic data	139
2.4.7 Lateral resolution of the two methods	143
2.4.8 Positioning accuracy	143
2.5 Discussion	144
2.5.1 Genesis of the seismic facies	144
2.5.2 P-wave velocity	145
2.5.3 Presence of noise in the sedimentary column	146
2.5.4 Effect of piston core sampling on the correlations	149
2.5.5 Data set resolution	150
2.5.6 Effects of Fresnel zone diameter and shot spacing on the seismic imagery	150
2.5.7 Acoustic contrasts and seismic reflections	151
2.6 Conclusion	153
Acknowledgements	155
Chapitre 3 A rapid method for converting medical computed tomography scanner topogram attenuation scale to hounsfield unit scale and to obtain relative density values.	157
Résumé	158
Abstract	159
3.1 Introduction	160
3.2 CT-scanner principles	161

3.3 Image acquisition	163
3.4 Methods	167
3.4.1 Converting topogram attenuation scale to HU scale	167
3.4.2 Photoelectric effect correction	167
3.4.3 Calculation of the relative density from HU values	168
3.5 Results and Discussion	168
3.6 Conclusion	175
Acknowledgments	178
Chapitre 4 Synthetic seismograms derived from ct-scan data: towards a better understanding of the genesis of seismic facies.	179
Résumé	180
Abstract	182
4.1 Introduction	183
4.1.1 Synthetic seismograms	185
4.1.2 CT-scan analysis	187
4.1.3 How CT-scan analysis can improve the utility of synthetic seismograms	188
4.2 Materials	191
4.3 Methods	193
4.3.1 Seismic data acquisition	193
4.3.2 Seismic data processing	196
4.3.3 CT-scan data acquisition	196
4.3.4 CT-scan data processing	197
4.3.5 Characterization of the CT-scan facies heterogeneity	197
4.3.6 Source wavelets	199
4.3.7 P-wave velocity measurements	200
4.3.8 Extraction of relative density from CT-scan data	201
4.3.9 Synthetic seismograms generation	203
4.4 Results	203

4.4.1 Brandal Basin	203
<u>Seismic facies</u>	203
<u>CT-scan facies</u>	204
<u>Synthetic seismograms</u>	209
4.4.2 Lake Cardiel	209
<u>Seismic facies</u>	209
<u>CT-scan facies</u>	213
<u>Synthetic seismograms</u>	213
4.4.3 Lake Lungern	217
<u>Seismic facies</u>	217
<u>CT-scan facies</u>	217
<u>Synthetic seismograms</u>	218
4.4 Genetical interpretation of the seismic facies	218
<u>Brandal Basin</u>	218
<u>Lake Cardiel</u>	225
<u>Lake Lungern</u>	225
4.5 Discussion	226
4.5.1 Effects of the source wavelet and piston core sampling on the accuracy of the ties	226
4.5.2 Limitation caused by the extraction of relative density values from CT-scan data	227
4.5.3 Importance of the method on understanding of the genesis of seismic facies	229
4.6 Summary	229
Acknowledgements	230

Chapitre 5 Influence of the deltaic style on shelf, slope and deep-sea fan construction: geophysical observations from the Manicouagan Peninsula area, Canada.	233
Résumé	234
Abstract	236
5.1 Introduction	237
5.2 Study site	240
5.2.1 Geological setting	240
5.3 Materials and methods	244
5.4 Results	245
5.4.1 Deltaic morphology determined from aerial photography mosaic	245
<u>Betsiamites Delta</u>	245
<u>Outardes Delta</u>	245
<u>Manicouagan Delta</u>	248
5.4.2 Multibeam coverage	248
<u>Continental shelf and slope off Betsiamites and Outardes prodeltas</u>	248
<u>Channels associated with the Manicouagan delta-to-basin-floor system</u>	251
5.4.3 Subbottom profiling	251
<u>Betsiamites and Outardes prodeltas</u>	251
5.4.4 Seismic profiling	255
<u>Betsiamites and Outardes areas</u>	255
<u>Manicouagan delta-to-basin-floor system</u>	264
5.4.5 Conceptual models	265
5.5 Discussion	270
5.5.1 Impact of the relative-sea-level fall/lowstand context on the evolution of the three delta-to-basin-floor systems	270
5.5.2 Implication of faults observed in the seismic stratigraphy	273
5.5.3 Seismic architecture of the three delta-to-basin-floor systems	274
5.5.4 Sediment distribution in the three systems	276

5.5.5 High frequency seismic signatures: evidence of relative-sea-level variations and catastrophic sedimentation episodes	278
5.5.6 Influence of the delta type on the slope and basin floor construction	280
5.5.7 The development of analytical schemes in delta-to-basin-floor studies	284
5.6 Summary	285
Acknowledgments	286
 Chapitre 6 Conclusion	287
 6.1 Conclusions générales	287
6.2 Limitations des présents travaux et orientation des travaux futurs ..	291
 Références citées	295
 Troisième partie : Appendices	332
 Liste des appendices	333
Appendice A : Duchesne, M. J., Long, B. F., Urgeles, R. et Locat J. 2003. <i>New evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area, Québec, Canada</i> . <i>Geo-marine Letters</i> , 22 (4): 233-242	335
Appendice B : Duchesne, M. J., Long, B. F., Locat, P., Locat, J. et Massé, M. <i>The Point-du-Fort mass movement deposits, Upper Saguenay Fjord, Canada : a multiphase build-up</i> . Dans <i>Submarine Mass movements and their Consequences</i> , Éditeurs J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic Publisher, The Netherlands, pp. 499-508	361
Appendice C : Paramètres d'acquisition des images scanographiques	377
Appendice D : Filtres bidimensionnels passe-haut utilisés lors de la reconstruction des topogrammes	379
Appendice E : Fonction d'interpolation cubique discrète des traces sismiques	383

Appendice F : Fonction utilisée pour normaliser l'amplitude de la trace sismique	387
Appendice G : Fonction utilisée pour simuler l'impulsion d'une source sismique de type <i>boomer</i>	391
Appendice H : Fonction utilisée pour simuler l'impulsion du transducteur GeoPulse Model 5430A	397
Appendice I : Fonction de corrélation pour les données sismiques et scanographiques	401



Liste des figures

- Figure 1.1 : La loi de Snell-Descartes montrant la réflexion et la réfraction d'une onde élastique plane à l'interface de deux milieux.11
- Figure 1.2 : Signatures acoustiques typiques de certaines sources de sismique-réflexion marine : a) un transducteur électro-acoustique (Mosher et Simpkin, 1999), b) un *boomer* (Mosher et Simpkin, 1999) et c) un étinceleur.15
- Figure 1.3 : a) Formation de la bulle d'un étinceleur et de bulles « plasmas » (après 6,3 ms) pour un étinceleur de 720 J et b) la signature acoustique y étant associée (modifié de Buogo et Cannelli (2002)).16
- Figure 1.4 : Artéfacts observés en sismique-réflexion marine : a) la réflexion multiple primaire, b) la réflexion fantôme, c) le pédalage, d) les pulsations de la bulle de gaz (étinceleur et canon à air), e) l'écho latéral, et f) l'hyperbole de diffraction.21
- Figure 1.5 : Différence de couverture du fond marin offerte par un échosondeur monofaisceaux (a) et échosondeur multifaisceaux (b) (selon Hughes Clarke, 2005).27
- Figure 1.6 : Artéfacts de réfraction présents en sondage multifaisceaux : a) circulaire et b) de maillage.29
- Figure 1.7 : Artéfacts en scanographie médicale : a) les stries, b) les anneaux, c) et le durcissement du faisceau (flèche).35
- Figure 1.8 : Les principaux types de faciès sismiques : a) parallèle, b) divergent, c) progradant, d) chaotique et e) transparent (selon Mitchum et al., 1977).43
- Figure 1.9 : Les différents styles de géométrie des terminaison de réflexions : a) troncature érosive, b) le biseau d'aggradation, b), c) le biseau sommital, d) le biseau de progradation et e-f) la concordance (selon Sangree et Widmier, 1979).46
- Figure 1.10 : Modèle d'évolution stratigraphique relatant les processus sédimentaires impliqués lors de la transition d'un environnement glaciaire à deltaïque élaboré en partie à partir d'une analyse scanographique (modifié de Boespflug et al. (1995).51

Figure 1.11 : Localisation du bassin supérieur du Fjord du Saguenay fait à partir du couplage d'une image multifaisceaux et de modèle d'élévation numérique (modifié de Urgeles et al., 2002).	62
Figure 1.12 : Localisation du Bassin de Brandal.	63
Figure 1.13 : Localisation du Lac Cardiel (modifié de Gilli, 2003).	65
Figure 1.14 : Localisation du Lac Lungern (modifié de Monecke et al., 2004).	67
Figure 1.15 : Localisation de la Péninsule de Manicouagan.	69
Figure 1.16 : Positionnement des traces sismiques par rapport au site de carottage dans le bassin supérieur du Fjord du Saguenay.	74
Figure 1.17 : Positionnement des traces sismiques par rapport aux deux sites de carottage dans le bassin de Brandal.	75
Figure 1.18 : Positionnement des traces sismiques par rapport au site de carottage dans le lac Cardiel.	76
Figure 1.19 : Positionnement des traces sismiques par rapport au site de carottage dans le lac Lungern.	77
Figure 1.20 : L'ondelette mère de Daubechies utilisée pour lisser les profils scanographiques des carottes.	88
Figure 2.1 : A) The photoelectric effect B) The Compton effect (modified from Moore, 2004).	107
Figure 2.2 : Drawing showing the volume of the core on which CT number profiles were extracted.	114
Figure 2.3 : Raw CT-scan profile (left) containing higher frequency components masking lower frequency components. The application of the wavelet transform on the CT-scan signal permitted to image properly lower frequencies contained within the signal (right)..	115

Figure 2.4 : Location of the cores and the seismic profile collected in the Upper Saguenay Fjord basin.	119
Figure 2.5 : Correlation between seismic and CT-scan data of core sag-13 (Upper Saguenay Fjord Basin).	120
Figure 2.6 : Location of the core and the seismic profile collected in the Brandal basin.	122
Figure 2.7 : Correlation between seismic and CT-scan data of core 2001043-44 (Brandal Basin).	123
Figure 2.8 : Location of the core and the seismic profile collected in Lake Cardiel.	126
Figure 2.9 : Correlation between seismic and CT-scan data of core cardiel99-3 (Lake Cardiel).	127
Figure 2.10 : Intensity spectrum of the tungsten tube of the Siemens Somatom Volume Access medical CT-scanner.	130
Figure 2.11 : Power spectra of raw (A) and wavelet-smoothed (B) CT-scan signal.	132
Figure 2.12 : Frequency spectra of the different seismic equipments used and examples of the corresponding CT-scan signal after being convoluted with the different seismic source pulses.	133
Figure 2.13 : Example of mismatches between sedimentary structures and physical properties. A section of the CT-scan imagery of core MB01-03 plotted between enlarged portions of P-wave and density profiles (see text for details).	139
Figure 2.14 : Drawing presenting the difference of sediments volume contained in a core and represented by a seismic trace.	141
Figure 2.15 : Two cores collected 19 m apart showing quick lateral facies changes observed in the Upper Saguenay Fjord basin.	142
Figure 2.16 : P-wave velocity profiles obtained on cores collected in the study areas.	148

Figure 2.17 : Drawing showing the effect of the Fresnel zone diameter and the shot spacing on the seismic profiling.	152
Figure 3.1 : Examples of CT-image acquisition. A) A tomogram collected on a core section and B) a topogram collected on a cores section.	162
Figure 3.2 : A) the photoelectric and B) the Compton effects (modified from Moore, 2004).	164
Figure 3.3: Variation of the photoelectric and the Compton effects as a function of the energy and the atomic number.	164
Figure 3.4 : Topogram attenuation of the water as a function of thickness.	169
Figure 3.5 : Intensity spectrum of the tungsten tube of the Siemens Somatom Volume Access medical CT-scanner.	169
Figure 3.6 : A) Correlation between tomogram HU and topogram attenuation values. B) Correlation plot between tomogram HU and $HU_{topogram}$ values.	171
Figure 3.7 : Correlation between tomogram HU and $HU_{photoelectric}$ values.	172
Figure 3.8 : Correlation between $\rho_{absolute}$ and $\rho_{relative}$ values.	173
Figure 3.9 : A) A) Heterogeneities on a tomogram contained within an almandine sample (resolution=0.26 mm) B) Heterogeneities on a tomogram contained within a zinc sulfide sample (resolution=0.22 mm). The larger of the distribution is a function of the mineral heterogeneity. Doted-line arrows denote the presence of the beam-hardening effects on the images.	176
Figure 4.1 : A) The photoelectric effect B) The Compton effect (modified from Moore, 2004).	189
Figure 4.2 : Plot showing the distribution of the photoelectric and the Compton effects as a function of the energy and the atomic number.	189

Figure 4.3 : Example of correlations between MST bulk density (A) and CT-scan relative density (B) profiles obtained on a core collected in the Upper Saguenay Fjord Basin, Canada (unpublished data).	192
Figure 4.4 : Location maps of the study areas. A) Brandal Basin, Scotian Shelf, Canada. B) Lake Cardiel, Patagonia, Argentina (modified from Gilli, 2003). C) Lake Lungern, Central Switzerland (modified from Monecke et al., 2004). Stars denote the approximate location of the coring sites..	194
Figure 4.5 : A) Raw and B) wavelet-smoothed CT-scan profiles of core 2001043-44 (Brandal Basin, Canada).	198
Figure 4.6 : Source wavelets extracted from the seismic data. A) Hunttec DTS (sparker mode) and B) GeoPulse Transmitter Model 5430 A.	200
Figure 4.7 : Density profiles used to calculate reflection coefficient series.	202
Figure 4.8 : P-wave profiles used to calculate reflection coefficient series.	205
Figure 4.9 : A) Seismic section of coring site 2001043-44. B) CT-scan images corresponding the different seismic facies of the seismic section. I) and ii) respectively denotes the presence of a shell fragment and a lamination.	206
Figure 4.10 : A) Seismic section of coring site 2001043-45. B) CT-scan images corresponding the different seismic facies of the seismic section.	207
Figure 4.11 : Histograms of core 2001043-44 CT-scan facies.	208
Figure 4.12 : Histograms of core 2001043-45 CT-scan facies.	210
Figure 4.13 : Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site 2001043-44.	211
Figure 4.14 : Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site 2001043-45.	212
Figure 4.15 : A) Subbottom profiler section of coring site cardiel99-3. B) CT-scan images corresponding the different seismic facies of the subbottom profiler section.	214

Figure 4.16 : Histograms of core cardiel99-3 CT-scan facies.	215
Figure 4.17 : Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site cardiel99-3.	216
Figure 4.18 : A) Subbottom profiler section of coring site lng002. B) CT-scan images corresponding the different seismic facies of the subbottom profiler section. Some of the laminations observed are encircled.	219
Figure 4.19 : Histograms of core lng002 CT-scan facies.	220
Figure 4.20 : Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site lng002.	221
Figure 5.1 : A) Location map of the study area B) Location of the selected geophysical profiles.	241
Figure 5.2 : Generalized Holocene relative sea-level curve modified from Dionne (2001).	243
Figure 5.3 : Interpretation of the aerial photo-mosaic of the Betsiamites Delta. See figure 5.1 A) for location..	246
Figure 5.4 : Interpretation of the aerial photo-mosaic of the Outardes Delta. See figure 5.1 A) for location..	247
Figure 5.5 : Interpretation of the aerial photo-mosaic of the Manicouagan Delta. See figure 5.1 A) for location.	249
Figure 5.6 : 3-D rendering of the Betsiamites and Outardes areas multibeam coverage. See figure 5.1 A) for location.	250
Figure 5.7 : Transversal profile of the multibeam coverage and multibeam coverage of the channels associated with the Manicouagan system. See figure 5.1 A) for location.	252
Figure 5.8 : A) Bathymetric chart of the Manicouagan deep-sea fan derived from multi and singlebeam data in the Manicouagan system area. B) 3-D rendering of A) (sun illumination from N120, field of view N45).	253

Figure 5.9 : A) Subbottom profile SP1 showing creeping-related features on the modern Betsiamites prodelta. B) Subbottom profile SP2 showing an active channel/levee complex on the modern Outardes prodelta. See figure 5.1B for location.	254
Figure 5.10A : Seismic profile AG1 collected in the Betsiamites area. See figure 5.1B for location	256
Figure 5.10B : Interpreted seismic profile AG1 collected in the Betsiamites area. See figure 5.1B for location. 249.....	257
Figure 5.11A : Seismic profile S4 collected in the Betsiamites area. See figure 5.1B for location.	258
Figure 5.11B : Interpreted seismic profile S4 collected in the Betsiamites area. See figure 5.1B for location.	259
Figure 5.12A : Seismic profile S5 obtained across the shelf, continental slope and basin floor off the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location..	260
Figure 5.12B. Interpreted seismic profile S5 obtained across the shelf, continental slope and basin floor off the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location.....	261
Figure 5.13A : Seismic profile S2 located along the shelf in the Outardes Bay. See figure 5.1B for location.	262
Figure 5.13B : Interpreted seismic profile S2 located along the shelf in the Outardes Bay. See figure 5.1B for location.	263
Figure 5.14A : Seismic profile S6 crossing the Manicouagan prodelta. See figure 5.1B for location.	266
Figure 5.14B : Interpreted seismic profile S6 crossing the Manicouagan prodelta. See figure 5.1B for location.....	267
Figure 5.15A : Seismic profile AG2 collected off the southeastern portion of the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location.	268
Figure 5.15B : Interpreted seismic profile AG2 collected off the southeastern portion of the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location.....	269

Figure 5.16 : Generalized schematic drawings of the geophysical observations. The Manicouagan fan corresponds to the fan model of Walker (1992) proposed on figure 37b).271

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Fréquences utilisées pour les différentes fonction de filtrage des données de sismique-réflexion.	83
Tableau 2.1 : Characteristics of the seismic data used.	112
Tableau 2.2 : Cores characteristics and corresponding seismic parameters.	112
Tableau 2.3 : Summary of seismic and CT-scan facies description and interpretation.	128
Tableau 3.1 : Chemico-physical characteristics of the minerals used.	165
Tableau 3.2 : A)Tomogram and B) topogram acquisition parameters.	165
Tableau 3.3 : Tomograms and topograms attenuation values.	171
Tableau 3.4 : Attenuation values corrected for the photoelectric effect.	172
Tableau 3.5 : Absolute and relative density values.	173
Tableau 4.1 : Seismic data characteristics.	195
Tableau 4.2 : Seismic and CT-scan facies description and interpretation.	222
Tableau 5.1 : The principal characteristics of the three systems.	281



NotationSismique-réflexion :

* : convolution

 ϕ : porosité AI : impédance acoustique C_d : diamètre de la carotte interne C_{dev} : écart du diamètre de la carotte par rapport à C_d dt : intervalle de temps f : fréquence F_{Zd} : diamètre de la zone de Fresnel i : angle d'incidence k : module de compressibilité M : milieu O_{Fz} : pourcentage de recouvrement de deux zones de Fresnel consécutives RC : coefficient de réflexion rf : angle des ondes de compression et de cisaillement réfractées r_F : rayon de la zone de Fresnel à la sous-surface r_{F1} : rayon de la zone de Fresnel au point le plus profond de la carotte rx : angle des ondes de compression et de cisaillement réfléchies S_s : espacement entre deux points de tir consécutifs T : trace sismique résultante t : temps t_w : temps de parcours de l'onde primaire t_{wo} : temps de parcours du décalage de l'onde primaire v_p : vitesse des ondes de compression v_s : vitesse des ondes de cisaillement W : ondelette source μ : module de cisaillement ρ : densité

ρ_b : densité apparente

ρ_f : densité du fluide

ρ_{ma} : densité de la matrice

Sondage multifaisceaux :

P : profondeur d'eau

t_{a-r} : temps aller-retour que prend l'onde pour voyager de la source, au fond marin
et au récepteur

v_{eau} : vitesse de propagation du son dans l'eau

Scanographie :

* : convolution

\bar{u} : image estimée du point observé

ψ : ondelette mère de la transformée par ondelette

A : amplitude de la distribution gaussienne

a : distance centre à centre de deux faisceaux consécutifs

b : largeur du faisceau émis

d : résolution spatiale

E : énergie du photon

f_i : le nombre de la fraction d'électron de l'élément i

$HP\{\}$: filtre multiéchelle et bidimensionnel

HU : unité Hounsfield

I : intensité du courant intégral

I_0 : intensité du courant intégral des photons incidents du rayonnement

l : longueur de la carotte

N_A : nombre d'Avogadro

P : pixel du topogramme imagé

p_w : largeur de la distribution gaussienne

r : distance séparant un point d'observation prédéfini et le point observé

R : paramètre de remise à l'échelle

SB : valeur d'atténuation mesurée en unité Gordon

T_{trans} : paramètre de translation

V_c : volume du cône tronqué

x : épaisseur de l'échantillon

x_0 : position du pic selon l'abscisse

Z : numéro atomique

Z_{eff} : numéro atomique effectif

$Z_{mélange}$: matière

μ_a : coefficient d'atténuation linéaire de l'échantillon

μ_a/ρ : coefficient d'atténuation massique

μ_{air} : coefficient d'atténuation linéaire de l'air

μ_{att} : valeur du signal atténué

μ_{eau} : coefficient d'atténuation linéaire de l'eau

μ_{unatt} : valeur du signal non-atténué

ρ : densité

$\rho_{absolute}$: densité absolue

$\rho_{relative}$: densité relative

σ_a : section efficace

Unités :

μs : microseconde

$g\ cm^{-3}$: gramme par centimètre cube

Hz : hertz

J : joule

keV : kiloélectronvolt

kHz : kilohertz

kJ : kilojoule

$km\ h^{-1}$: kilomètre par heure

km : kilomètre

km² : kilomètre carré

m an⁻¹ : mètre par an

m s⁻¹ : mètre par seconde

m : mètre

m³s⁻¹ : mètre cube par seconde

mA : milliampère

meV : milliélectronvolt

mm : millimètre

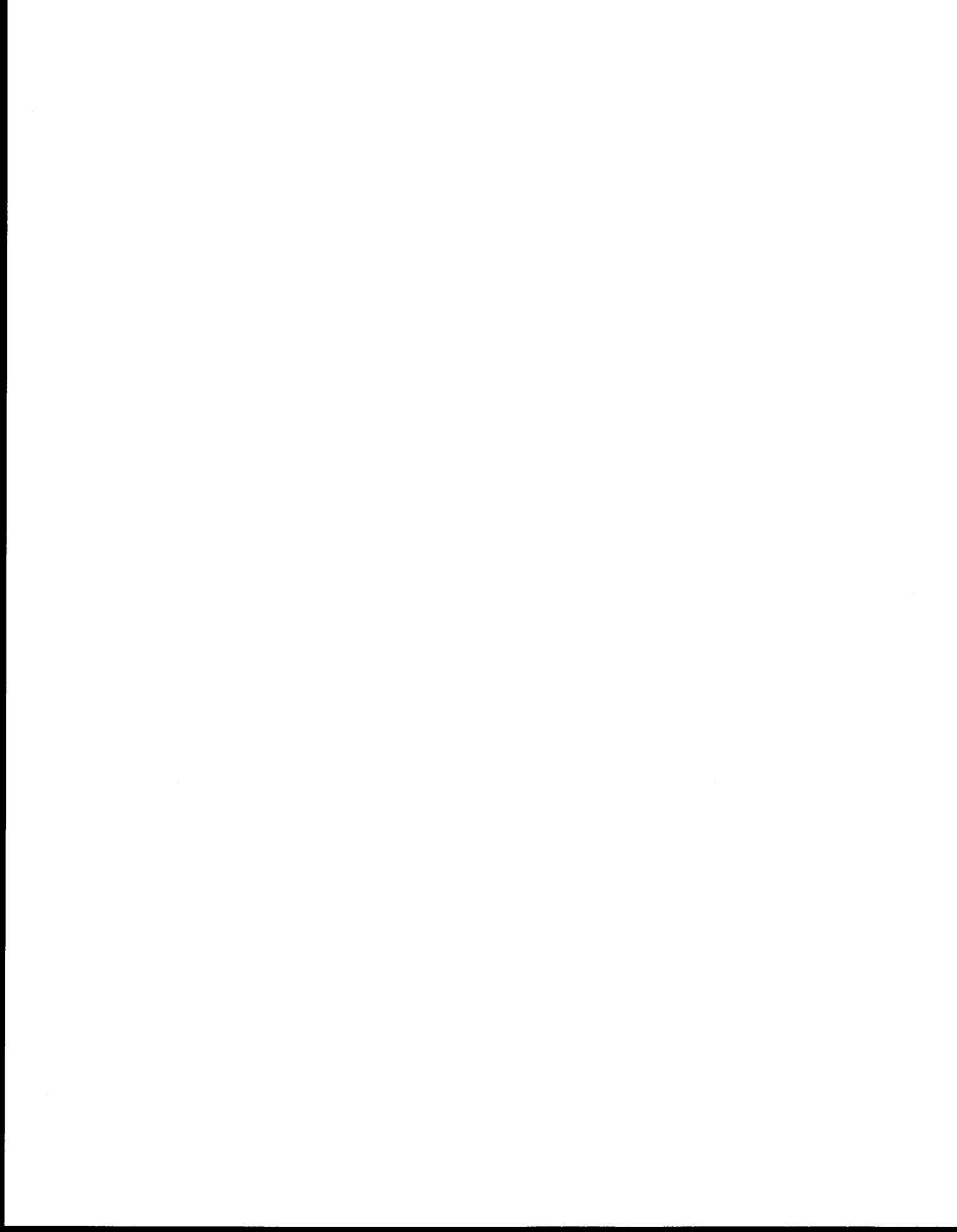
ms : milliseconde

po³ : pouce cube

s : seconde

MLMD

« À toi, à moi, envers et contre tous, à nous deux malgré tout... »



PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION



Chapitre 1

INTRODUCTION

1.1 Introduction

La sismique-réflexion est une branche de la géophysique qui utilise la réflexion des ondes sismiques afin de produire une image de la sous-surface de la Terre. Au milieu des années 1910, le canadien Reginald A. Fessenden fut le premier à suggérer l'utilisation de la réflexion des ondes sismiques pour imager la géologie de sous-surface. Les travaux de Fessenden débutèrent à la suite du naufrage du Titanic alors qu'il tentait de trouver une méthode permettant de détecter les icebergs. Ses intérêts pour la propagation des ondes acoustiques dans l'eau menèrent à l'obtention d'un brevet américain (*U.S. patent 1,240,328*) le 18 septembre 1917 pour « *Method and apparatus for locating ore bodies using acoustic waves* ». C'est la *Geological Engineering Company* d'Oklahoma qui fut la première à utiliser la méthode de Fessenden pour la prospection d'hydrocarbures en 1921. Depuis ce temps, l'histoire et l'évolution de la sismique-réflexion sont étroitement liées à l'industrie pétrolière, bien qu'aujourd'hui, la méthode soit appliquée à de nombreuses spécialités de la géologie.

L'atteinte des objectifs visés par l'application de la sismique-réflexion est grandement fonction de la résolution désirée. Ainsi, plus les fréquences d'émission de la source seront basses, plus la pénétration des ondes acoustiques sera importante, mais en revanche plus la résolution sera faible. Dépendamment des besoins des utilisateurs, la fréquence de la source variera. Trois grandes catégories d'utilisation existent : la sismique de la croûte, la sismique pétrolière et minière et la sismique de haute et très haute résolution. La première, qui vise l'étude de la croûte terrestre et des plaques tectoniques, utilise généralement des fréquences oscillant entre 5 et 60 Hz pour pénétrer à près de 20 secondes (s) sous

la surface de la Terre. La seconde, ayant comme but la prospection de réservoirs pétrolifères et de gîtes minéraux, utilise une gamme de fréquence variant de 5 à 100 Hz et pénètre parfois près de 14 s sous la sous-surface. La troisième, incluant de nombreux domaines d'étude telles la géologie environnementale, l'hydrogéologie, la géologie de l'ingénieur ainsi que la géologie marine, couvre une large bande fréquentielle allant de 100 à 12 000 Hz pour imager des épaisseurs de la sous-surface variant de quelques millisecondes (ms) à plus de 2 s (Mosher et Simpkin, 1999). Cette dernière catégorie est aussi employée en géologie pétrolière pour l'élaboration de modèles de réservoirs pétroliers à partir de l'analyse de dépôts sédimentaires récents et actuels. Ces modèles sont par la suite utilisés comme analogues pour l'étude des réservoirs se trouvant dans les roches anciennes.

La genèse d'un dépôt sédimentaire est principalement établie à partir de l'étude de ses structures. Les différentes structures sédimentaires sont mises en place par une grande variété de processus tels le transport par traction, par suspension, par solution, par écoulement torrentiel, par écoulement de masse, par coulée de débris, par glissement, par reptation, par saltation, par mouvement glacial, par l'action des vagues, des marées et des tempêtes (Allen, 1993). L'étude des structures sédimentaires est importante puisque celles-ci sont liées aux processus qui avaient cours dans le bassin, à un endroit donné, approximativement lors de la sédimentation.

Indépendamment de l'état de consolidation des sédiments, l'observation des structures s'avère parfois difficile à l'œil nu en raison de leur finesse. Néanmoins, certaines méthodes facilitent l'observation des structures telles la microscopie assistée par ordinateur, la radiographie et la scanographie (Boesflug et al., 1995; Migeon et al., 1999; Francus et Karabanov, 2000; Lofi et Weber, 2001). Une de ces méthodes, la scanographie, commença à être employée en géologie au milieu des années 1980, pour caractériser la porosité et de la migration des hydrocarbures au sein des réservoirs pétroliers (Wellington et Vinegar, 1987). Depuis ce temps,

de nombreuses applications géologiques de la scanographie ont vu le jour telles l'étude de l'architecture sédimentaire, de la minéralogie, de la paléontologie, des propriétés physiques des matériaux et des changements climatiques (Champanhet et al., 1989; Tsuchiyama et al., 2000; Crémer et al., 2002; Dominguez et al., 2004; St-Onge et al., 2004; St-Onge et al., sous presse). L'observation des fins contrastes contenus dans les structures est rehaussée par la scanographie grâce à la très haute résolution de l'image (jusqu'à 0.1 mm) et au grand nombre de contrastes contenus dans cette dernière (4096). Le caractère non destructif de l'acquisition des images est un autre avantage non négligeable de cette technique (Duliu, 1999). L'analyse scanographique permet également de lier certaines propriétés physiques des sédiments, à travers l'intensité du signal scanographique, aux structures sédimentaires illustrées par l'imagerie en un seul et unique jeu de données (Kenter, 1989).

1.1.1 Contenu de la thèse

Cette thèse propose d'utiliser des méthodes géophysiques marines et la scanographie pour étudier la genèse des faciès de sismique-réflexion de haute et de très haute résolution. La thèse porte principalement sur le développement de méthodes et techniques unifiant la scanographie avec la sismique-réflexion. L'application de la scanographie à la sismique-réflexion représente une manière innovatrice d'étudier un dépôt sédimentaire. L'originalité de cette thèse réside dans l'utilisation complémentaire de ces deux techniques afin de préciser quels processus géologiques sont traduits par la signature sismique de dépôts sédimentaires. Le couplage des aspects qualitatif et quantitatif de l'imagerie scanographique aux données de sismique-réflexion, apparaît *in fine* comme étant un outil de prédilection pour aider à combler les lacunes relatives à la compréhension de la genèse des faciès sismiques.

La thèse se divise en trois parties. La première inclut une introduction générale présentant les différentes techniques utilisées, discute de l'apport du couplage de

la scanographie avec la sismique-réflexion, présente la problématique, aborde les méthodes d'acquisition et de traitement des données sismiques et scanographiques utilisées, élabore sur les principes de stratigraphie auxquels s'appliquent le couplage de la scanographie à la sismique-réflexion, traite des domaines géologiques à l'étude sur lesquels les méthodes développées ont été appliquées, et enfin, énonce les contributions de l'auteur à l'avancement des connaissances.

La deuxième partie est composée de quatre articles constituant autant de chapitres. Le premier article propose une méthode originale, arrimant pour la première fois, la scanographie à la sismique-réflexion dans le but de relier l'étude de l'architecture sédimentaire d'un dépôt à l'empreinte sismo-stratigraphique de celui-ci. La méthode proposée est, par la suite, appliquée à des dépôts sédimentaires faisant partis de trois domaines géologiques distincts.

Le deuxième article présente une méthode de conversion des unités d'intensité scanographique des topogrammes (images scanographiques longitudinales) en unité Hounsfield (HU), conventionnellement utilisée en scanographie. Les topogrammes permettent, entre autres, de révéler à très grande échelle la stratigraphie, la sédimentologie et les propriétés physiques des faciès géologiques. Bien que les topogrammes soient très utiles, ce type d'image est souvent sous-utilisé étant donné sa complexité et le manque de connaissances relatives à celui-ci. La méthode suggérée se veut une façon de démystifier et de maximiser l'utilisation des topogrammes en géologie. Cette méthode est, par la suite, mise à profit pour extraire des valeurs de densité relative des matériaux à partir des données scanographiques.

Le troisième article expose des valeurs de densité relative extraites de données scanographiques, qui sont, pour la première fois, utilisées pour générer des sismogrammes synthétiques. Cette méthode s'appuie sur l'application des techniques présentées dans les deux articles précédents, pour associer une connotation génétique aux réflexions sismiques, rehaussant ainsi la portée de

l'utilisation traditionnelle du sismogramme synthétique, qui est de lier avec plus de précision les caractéristiques physiques des dépôts sédimentaires aux réflexions sismiques.

Enfin, le quatrième article est distinct des trois autres en ce sens qu'il n'intègre aucune donnée scanographique. Il représente plutôt l'application de la sismique-réflexion à un problème concis, soit l'influence qu'ont les différents styles de deltas sur l'évolution des plateaux et des talus continentaux et sur les cônes sous-marins profonds. Même s'il est abondamment question, dans la littérature, de ces différents domaines géologiques, peu de travaux les incluent comme des parties intégrantes d'un seul et unique système. Cet article se veut le premier à traiter de l'influence que possède le style deltaïque sur l'évolution de ces trois milieux sédimentaires. Il présente des observations géophysiques recueillies sur trois systèmes delta/plateau/pente/cône situés au pourtour de la péninsule de Manicouagan (Canada) dont les deltas sont de types différents, afin d'évaluer l'impact de ces derniers sur l'architecture sismo-stratigraphique des trois systèmes.

Voici la référence des articles contenus dans cette thèse. Le deuxième article a déjà été soumis tandis que les trois autres le seront sous peu:

Chapitre 2 : **Duchesne, M. J.**, Long, B. F., Labrie, J. et Simpkin, P. G. *On the use of CT-scan analysis to determine very-high-resolution seismic-reflection facies genesis* (à soumettre).

Chapitre 3 : **Duchesne, M. J.**, Moore, F., Long, B. F. et Labrie, J. *A rapid method for converting medical Computed Tomography scanner topogram attenuation scale to Hounsfield Unit scale and to obtain relative density values* (soumis à *Engineering Geology*).

Chapitre 4 : **Duchesne, M. J.**, Long, B. F. et Labrie, J. *Synthetic seismograms derived from CT-scan data: toward a better seismic facies genesis understanding* (à soumettre).

Chapitre 5 : **Duchesne, M. J.** et Long, B. F. *Influence of the deltaic style on shelf, slope and deep-sea fan construction: Geophysical observations from the Manicouagan Peninsula area, Canada* (à soumettre).

Les quatre chapitres sont suivis de conclusions générales ainsi que de la liste des références contenues dans cette thèse. Enfin, les appendices forment la troisième partie de la thèse et incluent deux autres articles écrits au cours de la thèse, les paramètres d'acquisition des images scanographiques, les filtres utilisés pour la reconstruction des images scanographiques et différentes fonctions développées et employées pour le traitement et les corrélations des signaux sismiques et scanographiques. Le choix de ne pas considérer ces articles comme des chapitres distincts de la thèse provient du fait qu'ils ne représentent pas des contributions significatives à l'avancement des connaissances, mais évoquent plutôt l'analyse de phénomènes géologiques précis sur des sites d'études traités par les chapitres 2 et 5. Les références des deux articles contenus en appendice sont :

Appendice A : **Duchesne, M. J.**, Long, B. F., Urgeles, R. et Locat J. 2003. *New evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area, Québec, Canada*. *Geo-marine Letters*, 22 : 233-242.

Appendice B : **Duchesne, M. J.**, Long, B. F., Locat, P., Locat, J. et Massé, M. 2003. *The Pointe-du-Fort mass movement deposits, Upper Saguenay Fjord, Canada : a multiphase build-up*. Dans *Submarine Mass movements and their Consequences*, Éditeurs J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic Publisher, The Netherlands, pp. 499-508.

1.2 La sismique-réflexion

1.2.1 Fondement de la méthode

Le principe de la sismique-réflexion se base sur le principe de Huygens et sur la loi de Snell-Descartes. Le principe de Huygens veut que tout point situé sur un front d'onde représente une nouvelle source d'émission. L'interface entre deux milieux agit donc comme une nouvelle source d'émission. La loi de Snell-Descartes stipule qu'un rayon réfléchi est symétrique au rayon incident par rapport à la normale, l'angle de réflexion étant égal à l'angle d'incidence, et que l'angle d'un rayon réfracté est lié à l'angle d'incidence (figure 1.1). Or, une seule et unique onde de compression donnera naissance à deux ondes réfléchies et à deux ondes réfractées, soit la réflexion et la réfraction des ondes de compression et de cisaillement (Leenhardt, 1972). Pour deux milieux de vitesse d'ondes de compression v_{p1} et v_{p2} et de vitesse d'ondes de cisaillement de v_{s1} et v_{s2} , l'angle d'incidence i , les angles des ondes de compression et de cisaillement réfléchis par les deux milieux rx_1 et rx_2 et les angles des ondes de compression et de cisaillement réfractées par les deux milieux rf_1 et rf_2 , la loi de Snell-Descartes est :

$$\frac{\sin i}{v_{p1}} = \frac{\sin rx_1}{v_{p1}} = \frac{\sin rx_2}{v_{s1}} = \frac{\sin rf_1}{v_{p2}} = \frac{\sin rf_2}{v_{s2}} \quad (1.1)$$

Pendant un intervalle de temps dt , le front d'onde de compression issu d'une source d'émission se trouvant dans milieu M_1 atteindra l'interface M_1/M_2 avec un angle i . Lorsque le front d'onde a atteint le point a de l'interface, ce point générera deux ondes hémisphériques, l'une de compression et l'autre de cisaillement. L'angle de réflexion de l'onde de compression à travers le milieu M_1 sera égal à l'angle i tandis que l'angle de réflexion de l'onde de cisaillement à travers le même milieu équivaut à rx_1 . Étant donné que seule une petite partie de l'énergie sismique émise est réfléchi à l'interface de deux milieux et que la plus grande partie de l'énergie est réfractée dans les milieux inférieurs, il est possible d'enregistrer des réflexions sur des profondeurs considérables.

La réflexion des ondes de compression est contrôlée par les variations des propriétés élastiques des matériaux. En conséquence, les vitesses des ondes de compression et de cisaillement au sein des milieux M_1 et M_2 , mentionnés précédemment, sont liées à la densité du milieu ainsi qu'à des constantes élastiques. Ces vitesses (v_p) peuvent être estimées par :

$$v_p = \left(\frac{\kappa + \left(\frac{4\mu}{3}\right)}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1.2)$$

où κ est le module de compressibilité, μ est le module de cisaillement et ρ est la densité (Sheriff et Geldart, 1995). Ce sont les propriétés physiques des milieux que sont la densité et la vitesse des ondes de compression qui permettent de caractériser la propagation des ondes dans ceux-ci par l'équation :

$$AI = \rho v_p \quad (1.3)$$

où AI est l'impédance acoustique (Lavergne, 1986). Le contraste d' AI à une interface donnée déterminera l'intensité des réflexions, le long de cette interface. Les valeurs de ces intensités sont connues sous le nom de coefficients de réflexion (RC) et peuvent être obtenues par le rapport des AI de deux couches adjacentes telles que :

$$RC = \frac{\rho_2 v_{p2} - \rho_1 v_{p1}}{\rho_2 v_{p2} + \rho_1 v_{p1}} \quad (1.4)$$

où ρ_1 et v_{p1} sont respectivement la densité et la vitesse des ondes de compression dans le milieu M_1 et ρ_2 et v_{p2} étant respectivement la densité et la vitesse des ondes de compression dans le milieu M_2 (Yilmaz, 2001). L'amplitude de la réflexion dépend de l'intensité du contraste. La polarité de la trace sera positive, si et seulement si, $\rho_2 v_{p2} > \rho_1 v_{p1}$ et négative si $\rho_2 v_{p2} < \rho_1 v_{p1}$. À titre de référence, l'interface eau/air possède un RC de près de -1 alors que l'interface entre des sédiments non consolidés et un socle rocheux basaltique aura un RC voisinant 0,6 (Muraour, 1970). En sismique-réflexion marine, l'interface eau/air est problématique, car elle génère un multiple de polarité négative comparativement à la réflexion du fond qui a une polarité positive.

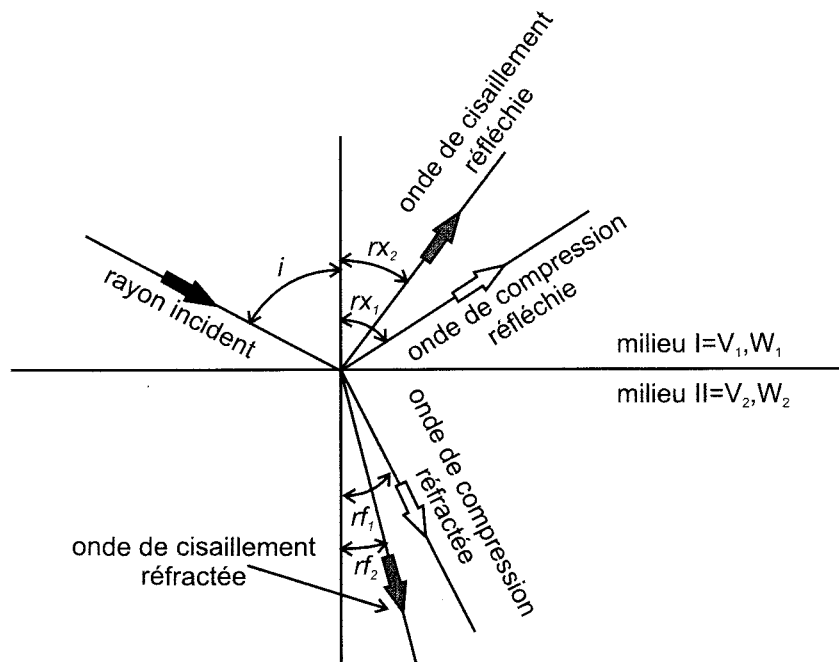


Figure 1.1 : La loi de Snell-Descartes montrant la réflexion et la réfraction d'une onde élastique plane à l'interface de deux milieux.

Bien que le calcul des profondeurs réelles des couches géologiques ne soit pas traité dans cette thèse, il est bon de mentionner que le pendage et l'arrangement géométrique de ces couches jouent un important rôle sur ces calculs. Ainsi, le cas des couches multiples parallèles est idéal, car la source d'émission et les récepteurs sont parallèles aux interfaces miroirs. Cependant, l'inclinaison de ces interfaces, le non-parallélisme d'une couche par rapport à une autre et celui de la source par rapport aux récepteurs, nécessitent de replacer les points miroirs dans leur position réelle avant d'effectuer tous calculs de profondeurs vraies (Muraour, 1970). La réception multitrace apparaît comme la meilleure solution pour résoudre ce problème en appliquant la méthode du point milieu commun et en utilisant les vitesses d'empilement et les corrections statiques (Yilmaz, 2001).

1.2.2 Fonctionnement et appareillage d'acquisition

La sismique-réflexion comporte trois étapes : l'acquisition, le traitement et l'interprétation des données sismiques (Yilmaz, 2001). Quoique d'importance équivalente dans la résolution d'un problème géologique, de ces trois étapes, une attention particulière doit être portée à la première. C'est en effet de la qualité des données acquises que dépendra le succès de l'application de l'algorithme de traitement et de la facilité qu'aura le géophysicien ou le géologue à interpréter les données. Trois éléments essentiels sont nécessaires à l'acquisition des données; une source d'émission sismique, un dispositif de récepteurs de l'énergie réfléchie et un système d'enregistrement des réflexions (Lavergne, 1986). La source se caractérise par son énergie, sa durée, sa fréquence, son amplitude maximale et sa phase. Les sources terrestres et marines utilisées par la méthode de sismique-réflexion sont multiples. Généralement, les sources marines sont plus complexes dû aux propriétés physiques de la colonne d'eau (Muraour, 1970). Elles incluent entre autres le transducteur électro-acoustique, l'étinceleur, le canon à air, la dynamite, le *boomer* et les impulsions compressées (*chirp*).

Pour la réalisation des travaux contenus dans cette thèse, trois sources furent utilisées; le transducteur électro-acoustique, l'étinceleur et le *boomer*. La première est considérée comme une source de très haute résolution faisant appel au principe de la piézoélectricité qui correspond à la compétence qu'ont certains cristaux de produire un voltage, lorsque soumis à une contrainte mécanique. Ce type de source est semblable en tous points aux échosondeurs bathymétriques à l'exception de la fréquence d'émission qui oscille entre 1 et 15 kHz (Muraour, 1970). L'énergie est généralement inférieure à 2 kilojoules (kJ), mais pour les systèmes dédiés à l'exploration des plaines abyssales, elle peut facilement dépasser 10 kJ. Ces sources ont la capacité de générer plusieurs cycles à l'intérieur d'une seule et même impulsion et de présenter une directivité inférieure à 60° (figure 1.2a).

La seconde source, le *boomer*, utilise le courant circulant dans un électro-aimant, causant un brusque mouvement d'une plaque de métal circulaire contre l'eau. Ce mouvement cause l'application d'une pression positive dans la colonne d'eau suivie d'une pression négative au moment où l'eau s'infiltré entre la plaque et l'électro-aimant. C'est la pression négative qui donne naissance à la bulle. Tout comme pour les étinceleurs, les *boomers* génèrent une onde de pression sphérique. Les contraintes mécaniques imposées par le système, limitent la puissance des *boomers* à moins de 2 kJ. Cependant, l'utilisation de plusieurs *boomers* agissant simultanément, permet d'outrepasser cette limitation. L'impulsion du *boomer* est reconnue pour être étroite, précise et pour offrir une très haute résolution (figure 1.2b) (Verbeek et McGee, 1995; Mosher et Simpkin, 1999).

La troisième source, l'étinceleur, aussi connu sous le nom de *sparker*, en est une de haute résolution qui génère des arcs électriques sous l'eau à partir d'électrodes. Habituellement, une série de condensateurs montés en série à l'intérieur d'une boîte de capacité permet d'emmagasiner l'énergie nécessaire. Cette énergie est ensuite brusquement relâchée dans l'eau par un mécanisme de déclenchement produisant l'arc électrique qui vaporise l'eau en générant une bulle (Olson et

Sutton, 1993). La signature acoustique de cette source est souvent caractérisée par la présence de bulles secondaires ayant une amplitude importante appelée « plasmas » (figures 1.2c et 1.3; Buogo et Cannelli, 2002). Les étinceleurs utilisent des énergies variant de 0,05 à 135 kJ et émettent des fréquences allant de 100 à 1200 Hz.

La réception des réflexions est assurée sur terre par des géophones, et en mer, par des hydrophones qui sont conçus pour transformer les réflexions en voltage électrique (Lavergne, 1986). Les hydrophones correspondent à des récepteurs de céramique piézo-électrique montés en série à l'intérieur d'une gaine caoutchoutée remplie d'huile ou de silicone appelée, flûte. Les capteurs sont conçus pour compenser la pression statique afin de ne pas être affectés par la profondeur d'eau à laquelle ils sont tractés. Étant donnée, la grande impédance de la céramique, celle-ci est gardée approximativement à 200 ohms afin de respecter un tracé de segment linéaire. L'ajustement de l'impédance est effectué par le biais de préamplificateurs se trouvant dans la flûte. En sismique-réflexion marine, les variations de pression dans l'eau sont transformées en tensions électriques qui sont exprimées en volts par bar. Les tensions électriques proportionnelles à la pression couvrent une bande passante pouvant varier de quelques Hz à plus de 25 kHz.

Un des grands défis rattaché à la réception des signaux sismiques est de s'affranchir des bruits environnants présents lors de l'acquisition. Les bruits contenus dans la colonne d'eau peuvent être générés par de nombreuses sources, et plus particulièrement, par les vagues, les hélices des bateaux, les bancs de poissons et de crustacés, les mammifères marins, le vent, les glaces et les courants de fond (Urick, 1975). Afin d'améliorer le rapport signal/bruit, plusieurs hydrophones sont regroupés sur une même trace sismique (Arnold, 1978). Ainsi, un canal de réception peut être constitué de quelques dizaines d'hydrophones.

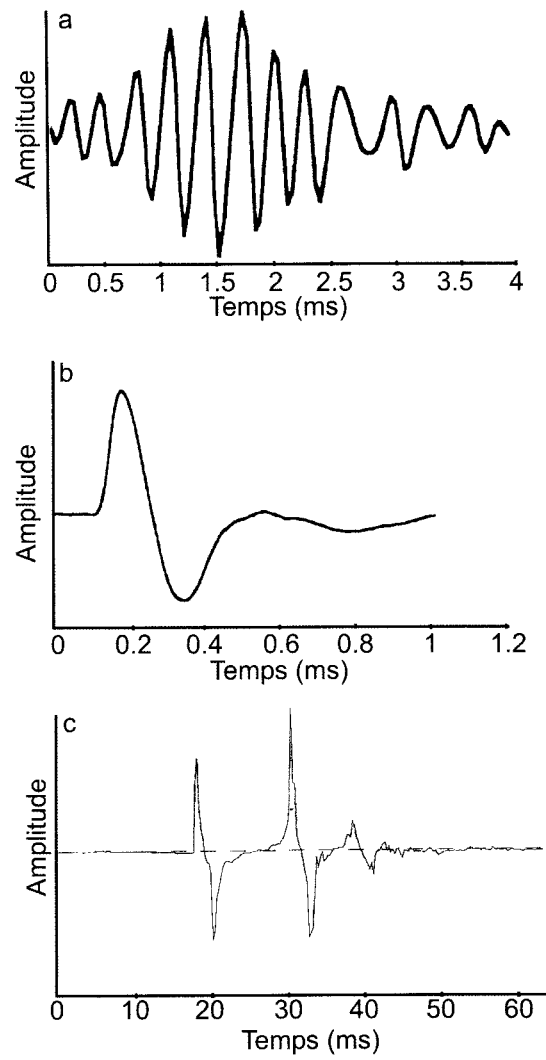


Figure 1.2 : Signatures acoustiques typiques de certaines sources de sismique-réflexion marine : a) un transducteur électro-acoustique (Mosher et Simpkin, 1999), b) un *boomer* (Mosher et Simpkin, 1999) et c) un étinceleur.

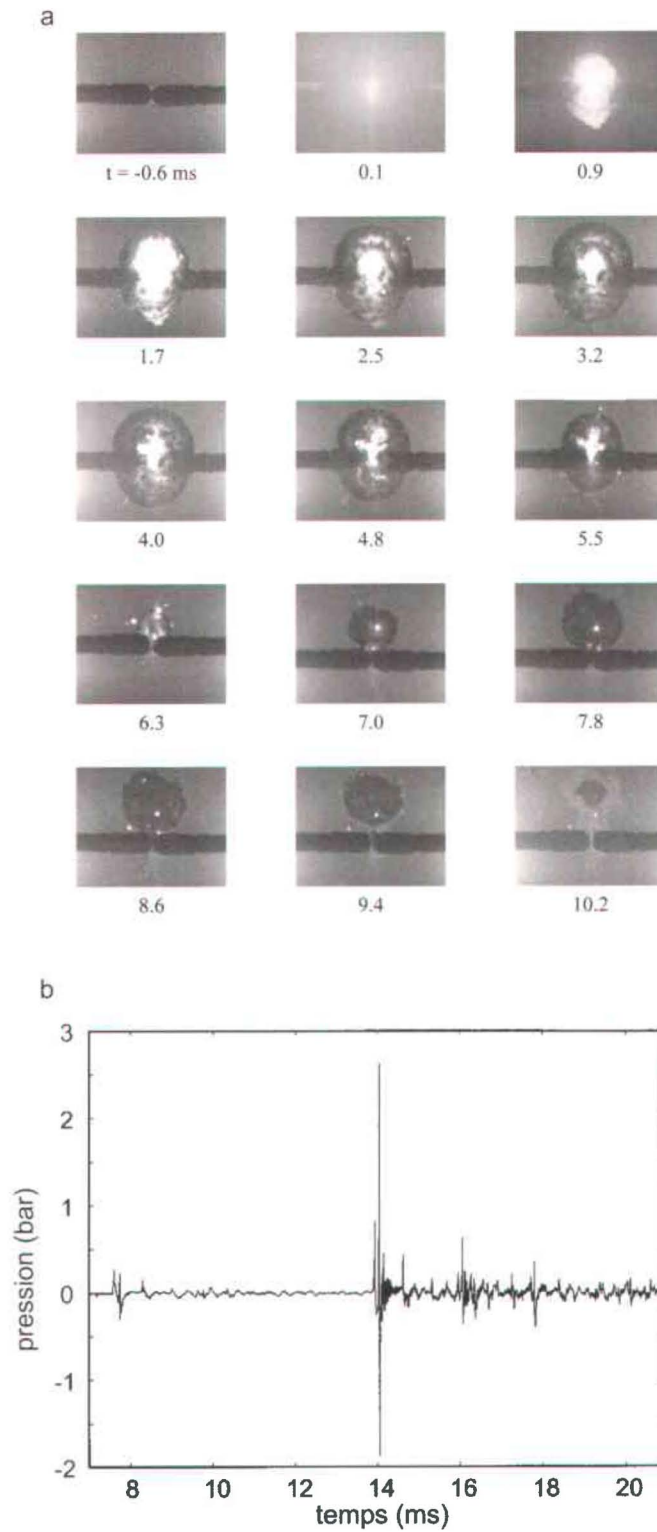


Figure 1.3 : a) Formation de la bulle d'un étinceleur et de bulles « plasmas » (après 6,3 ms) pour un étinceleur de 720 J et b) la signature acoustique y étant associée (modifié de Buogo et Cannelli (2002)).

Certains systèmes de réception peuvent également comporter jusqu'à 1000 canaux disposés à l'intérieur de flûtes longues de 10 km (Lavergne, 1986).

Le système d'enregistrement des signaux réfléchis peut être soit analogique soit numérique. La différence entre les deux types de systèmes est l'enregistrement continu du signal pour le premier par rapport à l'enregistrement d'une succession de valeurs discrètes pour le second (Orfanidis, 1995). Depuis son arrivée dans le domaine de la géophysique au milieu des années 1960, l'enregistrement numérique n'a cessé de gagner en popularité, en raison de l'espace de stockage réduit qu'il demande.

Les systèmes d'enregistrement numérique comportent quatre composantes principales. La première inclut le préamplificateur et les filtres analogiques qui permettent d'accorder la bande passante correspondant à la fréquence des signaux sismiques (Lavergne, 1986). La deuxième est l'amplificateur de centrage de gain qui sert à maintenir un flux d'information constant au convertisseur analogique/numérique afin que les signaux numérisés possèdent une précision acceptable. Il s'agit ici d'une des pièces maîtresses du système, car elle permet d'ajuster en continu l'intensité du gain en fonction de la fenêtre de temps d'enregistrement de la trace sismique qui va de l'arrivée de la première onde sismique jusqu'à l'arrivée des réflexions subséquentes. La troisième est le convertisseur analogique/numérique qui fait passer le signal continu en une série de nombres binaires comprenant de 16 à 32 bits. Ainsi, pour les données 16 bits, 12 sont en bits de mantisse incluant le signe (ex. : -12345678912=-1,23E+10) et 4 sont des bits de gain. Enfin, la quatrième est le formateur qui renferme un groupe de circuits logiques menant au formatage de l'information numérique sur le médium de stockage des données.

Si ce processus de discrétisation du signal est effectué avec un pas d'échantillonnage inadéquat, cela peut causer le repliement du spectre (*aliasing*). Un pas d'échantillonnage mal adapté aura comme conséquence de distordre le signal, ce qui conduira à l'étranglement de certaines fréquences (Lines et al., 2001). Cet étranglement aura comme effet de provoquer une ambiguïté dans la distinction entre le signal et le bruit. Pour éviter le problème du repliement du spectre, le signal doit être échantillonné à une fréquence équivalente au double de la plus haute fréquence de l'onde, où il doit être filtré à une fréquence supérieure à la fréquence de Nyquist, qui est égale à la demie-fréquence d'échantillonnage. Généralement, pour éviter l'enregistrement de fréquences parasites qui viendraient interférer avec les fréquences des signaux sismiques, un filtre analogique à pente raide est appliqué, avant la numérisation du signal, pour éliminer toutes les fréquences supérieures à la fréquence de Nyquist (Muraour, 1970).

Le format SEG-Y (*Society of Exploration Geophysicists*), conventionnellement utilisé afin de standardiser les données géophysiques, fut celui employé pour enregistrer les données de sismique-réflexion numériques contenues dans la présente thèse (Barry et al., 1975). Ce format comporte un premier entête de 3200 bytes (*EBCDIC reel header*) incluant une description des caractéristiques d'acquisition du profil, un second en-tête binaire de 400 bytes (*binary reel header*) contenant des informations sur les paramètres d'enregistrement des données sismiques et la trace sismique proprement dite, qui comprend un en-tête binaire de 240 bytes (*trace header*) dont les champs servent entre autres à la description des paramètres de numérisation et d'échantillonnage ainsi qu'au positionnement en x, y, z de la source et des récepteurs (Barry et al., 1975).

1.2.3 Le traitement des données

Selon Yilmaz (2001) le choix de l'algorithme de traitement est guidé par: 1) une bonne connaissance des conditions d'acquisition des données, 2) l'application de

paramètres appropriés pour chaque opérateur utilisé, 3) l'évaluation de l'effet de chaque opérateur sur la qualité des données, et ce, après chacune des étapes du traitement et 4) le diagnostic des problèmes dus à sélection de paramètres inadéquats. Malheureusement, la mauvaise connaissance et la complexité des fonctions de traitement, convainquent parfois les utilisateurs de données de passer peu de temps à élaborer des algorithmes de traitement. Il en résulte l'interprétation d'artéfacts d'acquisition comme étant des données réelles, ce qui altère la qualité de l'analyse géologique.

Il existe plusieurs séquences de traitement qui varient en fonction du type d'objectifs poursuivis par l'interprétation des données et des caractéristiques de celles-ci. La principale caractéristique conditionnant le choix de l'algorithme de traitement est la nature mono ou multitrace des données. Quoique plus complexe, le traitement des données multitraces laisse place à de plus grandes possibilités que le traitement des données monotraces. Le traitement des données monotraces est plus simpliste mais non moins essentiel, surtout pour la sismique-réflexion marine de haute et de très haute résolution qui doit négocier avec la haute fréquence de nombreux bruits résidants dans la colonne d'eau (Urick, 1975). Le traitement de ce type de données a comme fondement le filtrage et le contrôle de gain automatique (Lyndseth, 1967; Lee, 1999).

1.2.4 Les artéfacts

En sismique-réflexion marine les artéfacts sont souvent générés par la géométrie du système d'acquisition, par des caractéristiques propres à la source d'émission ainsi que par les propriétés acoustiques de certains matériaux. De ces artéfacts, la réflexion multiple est de loin la plus connue (Mouraour, 1970). Elle correspond à l'énergie sismique, de tout événement sismique, qui se produit à plus d'une reprise le long de la trajectoire de propagation de l'onde sismique. Les réflexions multiples sont dues à des phénomènes de réverbération induits par des contrastes d'impédance acoustique importants comme par exemple l'interface

eau/sédiments. Le fort coefficient de réflexion de ce type d'interface génère un nouveau front d'onde qui sera réfléchi à nouveau par l'interface air/eau avant de se propager, encore une fois, vers le fond marin (figure 1.4a). La réflexion multiple primaire correspond au double du temps aller-retour auquel se trouve le réflecteur du fond marin ou, plus simplement, il correspond à deux fois l'épaisseur temps de la colonne d'eau. Même si la réflexion multiple primaire est toujours présente en sismique-réflexion marine, il n'en demeure pas moins que sa signature distincte, caractérisée par un réflecteur de forte amplitude ayant une morphologie similaire à celui du fond marin, aide à l'identifier facilement. Néanmoins, pour les campagnes de sismique-réflexion marine se déroulant dans de faibles profondeurs d'eau, elle peut nuire à l'interprétation des données puisqu'elle se répétera à plusieurs reprises dans l'épaisseur temps qui revêt de l'intérêt pour l'interpréteur (figure 1.4a). L'utilisation de plusieurs canaux d'enregistrement permet généralement d'éliminer les réflexions multiples lors du traitement, alors que dans la plupart des cas, l'utilisation d'un seul canal condamne le géologue ou le géophysicien à négocier avec ce problème lors de l'interprétation. En sismique multitrace, la méthode la plus performante pour supprimer les réflexions multiples de longue période est l'empilement des points milieux communs tandis que pour les multiples de courte période la déconvolution est régulièrement préférée (Sheriff et Geldart, 1995; Yilmaz, 2001). En sismique monotrace, les filtres inverses sont souvent utilisés quoiqu'ils apportent souvent des résultats mitigés (Damotte et Hémon, 1968). Ce type de filtrage consiste à ajouter à chaque trace, la même trace décalée de la période du multiple et affectée de polarités et de coefficients de réflexion de pondération appropriés (Muraour, 1970).

La réflexion fantôme est directement reliée à la géométrie du système d'acquisition alors qu'elle survient lorsque la source est tractée, sous la surface de l'eau, à une faible profondeur du miroir air/eau (figure 1.4b). Le fort coefficient de réflexion de ce miroir cause une réverbération presque totale de l'onde sismique (Ghosh, 2000). Étant donnée la connaissance de la profondeur

approximative à laquelle la source est tractée, la réflexion fantôme peut être facilement localisée sur la trace. Certaines méthodes telle la déconvolution

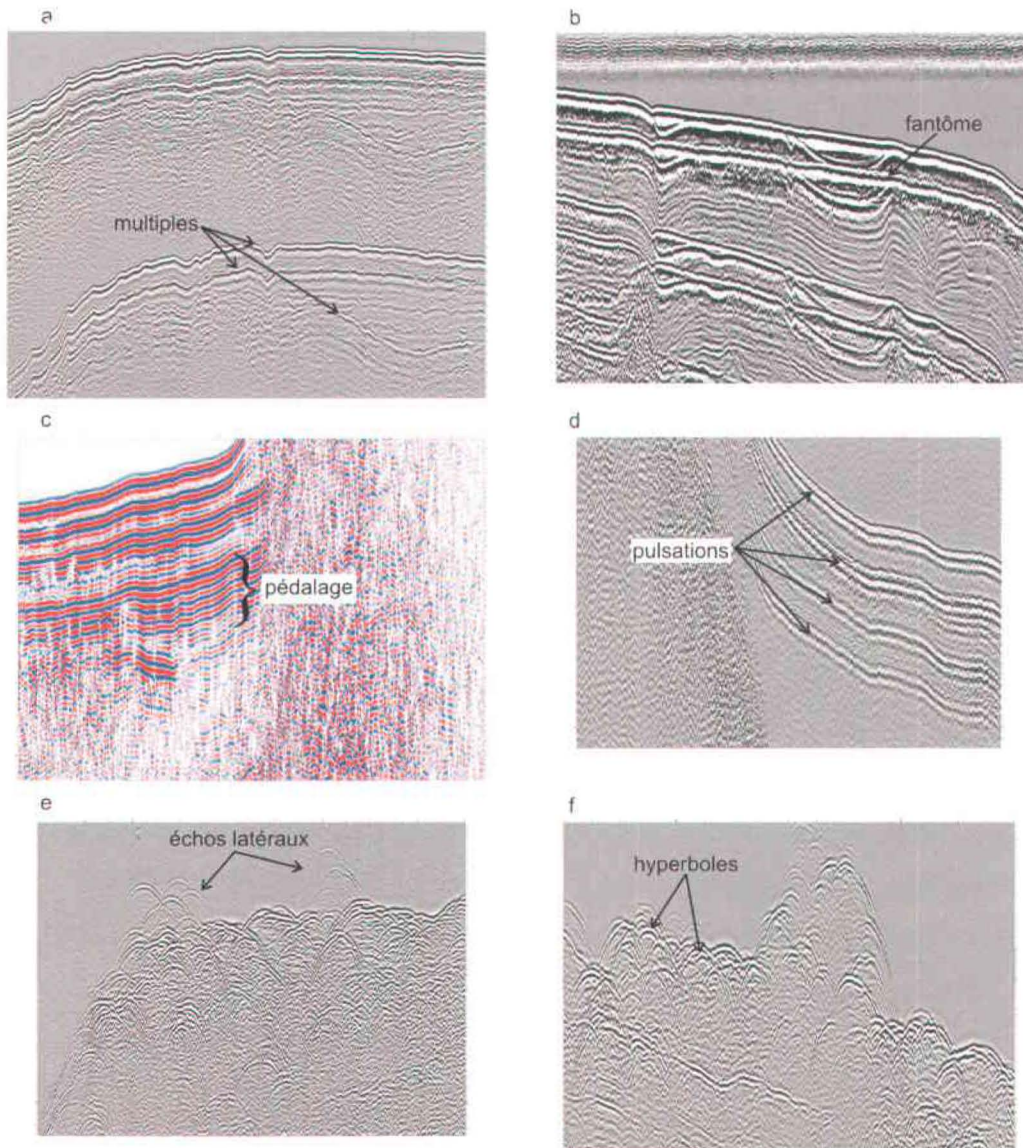


Figure 1.4 : Artéfacts observés en sismique-réflexion marine : a) la réflexion multiple primaire, b) la réflexion fantôme, c) le pédalage, d) les pulsations de la bulle de gaz (étinceleur et canon à air), e) l'écho latéral, et f) l'hyperbole de diffraction.

prédictive, permettent de l'éliminer ou, à tout le moins, de l'atténuer considérablement (Linville, 1994).

Le pédalage (*ringing effect*) se produit lorsque des réflexions demeurent piégées dans des couches possédant des limites ayant une impédance acoustique élevée. Ainsi, ces réverbérations internes se propagent avec un faible amortissement, entre les deux interfaces délimitant la couche, donnant un aspect lité à celle-ci (figure 1.4c). Muraour (1970) propose que ce phénomène soit classé comme une réflexion multiple, car la résonance est causée par des ondes stationnaires situées sous la surface et à la base d'une même couche. Cependant, le fait que ces réflexions multiples ne se manifestent pas de manière systématique et requièrent des conditions de formation particulières, mérite qu'elles soient considérées comme un phénomène distinct.

Les pulsations des bulles de gaz utilisées par certains types de source en sismique marine tels les canons à air et les étinceleurs, produisent aussi des artéfacts lors de l'acquisition. Si la bulle ne crève pas à la surface de l'eau, sa dilatation rapide propage une énergie centrifuge et cinétique dans la colonne d'eau, causant des pulsations secondaires. Ces pulsations ont pour origine la contraction de la bulle provoquée par la pression hydrostatique. La diminution de la bulle se réalisera en excédant à nouveau la position d'équilibre menant à des dilatations répétitives de la bulle (Trabant, 1984). Chaque effondrement de la bulle, généralement distant de quelques ms, constitue une nouvelle source d'émission qui à son tour générera des réflexions masquant les enregistrements de la première réflexion (figure 1.4d) (Buogo et Cannelli, 2002). Il existe différentes façons de contrer les pulsations secondaires de la bulle, comme l'utilisation de sources en grappe lors de l'acquisition des données et de la déconvolution prédictive lors du traitement de celles-ci (Linville, 1994; Yilmaz, 2001). Les sources en grappe sont conçues pour éviter la formation de bulles secondaires, alors que les sources sont placées à des distances différentes les une des autres, de sorte que le premier pic de pression de

chaque source soit en inversion de phase avec les pics de pression des bulles secondaires (Drijkoningen, 2003).

L'écho latéral est un type d'artéfact lié au diamètre de la zone de Fresnel et à la géométrie de propagation du front de l'onde sismique. Cet artéfact provient de la représentation bidimensionnelle, sur les profils de sismique-réflexion, de surfaces géologiques irrégulières à partir d'ondes qui se propagent de manière tridimensionnelle nécessitant ainsi la compression de la troisième dimension (Claerbout, 1985). À l'interface eau/fond marin, les échos latéraux sont souvent caractérisés par une série de réflexions d'amplitudes moyennes, de forme hyperbolique, surmontant un réflecteur de forte amplitude étant considéré comme la réflexion du fond marin (figure 1.4e). Cette caractéristique est due au fait que la surface de couverture d'une onde sphérique croît avec l'augmentation de la profondeur, selon le carré du temps de propagation, alors que l'énergie du front d'onde par unité de surface décroît en fonction de la profondeur, selon la même proportion (Claerbout, 1985). En deux dimensions, l'amplitude de la réflexion décroîtra proportionnellement à la racine carrée de la profondeur. Ainsi, les échos latéraux seront imagés en deux dimensions par des amplitudes plus faibles que l'écho perpendiculaire au point de tir. En sismique-réflexion 2-D, il n'existe malheureusement pas de fonction de traitement permettant de soustraire ou d'atténuer la signature de ces échos, si ce n'est, que de les éviter en choisissant une trajectoire d'acquisition appropriée. Cette solution n'est cependant pas toujours envisageable puisqu'elle suppose une connaissance, à priori, de la morphologie du fond marin.

La signification des hyperboles de diffraction observées sur les profils sismiques est parfois subtile (figure 1.4f). Souvent associées à la présence de dépôts sédimentaires glissés ou de méga-blocs, sur ou sous le fond marin, les hyperboles de diffraction peuvent aussi suggérer la présence de couches ou d'objets géologiques à fort pendage (Claerbout, 1985; Berryhill et al., 1986; Praeg et Syvitski, 1991). Pour l'interprétation de ce genre de réflexions, la dimension de la

zone de Fresnel est critique. Les sources ayant une meilleure directivité et une zone de Fresnel restreinte produisent à la fois une plus grande résolution spatiale et réduisent les problèmes relatifs aux hyperboles de diffraction, en permettant de résoudre des couches à fort pendage (Kuhn et Weber, 1993). La présence d'hyperboles de diffraction est aussi fonction de la cadence de tir choisie; les cadences plus lentes ont tendance à les faire disparaître ce qui n'est pas toujours souhaitable.

L'identification et l'élimination ou l'atténuation, par le traitement des artéfacts, sont cruciales en sismique-réflexion marine de haute et très haute résolution, étant donné la finesse des observations que ce type de sismique-réflexion requiert. De plus, la présence d'artéfacts à de faibles profondeurs temps sous la sous-surface, est nuisible car ce sont justement ces profondeurs qui sont visées par l'utilisation des sources à hautes et très hautes fréquences (Verbeek and McGee, 1995).

1.2.5 Le sismogramme synthétique

Le sismogramme synthétique sert à modéliser la fonction de transfert qu'est la géologie de sous-surface, afin de prédire les réflexions sismiques (Sengbush et al., 1961; Delaplanche et al., 1963). Ce modèle unidimensionnel est généré par la convolution d'une ondelette sismique avec une série de coefficients de réflexions obtenus avec l'équation (1.4) (voir chapitre 5). Peterson et al. (1955) furent les premiers à utiliser le sismogramme synthétique afin d'étudier quels paramètres physiques de la sous-surface contrôlaient la réflexion des ondes sismiques générées par l'explosion de bâtons de dynamite. Aujourd'hui, ce type de modélisation est surtout utilisé en géophysique pétrolière et marine afin de corrélérer avec plus de précision les propriétés physiques et lithologiques des dépôts sédimentaires avec les réflexions sismiques (Brew et Mayer, 1998; White and Hu, 1998; Ziolkowski et al., 1998; Mosher et Moran, 2001; Janik et al., 2004). Enfin, les sismogrammes synthétiques peuvent être utiles pour différencier les réflexions induites par les variations de propriétés élastiques de la fonction de transfert, du

niveau de bruit et des artéfacts d'acquisition, contenus sur les profils sismiques. La qualité de l'ajustement de la corrélation entre le sismogramme synthétique et les données sismiques, dépend de plusieurs facteurs comme : la qualité des profils de densité et de vitesse des ondes de compression, la qualité des données sismiques et de leur traitement, l'habilité d'extraire une ondelette d'une trace sismique ou de modéliser cette ondelette de façon à ce qu'elle soit la plus représentative possible de la signature acoustique de la source d'émission (Henry, 2000).

1.3 Le sondage multifaisceaux

Le sondage multifaisceaux est une méthode géophysique qui fit son apparition dans le domaine de la cartographie des fonds marins peu profonds, au début des années 1970 (Hughes Clarke et al., 1996). Initialement, les sondeurs multifaisceaux étaient dédiés à la caractérisation du fond marin pour les relevés de terrain effectués pour l'implantation d'infrastructures offshores telles des pipelines, des câbles ou des plates-formes de forage (Prior et Hooper, 1999). Lors de la décennie suivante, les progrès technologiques permirent d'élargir significativement la largeur de la zone balayée par les faisceaux et cette technique fut exportée à la cartographie des environnements marins profonds avec l'avènement du système SeaBeam (Desnoes, 1980; Tyce et al., 1988).

En géologie marine, le sondage multifaisceaux aide à interpréter les processus sédimentaires récents et actuels qui ont sculpté, et sculptent encore, la morphologie des fonds marins (voir appendices A et B; Christian et al., 1997; Goff et al., 1999; Gardner et al., 2000). De plus, en géologie pétrolière, certains auteurs ont déjà utilisé le sondage multifaisceaux afin de produire des modèles analogues tridimensionnels pour optimiser l'exploration de la sous-surface et la production des réservoirs (Boyd et Leckie, 2004). Enfin, lorsque couplé à la sismique-réflexion, le sondage multifaisceaux augmente le niveau de compréhension de la mise en place de l'architecture sédimentaire de la sous-

surface (Todd et al., 1999; Urgeles et al., 1999; Hewitt et Mosher, 2001; Mosher et Thomson, 2002).

La méthode par multifaisceaux consiste à utiliser plusieurs échosondeurs simultanément. Cette méthode utilise les mêmes principes acoustiques que la sismique-réflexion pour imager la bathymétrie et la morphologie des fonds marins. Une impulsion sonore est émise à la surface de l'eau ou à une certaine profondeur sous cette surface, afin de mesurer la profondeur d'eau (P) à partir de l'équation simplifiée suivante :

$$P = v_{eau} \left(\frac{t_{a-r}}{2} \right) \quad (1.5)$$

où v_{eau} est la vitesse de propagation du son dans l'eau et t_{a-r} est le temps aller-retour ou le temps que prend l'onde pour voyager de la source, au fond marin et au récepteur (Urick, 1975).

Une des grandes qualités du sondage multifaisceaux est le niveau de précision qu'il apporte pour la cartographie des fonds marins par l'utilisation d'un grand nombre de faisceaux parfois supérieur à 60 (figure 1.5; Hughes-Clarke, 2000). Ces faisceaux possèdent en moyenne des angles d'ouverture variant de 1,5 à 2,5° pouvant avoir une couverture totale de 150°. Dans certains cas, la largeur de couverture peut atteindre 7,5 fois la profondeur d'eau (Hughes Clarke et al., 1996). Chacun des faisceaux possède un émetteur et un récepteur distincts, situés à sa source d'émission, pour permettre l'acquisition précise d'échos étroits, fins et d'angles solides issus du fond marin.

Un autre élément ayant un impact sur la précision, est la vitesse du son utilisée lors de la calibration de l'appareil. L'onde acoustique ne voyage pas toujours à la même vitesse dans la colonne d'eau en raison des fluctuations de salinité, de température et de pression qui influencent la densité de l'eau. Pour une cartographie de précision, un poisson enregistre la vitesse du son dans l'eau à un certain pas d'échantillonnage et permet de modifier la calibration de l'appareil en

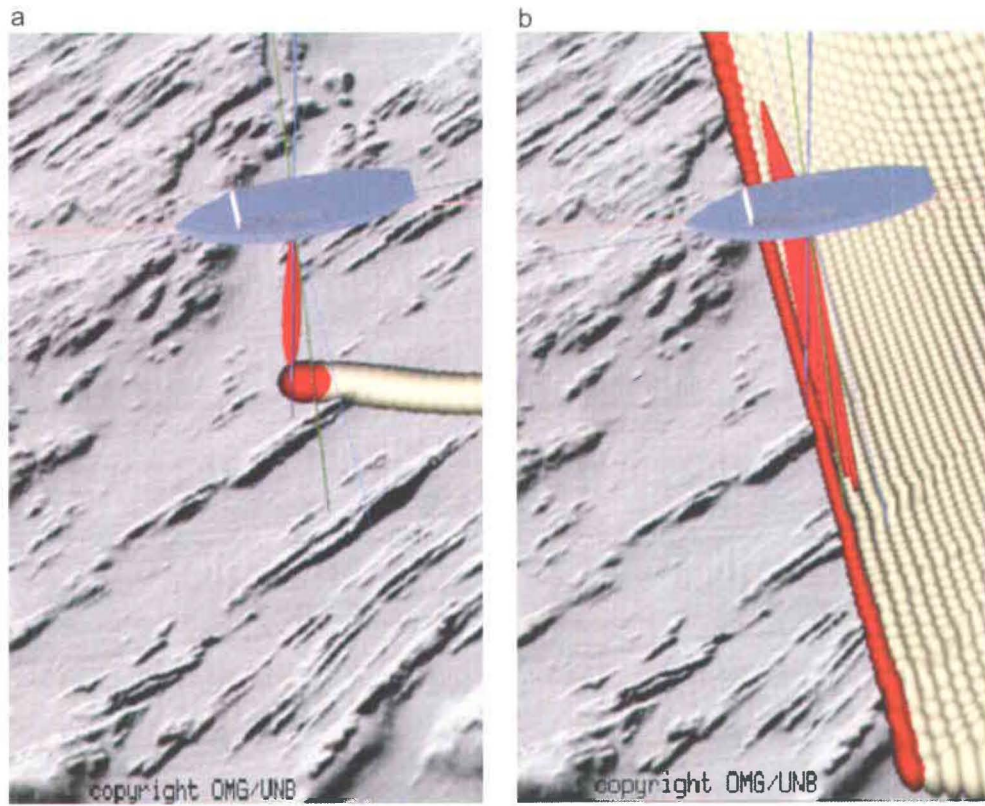


Figure 1.5 : Différence de couverture du fond marin offerte par un échosondeur monofaisceaux (a) et échosondeur multifaisceaux (b) (selon Hughes Clarke, 2005).

fonction de ce paramètre. La méthode multifaisceaux permet aujourd'hui de résoudre des éléments ayant une dimension équivalente à 0,2 % de la profondeur d'eau (Hughes-Clarke, 2000b). La très haute résolution de cette technique provient de la très haute fréquence des ondes émises (~12-455 kHz) et de leur courte longueur d'onde (~1 m) (Mitchell et Hughes-Clarke, 1994). Enfin, l'élément critique dans la fidélité de la représentation du fond marin, est la possibilité de diminuer au maximum, l'angle d'incidence des faisceaux permettant d'imager des géométries complexes. Ce fait est donc d'une importance capitale notamment pour la cartographie de la pente continentale.

Le principal type d'artéfacts rencontré en sondage multifaisceaux est celui de réfraction (Kammerer, 2000 et les références y étant contenues). Cet artéfact se manifeste à deux moments: lors de la formation et de l'orientation du faisceau et lors de la propagation du faisceau dans la colonne d'eau. L'artéfact de réfraction est induit par la variation des propriétés physiques de la colonne d'eau qui affectent la direction et la vitesse de propagation des ondes. Généralement, plus la fréquence de la prise de mesures de la vitesse de propagation du son dans l'eau est basse, plus les artéfacts risquent d'être prononcés. La réfraction a pour effet de changer la distance de propagation qu'aurait dû parcourir l'onde en l'absence de ce phénomène (Hughes Clarke, 2000). Ceci a pour effet de créer une erreur lors du calcul de la détection du fond marin.

L'artéfact de réfraction affecte essentiellement les faisceaux les plus éloignés du point nadir, étant donné l'angle d'incidence plus grand qu'ils possèdent. Cet artéfact est négligeable au nadir, car à cet endroit, les erreurs ne sont dues qu'aux variations de la vitesse de propagation du son dans l'eau. Selon Kammerer (2000) les artéfacts de réfraction répondent à la loi de Snell-Descartes et croissent, de manière non-linéaire, avec l'augmentation de l'angle à partir de la verticale. De plus, ils sont symétriques par rapport à la verticale et sont incurvés vers le haut ou vers le bas par rapport à l'horizontale. Sur l'imagerie multifaisceaux, les artéfacts de réfraction correspondent à de faibles dépressions circulaires et à des lignes

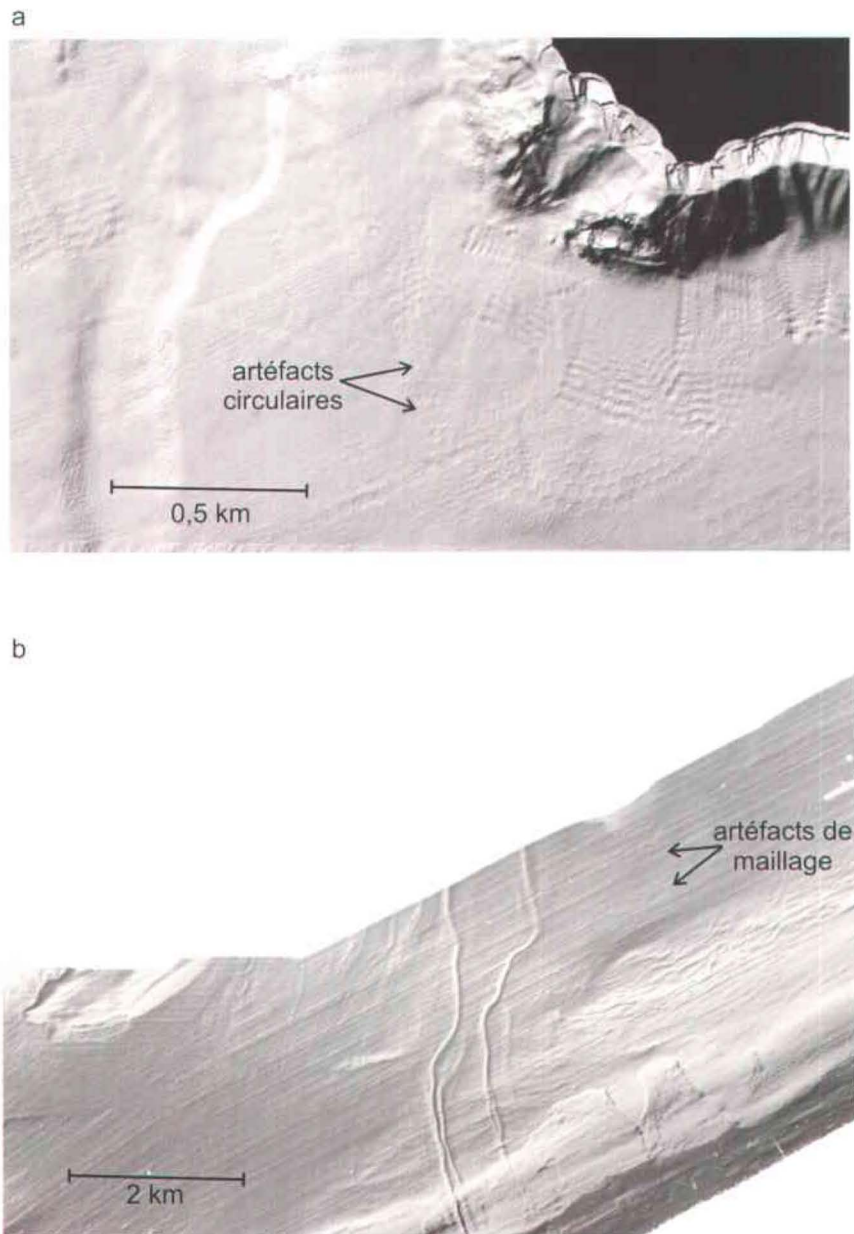


Figure 1.6 : Artéfacts de réfraction présents en sondage multifaisceaux : a) circulaire et b) de maillage.

parallèles, ces dernières étant aussi connues sous le nom d'artéfacts de maillage (*gridding artefacts*) (figure 1.6; voir Appendice A). Une des manières de limiter la présence de ce type d'artéfacts est d'augmenter le pourcentage de recouvrement ce qui permet d'éliminer les sondages faits avec les faisceaux les plus distants du nadir (Bourillet et al. 1996).

1.4 La scanographie

1.4.1 Fondement de la méthode

La scanographie est une méthode d'analyse non-destructive par rayons X ou gamma permettant d'imager un objet en deux ou en trois dimensions (Kak et Slaney, 1999). De nos jours, les sources de rayons X sont celles les plus employées. Cette méthode prend racine dans les travaux de Joseph Radon qui proposa, en 1917, une solution mathématique au problème de la reconstruction d'une fonction à partir de ses projections et ainsi qu'à l'application de cette solution par Godfrey Newbold Hounsfield en 1972, par l'excitation des électrons à l'aide d'une source radioactive pour obtenir des vues internes d'un objet (Hounsfield, 1973). La première application de cette technique eut lieu dans le domaine médical en 1972, afin d'imager un kyste cérébral, et en 1975, Hounsfield inventa le scanographe à corps entier. Même si actuellement la scanographie est encore majoritairement dédiée à l'imagerie médicale, de nombreux champs d'applications ont récemment vu le jour telles la scanographie industrielle et celle appliquée à la sécurité aéroportuaire. L'application de la scanographie à la géologie n'est cependant pas en reste comme il l'a été mentionnée (Duliu, 1999).

De façon similaire à la radiographie, l'image scanographique permet d'obtenir une matrice d'atténuation des rayons X à l'intérieur d'un corps. Toutefois, comparativement aux radiographies standards, la scanographie peut générer des matrices d'atténuation bidimensionnelle à partir d'une coupe transversale dans un corps aidant à la détection de fins contrastes d'absorption (Kenter, 1989). Bien

que récemment des techniques de radiographies digitales furent développées, contrairement à l'imagerie scanographique, elles ne permettent pas de quantifier numériquement l'atténuation des rayons X (Stocklassa et al., 2001). De plus, pour l'étude de carottes de sédiments, elles sont destructrices, nécessitant l'utilisation de demie-carottes (*split-cores*) (Croudace et al., 2003).

De l'interaction rayonnement/matière, trois principaux effets naissent; l'effet Compton, l'effet photoélectrique et la production de paire (Kak et Slaney, 1999). Ce sont ces effets qui sont à l'origine de l'imagerie scanographique. L'effet Compton intervient lorsque la longueur de la lumière est du même ordre de grandeur que la distance séparant des électrons libres ou faiblement liés. À ce moment, l'électron frappé par un photon absorbe une partie de l'énergie du photon, avant de l'émettre à nouveau sous la forme d'un photon ayant une fréquence plus basse et une direction différente de l'angle d'incidence originale du faisceau d'émission (voir chapitre 3) (Knoll, 1989). L'effet photoélectrique survient lorsqu'un photon éjecte l'électron lié d'un atome, en lui transférant son énergie (voir chapitre 3). La probabilité d'interaction entre le photon et l'atome est directement reliée à la puissance de l'énergie et à la composition atomique de l'échantillon (Krestel, 1990). Or, plus un atome sera lourd et plus la puissance du rayonnement sera faible, plus les probabilités de formation d'effet photoélectrique seront grandes. Enfin, lorsqu'un photon possédant une énergie supérieure à 1,02 MeV passe à proximité d'un atome, la probabilité d'une production de paire, soit une paire d'électron/positron, devient très grande. Cet effet est induit par la perte de l'énergie d'un photon, lors de la formation d'un positron et d'un électron alors que ces deux particules élémentaires stables, de charge inverse, se voient transférer l'énergie du photon sous forme cinétique (Moore, 2004).

Cependant, pour les applications géologiques de la scanographie médicale, seulement les effets photoélectrique et Compton sont concernés puisque l'énergie du rayonnement utilisée est généralement inférieure à 150 keV. L'effet Compton est dominant si l'énergie des photons est supérieure à 100 keV et si les composés

possèdent de petits numéros atomiques effectifs. L'effet photoélectrique dominera dans le cas inverse, soit si l'énergie des photons est inférieure à 100 keV et si les composés ont des numéros atomiques effectifs élevés (voir chapitre 3).

Dans le cas d'un faisceau monochromatique, l'atténuation du rayonnement X suit la loi de Beer qui traduit la relation linéaire entre l'absorption et la concentration de l'absorbant de la radiation électromagnétique tel que :

$$I = I_0 \exp(-\mu_a x) \quad (1.6)$$

où I est l'intensité du courant intégral transmis par l'échantillon de matière, I_0 est l'intensité du courant intégral des photons incidents du rayonnement et μ_a est le coefficient d'atténuation linéaire de l'échantillon de matière et x est l'épaisseur de ce dernier (Knoll, 1989). Même si la majorité des scanographes médicaux utilisent aujourd'hui des faisceaux polychromatiques, les algorithmes de reconstruction des images considèrent ceux-ci comme monochromatiques. Cette approximation est entre autres à l'origine du phénomène de durcissement du faisceau (*beam hardening*) qui est généralement associé à un faisceau devenant plus pénétrant lorsqu'il traverse un échantillon de matière (Moore, 2004).

1.4.2 Reconstruction et caractéristiques des images

Deux types d'images scanographiques existent; une image longitudinale appelée topogramme, et une image transversale ou en coupe, appelée tomogramme (Krestel, 1990). Sur le topogramme, les valeurs d'atténuation sont acquises de manière unidirectionnelle alors que la source et les détecteurs sont placés en position fixe. Les valeurs sont représentées en plan et correspondent à la sommation des atténuations mesurées sur l'épaisseur totale de l'objet. Pour obtenir un tomogramme sur les scanographes médicaux de troisième et quatrième génération, la source et les détecteurs sont dynamiques tandis qu'ils se déplacent de manière hélicoïdale autour de l'objet analysé. Les valeurs d'atténuation sont exposées sur des coupes transversales successives ayant une épaisseur prédéterminée et reconstruites à partir de plus de 1000 projections. Ces valeurs

représentent donc l'atténuation sur l'épaisseur de la coupe, dans le cas actuel, pour un voxel donné.

Il existe trois critères principaux permettant d'évaluer la qualité d'une image scanographique : la résolution spatiale, la résolution au contraste et l'absence d'artéfacts (Krestel, 1990). La résolution spatiale (d) est contrôlée par la largeur du faisceau émis (b) et la distance centre à centre de deux faisceaux consécutifs (a) selon la relation :

$$d = \sqrt{a^2 + b^2} \quad (1.7)$$

La résolution au contraste est une mesure de l'habileté à distinguer les différences d'intensité de l'image. Cette habileté est fonction du temps d'acquisition et de l'algorithme de reconstruction de l'image. La résolution au contraste se définit par le nombre de bits par valeurs de pixel. Ainsi, le nombre de bits de l'image équivaut à la résolution au contraste qu'elle possède. Étant donné les limites imposées par l'affichage à l'écran et par l'œil humain, une résolution de contraste de 12 bits sera typiquement réduite de 6 à 8 bits (Von Shulthness et Smith, 1998). Néanmoins, pour les valeurs numériques d'intensité, soit pour la matrice du fichier image, la totalité des 12 bits est préservée.

Plus le temps d'acquisition sera court, plus la résolution au contraste sera faible (Yamaguchi et Morimoto, 2004). Pour les scanographes de troisième et quatrième génération, le noyau de l'algorithme de reconstruction correspond à une fonction de convolution utilisée pour filtrer et lisser l'image ainsi que pour en soustraire le bruit, ce qui rehausse sa texture. Pour chaque projection, l'atténuation en un point répond à la fonction $1/r$, r étant la distance séparant un point d'observation prédéfini et le point observé. Lors de la reconstruction de l'image cette fonction est convoluée avec le coefficient d'atténuation linéaire, μ_a , du point observé selon la relation :

$$\bar{\mu} = \mu_a * \frac{1}{r} \quad (1.8)$$

où $\bar{\mu}$ est l'image estimée de ce point. C'est à partir de l'assemblage de toutes ces « images-points » que le topogramme ou tomogramme sera généré pour chacune des projections (Kak et Slaney, 1999). L'image finale résultera de la superposition de toutes les projections utilisées lors de la reconstruction. Le nombre de projections utilisé lors de celle-ci dépend de l'algorithme employé. Généralement, plus ce nombre est grand, plus le temps de calcul pour créer l'image est important et meilleure est la définition du contraste.

1.4.3 Les artéfacts

Les artéfacts de l'imagerie scanographique sont nombreux et proviennent de facteurs physiques et techniques issus de l'application de la méthode (Von Shulthness et Smith, 1998). Plusieurs de ces artéfacts sont analogues à ceux observés en sismique-réflexion. Un des plus fréquemment rencontré est celui causé par l'interface air/objet analysé, qui forme une texture striée irradiant dans plusieurs directions, causée par le fort gradient de densité des deux médiums ou lorsque l'objet analysé est trop près de la source (figure 1.7a). L'artéfact de repliement se produit lorsque la distance séparant les points d'échantillonnage d'une projection est trop grande pour mesurer adéquatement les fréquences spatiales contenues dans l'objet étudié après avoir été filtrées par l'ouverture du détecteur. Cet artéfact se présente sous forme de fines stries émanant d'interfaces contenant de hautes fréquences spatiales. L'effet d'arête se produit lors de transitions rapides du coefficient d'atténuation linéaire au pourtour d'objets anguleux. Cet effet se traduit sur l'image par une reproduction floue de la portion du contour de l'objet.

Un autre artéfact fréquemment aperçu est celui d'anneau qui se caractérise par l'observation d'une succession de cercles concentriques (figure 1.7b; Ketchman et

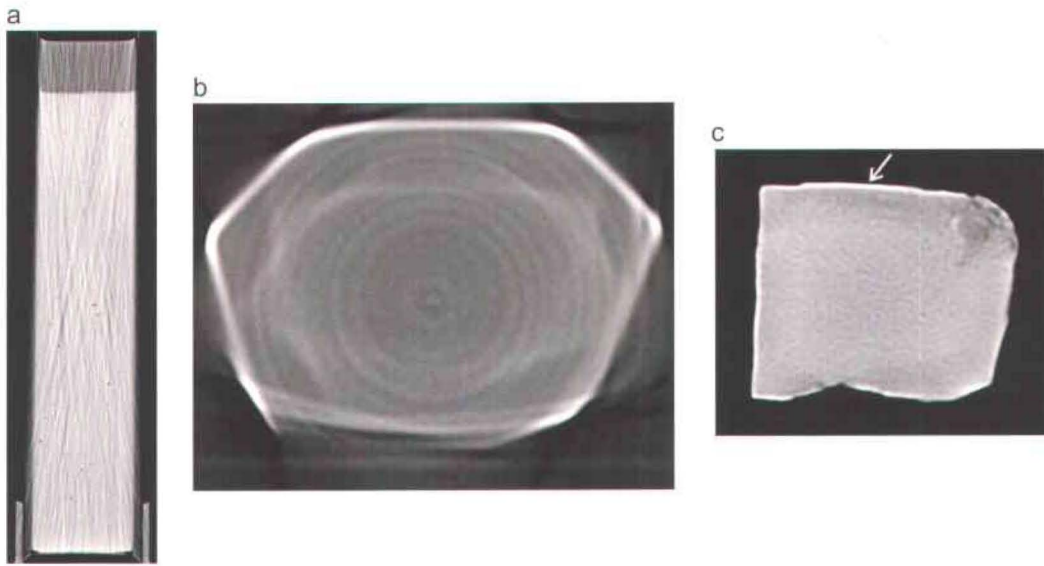


Figure 1.7 : Artéfacts en scanographie médicale : a) les stries, b) les anneaux, c) et le durcissement du faisceau (flèche).

Carlson, 2001). L'artéfact d'anneau est causé par une erreur de gain qui est due à la mauvaise calibration d'un détecteur répertoriée en une position observée sous plusieurs projections. Étant donné que la distance séparant le faisceau de radiation et le détecteur demeure constante, toutes les mesures effectuées à une position donnée le long d'une projection, possèdent la même distance radiale par rapport au centre de rotation. Alors que l'angle de projection pivote, le point erroné se trouvant le long d'un segment de droite, proche du centre de rotation, trace un anneau. Si la projection de ce segment de droite possède une erreur constante en fonction de l'angle, les erreurs se sommeront plus rapidement le long du cercle décrit ci-haut. Les scanographes de troisième génération sont particulièrement sujets à la formation de tels artéfacts, car le même détecteur physique mesure tous les segments de droite, formant ainsi un anneau (Von Shulthness et Smith, 1998).

De tous les artéfacts, celui du durcissement du faisceau est probablement le plus connu, car le plus souvent rencontré (Ketchman et Carlson, 2001). Au moment où le faisceau pénètre l'échantillon, les basses énergies du spectre d'émission sont atténuées de manière plus significative que les hautes énergies, ceci a pour effet d'augmenter l'énergie moyenne du spectre lorsque le rayon traverse l'objet. Le rayon est alors dit durci (Krestel, 1990). Le durcissement du faisceau a pour effet de créer un faisceau de diffraction qui sature la portion de l'image scanographique de la surface de l'échantillon (figure 1.7c). Pour éviter ce problème, les composantes « molles » du spectre peuvent être filtrées en plaçant un médium compensateur autour de l'objet à être analysé. Cependant, en scanographie médicale, cette solution n'étant pas optimum pour le confort des patients, des algorithmes de filtrage numérique ont été développés à partir de mesures d'atténuation linéaire de substances avoisinant les valeurs d'atténuation linéaire des tissus et os humains (Krestel, 1990). Le durcissement du faisceau est aussi à l'origine d'autres artéfacts telle la courbure transversale qui s'observe lors de la reconstruction des images, par une décroissance des coefficients d'atténuation linéaire vers le centre de l'objet analysé.

1.4.4 Mesures et échelles d'intensité scanographique

Les mesures d'intensité scanographique sont basées sur le calcul du coefficient d'atténuation linéaire (μ_a). Ce coefficient traduit la probabilité, qu'un photon provenant du rayonnement X, interagisse avec la matière en traversant une longueur unitaire du trajet de propagation du rayon (Hubbel et Seltzer, 2001). Ce coefficient est fonction de l'énergie du photon incident, de la composition chimique et de la densité de la matière. Selon Knoll (1989) μ_a représente la sommation d l'effet photoélectrique, de l'effet Compton et de la production de paire. μ_a est donné par la loi des mélanges tels que :

$$\mu_a(Z_{\text{mélange}}, E) = \sum_Z \rho(Z) \sigma_a(Z, E) \quad (1.9)$$

où $Z_{\text{mélange}}$ correspond à la matière, E est l'énergie du photon, Z est le numéro atomique des constituants de la matière, $\sigma_a(Z, E)$ est la section efficace et $\rho(Z)$ est la densité de la matière (Deslattes, 1969; Midgley, 2004).

Le coefficient d'atténuation massique (μ_a/ρ) multiplié par la densité (ρ) est souvent préféré à la seule valeur de μ_a . En effet, $(\mu/\rho)\rho$ est indépendant de la densité et peut être calculé directement à partir des coefficients d'atténuation massique des éléments composant la matière (Von Shulthness et Smith, 1998). Ainsi, ce coefficient permet de comparer facilement des matériaux de densités différentes et de mettre en évidence la dépendance de la densité par rapport à la composition de la matière (Moore, 2004). Pour tout échantillon, le coefficient d'atténuation massique représente la somme pondérée des coefficients d'atténuation massique de chacun des éléments formant l'échantillon, la pondération correspondant à la fraction du poids total de l'échantillon attribuée à chaque élément. En scanographie, les variations de coefficients d'atténuation linéaire sont responsables des contrastes de l'image alors que la fonction imagée est la distribution spatiale de ces coefficients.

Dans le cas des applications médicales de la scanographie, principalement pour l'imagerie de tissus mous, le coefficient d'atténuation linéaire est généralement proportionnel à la densité et les valeurs scanographiques sont souvent qualifiées de « densité scanographique » (Von Shulthness et Smith, 1998). Cependant, l'utilisation de ce terme en scanographie appliquée à la géologie apparaît démesurée étant donné l'implication importante que possèdent les numéros atomiques effectifs des minéraux composant les échantillons, sur la réponse du scanographe (voir chapitre 3; Boesflug et al., 1994).

En scanographie médicale, afin de faciliter les comparaisons entre les valeurs d'atténuation obtenues à partir de différents scanographes, l'échelle d'atténuation standard utilisée est celle de Hounsfield (Hounsfield, 1973). Ce système d'unité correspond à une transformation linéaire des mesures originales du coefficient linéaire à l'intérieur duquel la valeur 0 est assignée à l'eau et la valeur -1000 est assignée à l'air. L'unité Hounsfield (*HU*) d'un échantillon donné est obtenue par l'équation suivante:

$$HU = 1000 \times \left(\frac{(\mu_a - \mu_{eau})}{(\mu_{eau} - \mu_{air})} \right) \quad (1.10)$$

dans laquelle μ_{eau} est le coefficient d'atténuation linéaire de l'eau, μ_{air} est le coefficient d'atténuation linéaire de l'air et μ_a le coefficient d'atténuation linéaire de l'échantillon. En conséquence, un changement d'un *HU* représente une différence de 0,1 % entre le coefficient d'atténuation linéaire de l'eau et celui de l'air. Le coefficient d'atténuation linéaire de l'air étant approximativement 0, il est possible d'affirmer que le changement d'un *HU* signifie un changement équivalent à 0,1 % du coefficient d'atténuation linéaire de l'eau (Hounsfield, 1973).

L'échelle Hounsfield comprend 4096 valeurs s'étalant de -1000 à 3096 ou de -1024 à 3071 si, respectivement, le format du fichier comprend 12 bits ou 12 bits signés. Néanmoins, certains scanographes offrent l'option d'enregistrer les atténuations lors de la reconstruction de l'image selon une échelle *HU* qualifiée

« d'étendue » incluant 40 960 valeurs allant de -10 240 à 30 710, sur un format de fichiers images de 16 bits signés au lieu de 12. Ce format d'échelle a l'avantage d'améliorer la résolution au contraste d'échantillons possédant de faibles variations de valeurs *HU* et de limiter les problèmes de saturation d'intensité fréquemment observés pour les échantillons ayant une densité supérieure à 4 g cm^{-3} .

Sur les scanographes médicaux de première et seconde génération, les coefficients d'atténuation linéaire sur les topogrammes et tomogrammes étaient représentés selon l'échelle Hounsfield. Toutefois, pour la majorité des scanographes de troisième et quatrième génération, l'échelle Hounsfield n'est plus utilisée pour les topogrammes. Ceci est dû au fait que ce type d'images est surtout employé en scanographie médicale pour positionner, sur un patient, la zone sur laquelle sera acquise les tomogrammes. De plus, les topogrammes ne sont pratiquement d'aucune utilité dans l'établissement du diagnostic, car ils intègrent toutes les atténuations de l'épaisseur des tissus traversés. Pour ces deux raisons, le calcul des valeurs *HU* fut retiré des algorithmes de reconstruction des topogrammes. Ceci permet d'alléger le travail de traitement de l'ordinateur, augmentant ainsi la vitesse d'acquisition de l'image (Diagne, communication personnelle, 2002). Habituellement, les valeurs d'atténuation exprimées sur les topogrammes sont une combinaison linéaire du coefficient d'atténuation linéaire et de divers filtres visant à rehausser les contrastes et les bords des échantillons (Sembritzki, communication personnelle, 2004).

1.4.5 Format d'enregistrement des images

L'enregistrement des fichiers de données issues de scanographes médicaux, se fait sous le format DICOM (*Digital Imaging and Communications in Medicine*). Ce type de fichier fut créé conjointement en 1983 par l'*American College of Radiology* et la *National Electrical Manufacturers Association* pour promouvoir la communication de l'information numérique, pour faciliter le développement et

l'expansion de l'archivage des images et des systèmes de communication médicaux et pour aider à l'élaboration d'une base de données facilitant la divulgation des diagnostics pouvant être interrogées par des entités médicales réparties sur un vaste territoire (DICOM, 2004).

Le fichier DICOM est un fichier binaire formé d'un en-tête contenant des champs standardisés et de structures libres ainsi qu'une image. Les champs standardisés de l'en-tête incluent de l'information utile concernant les protocoles d'acquisition et de reconstruction de l'image ainsi que les caractéristiques de l'image. Un simple fichier DICOM peut contenir plus d'une image et permet le stockage de volumes et d'animations. L'image DICOM correspond à une matrice de 512 par 512 pixels à l'intérieur de laquelle chaque pixel possède des coordonnées x, y et z, le x et le y servant à positionner le pixel dans la matrice et le z révélant l'intensité du pixel.

1.5 La stratigraphie

La stratigraphie est la branche de la géologie qui étudie la succession des couches géologiques (Boggs, 1995). Avant les années 1960, la stratigraphie traitait de problèmes rattachés à la nomenclature de couches géologiques sur la base de descriptions qualitatives et quantitatives relatant leurs propriétés lithologiques, la répartition spatiale de ces couches ainsi que leur corrélation d'une région à une autre. À cette époque, la stratigraphie comprenait trois sous-divisions : la lithostratigraphie, qui se base sur les propriétés physiques des roches et sédiments pour en définir les limites, la biostratigraphie, qui se fonde sur leurs contenus fossilifères afin de parvenir au même but et la chronostratigraphie, qui utilise leurs âges et leurs relations temporelles pour y établir une succession. Au cours des dernières décennies, d'autres sous-divisions de la stratigraphie ont vu le jour telles la sismo-stratigraphie, la stratigraphie séquentielle et la magnétostratigraphie, qui s'appuient respectivement sur les caractéristiques des données sismiques, sur la présence d'assemblages de strates délimitées par des discordances ainsi que sur

les propriétés magnétiques des matériaux géologiques afin de déterminer l'arrangement des couches. Au cours de la réalisation de cette thèse, la sismostratigraphie et la scanostratigraphie furent utilisées.

1.5.1 La sismo-stratigraphie

Bien que le terme sismo-stratigraphie embrasse les méthodes sismiques au sens large, celle-ci est essentiellement appliquée en sismique-réflexion. La sismique-réflexion image des corps géologiques possédant des géométries et des structures internes distinctes constituant des faciès sismiques. L'analyse sismostratigraphique correspond à l'étude des variations latérales et verticales des faciès sismiques. Ce type d'analyse stratigraphique est utilisé pour interpréter les lithologies, les environnements sédimentaires et la géologie historique des unités stratigraphiques de la sous-surface (Payton, 1977). La sismo-stratigraphie fut développée pendant les années 1960 par les compagnies pétrolières afin de localiser des pièges à hydrocarbures à l'intérieur de formations profondes tant sur terre qu'en mer. Cette approche s'est développée à la fin de l'ère de l'exploitation des réservoirs peu profonds alors que la recherche des pièges demandait l'identification de corps géologiques enfouis plus profondément.

Le mémoire no. 26 de l'*American Association of Petroleum Geologists* traitant de l'application de la sismo-stratigraphie à la prospection des hydrocarbures publié à la fin des années 1970, présentait la sismo-stratigraphie comme étant une des branches géoscientifiques qui évoluait le plus rapidement (Payton, 1977). Trente années se sont écoulées depuis et elle est toujours à l'avant-garde. Avec l'apparition sur le marché informatique d'ordinateurs plus puissants offrant des vitesses de calcul élevées, les méthodes telle la sismique 3-D et 4-D, la sismique verticale, l'utilisation et le développement de nouveaux attributs sismiques et des réseaux de neurones comme outils d'interprétation sismique ont évolué et évoluent encore aujourd'hui à un rythme toujours aussi rapide (Brown, 1996; Jack, 1997; Hardage, 2001; Taner, 2001; Liner, 2004; Sheline, 2005).

Selon Mitchum et al. (1977), les paramètres utilisés lors de l'interprétation sismo-stratigraphique sont la configuration des réflexions internes des unités ou faciès sismiques, la continuité des réflexions délimitant ces faciès, la géométrie externe des faciès sismiques, la fréquence et l'amplitude des réflexions ainsi que la vitesse de propagation des ondes sismiques. Bien que ces paramètres furent déterminés il y a de cela près de 30 ans, les bases de la sismo-stratigraphie telles que présentées par Mitchum et al. (1977) sont encore utilisées de nos jours et forment de véritables points-repères. Les modifications apportées à celles-ci constituent généralement des adaptations faites en fonction du type d'équipement utilisé.

Une autre méthode sismo-stratigraphique appelée « cartographie par caractéristiques des échos » (*echo character mapping*) fut développée par Damuth (1975) en vue de classifier les caractéristiques des réflexions générées par des sources de hautes et très hautes fréquences. Ces sources, d'une fréquence de 3,5 à 12 kHz, sont utilisées pour l'étude des processus sédimentaires agissants à de faibles profondeurs sous la sous-surface (Damuth, 1975; Damuth, 1980; Gaullier et Belaiche, 1998).

En sismo-stratigraphie, cinq principaux types de configurations internes sont reconnus : les réflexions parallèles, divergentes, progradantes, chaotiques et transparentes (figure 1.8) (Mitchum et al., 1977; Ramsayer, 1979; Sangree et Widmier, 1979). Le premier type comprend les réflexions sub-parallèles et ondulantes probablement émises par des couches déposées de façon uniforme dans un environnement subsidant uniformément ou dans un bassin stable (e.g. Hjelstuen et al., 2004; Novak et Bjorck, 2004).

Le faciès de réflexions divergentes est caractérisé par l'apparence biseauté qui ont l'ensemble des réflexions, à l'intérieur desquelles l'épaississement latéral du faciès est créé par l'augmentation de l'épaisseur des réflexions internes. Les faciès de réflexions divergentes sont interprétés comme résultant d'une variation

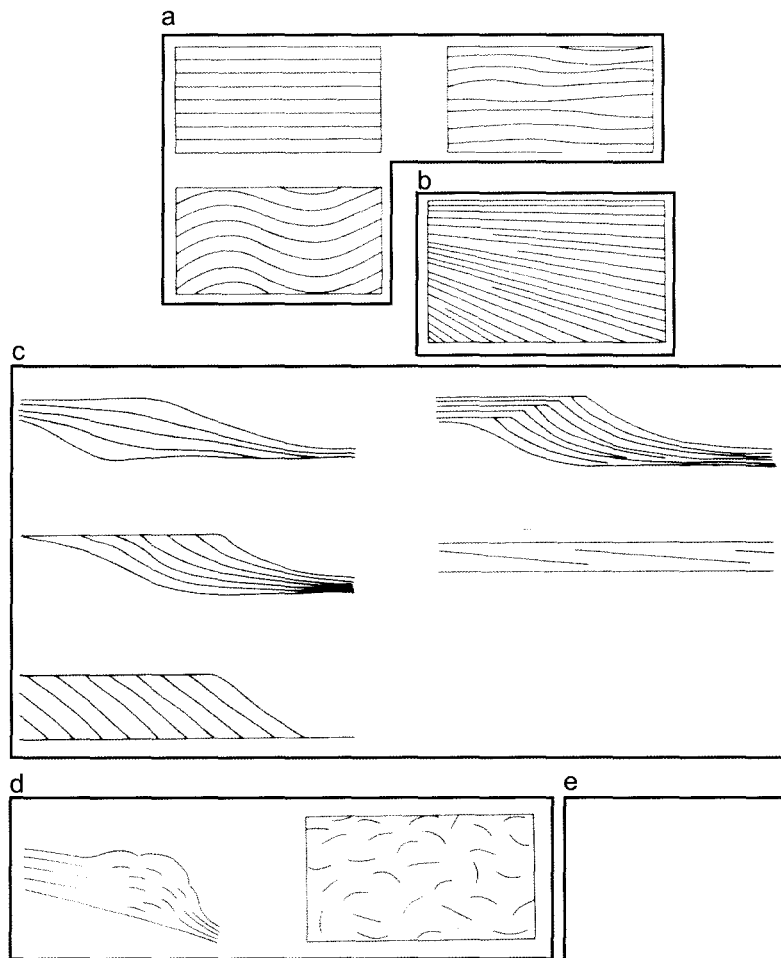


Figure 1.8 : Les principaux types de faciès sismiques : a) parallèle, b) divergent, c) progradant, d) chaotique et e) transparent (selon Mitchum et al., 1977).

latérale des taux de sédimentation ou de l'inclinaison progressive de la surface de sédimentation, lors de la mise en place des sédiments (e.g. Bodur et Ergin, 1992; Ergin et al., 1992).

Les réflexions progradantes présentent un ensemble de réflexions inclinées dans la même direction. Cette configuration peut présenter certaines variantes tels le patron sigmoïde, oblique ou moutonné. Ces styles de configuration sont tous causés par l'évolution latérale d'une couche d'un milieu peu profond vers un milieu profond tel le passage du front deltaïque au prodelta. Les patrons de réflexion progradant sont habituellement associés à des clinofformes indiquant des variations du taux de sédimentation ou de subsidence, du niveau marin, de l'énergie du milieu de sédimentation ou de la profondeur de mise en place (e.g. Mahieux et al., 1998; Fulthorpe et al., 2000; Brown et Naish, 2003).

Le faciès chaotique est dominé par un ensemble de réflexions désorganisées, tordues et/ou hyperboliques. Le haut niveau de discordance des surfaces réfléchives témoigne de la déformation des strates et de la mise en place des sédiments par des mouvements de masse ou au sein de milieux hautement énergétiques (Berryhill et al., 1986; Dixon et Wiemer, 1998; Gee et al., 2001; Zampetti et al., 2004).

Enfin, le faciès de réflexions transparentes indique la présence d'une lithologie continue et uniforme ou d'une homogénéisation post-sédimentaire intense incluant plusieurs lithologies (Sangree et Widmier, 1979). Il est souvent associé aux dépôts de mouvements de masse (e.g. Berryhill et al., 1986; Fulthorpe et Austin, 2004; Lastras et al., 2004). Cependant, certaines lithologies peuvent présenter une impédance acoustique trop faible pour générer des réflexions sismiques (Kuecher, 1992). Ainsi, l'interprétation de l'aspect transparent de certains faciès sismiques peut être délicat pour évaluer les variations lithologiques. De plus, pour certaines longueurs d'onde sismique, certains

changements de lithologies ne pourront être détectés donnant de ce fait une apparence massive ou transparente au faciès (Coleman, et al., 2000).

La continuité d'une réflexion dépend du prolongement du contraste d'impédance acoustique le long de la surface délimitant deux corps géologiques ayant des propriétés élastiques différentes (Mitchum et al., 1977). Celle-ci exprime les processus sédimentaires responsables de la mise en place des dépôts. Le caractère continu d'une réflexion sur une grande distance est souvent associé aux environnements de sédimentation calme tels les milieux marins profonds (Dahlgren et al., 2002; Park et al., 2002; Gonthier et al., 2003). La terminaison des réflecteurs au contact d'un autre réflecteur, détermine la relation stratigraphique d'une couche par rapport à une ou plusieurs autres couches. Ainsi, la terminaison des réflexions revêt un caractère important pour ces relations qui prennent diverses géométries tels les biseaux sommitaux (*toplap*), d'aggradation (*onlap*), de progradation (*downlap*), la troncature érosive (*erosional truncation*) et la concordance (figure 1.9) (Sangree et Widmier, 1979).

La géométrie externe des faciès sismiques est définie par le type de terminaison des réflexions correspondant à la réflexion entourant une configuration de réflexion particulière (Mitchum et al., 1977). Cette géométrie peut aussi être tracée par une limite arbitraire mise en évidence par une discordance de variation d'amplitude, de fréquence ou de variation de vitesse. Ceci est fonction de la dimension du faciès sismique par rapport à la zone couverte lors de l'acquisition des données. Dans ce cas, la géométrie externe du faciès pourra être partiellement ou totalement circonscrite.

L'amplitude des réflexions est fonction de l'énergie de la source d'émission et des coefficients de réflexion des matériaux géologiques. Ce coefficient de réflexion est la fonction de transfert convoluée à l'onde sismique qui traduit les changements de propriétés élastiques des matériaux géologiques. En sismostratigraphie appliquée à l'exploration pétrolière, la présence d'anomalies

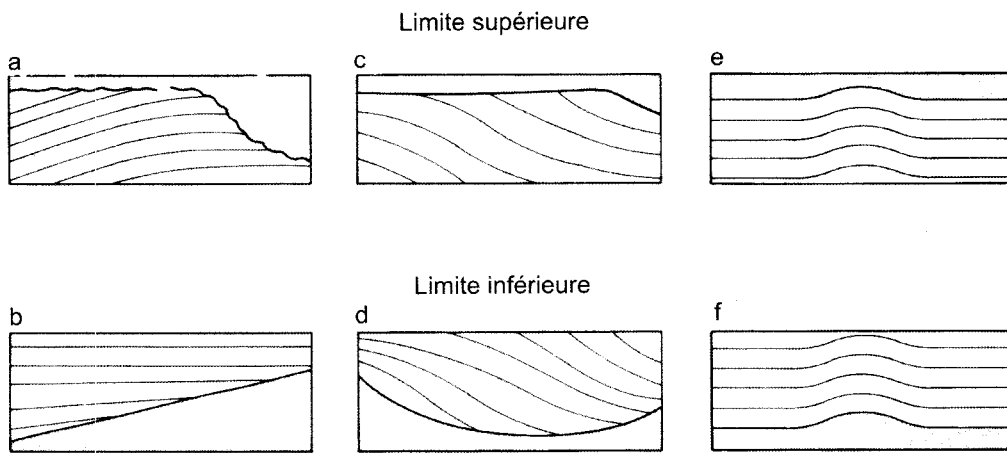


Figure 1.9 : Les différents styles de géométrie des terminaison de réflexions : a) troncature érosive, b) le biseau d'aggradation, b), c) le biseau sommital, d) le biseau de progradation et e-f) la concordance (selon Sangree et Widmier, 1979).

sismiques de forte amplitude au sein de contextes sismo-stratigraphiques précis est parfois révélatrice de la présence d'hydrocarbures (Helbig, 1998).

L'amplitude des réflexions est également fonction de l'espacement entre les surfaces réfléchissantes. Certaines réflexions de fortes amplitudes sont dites constructives lorsqu'elles correspondent à un coefficient de réflexion élevé induit par la présence de strates successives dont l'espacement est inférieur à la résolution verticale de la trace sismique (Sheriff, 1977; Emery and Myers, 1996). Dans ce cas, chaque couche ne peut être distinguée individuellement. Ce phénomène est connu sous le nom de « l'effet de lit mince » (*thin bed effect*) ou encore « d'effet de syntonisation » (*tuning effect*). Bien qu'il soit possible d'utiliser le quart de la longueur d'onde du signal sismique pour déterminer la résolution verticale d'une trace sismique, de nombreux géophysiciens pensent que la loi du quart de la longueur d'onde est trop généreuse, particulièrement lorsque les coefficients de réflexion sont petits et que les événements sismiques sont difficilement identifiables sur la trace (Yilmaz, 2001). Ainsi, la demie de la longueur d'onde est souvent préférée, car elle est moins contraignante. L'effet de syntonisation peut avoir d'importantes implications sur l'interprétation sismo-stratigraphique des réflecteurs. Par exemple, pour une vitesse des ondes de compression de 2000 m s^{-1} , un réflecteur de forte amplitude imagé par une onde sismique de 50 Hz, possédant une résolution verticale de 20 m, pourrait être décomposé en une succession de plusieurs réflecteurs faiblement espacés, lorsqu'il est observé à l'aide d'une onde sismique de 200 Hz, possédant une résolution verticale de 5 m.

La fréquence des réflexions correspondant à chaque faciès sismique représente un outil important, car l'atténuation d'une fréquence d'émission par le milieu est directement liée aux caractéristiques de litage des strates (Llave et al., 2001). Parfois, la fréquence du signal réfléchi est affectée par les changements latéraux de la teneur en fluide des couches et par les variations d'épaisseur de celles-ci (Cherry et al., 1996; Fernandez-Salas et al., 2003).

L'analyse des vitesses permet de caractériser des faciès sismiques uniquement dans le cas des enregistrements sismiques multitraces. Pour y parvenir, cette technique se sert de la courbure d'indicatrice (*normal moveout curve*) (Yilmaz, 2001). Lors de l'analyse des vitesses, les retards de l'arrivée des événements sismiques sont étudiés en comparant les traces sismiques enregistrées sur chacun des canaux (*offsets*). Pour l'application de cette technique, plus le nombre de canaux est élevé, plus les vitesses sismiques déterminées seront précises. Les analyses de vitesse permettent de définir de manière relative certaines propriétés physiques des matériaux telles la porosité, la densité et la teneur en fluide (Gregory, 1977). Avec l'utilisation conjointe de modèles inverses tel le sismogramme synthétique, l'analyse de vitesse aide à déduire les causes géologiques qui modifient la réponse sismique (Bleistein et al., 2001). Cependant, certains matériaux géologiques possèdent des vitesses similaires, voire identiques (principalement dû aux changements de porosité), il est alors difficile de se prononcer de façon non équivoque sur la nature lithologique des faciès sismiques (Byun et al., 1989; Davies et al., 2003).

La relation entre le faciès sismique et sa nature géologique dépend des caractéristiques des réflexions qui sont fonction des aspects lithologiques et de l'arrangement géométrique des strates induites par le mode et par le milieu de formation (Boggs, 1995). Ceci infère donc une connotation génétique à l'expression sismique des dépôts. C'est sur ce principe que se base la stratigraphie séquentielle pour analyser l'empilement d'ensembles sédimentaires limités par des discordances et/ou par des équivalences, causées par des variations eustatiques, du taux de subsidence et de l'apport terrigène et/ou climatique (Van Wagoner et al., 1988; Cramez, 1990). La théorie de la stratigraphie séquentielle stipule que la géométrie et l'architecture des différents faciès sismiques illustrent les divers mécanismes et les environnements de sédimentation (Mitchum et al., 1977; Wilgus et al., 1988). L'importance du rôle que joue la sismo-stratigraphie dans cette théorie et son application, avec succès, à des modèles géologiques pour

l'exploration de réservoirs pétroliers, ont grandement contribué à l'augmentation des interprétations génétiques des dépôts sédimentaires liés à l'analyse des faciès sismiques (Berryhill et al., 1986).

1.5.2 La scano-stratigraphie

La scano-stratigraphie est une méthode récente, et par conséquent, beaucoup moins documentée que la sismo-stratigraphie. La scano-stratigraphie est l'étude de la succession des couches géologiques à partir de l'analyse scanographique. Ce type de stratigraphie est à la fois qualitative et quantitative et se base autant sur l'imagerie que sur les valeurs numériques scanographiques afin de déterminer l'architecture des dépôts et les processus géologiques à l'origine de cette architecture. Bien que les applications de la scanographie à l'analyse et à la description des roches réservoirs soient nombreuses, rares sont celles utilisant cette technique pour des fins de descriptions et d'interprétations purement sédimentologiques et/ou stratigraphiques (Wellington et Vinegar, 1987; Champanhet, et al., 1989; Kenter, 1989; Kantzas et al., 1993; Boespflug et al., 1995; Crémer et al., 2002; St-Onge et Long, à soumettre).

La finesse de la résolution des changements stratigraphiques imagés par la scanographie (pouvant dans certains cas être de 0,1 mm), aide à mieux comprendre quels sont les processus responsables de ces changements. Enfin, la complémentarité des aspects qualitatif et quantitatif des données scanographiques, aide à détecter des contacts géologiques pratiquement imperceptibles à l'œil nu (Boespflug et al., 1995).

Deux exemples probants de l'apport de scanographie à la stratigraphie sont les travaux de Boespflug et al. (1995) et ceux de St-Onge et Long (à soumettre). Dans les deux cas, la scano-stratigraphie a permis de rattacher des variations climatiques à des variations stratigraphiques d'ordre millimétrique. De plus, cette approche fut utilisée par Boespflug et al. (1995) pour élaborer un modèle

stratigraphique relatant les processus sédimentaires impliqués lors de la transition d'un environnement glaciaire à deltaïque (figure 1.10).

La description des faciès scanographiques se fait sur la base de l'observation des textures de l'image et des structures sédimentaires y étant observées (Russ, 1999). L'analyse d'image permet d'extraire l'information quantitative contenue dans une image numérique par des techniques de traitement (Francus et al., 2004). En sédimentologie et en stratigraphie, l'analyse d'image inclut, entre autres, le comptage de laminations, la mesure de l'épaisseur de celles-ci et l'étude de certaines propriétés des sédiments telles la composition chimique et minéralogique ainsi que la densité (Francus et al., 2004).

L'analyse d'image appliquée à la scanographie concerne essentiellement l'extraction des valeurs d'intensité associées au contraste des pixels de l'image afin de caractériser certaines propriétés physiques des matériaux géologiques (Wellington et Vinegar, 1987; Orsi et al., 1999). En scanographie, les valeurs peuvent être extraites de manière vectorielle ou à partir d'une région d'intérêt communément appelée ROI (*Region Of Interest*). Dans le premier cas, l'extraction se fait sur une largeur d'un pixel selon une droite, généralement orientée selon l'axe de l'image ou perpendiculairement à cet axe, tandis que la seconde suppose une extraction matricielle à partir d'une surface de pixels pouvant avoir diverses géométries.

Les valeurs extraites permettent notamment de définir le faciès scanographique à l'aide de paramètres statistiques (voir chapitre 4). Certains auteurs ont utilisé la distribution des fréquences pour déterminer le degré d'hétérogénéité de faciès scanographiques de façon analogue à l'utilisation de la courbe de fréquences pour qualifier le tri granulométrique (Folk, 1980; Kantzas et al., 1993). Ainsi, plus la distribution des fréquences s'éloigne d'une distribution normale, plus le faciès est hétérogène. En partant du même principe, l'asymétrie positive ou négative de la distribution est employée pour préciser si se sont les intensités scanographiques

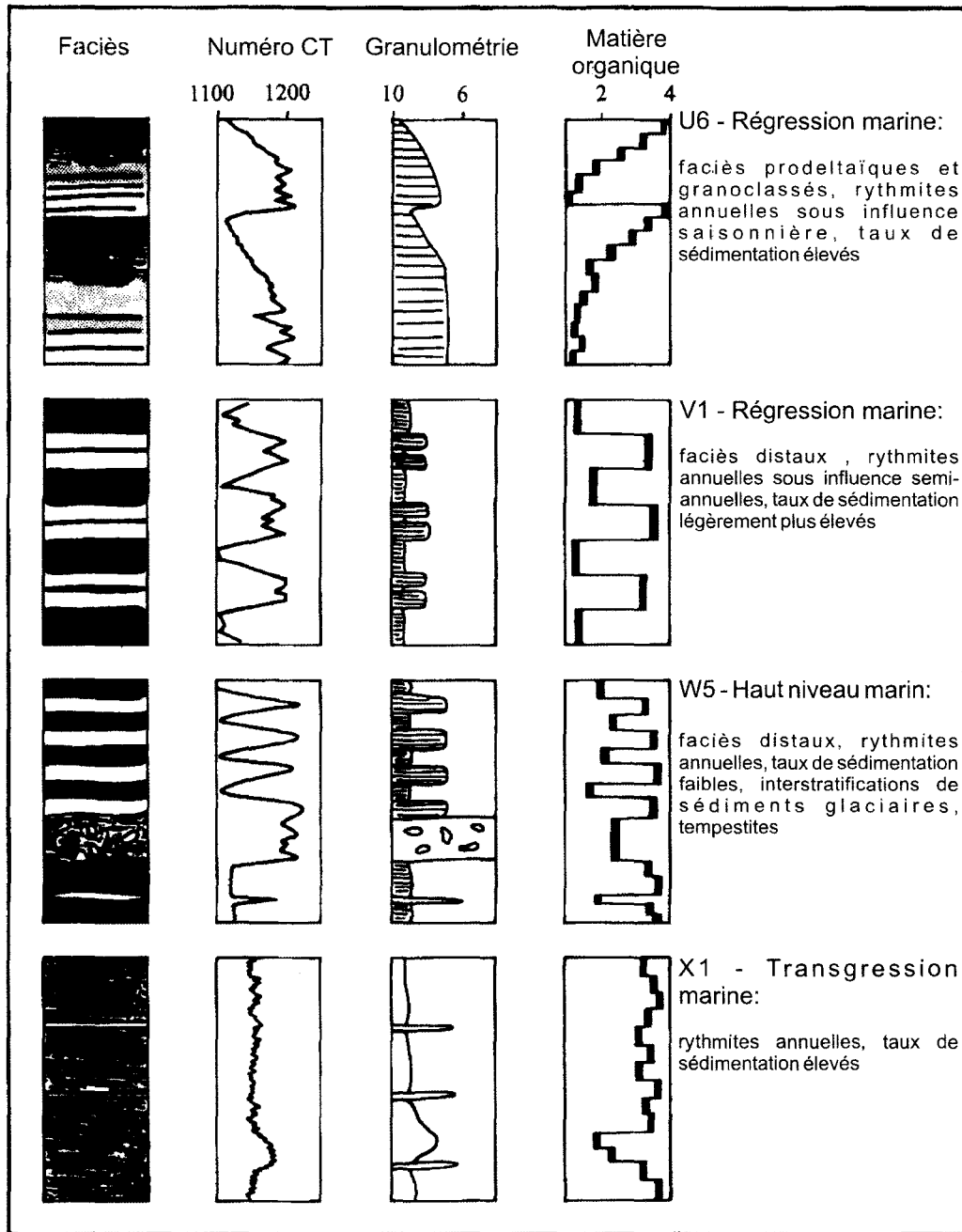


Figure 1.10 : Modèle d'évolution stratigraphique relatant les processus sédimentaires impliqués lors de la transition d'un environnement glaciaire à deltaïque élaboré en partie à partir d'une analyse scanographique (modifié de Boespflug et al., 1995).

fortes ou faibles qui sont en excès. Kantzas et al. (1993) se sont servis des caractéristiques morphologiques de la distribution scanographique, pour établir des relations avec certaines propriétés physiques des matériaux. Ce type de démarche peut également apporter des indices sur l'identité des mécanismes responsables de la mise en place des dépôts.

1.6 Problématique

En géologie marine, l'utilisation d'outils sismiques de haute et de très haute résolution a considérablement augmenté au cours des deux dernières décennies. Cependant, même si les progrès informatiques ont permis de réduire les coûts des levés géophysiques marins, les coûts associés aux carottages sont demeurés élevés. Cette situation a mené à la diminution du rapport entre le kilométrage de profils sismiques et le nombre de carottage effectué, augmentant ainsi la probabilité d'interprétations géologiques erronées. Ces interprétations peuvent avoir de graves conséquences sur la prise de décision concernant la compréhension des réservoirs pétroliers, l'étude des changements climatiques et l'analyse des risques géologiques. En conséquence, une meilleure compréhension de la signature sismique des dépôts sédimentaires s'avère primordiale. Or, l'état actuel des connaissances en sismique-réflexion permet-il d'interpréter avec confiance la genèse d'un dépôt sédimentaire? Bien que cette problématique soit connue depuis longtemps, peu de nouveaux éléments de réponse permettent d'approcher le problème sous un autre angle.

Au fil des ans, plusieurs techniques tels le sismogramme synthétique, la sismique-réflexion verticale, la diaggraphie de puits furent développés afin mieux corréler les données sismiques avec les données de puits. Cependant, la majorité de ces méthodes utilisent des données quantitatives émanant des propriétés physiques des dépôts qui ne donnent que peu d'indices sur les mécanismes de mise en place des sédiments. Ainsi, l'élaboration de nouvelles méthodes d'analyses précisant la

relation entre les processus géologiques et la signature sismique des dépôts, est souhaitable.

Le couplage de la scanographie avec la sismique-réflexion s'avère une méthode intéressante pour étudier des dépôts sédimentaires. Dans la littérature, seuls les travaux de Abegg et Anderson (1997) ont appliqué de façon méthodique, le couplage de données scanographiques à des données de sismique-réflexion. Ceux-ci utilisaient cette approche pour étudier la relation entre la distribution des bulles de méthane dans des boues riches en matière organique de l'ouest de la mer Baltique, avec la présence d'unités acoustiques turbides sur des profils de sismique-réflexion. La turbidité acoustique a pour effet de masquer les réflexions provenant de l'arrangement stratigraphique de la sous-surface (Hart et Hamilton, 1993; Baraza et Ercilla, 1996). Ce phénomène est lié à la présence de gaz libre dans les sédiments. Les molécules gazeuses oscillent, sous l'effet du passage de l'onde sismique, en provoquant la diffusion, la résonance et la réverbération des ondes en fonction de la fréquence d'émission (Anderson et Hampton, 1980; Best et al., 2004). L'utilisation de la scanographie a permis de déterminer avec précision quelle proportion de gaz libre contenue dans les sédiments affecte leurs propriétés acoustiques (Abegg et Anderson, 1997). Toutefois, Abegg et Anderson (1997) ne discutent pas des fondements des deux méthodes et de ce qui les relie entre elles. De plus, bien qu'ils traitent de la genèse de faciès sismiques transparents, les auteurs s'attardent à l'évaluation du contenu en gaz libre des sédiments par scanographie plutôt qu'à l'observation des structures sédimentaires.

L'utilisation de la scanographie couplée à la sismique-réflexion représente une nouvelle méthode d'analyse aidant à la connaissance de la genèse des faciès sismiques et de la signature sismique des mécanismes de sédimentation responsables de la formation des dépôts. Le fait que la résolution des données scanographiques utilisées dans cette thèse soient de trois ordres de grandeur supérieures à celle des données sismiques, jumelé à la finesse de l'interprétation des données scanographiques, est sans contredit un pas de plus vers l'amélioration

de la compréhension de l'expression sismique des dépôts sédimentaires. Cependant, avant l'emploi d'une telle méthode, il est nécessaire de s'interroger sur la façon dont ces deux types de techniques peuvent être utilisées complémentaires.

Pour le développement de cette nouvelle approche de travail, le type d'imagerie scanographique employé est le topogramme. Cette forme d'imagerie se révèle très avantageuse pour illustrer les fins changements stratigraphiques à partir de carottes de sédiments ainsi que pour observer les variations de propriétés physiques des matériaux associées à ces changements (Boespflug et al., 1995; St-Onge et al., sous presse). De plus, le topogramme présente une image bidimensionnelle du dépôt sédimentaire en fonction de la profondeur, tout comme les profils de sismique-réflexion. Toutefois, le topogramme est sous-utilisé en scanographie géologique parce son emploi est limité dans le domaine de l'imagerie médicale. Le fait que sur les récents modèles de scanographes médicaux les échelles d'intensité scanographique diffèrent sur les topogrammes et les tomogrammes, contribue aussi à restreindre son emploi. Ainsi, préalablement à l'analyse exhaustive de propriétés physiques des sédiments à partir des topogrammes, l'étude des processus physiques et des algorithmes permettant de générer ces images est essentielle.

Une autre manière d'étudier avec précision la genèse des faciès sismiques est par le biais de l'utilisation conjointe du sismogramme synthétique et des données scanographiques. Bien que le sismogramme synthétique soit traditionnellement utilisé pour relier les propriétés physiques et lithologiques des dépôts sédimentaires avec les réflexions sismiques, son association avec les données scanographiques rehausse la précision et la confiance de l'interprétation génétique des dépôts, et donc, la validité de celle-ci (White et Hu, 1998). L'apport de la scanographie à la mise en valeur du sismogramme synthétique provient de l'image proprement dite et des valeurs d'intensité, qui fournissent respectivement

des indices sur les mécanismes sédimentaires responsables de la mise en place des dépôts et sur les changements de propriétés physiques à l'intérieur de ces derniers.

Le couplage de la scano-stratigraphie à la sismo-stratigraphie a comme objectif principal de mieux comprendre les processus sédimentaires responsables de la mise en place de dépôts. Cependant, l'application d'une telle méthode aide également à mieux concevoir l'impact que possède l'architecture sédimentaire sur la géométrie des réflexions sismiques. De plus, par l'approfondissement des connaissances relatives aux signaux sismiques que permet cette méthode, les pièges que représentent souvent les artefacts d'acquisition, lors de l'interprétation de profils de sismique-réflexion monotraces, peuvent être plus facilement évités lors d'analyses sismo-stratigraphiques (Tucker et Yorston, 1973; Tucker, 1982). Ces deux apports additionnels de la méthode ont d'ailleurs grandement aidé l'auteur pour l'analyse sismo-stratigraphique contenue dans le chapitre 5.

Bien que les méthodes de couplage des données sismiques et scanographiques furent développées à partir de données provenant d'environnements sédimentaires clastiques, l'applicabilité des méthodes n'est pas restreinte à ce type d'environnements. Cependant, l'applicabilité aux milieux carbonatés doit être fait avec précaution en raison de l'importance de l'effet photoélectrique associée aux carbonates (Boespflug et al., 1994). Même si les méthodes de corrélations furent développés à partir de données sismiques de très-hautes fréquences, elles sont également applicables à des données sismiques de plus basses fréquences. Bien que la différence de résolution entre les données sismiques de basses fréquences et scanographiques soit encore plus grande, il n'en demeure pas moins que la scanographie permet d'imager des attributs propres aux corps sédimentaires qui contribue à la réflexion des ondes sismiques ne pouvant être imagés par celles-ci.

1.7 Objectifs

Les objectifs de cette thèse de doctorat sont :

- 1) identifier les paramètres influençant les réponses sismiques et scanographiques des sédiments,
- 2) comparer les paramètres influençant les réponses sismiques et scanographiques des sédiments,
- 3) développer une méthode unifiant la scanographie et la sismique-réflexion,
- 4) appliquer cette méthode dans le but d'améliorer l'état des connaissances relatives à la genèse des faciès de sismique-réflexion et
- 5) déterminer, à partir de l'analyse de données géophysiques, si le style de delta influence la construction des plateaux et des talus continentaux ainsi que celle des cônes sous-marins profonds.

1.8 Sites à l'étude

Bien que le domaine géologique d'où proviennent les données, soit secondaire pour le développement des méthodes et techniques unifiant la scanographie avec la sismique-réflexion présentées dans cette thèse, il est néanmoins intéressant d'observer la réponse de ces méthodes, lorsqu'appliquées dans des contextes géologiques différents (voir chapitres 2 et 4). Le contexte estuarien dans lequel s'inscrivent les données géophysiques présentées au chapitre 5, est cependant important puisqu'il a eu et a un impact notable sur la genèse des différents corps sédimentaires qui y sont étudiés. La thèse inclut des données provenant de cinq sites compris dans quatre domaines géologiques distincts soit le milieu lacustre, le fjord, l'estuaire et le plateau continental. Ces domaines possèdent des caractéristiques qui leur sont propres et leur formation est souvent liée à un héritage géologique complexe (Syvitski et al., 1986; Katz 1991; Wright, 1995; Dyer, 1998; Walker et James, 1992).

Le fjord correspond à une vallée de surcreusement glaciaire envahie par la mer, caractérisée par la présence de seuils bathymétriques, d'anses et de baies ainsi que

par d'abruptes parois. Plusieurs fjords ont la réputation d'être des milieux sédimentaires de hautes énergies (voir annexe 2; Aarseth, 1997; Urgeles et al., 2002; Longva et al., 2003; Hiemstra et al., 2004). Selon Syvitski et al. (1986), il existe un nombre important de processus hydrodynamiques et géologiques affectant la sédimentation dans les fjords comme les courants de marée, les vagues, les mouvements de masse ainsi que les apports fluviaux et hémipélagiques. Les fjords sont généralement caractérisés par des systèmes fluviaux drainant des bassins versants à forts reliefs générant un apport de matériel grossier important (Syvitski et al., 1986). De plus, les panaches de surface générés par les apports fluviaux au sein des fjords, s'étendent plus loin que les panaches de surface en milieu océanique étant donné le caractère fortement stratifié de leur colonne d'eau (Syvitski et al., 1986). De l'interaction de ces processus, naît une stratigraphie complexe, où des faciès sédimentaires à grains fins laminés, typiques d'une sédimentation par temps calme, s'intercalent avec des faciès à support de matrice et d'assemblages turbiditiques témoignant respectivement de la remobilisation de sédiments par des processus de coulées de débris ou de courants de turbidité (Praeg et Syvitski, 1991; Syvitski et Schaffer, 1996; Gilbert et al., 1998; Blais-Stevens et al., 2001).

Les bassins lacustres se forment selon une grande variété de processus tectoniques, glaciaires, volcaniques et fluviaux (Anadòn et al., 1991). La sédimentation au sein de ces bassins est généralement calme. Les enregistrements stratigraphiques lacustres possèdent une grande valeur, notamment pour l'étude des changements climatiques, étant donné la grande sensibilité des lacs aux fluctuations des facteurs physiques, chimiques et biologiques de leur bassin versant contrôlant les propriétés de la colonne d'eau, la régression ou la progradation de leurs rivages ainsi que l'apport de sédiments terrigènes et organiques (Katz, 1991; Gilli, 2001; Last et Smol, 2001). La stratigraphie lacustre est généralement simple et dominée par des dépôts varvés à l'intérieur desquels s'insèrent parfois des lits ou des lamines turbiditiques ou conglomératiques relatant l'occurrence de phénomènes géologiques de haute énergie d'ordre auto ou

alloyés tel des variations climatiques ou des séismes (Desloges et Gilbert, 1995; Francus et Karabanov, 2000; Migowski et al., 2004; Monecke et al., 2004). Étant donné que l'eau y est douce, les courants de turbidité hyperpycnaux sont beaucoup plus abondants en milieux lacustres qu'en milieux marins (Kassem, A. et Imran, J., 2001; Schneider et al., 2004).

L'estuaire correspond à l'embouchure plus ou moins évasée d'une rivière ou d'un fleuve, où les processus marins dominent les processus fluviaux (de Ruijter et al., 1997). Selon Dalrymple et al. (1992), l'estuaire est caractérisé par des apports de sédiments, d'origine marine et fluviale, formant des dépôts affectés par l'action des marées, des vagues, de la houle et des fluctuations des débits fluviaux. Ainsi, dépendamment de plusieurs facteurs, dont l'orientation du système, le niveau d'énergie influençant la sédimentation dans l'estuaire sera variable (Jaeger et Nittrouer, 1995; Allen et Duffy, 1998; Chaumillon et al., 2002). Certains auteurs considèrent que les estuaires ne peuvent se former que dans un contexte transgressif et que le stade mature des estuaires est représenté par la construction de systèmes progradants tels des deltas à l'intérieur de ceux-ci (par exemple Dalrymple et al., 1992). Néanmoins, il a été montré que des estuaires cohabitent avec des deltas existants, aussi bien en contexte régressif que transgressif, la position du delta dans l'estuaire traduisant, qui des processus marins ou fluviaux, contrôlent la sédimentation dans ce dernier (Hart et Long, 1990; Hein et al., 1993; Sondi et al., 1995; Hart et Long, 1996; Yoo et al., 2002). Tout dépendant des zones de l'estuaire, respectivement dominées par les processus fluviaux et marins et par l'interaction de ces deux types de processus, différents faciès sédimentaires seront observés (Reinson, 1992). Ainsi, les estuaires contiennent à la fois des éléments architecturaux appartenant autant au domaine fluvial qu'aux domaines intertidal, deltaïque et parfois même marin profond (Rossetti, 2000; Li et al., 2002; St-Onge et Long, à soumettre).

Le plateau continental est l'environnement marin s'étendant de la côte au sommet du talus continental et il est généralement plat et faiblement incliné vers le large.

Cette inclinaison vers le large est typique des plateaux continentaux de moyennes latitudes dominés par les processus fluviaux lors des bas niveaux marins (Browne et Naish, 2003). Concernant les plateaux de basses latitudes récifaux, le développement de récifs coralliens a lieu essentiellement le long de l'accroche, mais aussi sous forme de petites bandes discontinues plus près des côtes (Harris, 1996; Pomar, 2001). Quant aux plateaux de hautes latitudes, leur physiographie irrégulière est héritée des glaciations alors que des dépôts morainiques et fluvio-glaciaires côtoient des dépressions creusées par l'érosion glaciaire (Syvitski, 1991).

Selon Bouma et al. (1982), la largeur du plateau continental dépend grandement du contexte tectonique, les marges actives ayant tendance à être associées à d'étroits plateaux et les marges passives à de larges plateaux. Le plateau continental est un milieu de haute énergie dont la sédimentation est affectée par de nombreux facteurs hydrodynamiques tels les vagues, la houle, les tempêtes et les courants, causant un important remaniement des sédiments de surface (Walker et Plint, 1992; Fredsøe, et Deigaard, 1994). Tout dépendant du facteur hydrodynamique qui prédomine, les assemblages de faciès seront constitués principalement par des faciès de sédiments grossiers présentant des laminations horizontales et entre-croisées souvent bioturbées et ayant un contenu fossilifère important (Walker et Plint, 1992; Myrow et Southard, 1996; Trentesaux et al., 1999). De plus, si la physiographie du plateau s'y prête et/ou des processus sédimentaires dissipant une forte énergie surviennent, des mouvements de masse sous-marins se traduisant par l'enregistrement de structures à support de matrice et massives dans les dépôts, peuvent être documentés (Kuehl et al., 1996; Eyles et al., 2001; Wright et al., 2002; Walsh et Nittrouer, 2003).

1.8.1 Le bassin supérieur du Fjord du Saguenay

Le fjord du Saguenay a une longueur de 90 km et une largeur variant de 1 à 6 km. Cet élément physiographique est bordé par des murs abrupts pouvant avoir une

élévation de 350 m au-dessus du niveau moyen des mers. La profondeur d'eau du fjord varie de 50 à 275 m dans le bassin central. La rivière Saguenay s'y écoule, drainant un bassin versant de 85 000 km² et possédant un débit de crue printanière pouvant atteindre 5 000 m³s⁻¹, et un débit moyen mensuel de 1 500 m³s⁻¹ (Syvitski et Schafer, 1996). Dans la rivière Saguenay, les marées varient de 4 à 5 m tandis que la sédimentation annuelle oscille de 1 à 70 mm (St-Onge et Hillaire-Marcel, 2001).

Le bassin supérieur du Fjord du Saguenay se situe dans l'est du Canada parmi la province géologique de Grenville (figure 1.11). La partie supérieure du Fjord du Saguenay est comprise à l'intérieur du graben du Saguenay qui fut considérablement affecté par la glaciation wisconsinienne (~15 000 B.P.) et par l'invasion marine qui suivit (Mer de Laflamme, ~10 300 B.P.) (Lasalle et Tremblay, 1978; Du Berger et al., 1990). Ces deux épisodes géologiques ont abandonné des quantités appréciables de dépôts, principalement constitués par des boues silteuses, pouvant atteindre près de 800 m d'épaisseur en certains endroits (Syvitski et Praeg, 1989). Ce bassin fut frappé, au cours des quatre derniers siècles, par plusieurs épisodes de sédimentation catastrophique (Praeg et Syvitski, 1991; Syvitski et Schafer, 1996; Locat et al., 2000; Crémer et al., 2002; St-Onge et al., 2004). Certains auteurs ont émis l'hypothèse que la plupart des évidences de mouvements de masse sous-marins documentés dans ce secteur, sur le fond marin et en deçà de la sous-surface, ont été induits par le tremblement de terre de Charlevoix de 1663 de $M_{SH} \sim 7$ (magnitude séismique historique) (Schafer et Smith, 1987; Syvitski et Schafer, 1996; Locat et al., 2000). Selon Syvitski et Schafer (1996), ce séisme aurait généré l'amoncellement de dépôts de mouvements de masse atteignant plus de 100 m d'épaisseur par endroits.

1.8.2 Le bassin de Brandal

Ce bassin correspond à un bassin de marge passive se trouvant approximativement à 170 km au large des côtes de la Nouvelle-Écosse (Canada)

et à environ 25 km au nord-est de la plus grosse accumulation sableuse du plateau néo-écossais, l'île de Sable (figure 1.12) (Li et King, 2001). Ce bassin, situé entre le banc de l'île de Sable et le Banquereau, relie le bassin d'Emerald au Goulet par lequel ce dernier se draine vers la plaine abyssale de Sohm (figure 1.12). Le bassin de Brandal est principalement composé de sédiments glaciomarins grossiers ayant sédimenté sur le socle Tertiaire-Crétacé fortement incisé (McLaren, 1988).

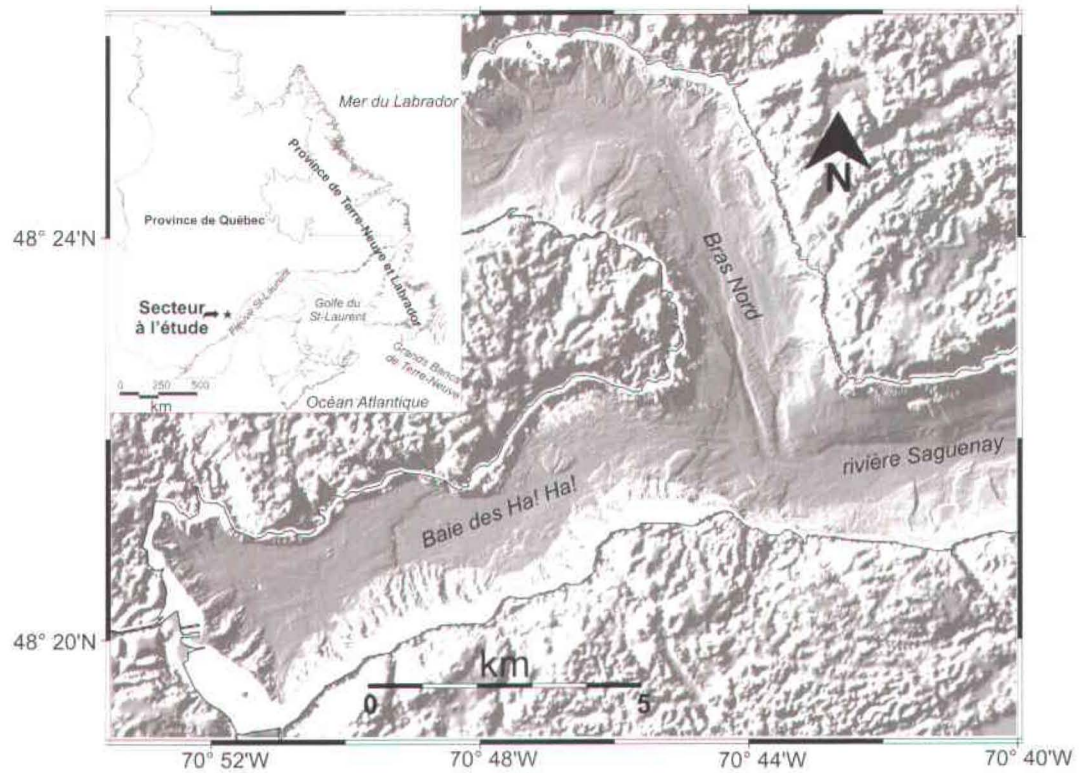


Figure 1.11 : Localisation du bassin supérieur du Fjord du Saguenay fait à partir du couplage d'une image multifaisceaux et de modèle d'élévation numérique (modifié de Urgeles et al., 2002).

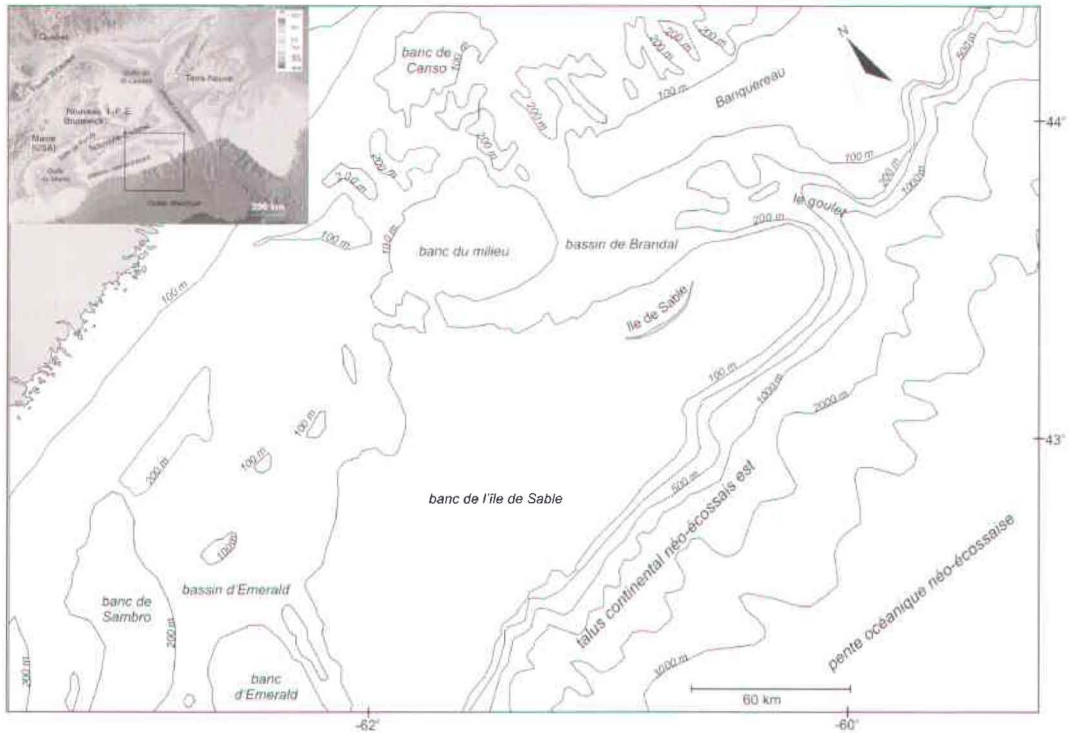


Figure 1.12 : Localisation du Bassin de Brandal.

Cette portion du plateau continental néo-écossais fut influencée par la remontée marine rapide de 110 à 120 m qui suivit le retrait de la calotte glaciaire wisconsinienne au cours des 10 000 dernières années (Shaw et al., 2002). Plusieurs auteurs suggèrent que le secteur de l'île de Sable correspond à un amoncellement important de dépôts de contact glaciaire où les sédiments furent mis en place sous la forme d'un banc morainique dominé par des processus d'épandage fluvio-glaciaires (Stea et al., 1998). Cependant, d'autres auteurs proposent que cette zone reflète le fort remaniement des sédiments du plateau causé par des conditions hydrodynamiques de haute énergie qui sévissaient tout au long de l'Holocène (Amos et Miller, 1990; Amos et al., 2003). L'île de Sable est aujourd'hui considérée comme un banc de sable mobile qui se déplace sous l'influence des vents et des vagues de tempête ainsi que des courants marins (Stea et al., 1998; Amos et al., 2003).

La sismo-stratigraphie du bassin de Brandal est peu connue. King (2001), à partir de profils de sismique-réflexion de très haute résolution, a identifié cinq couches de till interstratifiées avec des sédiments glaciomarins. Il suggère que certaines de ces couches se corrèlent avec les unités de till du bassin Emerald et que l'unité supérieure se rattache avec le corps sableux de la moraine de l'île de Sable (Boyd et al., 1988; McLaren, 1988; Gipp 1994 et 2000).

1.8.3 Le lac Cardiel

Ce lac circulaire se trouve au sein d'une dépression tectonique sur le plateau patagonien en Argentine, à une altitude de 275 m au-dessus du niveau moyen des mers (figure 1.13) (Stine et Stine, 1990). Le lac Cardiel couvre une superficie de 370 km², possède un diamètre de 20 km pour une profondeur d'eau maximale de 76 m. Approvisionné par un bassin versant de 4500 km², ce lac s'est formé au Pléistocène Supérieur (~30 000 BP) sur des schistes crétacés déformés et des roches volcaniques tertiaires à faible pendage (Gilli et al., 2001; Stine et Stine, 1990). Le caractère bien stratifié de la colonne sédimentaire témoigne d'une

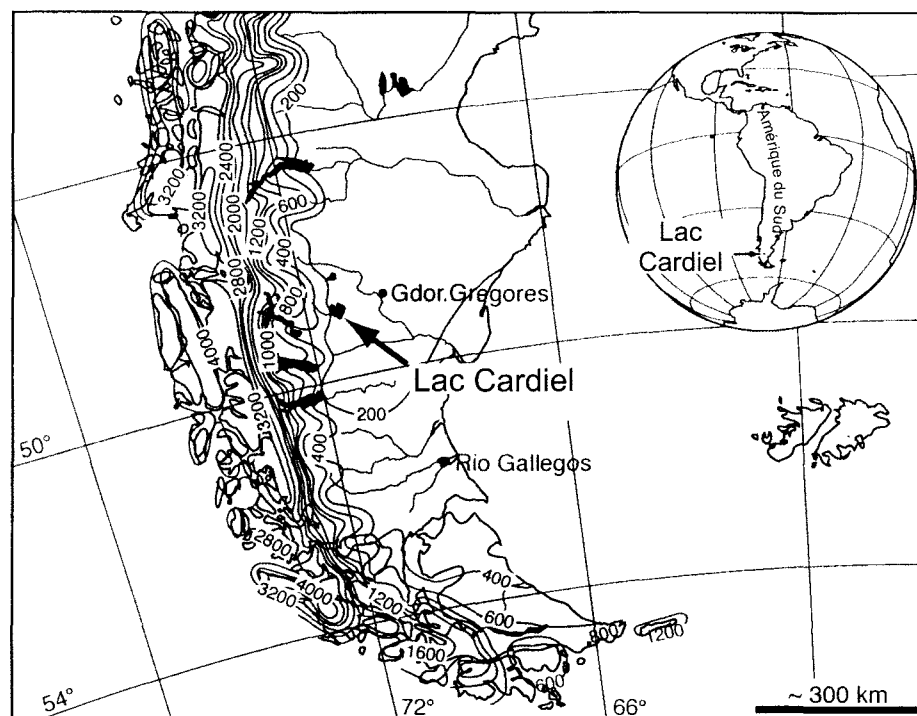


Figure 1.13 : Localisation du Lac Cardiel (modifié de Gilli, 2003).

cyclicité résultant des patrons de transitions complexes entre les ères géologiques glaciaire et postglaciaire (Gilli, 2003). Cependant, de récentes études tectoniques et géomorphologiques ont clairement montré que le dernier épisode de glaciation andine (10 000 à 13 000 BP) n'a jamais atteint la région du lac Cardiel (Wenzens, 2002; Wenzens, 2004). Selon Stine et Stine (1990), le lac Cardiel a connu plusieurs épisodes de régression et de transgression depuis sa formation dont cinq cycles de régression/transgression depuis les derniers 5100 ans.

1.8.4 Le lac Lungern

Une récente étude paléosismique entreprise par l'Institut Fédéral Suisse de la Technologie à Zurich, pour le compte de la Commission Suisse pour la Sécurité des Installations Nucléaires, a permis de mieux connaître la géologie du lac Lungern qui était jusque-là mal documentée (Domenico et al., 2001; Monecke, 2004). Le lac Lungern est situé au sein de la vallée d'Obwalden en Suisse (figure

1.14). Cette vallée suit une importante zone de cisaillement entrecoupant les structures alpines selon l'axe NNE-SSO (Monecke et al., 2004). Cette zone de cisaillement est caractérisée par un système de pendage abrupt ainsi que par des failles coulissantes parallèles ayant un mouvement senestre (Monecke et al., 2004). Le lac Lungern couvre une superficie de 3 km² et possède une profondeur maximale de 78 m. Ce lac est divisé en trois sous-bassins par deux anticlinaux importants. Le remplissage de ces sous-bassins est dominé par des apports terrigènes. Dans plusieurs secteurs du lac, du gaz migre le long de plans de faille compris dans des marnes avant d'être piégé par des couches de sédiments imperméables. En 1836, le lac Lungern fut drainé pour des raisons agricoles abaissant son niveau d'eau de 37 m. Ensuite, le niveau d'eau du lac fut rehaussé de 34 m pour des fins hydroélectriques en 1923. Depuis ce temps, des fluctuations saisonnières du niveau d'eau, de près de 15 m, sont enregistrées dépendamment de la demande d'approvisionnement en hydroélectricité.

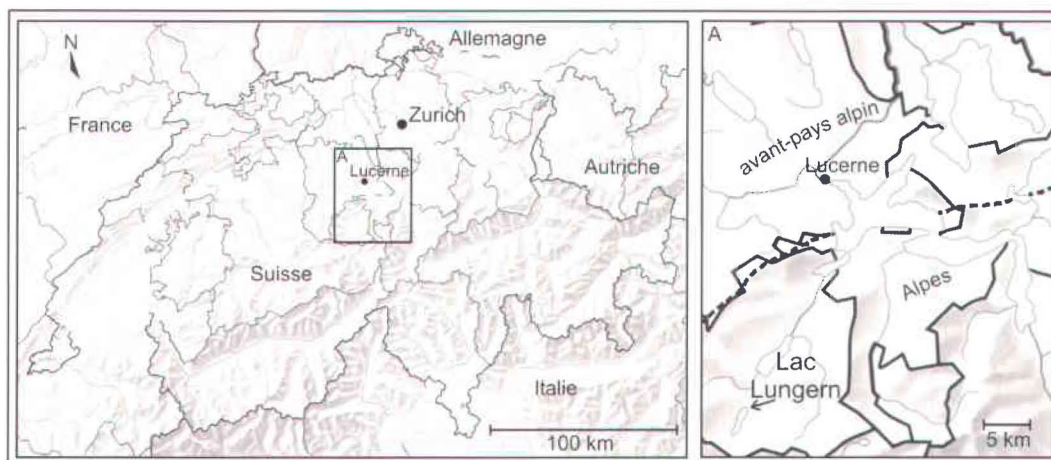


Figure 1.14 : Localisation du Lac Lungern (modifié de Monecke et al., 2004).

1.8.5 La péninsule de Manicouagan

Cette péninsule située dans l'estuaire du Saint-Laurent (Canada) correspond à une plaine deltaïque émergée s'étant formée en contexte de régression forcée, à la fin de la glaciation wisconsinienne (figure 1.15) (Dionne, 2001). La péninsule se trouve à la limite d'un plateau, le long de la remonté nord du chenal Laurentien, et est entourée par des eaux ayant une profondeur variant de 5 à 350 m. La péninsule de Manicouagan est bordée par trois rivières importantes; Betsiamites, aux Outardes et Manicouagan. Ce sont essentiellement les rivières aux Outardes et Manicouagan qui ont contribué à la construction de la péninsule, depuis le retrait de la calotte de glace wisconsinienne, en approvisionnant leurs deltas respectifs (Hart et Long, 1996). Dans ce secteur, Syvitski et Praeg (1989) ont documenté la présence d'un cône sous-marin épais d'au moins 90 m. Ce cône, associé au delta de la rivière Manicouagan, représente l'expansion Holocène de ce delta en contexte régressif et de bas niveau marin, surmontant la séquence sangamonienne de bas niveau marin (Ochietti et al., 1995; Massé, 2001). La baisse de 140 m du niveau marin, enregistrée depuis la fin du Pléistocène fut induite par un rebond glacio-isostatique important, qui depuis 6000 ans, est en moyenne de 3 mm par an (Dubois, 1980). Tout comme le contexte régressif, le rebond glacio-isostatique

força les rivières Betsiamites, aux Outardes et Manicouagan à éroder profondément leurs anciennes unités deltaïques et prodeltaïques émergées.

Les rivières Betsiamites, aux Outardes et Manicouagan drainent respectivement des bassins versants ayant des superficies de 18 900 km², 19 057 km² et de 45 098 km² (Québec, 2003). Depuis leur harnachement, entre la fin des années 1960 et le milieu des années 1970, les débits annuels moyens de ces rivières sont de 402 m³s⁻¹ pour la rivière Betsiamites avec des pointes de crue printanière de 1500 m³s⁻¹, de 399 m³s⁻¹ pour la rivière aux Outardes avec des pointes de crue printanière de 2700 m³s⁻¹ et de 1002 m³s⁻¹ pour la rivière Manicouagan avec des pointes de crue printanière de 3210 m³s⁻¹ (Frenette et Long, 1979; Québec, 2003). Avant l'harnachement des trois rivières, les débits moyens annuels étaient

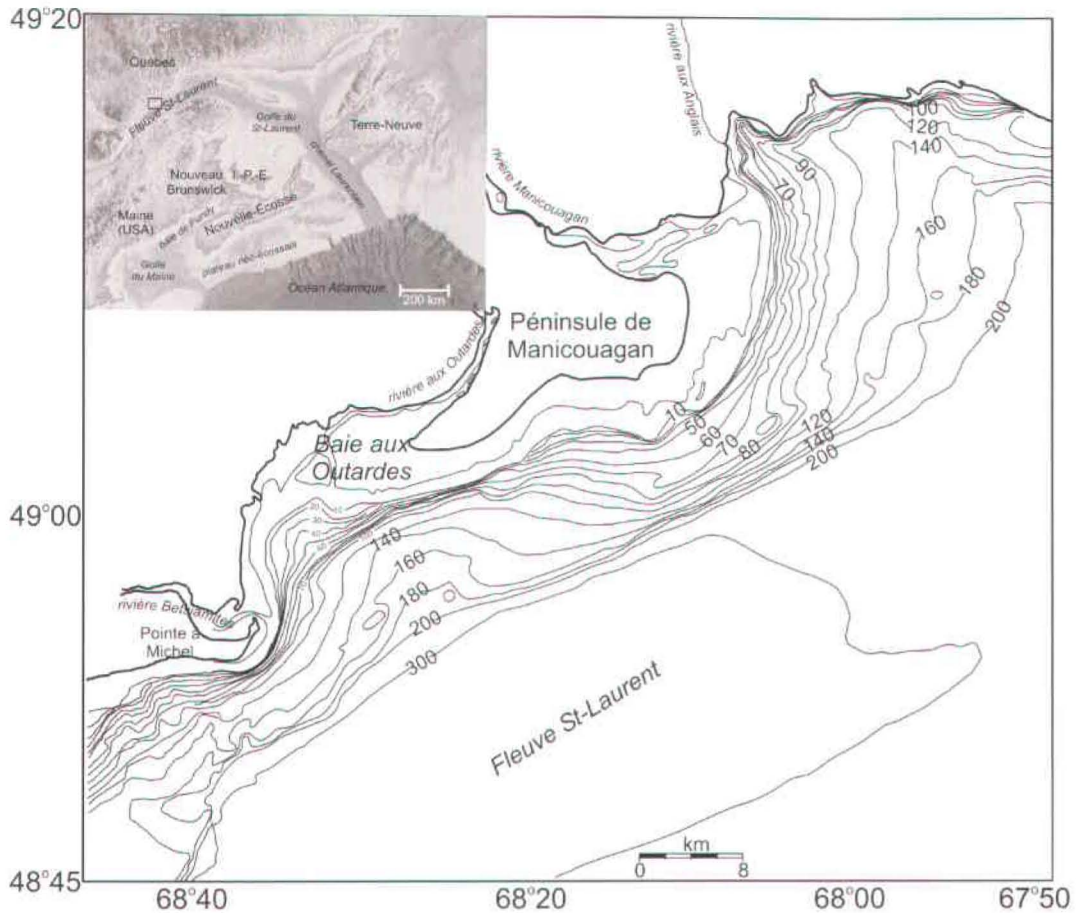


Figure 1.15 : Localisation de la Péninsule de Manicouagan.

sensiblement plus élevés pour les rivières Betsiamites et aux Outardes soit respectivement de $820 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $1350 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, et plus faible pour la rivière Manicouagan soit de $1009 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Les matériaux transportés par les trois rivières sont principalement des sédiments quaternaires composés de fragments de roches précambriennes ignées et métamorphiques provenant de la portion supérieure de leurs bassins versants ainsi que des argiles de la mer de Goldthwait incluses dans la partie inférieure de ces bassins (Hart et long, 1990). Depuis l'harnachement des rivières, les sédiments approvisionnant les deltas sont surtout constitués de matériel érodé par celles-ci en aval des barrages. En conséquence, la charge sédimentaire totale s'en trouve grandement réduite.

Selon Hart et Long (1996), l'épaisseur des dépôts holocènes de la Péninsule de Manicouagan diminue de l'amont vers l'aval et excède 100 m dans la partie amont du système. Les falaises bordant la péninsule peuvent atteindre une hauteur de 50 m par endroits. Celles-ci, essentiellement formées par des sédiments prodeltaïques, sont soumises à une érosion mécanique sévère due à l'action des vagues. L'érosion côtière a notamment causé un recul de la côte de $0,5 \text{ m an}^{-1}$ dans le secteur de Ragueneau et de 2 m an^{-1} dans celui de l'embouchure de la rivière aux Outardes (Allard, 1982; Long, 1982). L'action des vagues possède d'ailleurs une plus grande influence sur le bilan sédimentaire à l'embouchure des rivières que le débit respectif de ces rivières.

Crémer (2003) a caractérisé le delta de la rivière Manicouagan comme en étant un de type Gilbert, le front deltaïque de ce système présente un pendage de 6° entre 0 et 60 m de profondeur d'eau (Colella et Prior, 1990). Depuis le début du dernier épisode de régression forcée, la rivière Manicouagan a incisé ses anciens dépôts deltaïques et prodeltaïques sur une puissance approximative de 30 m. Ainsi, ces dépôts de progradation sont exclusivement formés par des sédiments de cette nature.

Dans l'estuaire du Saint-Laurent, les vents dominants sont ceux venant de l'ouest (12 %) et de l'est (11%) (Dupuis et Ouellet, 1999). Lorsque soufflant de l'une ou l'autre de ces directions, leur vitesse est généralement inférieure à 25 km h^{-1} . Selon Dupuis et Ouellet (1999), les vents les plus forts proviennent de l'ENE alors que 0,12 % de ces derniers peuvent atteindre une vitesse de 50 à 60 km h^{-1} tandis que 0,05 % des vents provenant de cette direction, soufflent à plus de 60 km h^{-1} . La géométrie de la péninsule joue un rôle crucial sur la formation des deltas en y modifiant les conditions hydrodynamiques régionales. Le fetch le plus important est celui de l'ENE alors qu'il se forme sur une distance de 340 km. La péninsule de Manicouagan protège les deltas des rivières Betsiamites et aux Outardes de ce fetch, laissant le delta de la rivière Manicouagan complètement vulnérable face à

celui-ci (Crémer, 2003). En plus du fetch ENE, le delta de la rivière Manicouagan est influencé par la ligne de fetch SE longue de 70 km. Quant au delta de la rivière aux Outardes, le fetch maximum l'affectant est celui du sud (50 km).

Les facteurs contrôlant la progradation deltaïque au pourtour de la Péninsule de Manicouagan sont semblables à ceux contrôlant les autres deltas se trouvant sur la rive nord de l'estuaire du Saint-Laurent, c'est-à-dire l'eustasie, l'apport sédimentaire, la morphologie du bassin et les conditions hydrodynamiques (Sala et Long, 1989). Ce sont notamment les conditions hydrodynamiques qui sont responsables de la morphologie actuelle de la Pointe-à-Michel, de la Pointe-aux-Outardes ainsi que de la construction d'un banc de sable long de 2 km près de la Pointe-de-Manicouagan.

La section de l'estuaire du Saint-Laurent où est localisée la Péninsule de Manicouagan, se trouve à la confluence de trois domaines géologiques : le Grenville, les Appalaches et la plate-forme des basses terres du Saint-Laurent (Pinet et al., 2004). La péninsule se situe dans une zone caractérisée par la présence de nombreuses failles normales, liées à la formation du rift du Saint-Laurent s'étant mis en place lors de l'ouverture de l'océan Iapetus (Tremblay et al., 2003). Selon Tremblay et al. (2003), les failles héritées de cet épisode de *rifting* sont présentes sur le front grenvillien et bordent aussi le contact entre le socle grenvillien au NO et les roches cambro-ordoviciennes de la plate-forme au SE. La réactivation de certaines structures associées au rift est jugée probable par certains auteurs, notamment le long des failles datant du Protérozoïque tardif au Paléozoïque précoce (Lamontagne et al., 2003; Tremblay et al., 2003). La Péninsule de Manicouagan fait partie de la zone sismique inférieure du Saint-Laurent qui est reconnue pour l'occurrence de nombreux séismes de faibles magnitudes. La plupart de ces séismes surviennent le long ou entre les failles iapétennes, sous la ligne de Logan et les Appalaches (Lamontagne et al., 2003).

1.9 Matériel et méthodologie

1.9.1 Matériel

1.9.1.1 Le bassin supérieur du Fjord du Saguenay

Pour ce site, une carotte longue de 6 m prélevée à l'aide d'un carottier à piston StaCor (*Stability Corer*) et un profil de sismique-réflexion numérique monotrace de très haute résolution furent utilisés (figure 1.16). Le positionnement du carottier fut assuré par un système de balises acoustiques Track Point II permettant d'avoir une précision au fond variant de 2 à 12 m. Quant aux traces sismiques, elles furent positionnées à l'aide d'un DGPS Trimble Pro XRS ayant une précision de 0,3 à 1 m (R. Xhardé, communication personnelle, 2004). Ces données furent amassées en 2001 et 2002 dans le cadre du projet Canada-CoSta (*Continental slope Stability*) (Locat, 2000).

1.9.1.2 Le bassin de Brandal

Pour cet emplacement, deux carottes échantillonnées à l'aide d'un carottier LCF (*Long Coring Facility*) longues de 7,57 et de 3,56 m et distantes de 0,658 km, furent employées. Ces deux carottes sont reliées par un profil de sismique-réflexion numérique monotrace de très haute résolution (figure 1.17). Le positionnement des carottes fut effectué à l'aide d'un système Track Point II ainsi qu'avec un DGPS Leica MX-400 permettant d'avoir une précision au fond d'approximativement 20 m (D.J.W. Piper, communication personnelle, 2004). Concernant les positions des données sismiques, elles furent prises avec le même GPS dont la précision en surface varie de 1 à 5 m. Les carottes et le profil sismique furent acquis en 2001 dans le cadre d'un projet financé conjointement par le *Sable Offshore Energy inc.* et le *Program of Energy Research and Development Project* (Li et al., 2001).

1.9.1.3 Le lac Cardiel

Dans ce lac, une carotte de 9,95 m de long, prélevée à l'aide d'un carottier à piston de type Kullenberg et un profil de sismique-réflexion numérique monotrace de très haute résolution, furent utilisés (figure 1.18). Le positionnement de la carotte et des traces sismiques fut assuré par un GPS. Ces données furent acquises avant que le département de la défense des États-Unis ne cesse de brouiller les signaux GPS pour des raisons militaires. Ainsi, la précision du positionnement de la carotte et des traces sismiques est seulement de 50 m (F. Anselmetti, communication personnelle, 2004). Les données sismiques et de carottage furent amassées en 1999 dans le cadre du *Patagonian Lake Drilling Project* (Markgraf et Ariztegui, 1998).

1.9.1.4 Le lac Lungern

Dans ce bassin, une carotte longue de 5,52 m, échantillonnée avec un carottier à piston de type Kullenberg et un profil de sismique réflexion numérique monotrace de très haute résolution, furent acquis (figure 1.19). Le positionnement des traces sismiques et de la carotte fut effectué à l'aide de DGPS dont la précision oscille entre 1 et 2 m (F. Anselmetti, communication personnelle, 2004). Les données du

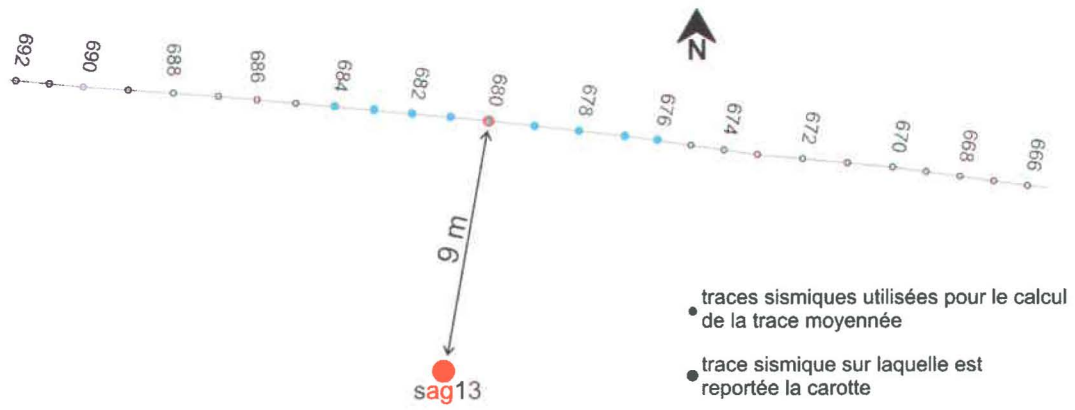


Figure 1.16 : Positionnement des traces sismiques par rapport au site de carottage dans le bassin supérieur du Fjord du Saguenay.

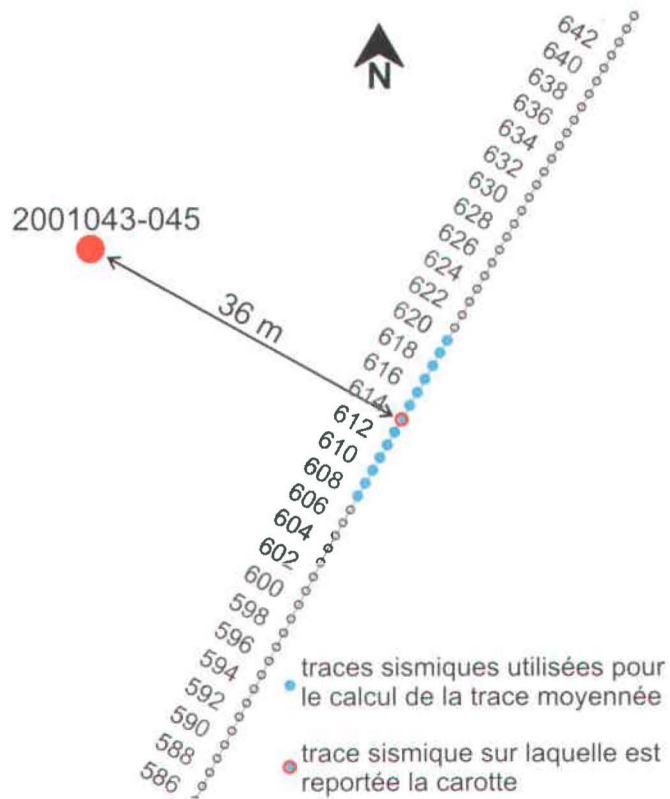
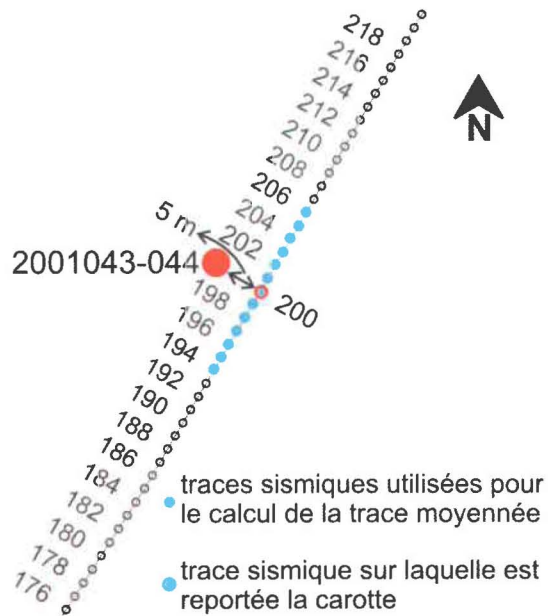


Figure 1.17 : Positionnement des traces sismiques par rapport aux deux sites de carottage dans le bassin de Brandal.

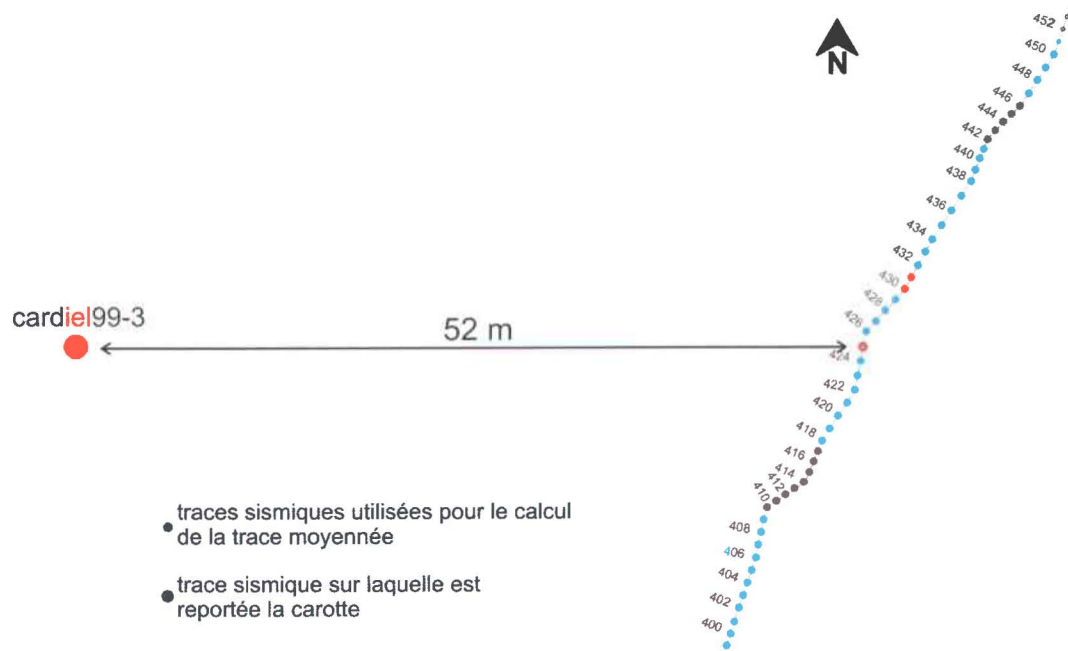


Figure 1.18 : Positionnement des traces sismiques par rapport au site de carottage dans le lac Cardiel.

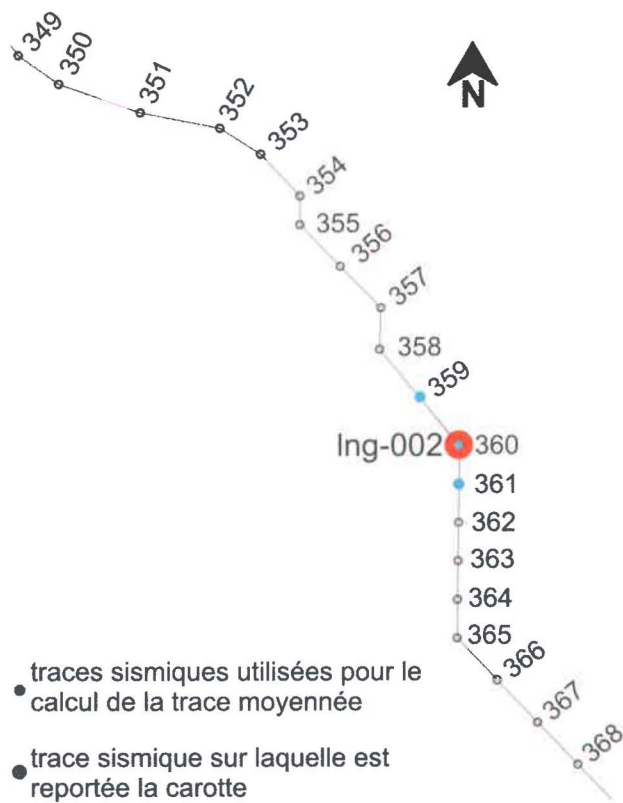


Figure 1.19 : Positionnement des traces sismiques par rapport au site de carottage dans le lac Lungern.

lac Lungern furent prélevées en 2001 au cours du projet PALEOSEIS (Domenico et al., 2001).

1.9.1.5 La Péninsule de Manicouagan

Dans ce secteur, des séries de photographies aériennes furent tout d'abord utilisées pour étudier la morphologie des deltas des rivières Betsiamites, aux Outardes et Manicouagan. Quatre types de données géophysiques marines furent aussi utilisées. En premier lieu, ~100 km de profilage de sous-surface analogue de très haute résolution (Raytheon RTT1000, 3.5 kHz, 400 J, 0,2 m de résolution) furent prélevés par Long (1981). Ensuite, ~120 km de profils de sismique-réflexion de haute résolution analogue (canon à air Bolt, 40 po³, 500 Hz, 1 m de résolution) réalisés par la Commission Géologique du Canada furent également employés (Syvitski, 1988). Le positionnement des données de profilage de sous-surface fut assuré par des transpondeurs micro-ondes Del Norte ayant une précision de 1 m et le positionnement des profils fait au canon à air par système LORAN-C ayant une précision de l'ordre d'une vingtaine de m.

Au cours de cette thèse, une couverture multifaisceaux de ~500 km², accomplie dans le cadre du projet Canada-CoSta et d'un programme de reconnaissance de sites potentiels de parcs marins de conservation par Pêches et Océans Canada, fut acquise (Locat, 2000; É. Albert, communication personnelle, 2002). De plus, ~300 km de profils de sismique-réflexion de haute résolution acquis par l'INRS-ETE pour le compte du projet d'Initiative Géoscientifique Ciblée de la Commission Géologique du Canada, furent employés (Duchesne, 2003). Les positions des données multifaisceaux furent prises avec DGPS ayant une précision d'environ 0,5 m et celles des profils sismiques de haute résolution, à l'aide d'un GPS ayant 1 m de précision.

1.9.2 Méthodologie

1.9.2.1 Acquisition des données de sismique-réflexion

Le bassin supérieur du Fjord du Saguenay

Les données de sismique-réflexion de ce site furent acquises à l'aide d'un IKB-Seistec qui correspond à un catamaran de 2,4 m de long tracté à la surface de l'eau sur lequel sont montés la source et les hydrophones (Simpkin et Davis, 1993). La source est de type *boomer* et possède une fréquence centrée sur 3,5 kHz. L'énergie utilisée lors de l'acquisition des traces sismiques fut de 175 J et le pas de tir de 0,5 s. La détection des réflexions fut assurée par un récepteur de forme conique comprenant huit hydrophones. La fréquence d'échantillonnage fut de 50 kHz et une valeur fut échantillonnée toutes les 20 μ s. En utilisant une vitesse de propagation des ondes de compression dans l'eau salée de 1500 m s⁻¹, la résolution au fond marin calculée est de 0,2 m.

Le bassin de Brandal

Pour ce secteur, le système Hunttec, tracté à une profondeur ~100 m, servit à acquérir les données. Ce système est monté à l'intérieur d'un poisson possédant une source, pouvant être utilisée en mode *boomer* ou étinceleur (20 électrodes), des senseurs de mouvement et deux hydrophones (McKeown, 1975). Le mode étinceleur fut employé afin de pénétrer le fond sableux du bassin à l'aide d'une énergie de 500 J et une fréquence centrée sur 1,25 kHz. Le pas de tir fut établi à 0,65 s et une valeur d'amplitude fut enregistrée tous les 60 μ s pour une fréquence d'échantillonnage de 16,7 kHz à l'aide d'une flûte Geoforce GF24/242Pi ayant une longueur de 7,3 m. Cette flûte de 24 hydrophones fut tractée directement à l'arrière du poisson, les deux hydrophones de ce dernier n'étant pas utilisés. La résolution au fond marin calculée à partir d'une vitesse de propagation des ondes de compression dans l'eau salée de 1500 m s⁻¹ est de 0,6 m.

Les lacs Cardiel et Lungern

Pour ces deux lacs, le même système d'acquisition, tracté à la surface de l'eau, fut utilisé. La source était un émetteur acoustique GeoPulse 5430A déployé en employant un seul cycle avec une énergie de 300 J, un pas de tir de 0,5 s et une fréquence centrée sur 4 kHz. L'émetteur comporte quatre éléments ayant une ouverture de 55°. L'acquisition des réflexions fut faite à partir d'une flûte de GeoPulse Model 5110A longue de 7,62 m et contenant 20 hydrophones. Le pas d'échantillonnage fut de 41 μ s pour une fréquence de 102,5 kHz. En utilisant une vitesse de propagation des ondes de compression dans l'eau douce de 1450 m s⁻¹, la résolution au fond lacustre fut estimée à 0,18 m.

La Péninsule de Manicouagan

Les données multifaisceaux furent prélevées à l'aide d'un échosondeur Simrad EM1000 opérant à une fréquence de 95 kHz et ayant une résolution maximale de 0,25 m. Ce système comporte 60 faisceaux espacés de 2,5° possédant un angle de balayage total de 150° ou de 7,5 fois la profondeur d'eau (Hughes Clarke et al., 1996). Ce système est monté sous la coque du CSS FG Creed, un catamaran du Service Hydrographique du Canada conçu spécialement pour réduire les mouvements dus aux vagues et à la friction induite par la progression du navire dans l'eau. Ce catamaran inclut un système de stabilisation contrôlant le tangage et le roulis permettant ainsi l'ajustement du gouvernail et de l'assiette en temps réel, ce qui contribue à l'obtention de relevés de grande précision.

Les données de sismique-réflexion furent acquises avec un étinceleur EG & G ayant trois électrodes et pouvant déployer une énergie maximum de 6 kJ. Cependant, pour certains profils situés en zones moins profondes (moins de 100 m), une énergie de 2,5 kJ fut employée. Les fréquences d'émission de la source furent comprises entre 200 et 1000 Hz, centrées sur 600 Hz. La source fut tractée à 15 m de la poupe du navire sur tribord par 1,5 m de profondeur d'eau. Le pas de

tir utilisé était de 4 s pour les secteurs ayant une profondeur d'eau supérieure à 100 m et de 2 s pour ceux ayant une profondeur d'eau inférieure à 100 m. Les réflexions furent captées par une flûte Mark 5-A longue de 6 m comprenant 21 hydrophones, qui fut remorquée en surface à 40 m de la poupe du navire par bâbord. Le pas d'échantillonnage fut de 125 μ s à une fréquence de 8 kHz. La résolution au fond marin fut établie à 1,25 m en utilisant une vitesse de propagation des ondes de compression dans l'eau salée de 1500 m s⁻¹.

1.9.2.2 Traitement des données de sismique-réflexion

Les données de sismique-réflexion furent traitées dans le logiciel *Seismic Unix* (Stockwell et Cohen, 2002). L'algorithme de traitement incluait quatre opérations. En premier lieu, une déconvolution prédictive fut appliquée à l'aide de la commande SUPEF qui correspond à un filtre de prédiction d'erreur de type Wiener, principalement utilisé pour enlever les arrivées secondaires. Le filtre Wiener applique simultanément des opérations de filtrage inverse et de lissage du bruit. Ce type de déconvolution prédit la forme du multiple avant de l'enlever. Pour les données acquises avec l'étinceleur, l'amplitude des arrivées secondaires causa des problèmes lors de l'application de la déconvolution. Ainsi, le fantôme de surface fut dégradé, mais il fut impossible de l'enlever totalement.

Ensuite, les données furent traitées avec un filtre standard à bande passante trapézoïde avec la commande SUFILTER. Les fréquences coupe-bas (cb), de basse troncature (bt), coupe-haut (ch) et de haute troncature (ht) furent choisies en fonction du spectre de fréquence de chaque jeu de données sismiques (tableau 1.1). Par la suite, la commande SUMIX permit l'application d'un opérateur de mixage des traces. Cet opérateur calcule une moyenne mobile pondérée sur un certain nombre de traces avoisinantes. Elle a comme principal effet d'augmenter le rapport signal/bruit. Le nombre de traces utilisées pour effectuer cette opération, fut choisi en fonction du pas de tir. Pour les traces sismiques enregistrées dans le bassin supérieur du Saguenay, cet opérateur ne fut pas

appliqué en raison des importantes fluctuations latérales des coefficients de réflexion. Enfin, un opérateur de gain automatique fut employé pour rehausser les amplitudes des traces de manière linéaire en fonction du temps, avec la commande SUGAIN. Cette commande prend la valeur absolue de tous les échantillons, à partir desquelles une enveloppe est calculée en trouvant la somme des échantillons contenus dans une fenêtre de temps pré-déterminée, et en divisant cette somme par le nombre d'échantillons. La trace non-correctée est par la suite divisée par l'enveloppe, avant qu'un facteur d'échelle ne soit appliqué pour équilibrer les amplitudes à la sortie de l'opérateur.

Étant donné que les profils sismiques provenant du bassin de Brandal et du Lac Cardiel ont été acquis dans des conditions climatiques difficiles, des corrections statiques durent être appliquées sur les données. Premièrement, la première arrivée (fond marin) de chacune des traces fut extraite à l'aide d'un outil marqueur d'horizon dans le logiciel d'interprétation de profils sismiques Kingdom Suite. Ensuite, une fonction de lissage fut calculée sur les temps extraits. Afin de déterminer les valeurs-temps des corrections statiques devant être appliquées, pour chaque trace, la différence entre la première arrivée lissée et la première arrivée brute fut calculée. Ces différences furent ensuite écrites dans les en-têtes binaires de chacune des traces dans *Seismic Unix* à l'aide de la commande SUSTATIC, permettant ainsi de corriger les temps de toutes les arrivées. Enfin, pour les données du bassin de Brandal, le bruit du mouvement de la flûte sous l'eau fut filtré à l'aide d'un filtre passe-haut (cp-bt) avec la commande SUFILTER (tableau 1.1).

1.9.2.3 Traitement des données multifaisceaux

Les données furent traitées à bord du CSS FG Creed pour enlever les artéfacts de réfraction et les erreurs introduites lors de l'acquisition les plus apparentes.

Tableau 1.1 : Fréquences utilisées pour les différentes fonction de filtrage des données de sismique-réflexion.

Filtre/système	Seistec	Huntec	GeoPulse	Étinceleur EG&G
<i>Bande passante</i>	oui	oui	oui	oui
Coupe-bas (Hz)	1000	800	1300	100
Basse-troncature (Hz)	2000	1200	1500	200
Coupe-haut (Hz)	8000	4500	6500	1400
Haute-troncature (Hz)	9000	6000	7000	1600
<i>Passe-haut</i>	non	oui	non	non
Coupe-bas (Hz)	-	100	-	-
Basse-troncature (Hz)	-	150	-	-

Ensuite, le post-traitement eu lieu à l'*Ocean Mapping Group* au département d'ingénierie géodésique et géomatique de l'Université du Nouveau-Brunswick (Urgeles et al., 2001). Cette étape permet de fusionner les données de marée à celles de multifaisceaux, afin d'obtenir les profondeurs d'eau corrigées. Après, l'outil *SwatEd-refraction editor* fut employé afin d'éliminer les artéfacts de réfraction les plus subtils. Cet outil permet d'estimer empiriquement les erreurs causées par les variations des propriétés physiques de la colonne d'eau, en fonction du temps.

1.9.2.4 Acquisition des données scanographiques

Toutes les carottes furent analysées à l'aide du scanographe médical à statif coulissant de troisième génération de modèle Siemens Somatom Volume Access, du Laboratoire Multidisciplinaire de Scanographie de Québec, Canada. Ce scanographe est monté sur des rails, ce qui permet un positionnement optimum de l'objet comparativement aux scanographes où l'objet doit être glissé dans le portique de l'appareil, ce qui peut causer des erreurs de positionnement de l'objet d'une image à une autre.

Pour cette thèse, des topogrammes de 1 mm de résolution furent acquis. Les topogrammes furent obtenus avec une énergie de pic de 140 keV, un ampérage de 250 mA et un temps d'acquisition de 1,5 s. La reconstruction des images fut faite à l'aide d'un algorithme de reconstruction de très haute définition (TK80). Cet algorithme inclut un filtre passe-haut bidimensionnel et multiéchelle servant à améliorer la clarté de l'imagerie à l'interface air/objet ainsi que pour les contrastes d'intensité scanographique (Appendice D; O. Sembritzki, communication personnelle, 2004).

Pour chaque carotte, l'imagerie scanographique complète de celle-ci fut reconstruite en créant une nouvelle matrice incluant chacune des matrices correspondant à chaque section de carotte (Appendice C). Ensuite, des profils

d'intensité scanographique furent acquis à partir de la matrice complète de chaque carotte. Les profils furent calculés sur une largeur de 20 pixels de part et d'autre du pixel 50 (centre de la carotte) pour la carotte provenant du bassin supérieur du Fjord du Saguenay, de 10 pixels pour les carottes du bassin de Brandal et des lacs Cardiel et Lungern, centrés respectivement sur les pixels 25 et 30. Le fait de prendre un nombre restreint de pixels, pour calculer la moyenne au lieu de prendre la largeur de pixels correspondant au diamètre de la carotte, a permis d'éviter l'intégration d'un plus petit nombre de valeurs d'intensité près du rebord des carottes puisque l'épaisseur des carottes diminue du centre vers le rebord de celles-ci (voir chapitre 2).

1.9.2.5 Traitement des données scanographiques

La finesse des fluctuations des valeurs d'intensité scanographique sur les profils bruts, donne une apparence bruitée à ceux-ci. Ainsi, chaque profil fut lissé à l'aide d'une transformée par ondelette de Daubechies. Le choix d'utiliser une transformée par ondelette au lieu d'une transformée de Fourier pour enlever le bruit des profils, fut motivé par plusieurs éléments. Tout d'abord, comparativement à la transformée de Fourier, l'information locale n'est pas perdue lors d'un traitement avec une transformée par ondelette (Addison, 2002). Ceci provient du fait que lors de l'application de la transformée de Fourier, la fenêtre devant être glissée sur les données a une dimension fixe, alors que pour la transformée par ondelette, elle comprend un paramètre de remise à l'échelle permettant de glisser sur les données brutes des fenêtres de dimensions différentes. Selon Verrechia (2004), pour la fenêtre d'une transformée de Fourier, le pavage est le même pour toutes les fréquences et la fenêtre est trop étroite pour les basses fréquences et trop large pour les très hautes fréquences. Pour l'expression scanographique d'un dépôt sédimentaire, ceci est particulièrement critique puisque le contenu fréquentiel couvre une large bande passante allant des basses aux très hautes fréquences (voir chapitre 2). En conséquence, la transformée de Fourier n'est pas dédiée pour travailler avec ce genre de contenu

fréquentiel tandis que pour la transformée par ondelette, les fonctions de remise à l'échelle permettent de surmonter ce problème (Burke Hubbard, 1995).

L'analyse par ondelette est basée sur la décomposition d'un signal en utilisant une famille orthonormale de fonctions de bases. Contrairement à l'onde sinusoïdale contenue par la transformée de Fourier, l'énergie de l'ondelette est concentrée dans le temps. Les sinusoïdes sont utiles à l'analyse des signaux périodiques et des phénomènes stables dans le temps, alors que les ondelettes sont adaptées à l'analyse de signaux transitoires et instables dans le temps. L'ondelette mère de la transformée (ψ) par ondelette est obtenue par :

$$\Psi_{R,T}(t) = \frac{1}{\sqrt{R}} \psi\left(\frac{t - T_{trans}}{R}\right) \quad (1.11)$$

où R est le paramètre de remise à l'échelle et T_{trans} le paramètre de translation. La transformée en ondelette correspond aux remises à l'échelle et aux translations successives par fenêtrage de l'ondelette mère sur les données.

L'ondelette mère doit satisfaire un petit nombre de conditions généralement choisies selon le type de problème que présente le signal à traiter. Une de ces conditions est la multirésolution. Ainsi, l'approximation donnée d'un signal $f(t)$, à l'aide de la translation de l'ondelette mère, selon un nombre donné d'échelles, peut être obtenue en utilisant la moitié de la largeur de l'expansion des signaux et la moitié de la largeur de la fenêtre de translation. Ce concept est analogue à celui permettant de rehausser la résolution en fréquence en doublant le nombre d'harmoniques dans l'expansion d'une série de Fourier. Ainsi, pour une série de données brutes contenant n points, la fonction de remise à l'échelle calcule $n/2$ valeurs lissées. Par conséquent, la transformée par ondelette applique l'ondelette au nombre de points n contenu dans la série de données brutes pour calculer $n/2$ différences reflétant ainsi les changements inclus dans les données originales. À chaque itération, la transformée par ondelette calcule une valeur de fonction de remise à l'échelle et une différence entre la valeur avant et la valeur après le passage de la transformée.

Pour cette thèse, après avoir essayé plusieurs types d'ondelette mère, celle de Daubechies fut l'ondelette qui répondit le mieux aux exigences des présents travaux, c'est-à-dire de débruiter les profils d'intensité, pour mieux préciser les faciès scanographiques (figure 1.20). Avant l'application de l'ondelette mère sur les données, la tendance linéaire et la moyenne furent enlevées de toutes les séries de données. Les séries furent ensuite complétées avec des zéro jusqu'à la puissance de deux suivante. La tendance linéaire fut réappliquée après le lissage. Tout dépendant des profils d'intensité scanographique, la transformée par ondelette utilisée possédait quatre à 12 coefficients et paramètres de remise à l'échelle. Le nombre de coefficients employé fut choisi en fonction du niveau de bruit de chaque profil. Le seuil, correspondant au pourcentage de coupure des données au-dessus duquel les coefficients sont mis à zéro, fut établi à 5 %. Préalablement à l'application de la fonction de lissage, les artéfacts des images enregistrées dans les valeurs d'intensité furent soigneusement enlevés afin que ces valeurs n'aient pas un poids démesuré et nuisent ainsi à l'opération.

1.10 Contributions et apports à l'avancement des connaissances

1.10.1 Contributions de la thèse à l'avancement des connaissances

Cette thèse est la première à aborder les relations fondamentales entre la scanographie et la sismique-réflexion (chapitre 2). De plus, la thèse contribue à parfaire la compréhension de la manière dont les topogrammes sont acquis, et plus spécifiquement, la façon dont les images sont reconstruites (chapitre 3). Également, la thèse a conduit au développement de deux méthodes permettant de corréler des données scanographiques avec celles de sismique-réflexion (chapitre 2 et 4), méthodes dont l'application a pour but d'améliorer les connaissances sur la genèse des faciès sismiques. Enfin, la thèse a abordé une problématique jusque-là ignorée en géologie, soit les signatures géophysiques qu'induisent les différents

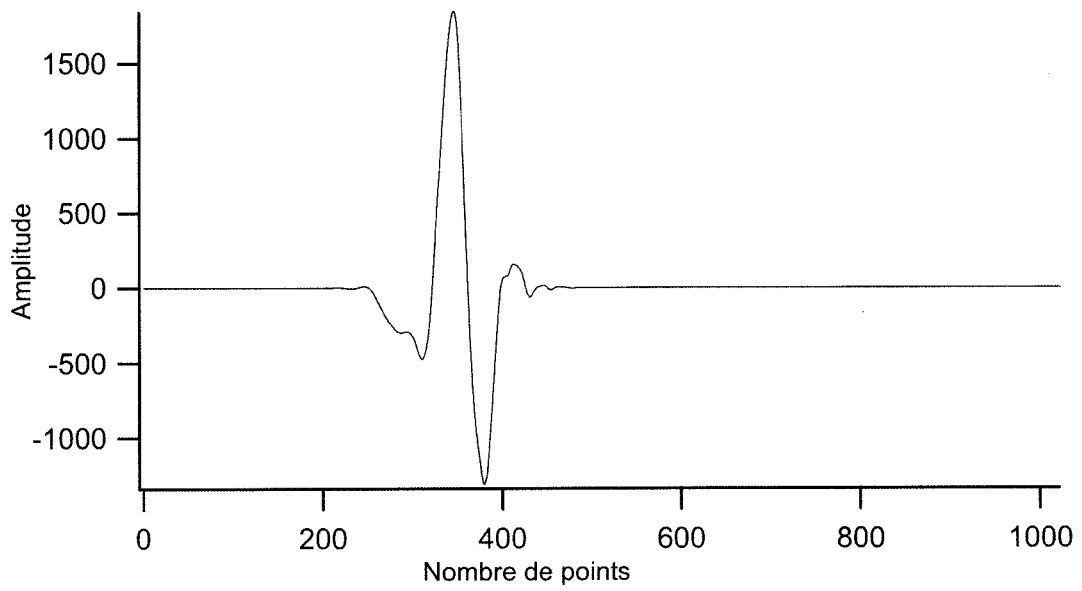


Figure 1.20 : L'ondelette mère de Daubechies utilisée pour lisser les profils scanographiques des carottes.

types de delta sur le plateau continental et le talus continental ainsi que sur les cônes sous-marins profonds (chapitre 5). De manière plus détaillée, cette thèse a :

- établi clairement dans quelle mesure les données scanographiques sont complémentaires aux données de sismique-réflexion.
- mis en évidence que la scanographie est un outil puissant afin d'approfondir les connaissances relatives à la signature sismique des processus sédimentaires.
- permis une utilisation plus avertie des topogrammes et, par conséquent, de valoriser l'emploi de ce type d'images scanographiques en géologie.
- présenté une manière originale d'extraire des données de densité relative à partir de données scanographiques (topogrammes).
- exposé une méthode inédite utilisant des données scanographiques pour générer des sismogrammes synthétiques.
- créé un modèle conceptuel illustrant l'influence de certains types d'appareils deltaïques sur l'évolution de l'architecture sédimentaire d'un bassin le long d'un transect allant du delta à la plaine abyssale.

Le chapitre 2 (Duchesne et al., à soumettre) explique quelles propriétés physiques contrôlent les réponses scanographiques et sismiques des matériaux. De plus, les signaux scanographiques sont comparés sur la base de leurs caractéristiques. Une nouvelle méthode de corrélation permettant de rattacher les données scanographiques et sismiques dans le but de préciser la genèse des faciès sismiques est également présentée. Ensuite, des exemples d'applications de cette méthode sont montrés à partir de données provenant de bassins lacustres, d'un fjord et d'un plateau continental. Ces exemples exposent de bonnes corrélations entre les deux types de données. Aussi, les résultats indiquent que des faciès sismiques similaires peuvent avoir des signatures scanographiques différentes et que, par opposition, des faciès scanographiques différents peuvent avoir des signatures sismiques semblables. Ceci suggère donc que la géométrie des patrons de réflexions internes des faciès sismiques ne correspond pas toujours à la

géométrie des structures sédimentaires, mais plutôt à la géométrie des propriétés physiques des dépôts.

Le chapitre 3 (Duchesne et al., soumis) présente une méthode novatrice permettant de convertir l'échelle d'intensité scanographique des topogrammes en échelle Hounsfield, soit l'échelle standard utilisée pour les tomogrammes. La méthode, développée à partir de données scanographiques acquises sur une série de minéraux, se base sur le réarrangement des termes de l'équation de la loi de Beer pour obtenir les valeurs équivalentes en unités Hounsfield. Ensuite, pour la première fois, des valeurs de densité relative sont extraites des valeurs Hounsfield obtenues à partir des topogrammes. Les corrélations entre les densités relatives et les densités absolues montrent d'excellents résultats. L'importance de l'effet photoélectrique dans la réponse scanographique est également soulignée dans ce chapitre, alors que la contribution de cet effet, à la signature scanographique de chaque minéral utilisé, est calculée. L'accent mis sur cette contribution permet de relativiser l'utilisation des valeurs d'intensité scanographique comme un indicateur de densité.

Le chapitre 4 (Duchesne et al., à soumettre) est l'application des connaissances exposées dans les chapitres 2 et 3. Dans ce chapitre, l'apport de la scanographie à la compréhension de la genèse des faciès sismiques a été montré tandis que la méthode présentée au chapitre 3 fut appliquée pour extraire des valeurs de densité relative de profils d'intensité scanographique obtenus sur des carottes prélevées dans deux lacs et sur un plateau continental. Les profils de densités relatives furent ensuite utilisés pour générer des sismogrammes synthétiques. Cette application de la scanographie est un précédent, puisque ces sismogrammes sont les premiers à utiliser des données scanographiques. Les sismogrammes synthétiques furent ensuite corrélés avec leurs profils de sismique-réflexion respectifs acquis sur les différents sites de carottage. Les résultats montrent des corrélations variant d'excellentes à satisfaisantes. De plus, les sismogrammes indiquent que, pour les différents sites à l'étude, la réponse sismique des

sédiments est contrôlée par leur densité. Le fait d'utiliser des données scanographiques pour générer des sismogrammes synthétiques, augmente considérablement la portée du sismogramme synthétique, puisque les données scanographiques permettent à la fois de préciser certaines propriétés physiques des matériaux et les processus sédimentaires responsables de la mise en place du dépôt.

Le chapitre 5 (Duchesne et al., à soumettre) se veut une étude photogrammétrique et géophysique approfondie d'environnements deltaïques, du plateau continental et d'environnements marins profonds (talus continental et cônes sous-marins) situés au pourtour de la Péninsule de Manicouagan ainsi que des liens unissant ensemble ces divers milieux sédimentaires. Les trois systèmes étudiés présentent des caractéristiques qui leur sont propres suggérant que le style deltaïque peut, à certains moments de l'évolution du système, influencer sur la manière dont ce dernier se construit. Par conséquent, la géométrie et l'emplacement de la zone de dépôt maximum sont contrôlés par les processus autocycliques plutôt qu'allocycliques telles, entre autre, la morphologie du bassin, l'orientation des deltas sur le plateau, la distance entre le delta et l'accore et la configuration du plateau.

1.10.2 Contributions de l'auteur

La majeure partie du contenu scientifique des six articles scientifiques (chapitres 2 à 5 et appendices A et B) est l'œuvre de l'auteur. Ces six articles ainsi que le présent chapitre, ont été rédigés en totalité par celui-ci. L'auteur a participé à la collecte des données sismiques et au prélèvement des carottes dans le Fjord du Saguenay ainsi qu'à l'acquisition de données sismiques aux environs de la Péninsule de Manicouagan. Enfin, l'acquisition des données scanographiques prélevées sur les carottes provenant des différents sites, a été réalisée par l'auteur.

Le développement des algorithmes de traitement des données sismiques, le traitement proprement dit de ces données pour les lacs Cardiel et Lungern, pour le

plateau néo-écossais, pour le Fjord du Saguenay et pour les données sismiques acquises par étinceleur, ont été réalisés par l'auteur de cette thèse, à l'Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement. Les données multifaisceaux levées en septembre 2000, au pourtour de la Péninsule de Manicouagan, ont été traitées en partie par l'auteur à l'*Ocean Mapping Group* du département d'ingénierie géodésique et géomatique de l'Université du Nouveau-Brunswick (Urgeles et al., 2001).

Concernant les données scanographiques, l'algorithme d'assemblage par matrice des images permettant l'obtention la signature scanographique des carottes en continue ainsi que l'algorithme de traitement de ces données à l'aide de transformées par ondelettes, sont toutes deux des idées originales de l'auteur. La méthode de corrélation présentée au chapitre 2 a été développée et conceptualisée par l'auteur. L'analyse scanographique des minéraux contenue dans le chapitre 3 a également été accomplie par l'auteur de la présente thèse. Il en va de même pour l'élaboration de la méthode de conversion des valeurs d'intensité scanographique des topogrammes en unité Hounsfield et celle visant à extraire des valeurs de densité relative des données scanographiques. Enfin, les sismogrammes synthétiques contenus dans le chapitre 5 ont tous été générés par l'auteur dans le module SynPak du logiciel d'interprétation sismique Kingdom Suite 7.4.

Les profils de sismique-réflexion réalisés au canon à air à proximité de la Péninsule de Manicouagan ont été effectués lors de la mission océanographique Dawson 88-088 (Syvitski, 1988). Les données multifaisceaux provenant du secteur de la Péninsule de Manicouagan ont été amassées en partie pour le compte d'Élaine Albert de Pêches et Océans Canada par le Service Hydrographique du Canada ainsi que dans le cadre du projet Canada-CoSta. Les données multifaisceaux du bassin supérieur du Fjord du Saguenay apparaissant à l'appendice B ont aussi été amassées par le Service Hydrographique du Canada dans le cadre du projet Canada-CoSta. Pour ce qui est des données de profilage de sous-surface (Raytheon RTT1000) de la Péninsule de Manicouagan, elles ont été

levées par Bernard F. Long, directeur de la présente thèse. Les carottes et les données sismiques provenant des lacs Cardiel et Lungern ont été acquises dans le cadre des projets de doctorat respectifs de Adi Gilli et de Katrin Monecke, réalisés à l'Institut Fédéral Suisse de la Technologie à Zurich (Gilli, 2003; Monecke, 2004). Quant aux carottes et aux données sismiques provenant du plateau continental néo-écossais, elles ont été respectivement acquises lors des missions Hudson 2001-043, à laquelle l'auteur a participé, et Hudson 2000-0030A (Li et King, 2001; Piper, 2001).

Pour ce qui est des données scanographiques du chapitre 3, elles ont été acquises par Francis Moore lors de ses travaux de maîtrise à l'Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement. Les mesures de densité absolue et les calculs des numéros atomiques effectifs des échantillons de minéraux ont également été faits par Francis Moore lors de ces mêmes travaux (Moore, 2004). Le codage informatique réalisé dans MatLab a été fait par Jacques Labrie, assistant de recherche à l'Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement avec l'aide de Francis Moore et de l'auteur de cette thèse (Appendices E à I).

Les différents coauteurs des articles apparaissant aux chapitres 2, 3, 4 et 5 ainsi qu'aux annexes 1 et 2, ont contribué à l'éclaircissement des idées présentées dans ces articles et à l'amélioration de la cohérence des propos relatés par le premier auteur dans ceux-ci. Plus particulièrement, Jacques Labrie a apporté sa contribution à l'élaboration des aspects techniques inclus dans les chapitres 2 et 4, tandis que Francis Moore a participé à des tâches similaires dans le chapitre 3 et Bernard F. Long a collaboré à l'élaboration des aspects conceptuels de ces mêmes chapitres et du chapitre 5. Néanmoins, les aspects scientifiques présentés dans cette thèse représentent le niveau de compréhension de l'auteur qui en endosse la totale responsabilité.

1.10.3 Autres contributions

De nombreuses publications tels des articles, des résumés allongés de conférence, des présentations sous forme orale et d'affiche dans des conférences, montrent également l'apport de cette thèse à l'avancement scientifique. Leurs références sont :

Articles avec comité de lecture

Locat, J., Martin, F., Lévesque, C., Locat, P., Leroueil, S., Konrad, J.-M., Urgeles, R., Canals, M. et **Duchesne, M. J.** 2003. Submarine mass movements in the Upper Saguenay Fjord (Québec, Canada), triggered by the 1663 earthquake. *Dans* Submarine Mass Movements and their Consequences. *Editeurs* J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic publishers, the Netherlands : pp.509-518.

Locat, P., Leroueil, S., Locat, J. et **Duchesne, M. J.** 2003. Characterisation of a submarine flow-slide at Pointe-du-Fort, Saguenay Fjord, Quebec, Canada. *Dans* Submarine Mass Movements and their Consequences. *Editeurs* J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic publishers, the Netherlands : pp.521-529.

St-Onge, G., **Duchesne, M. J.**, Long, B. F. et Cagnat, E. *sous presse* Contribution of CAT-scan analysis to the study of consolidation in Holocene sedimentary sequences. Soumit à Engineering Geology, 15 pages.

Résumés allongés avec comité de lecture

Duchesne, M. J., Urgeles, R., Long, B. F. et Locat., J. 2001. Geomorphology and slope instability features in the Outardes Delta Area, Quebec, Canada.

Dans Proceedings of 54th Canadian Geotechnical Conference, Calgary, Alberta, pp.371-378.

Duchesne, M. J. et Long, B. F. 2003. Genesis of mass wasting deposits deduced by CAT-scan analysis. *Dans* Proceedings of the 2003 AAPG Annual Convention, Salt Lake City, UTAH, *Editeurs* The American Association of Petroleum Geologists et The Society for Sedimentary Geology : 6 pages.

Duchesne, M. J., Long, B. F. et Lévesque, C. 2003. Recent evolution and modern sedimentary dynamics of the Manicouagan Peninsula area, Saint Lawrence Estuary, Quebec, Canada. *Dans* Proceedings of the 2003 Canadian Coastal Conference, Kingston, Ontario, *Editeur* W. Kamphuis, Canadian Coastal Science and Engineering Association : 16 pages.

Présentations orales et d'affiches avec comité de lecture

Duchesne, M. J. et Long, B. F. 2003. Genesis of mass wasting deposits deduced by CAT-scan analysis. *Dans* American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Salt Lake City, Utah, p.A45

Duchesne, M. J., Hart, B. S., Riedel, M., Long, B. F., et Locat, J. 2003. Very-high-resolution 3-D modeling of submarine mass movement deposits in the Upper Saguenay, Fjord, Canada. *Dans* GEOIDE/ Geological Survey of Canada Worskshop on 3-D Geological Mapping : Geostatistical Analysis and Visualisation, Ottawa, Ontario

Duchesne, M. J., Long B. F., Locat, P., Locat, J., et Massé, M. 2003. The Pointe-du-Fort mass movements deposits, Upper Saguenay Fjord, Canada : A multiphase build-up. *Dans* European Geophysical Society /

European Geophysical Union / American Geophysical Union, Annual Meeting, Nice, France. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 01225

Duchesne, M. J., Riedel, M., Hart, B. S., Massé, M., Long, B. F. et Locat, J. 2003. Very-high-resolution pseudo 3-D seismic volume of a submarine mass movement deposit : an example from the Upper Saguenay Fjord, Canada. *Dans* European Geophysical Society / European Geophysical Union / American Geophysical Union, Annual Meeting, Nice, France. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 02640

Duchesne, M. J. et Long, B. F. 2004. Effects of different delta types on continental slope and deep-sea fan sedimentary architecture genesis in a relative-sea-level fall/lowstand context: examples from the Manicouagan Peninsula, Canada. *Dans* American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Dallas, Texas, p.A37

Duchesne, M. J. et Long, B. F. 2004. Influence of different delta types on shelf, continental slope and deep-sea fan sedimentary architecture genesis in a relative-sea-level fall/lowstand context: Late Quaternary and modern analog examples from the Manicouagan deltaic prism, Canada. *Dans* International Geological Correlation Programme : Continental Shelves during the Last Glacial Cycle, Rome, Italie, p.20-21

Duchesne, M. J. et Long, B. F. 2004. Study of modern marine seismic facies genesis by using CAT-scan analysis. *Dans* 32nd International Geological Congress, Florence, Italie, p.448

- Duchesne, M. J.**, Long, B. F. et Pinet, N. 2004. Présence de gaz dans les sédiments quaternaires de l'estuaire du Saint-Laurent observée à partir de données géophysiques de haute résolution. *Dans* Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Ministère des Ressources Naturelles, Faune et Parc, Québec, p.24
- Duchesne, M. J.**, Long, B. F., Moore, F., Harris, L., Cémer, J.-F., St-Onge, G., Dufour, S. et Cloutier, R. 2004. Le Laboratoire de Multidisciplinaire de Scanographie de Québec (LMSQ) : un outil de pointe pour l'approfondissement des connaissances géoscientifiques. *Dans* Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Ministère des Ressources Naturelles, Faune et Parc, Québec
- Lavoie, D., Pinet, N., **Duchesne, M. J.**, Keating, P., Brisebois, D., Dion, D.-J., et l'équipe du projet IGC-2 2004. Le projet énergie des Appalaches de l'Initiative Géoscientifique Ciblée : multipartenariat et multidisciplines pour cerner le potentiel en hydrocarbures des bassins frontières appalachiens, *Dans* Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Ministère des Ressources Naturelles, Faune et Parc, Québec, p.38
- Long B. F., **Duchesne M. J.**, Moore F. et Montreuil S. 2004. The multidisciplinary scanographic laboratory of Quebec: a new non-medical scanographic laboratory. *Dans* 32nd International Geological Congress, Florence, Italie, p.445
- Long, B. F., Moore, F. et **Duchesne, M. J.** 2004. Porosity CAT-scan signature changes related to variations of sedimentation rate: theoretical and

physical modeling versus field deposits. *Dans* American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Dallas, Texas, p. A86

Pinet, N., **Duchesne, M. J.**, Long, B. F., Lavoie, D. et Brouillette, P. 2004. Apports des données de sismique réflexion à haute résolution dans l'estuaire du Saint-Laurent sur la géométrie et la tectonique récente de l'avant-pays appalachien. *Dans* Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Ministère des Ressources Naturelles, Faune et Parc, Québec, p.37

St-Onge, G. de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Long, B. F. et **Duchesne, M. J.** 2004. Multiproxy evidence of late glacial to Holocene and of Sanguamonian millennial-to seasonal-scale climatic oscillations in the St. Lawrence Estuary, eastern Canada. *Dans* International Geological Correlation Programme : Continental Shelves during the Last Glacial Cycle, Rome, Italie, pp.40-41

DEUXIÈME PARTIE

ARTICLES



Chapitre 2

ON THE USE OF CT-SCAN ANALYSIS TO DETERMINE THE GENESIS OF VERY-HIGH-RESOLUTION SEISMIC-REFLECTION FACIES.

Mathieu J. Duchesne, Bernard F. Long, Jacques Labrie

INRS-ETE, Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre,
Environnement

490, rue de la Couronne, Québec (Québec), Canada G1K 9A9

and Peter G. Simpinkin

IKB Technologies Limited

1220 Hammonds Plains Road, Bedford, Nova Scotia, Canada, B4B 1B4

Article à soumettre au *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*

Résumé

L'utilisation d'équipement sismique de très haute résolution s'est considérablement accrue au cours des deux dernières décennies, et ce, dans un grand nombre de spécialités en géologie. Au fil des ans, une importante banque de faciès sismiques et de leurs significations lithologiques fut répertoriée dans la littérature à partir de corrélations entre des données de carottage ou de puit avec des profils sismiques. Le scanographe est un outil puissant qui permet d'imager la stratigraphie des carottes à l'échelle millimétrique. Le couplage de données sismiques de très haute résolution avec des données scanographiques représente une approche permettant de déterminer avec plus de confiance la genèse des faciès sismiques. Cependant, préalablement à l'application d'une telle méthode, une bonne connaissance des paramètres régissant la relation entre ces deux types de données est nécessaire. Une fois cette relation mieux connue, l'application du couplage de l'analyse scanographique à l'interprétation des données sismiques montre que les deux signaux répondent à des propriétés physiques en partie distinctes des sédiments. Les résultats suggèrent que des faciès sismiques similaires puissent correspondre à des faciès scanographiques différents, et que, par opposition, des faciès scanographiques différents puissent avoir la même réponse acoustique. Ainsi, le signal sismique doit être associé à une synthèse de variations lithologiques plutôt qu'à une seule et unique lithologie. De plus, la géométrie des réflexions ne correspond pas toujours à la géométrie des structures sédimentaires, mais plutôt à la géométrie des propriétés des corps sédimentaires. En conséquence, donner une connotation génétique à la configuration interne d'un faciès sismique peut s'avérer trompeur dans certains cas. Enfin, la très haute résolution de l'analyse sédimentologique faite à partir des données scanographiques, est utile pour préciser des analogues sismiques de très grande échelle et, de ce fait, parfaire la compréhension de l'expression sismique d'un dépôt.

Abstract

The use of Very-High-Resolution (VHR) seismic equipment has grown considerably in the last couple of decades in a wide variety of domains in geology. Over the years, an important library of seismic facies and their corresponding lithological significations was built in the literature based on correlations between well or core data with seismic profiles. Computerized-Tomography scanner (CT-scanner) is a powerful tool that can reveal mm-scale stratigraphy from cores. The coupling of VHR seismic data with CT-scan data represents a new approach to determine with more confidence the genesis of seismic facies. However, prior to the application of such a method, a clear understanding of the relationship between these two types of data (e.g. physical parameters in common) is necessary. The application of CT-scan analysis along with VHR seismic data showed that seismic and CT-scan signals respond to different physical properties of the sediments. Results suggest that similar seismic facies may correspond to different CT-scan facies and, conversely, different CT-scan facies may have the same acoustic response. Thus, a seismic response should be linked to a synthesis of lithological variations instead of a single and unique lithology. Moreover, the geometry of the reflections does not always correspond to the geometry of sedimentary structures but rather to the geometry of the physical properties of the deposit. Therefore, to give a genetic connotation to the internal reflection pattern of a seismic facies can be misleading in some cases. Finally, the fine-scale sedimentological analysis based on very-high-resolution CT-scan data is useful to determine very-fine seismic analogs and thus, to better explain the seismic expression of a deposit.

2.1 Introduction

Numerous geological interpretations are derived from seismo-stratigraphic analyses. During the last decades, an important library of seismic facies and their corresponding lithological significations emerged in the literature, based on correlations between well and core data with seismic profiles. Because drilling is an expensive operation (particularly at sea), a minimum number of wells is drilled. Seismic profiles are first used to define a drilling target. Once the drilling operation is completed, lithologic information is gathered. Since wells and cores have a restricted diameter (~10 cm), they only provide useful clues on the vertical extent of the various lithological units and their physical properties. Then, in conjunction with velocity data, the vertical limits of these units are correlated with seismic reflections on the profile. Finally, the lateral extent of a lithological unit is extrapolated by following these reflectors across the profile. Sometimes the lack of correlation points (i.e. small number of wells or log inaccuracy) can lead to erroneous stratigraphical and geological interpretations having important economic implications for oil companies, engineering consultants and decision makers. Thus, it is important to clearly understand the geologic meaning of a reflection. To do so, seismic reflection properties must be correlated with precise lithological information. Over the years several techniques like 3-D seismic, vertical seismic profiles, borehole logging and computerized axial tomography were developed and/or applied to better correlate seismic and lithological units, to restrain the number of misinterpretations.

2.1.1 Seismic stratigraphy analysis

As technology has progressed, seismic equipment manufacturers have increased significantly the resolution of their systems. Some very-high-frequency (VHR) systems are able to collect data which have a resolution of nearly 10 cm. VHR marine seismic surveys are broadly used by environmental and marine geologists for Quaternary mapping, investigation of seafloor processes and habitat studies,

by engineering geologists in geotechnical and coastal studies, by mining geologists for aggregate and placer prospecting and by petroleum geologists for analog reservoir modeling (Mosher and Simpkin, 1999). The popularity of VHR seismic surveys rapidly increased because of the arrival on the computer market of cheaper and more powerful computers which now allow real-time digital seismic acquisition and faster seismic processing (Marsset et al., 1998).

With VHR seismic data in their hands, some seismic interpreters are tempted to push their interpretations beyond the depositional architecture to include the rheology of the flow responsible of the deposit formation (Coleman et al., 2000). A study by Nardin et al. (1979) represents one of these cases. These authors developed a classification of offshore sediment gravity flow processes, which mainly depends on a seismic facies analysis. The validity of the interpretation of flow processes derived from their seismic records is questionable because only some of the sediment acoustic characteristics were correlated with sediment core data.

Another point that has to be taken into account is the resolution limit of seismic traces (Emery and Myers, 1996). What constrains the resolution of a seismic trace is the high frequencies contained within the signal and the seismic velocity. Theoretically, the vertical resolution limit corresponds to one quarter of the wavelength. Acoustic impedance contrasts contained within the vertical resolution limit are considered to be constructive reflections, which result in the generation of an apparent high amplitude reflector. This phenomena is known as the "tuning" effect (Emery and Myers, 1996). The tuning effect has important implications. For example, a concentrated highstand system tract located on the distal part of a delta slope will look like a single high amplitude reflector at 50 Hz. This can lead the seismic interpreter to a crucial misinterpretation. However, if the same discontinuity is observed at 500 Hz, the tuning effect will be less present and a more detailed image of the discontinuity will provide the well known aggradational and landward progradational seismo-stratigraphic pattern of

highstand system tracts (Posamentier and Vail, 1988). Thus, the resolution of the survey limits the genetic interpretation of seismic profiles.

2.1.2 Computerized-automated-tomography analysis

The computerized-tomography scanner (CT-scanner) has proven its utility in the last 15 years to derive a wide range of physical properties of cores and to study the internal structures of sedimentary deposits in a non-destructive manner (Kenter, 1989; Dulu, 1999). Moreover, CT-scanning has become a standard tool in petroleum reservoir characterization and engineering (Wellington and Vinegar, 1987; Kantzas et al., 1992). From sedimentological and stratigraphical points of view, some studies demonstrated that the CT-scanners are powerful tools to analyze fine-scale stratigraphic changes and to determine the genesis of a deposit (Boespflug et al., 1995; Crémer et al., 2002; St-Onge et al., in press).

CT-scan imagery corresponds to a 2-D or 3-D linear X-ray attenuation pixel matrix (Dulu, 1999). X-ray attenuation is a function of the matter density, its effective atomic number and the analyzed sample thickness. According to Dulu (1999), four effects characterize the X-ray interaction with the matter: 1) the photoelectric effect, 2) the Compton effect, 3) Raleigh scattering and 4) the pair generation effect. However, in medical CT-scanners that use an energy below 150 keV, as it is the case for this study, the two dominant effects characterizing the X-ray interaction with the matter are the photoelectric and the Compton effects (figure 2.1; Moore, 2004). On CT-scan images, the X-ray attenuation is represented by pixel intensity contrasts in gray tones. Each pixel intensity contrast is associated with a numerical value, with brighter tones symbolizing higher X-ray attenuations.

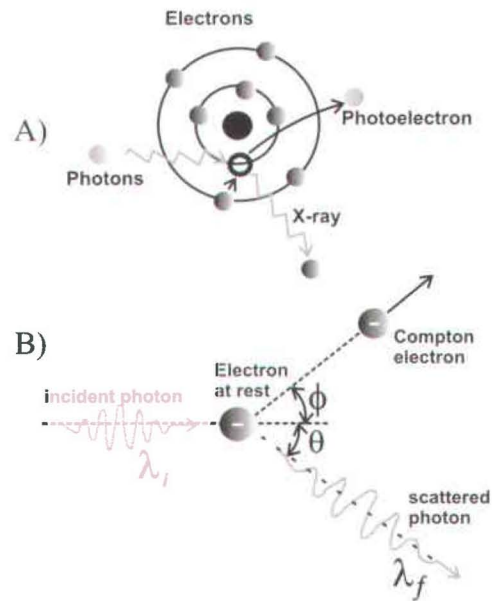


Figure 2.1. A) The photoelectric effect B) The Compton effect (modified from Moore, 2004).

2.1.3 Coupling CT-scan with VHR seismic data

The coupling of VHR seismic profiles with CT-scan data was undertaken to study and understand the seismic expression of various sedimentological facies. Because CT-scan resolution is three to four order of magnitude higher than the VHR seismic resolution, fine-scale sedimentological analysis derived from CT-scan data can be used to improve the understanding of seismic facies genesis. The use of CT-scan analysis along with seismic data represents a useful avenue to determine the genesis of seismic facies because CT-scan data reveal both qualitative and quantitative geological information respectively via the imagery and the numerical values (CT numbers). CT-scan imagery allows the recognition of sedimentary structures, which help to define sedimentation mechanisms responsible for deposit formation (Boespflug et al., 1995; Crémer et al., 2002). Moreover, these structures identified assist in the interpretation of seismic facies genesis. Finally, variations on CT number profiles may correspond to seismic facies boundaries.

However, before applying such a correlation method, a better knowledge regarding how CT and seismic signals can be used together is needed. This paper identifies and compares the nature of the two signals and presents advantages and the limitations of the method.

2.2 Material and methods

For this study data sets from three different sites are used: the Upper Saguenay Fjord basin (Canada), an environment dominated by mass wasting, the Brandal Basin (Scotian Shelf, Canada), a continental shelf environment, and Lake Cardiel (Pantagonia, Argentina), a lacustrine environment.

2.2.1 VHR seismic data acquisition

Upper Saguenay Fjord basin: IKB Seistec

Seismic data from the Upper Saguenay Fjord were collected with an IKB-Seistec (3.5 kHz, 175 J) seismic equipment in 2001 (table 2.1). This system is surface-towed and mounted on a 2.5 m long catamaran. The catamaran comprises a boomer source which produces a single positive peak and a conical receiver based on the *line-in-cone* concept including 8 elements (Simpkin and Davis, 1993). The fact that the source and the receiver are closely spaced permits to solve targets that are less than 2 m apart. Approximately 60 ms of the stratigraphy was resolved by the Seistec in the Upper Saguenay Fjord area in water depths of 200 m.

Brandal Basin: Hunttec Deep-towed system (DTS)

In the Brandal Basin seismic data were collected with an Hunttec DTS (3.5 kHz, 500 J) (table 2.1). This system is a very-high-resolution, seismic profiler with the acoustic source, energy supply, motion sensor, and two receiving hydrophones housed in an underwater deep-towed body. The Hunttec DTS has a dual mode source i.e. boomer and sparker. To survey this sector, tow depth was ~100 m and the sparker mode was used to penetrate the sandy seafloor and to resolve the first ~80 ms of the stratigraphy. Data were collected with a 7.3 m long Geoforce GF24/242Pi single channel streamer including 24 elements that was towed behind the fish.

Lake Cardiel: GeoPulse Transmitter Model 5430A

In Lake Cardiel, a seismic line was collected using a GeoPulse Transmitter Model 5430A (3.5 kHz, 300 J) which penetrated ~100 ms below the lakefloor (table 2.1). Both the source and the receiver were surface towed. The source was mounted on a small steel-hulled catamaran which was pushed in front of a Zodiac Marc III

boat. The source consists of a 4-element pinger which has a beam aperture of 55° . The source signal used was a single cycle pulse composed of one major and two minor positive peaks (Anselmetti, pers. comm., 2005). The receiver used was a GeoPulse Model 5110A single channel streamer which is 7.62 m long and contains 20 elements.

2.2.2 Seismic data processing

Seismic data were processed in Seismic Unix (Stockwell and Cohen, 2002). Processing algorithms included five different steps. First, a predictive deconvolution was applied on all traces. This type of deconvolution corresponds to a Wiener predictive error filtering that simultaneously applies inverse filtering and noise smoothing operations, in order to remove secondary arrivals. Then, a standard trapezoidal band pass filter was applied on the data sets in which low cut and truncation as well as high cut and truncation frequencies were selected based on the frequency profiles of the different seismic sources. Afterward, a trace mixing operator, which computed a weighted moving average on a certain number of neighboring traces, was applied. Finally, amplitudes of all traces were enhanced by the application of an automatic gain control function.

Because the Brandal Basin and the Lake Cardiel profiles were collected in rough weather, a static shift was applied to remove the swell effect on the data. This function was built by first picking the seafloor before computing a smoothing operator on the extracted seafloor. To determine the static shift values to be apply for each traces, the difference between the picked seafloor and the smoothed seafloor was taken. These values were written in the binary header of each SEG-Y trace and the static shift was applied. Finally, for the Hunttec DTS profile, the streamer motion noise was filtered with a low cut filter.

2.2.2.1 Averaged seismic traces calculation

To counter core positioning inaccuracy, an averaged seismic trace was computed. The number of seismic traces used for the averaged seismic trace calculation was set as a function of the shot spacing of the corresponding seismic profile and the accuracy range of each positioning system (table 2.2). An equal number of traces was taken on each side of the coring site. The calculation of the averaged seismic traces differs from a standard stacking operator applied on single channel data. Effectively, instead of summing a certain number of traces in a fold, amplitude values taken for the calculation corresponded to a portion of the trace picked from the subsurface reflection down to the two-way traveltime equivalent to the base of the core. This procedure : 1) enhanced the signal-to-noise ratio and 2) limited the effect of positioning inaccuracy on amplitude variation in respect to the morphology and the position in time of the subsurface reflector. This is critical for seismic data which deals with locations characterized by wavy or bumpy subsurface reflections. The subsurface morphology is not taken into account by standard stacking operator because traces are summed regardless of the time-depth position of the reflector. As a result, the application of a stacking operator could increase or decrease the amplitude of the subsurface. Also, it can lead to miscorrelation due to incorrect subsurface two-way traveltime positioning because the stacking is computed by taking whole traces. Nevertheless, care had to be taken during the application of the procedure in order to avoid “smear out” of the seismic response in areas where the geology was characterized by abrupt lateral facies changes. For these particular cases, different scenarios of averaged seismic traces calculation were tested and compared to stay away from this pitfall.

2.2.3 CT-scan data acquisition

All cores were analyzed with the third generation Siemens Somatom Volume Access medical CT-scanner of the Multidisciplinary CT-scan Laboratory of Quebec, Canada. This CT-scanner has a multiple radiation source (40 to 140 keV)

and two brackets of 800 detectors which have a 1 mm spacing. The fact that this CT-scanner is rail-mounted provides a constant positioning of the core section under the gantry, avoiding movement of the section during the scanning operation. For this study 1 mm resolution longitudinal images (topograms) of the cores were collected.

Table 2.1. Characteristics of the seismic data used.

Source	Sample interval (μ s)	Positioning accuracy (m)	Trace spacing (m)	Time-thickness resolved (ms)	Resolution (m)
Seistec (3.5 kHz, $V_p=1500 \text{ m s}^{-1}$)	20	0.3 to 1	1.4	60	0.21
Huntec DTS (sparker mode) (1.25 kHz, $V_p=1500 \text{ m s}^{-1}$)	60	1 to 5	1.7	80	0.6
GeoPulse transmitter model 5430A (4 kHz, $V_p=1450 \text{ m s}^{-1}$)	41	+/- 50	1.1	100	0.15

Table 2.2. Cores characteristics and corresponding seismic parameters.

Core	Water Depth (m)	Core length (m)	Core volume (m^3)	Fresnel zone diameter (m)	Average Shot spacing (m)	Number of traces used to compute averaged seismic trace	Trace conical volume of sediments (m^3)	O_{Fz} (%)
SAG13	154	5.60	0.044	8.6	1.37	9	337.26	75.5
2001043-44	196	7.7	0.06	11	1.81	12	793.28	83.6
Cardiel99-3	34	9.95	0.028	3.17	1.07	47	104.06	66.2

For topograms, the matrix is obtained by averaging coefficient values for a pixel over the total thickness of the core in its perpendicular axis; i.e. over 10 cm for the Upper Saguenay Fjord basin core, 5 cm for the Brandal Basin cores and 7.62 cm for the Lake Cardiel core. For every core, the complete CT-scan imagery was built by creating a new matrix which included all the corresponding core section matrixes. Then, a CT number profile was acquired from the core's matrix. The profile was used to identify the CT-scan facies and to pick more easily subtle CT number changes related to a modification of the physical properties of the sediments. Profiles were obtained on the total lengths of the cores by computing a CT number mean value on a 20 pixel width for the Upper Saguenay Fjord basin

cores, and on a 10 pixel width for Brandal Basin and Lake Cardiel cores. Instead of taking the total pixel width of the cores, restricted pixel widths were taken to avoid the integration of a smaller number of coefficients since cores are thinner near their edges (figure 2.2).

2.2.4 Wavelet processing of the CT-scan data

Because of the rapid CT number fluctuations and the noisy character of the profiles, all profiles were smoothed with a Daubechies wavelet transform applied in the forward direction (figure 2.3). Prior the application of the mother wavelet, the linear trend and the mean were removed from all data series and then padded with zeros to the next power of two. After the smoothing, the linear trend of the series was reapplied. The value of the threshold used was 5% and corresponded to the cutoff as percentage of data points above which coefficients are set to zero. Image artifacts were carefully removed by subtracting the artifact signature from the CT-scan data prior to the smoothing operation. Artifacts removing from the data is crucial because they might caused the overweighting of their corresponding CT numbers and thus harm the smoothing operation.

The choice of using a wavelet transform instead of a windowed Fourier transform to denoise the CT-scan signal was motivated by several points. Compared to a windowed Fourier transform, the local information is not lost with a wavelet

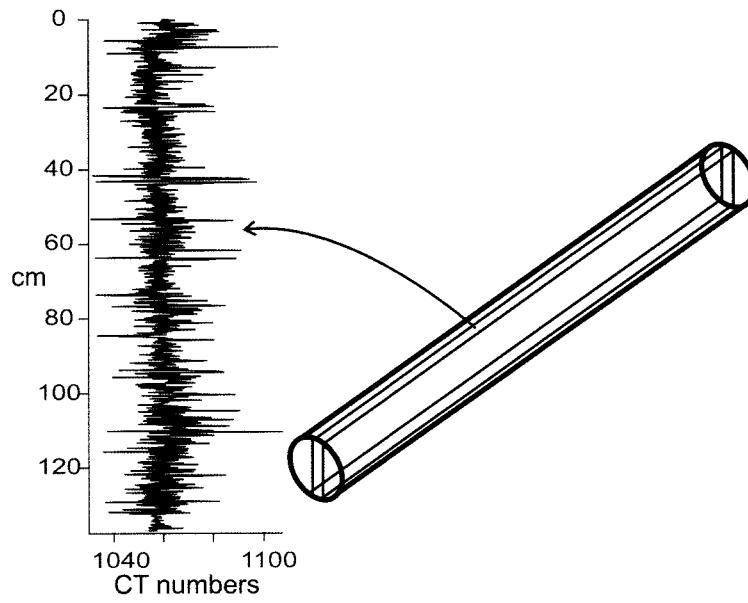


Figure 2.2. Drawing showing the volume of the core on which CT number profiles were extracted.

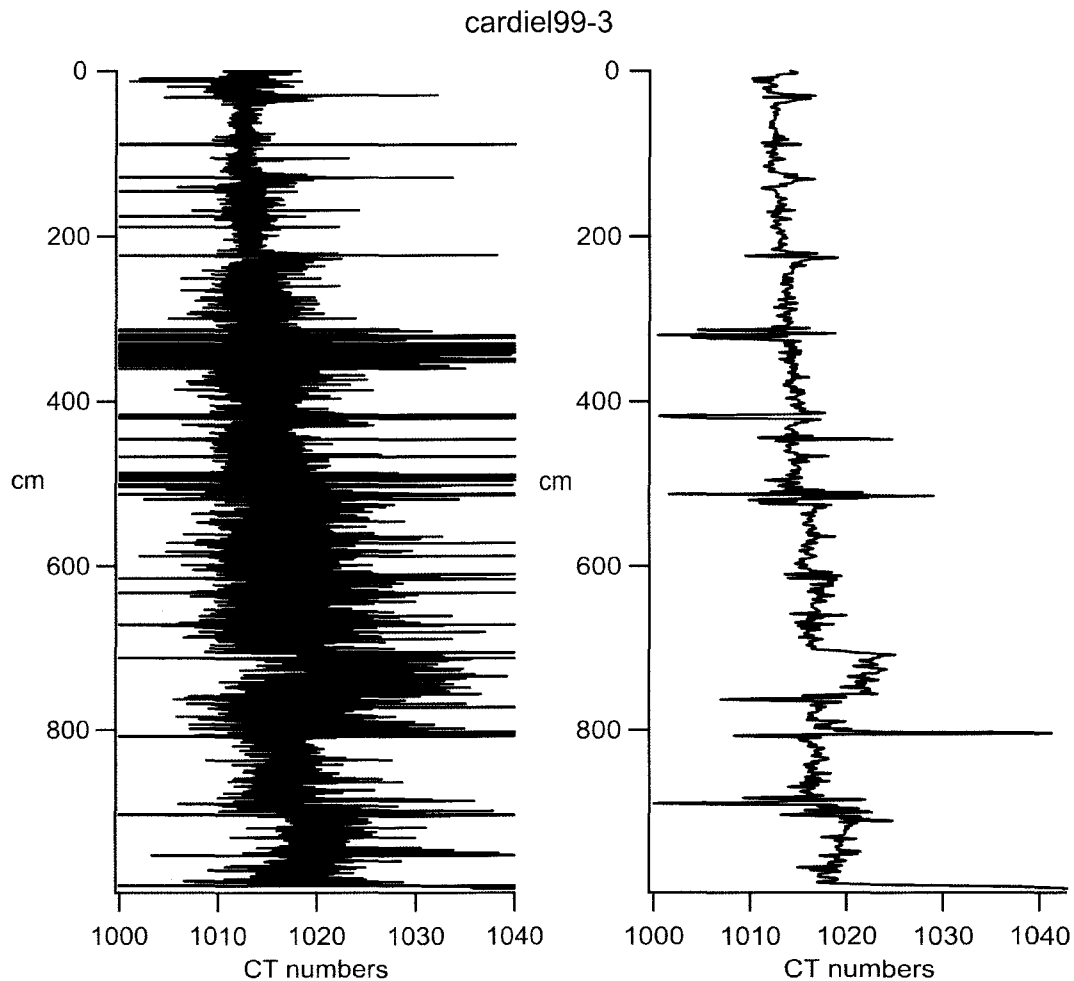


Figure 2.3. Raw CT-scan profile (left) containing higher frequency components masking lower frequency components. The application of the wavelet transform on the CT-scan signal permitted to image properly lower frequencies contained within the signal (right).

transform (Addison, 2002). In the windowed Fourier transform, the moving window has a fixed dimension while in a wavelet transform the scaling parameter permits windows of various sizes to slide over the original signal. According to Verrechia (2004), for a windowed Fourier transform the tiling is the same for all frequencies and the window is too narrow for low frequencies and too large for high frequencies. For a natural signal like the expression of a sedimentary succession on CT-scan data, frequency components can cover a large bandwidth that goes from low to very-high frequencies (Boespflug et al., 1995). Thus, the windowed Fourier transform is not suited to deal with the large bandwidth of

these natural signals. In a wavelet transform, scaling functions allow this problem to be overcome (Burke-Hubbard, 1995).

In the present case, after testing many mother wavelets, the Daubechies mother wavelet was the one best suited to define CT-scan facies from CT-scan profiles. The Daubechies wavelet transforms used had four to twelve wavelet and scaling function coefficients. The number of coefficients used was a function of the noise level of each profile. Thus, for the original data set which contained n points, the scaling function calculated $n/2$ smoothed values. Consequently, the wavelet transform applied the wavelet function to the n points included in the original data set to calculate $n/2$ differences which reflect changes contained in the original data.

2.2.5 Peak fitting procedure

A peak fitting procedure was used to compare both signals. For each core, averaged seismic trace and smoothed CT-scan profile were plotted on the same diagram by using a MatLab routine. The routine includes four steps. Firstly, because seismic traces and CT-scan profiles have different sampling rates, a cubic interpolation was performed on each averaged seismic trace to fit the number of points contained within the corresponding CT-scan profile. Then, a low pass filter was built based on the different source pulse characteristics. Afterward, the CT-scan profile was convolved with the filter. This low pass filter allowed enhancement of the CT-scan frequency components matching the seismic source frequency and thus facilitating the comparison between CT-scan profiles and averaged seismic traces. Finally, seismic amplitudes and CT-scan intensities were normalized for comparison purposes by multiplying them by the ratio of the maximum amplitude of the trace and the maximum CT number of the CT-scan profile. The software AnalySeries was used to perform the peak fitting analysis and to apply a spline interpolation between tie-points with the command "linage" (Paillard et al., 1996). Note that no velocity function was applied to the

logs. Instead, constant velocities of 1500 m s^{-1} and 1450 m s^{-1} were used to convert depth to two-way-travel-time respectively for the Upper Saguenay Fjord and the Brandal basins, and Lake Cardiel.

2.2.6 P-wave velocity measurements

P-wave velocity profiles were taken with Geotek's Multi-Sensor-Core-logger (MST). On the MST, P-wave velocities are measured from two horizontal piezoelectric transducers. Velocity measurements were taken each cm for the cores collected in the Upper Saguenay Fjord and Brandal basins and every 0.5 cm for the core raised from Lake Cardiel. P-wave velocity (v_p) values were calculated from

$$v_p = \frac{1}{(t_w - t_{wo})} (C_d + C_{ddev}) 10^3 \quad (2.1)$$

where t_w is P-wave travel time in μs , t_{wo} is P-wave travel time offset in μs , C_d is the inner core diameter in mm and C_{ddev} is core diameter deviation from C_d in mm (Weber et al., 1997).

2.3 Data

2.3.1 Upper Saguenay Fjord basin

Geological background

The Upper Saguenay Fjord basin is located in Eastern Canada and was significantly influenced by the Wisconsinian glaciation (~15 000 B.P.) and by the following marine transgression (i.e. Laflamme Sea, ~10 300 B.P.) (see figure 2.4; Lasalle and Tremblay, 1978). Basinal sediments consist mostly of silty mud. The Fjord is an overdeepened glacial valley within the Saguenay graben (Du Berger et al., 1990). Water depths in the surveyed area range from approximately 160 to 220 m. This basin has experienced several mass wasting sedimentation episodes

in the last ~400 yrs (Praeg and Syvitski, 1991; Syvitski and Schaffer, 1996; Locat et al., 2000; Crémer et al., 2002). Some authors have hypothesized that most of the seafloor failures and mass wasting deposits located in this area are the result of the 1663 $M_s \sim 7$ Charlevoix earthquake (Syvitski and Schaffer, 1996; Locat et al., 2000). According to Syvitski and Schaffer (1996) this event has generated an amalgamation of mass wasting deposits on the basin floor which are 100 m thick.

Correlations

In the Upper Saguenay Fjord Basin a very-high resolution 2-D single channel seismic profile and core of 561 cm long were used. Core Sag13 is mainly composed of silty mud and contains different types of CT-scan facies while its seismic counterpart includes a series of chaotic reflections intersected by a high amplitude reflector (figure 2.5 and table 2.3). Below the high amplitude seismic marker observed at ~206 ms, chaotic reflections correspond to slightly inclined laminations on the CT-scan imagery (350 to 420 cm on figure 2.5). Some of these laminations have higher CT numbers while some others are more subtle. Higher CT-scan intensity laminations represent the layered aspect of the high amplitude reflector. Above this horizon, chaotic reflections are imaged by a succession of shear bands and matrix-supported sediment intervals. Peak fitting analysis between the averaged seismic trace and the CT-scan profile shows that two of the seismic trace peaks or troughs do fit with high intensity peaks of the CT-scan profiles (i.e. at 204.3 and 203.9 ms). The major part CT-scan imagery of this core

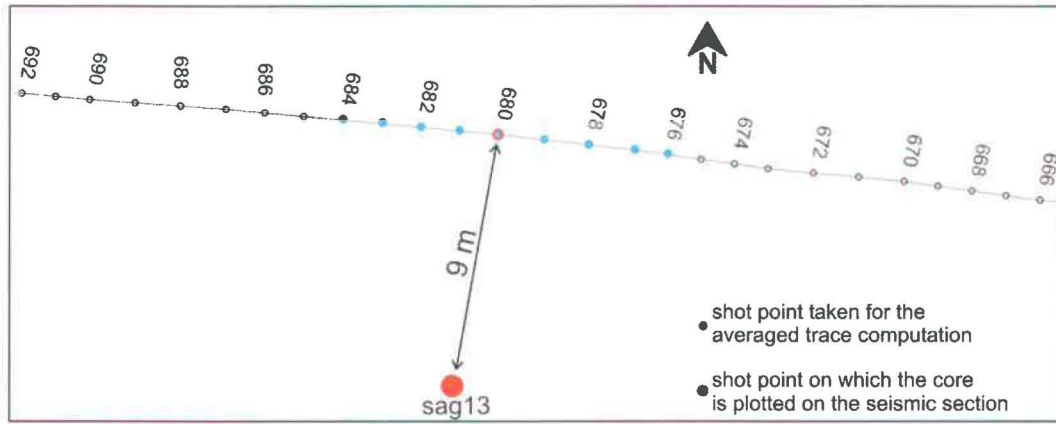


Figure 2.4. Location of the cores and the seismic profile collected in the Upper Saguenay Fjord basin.

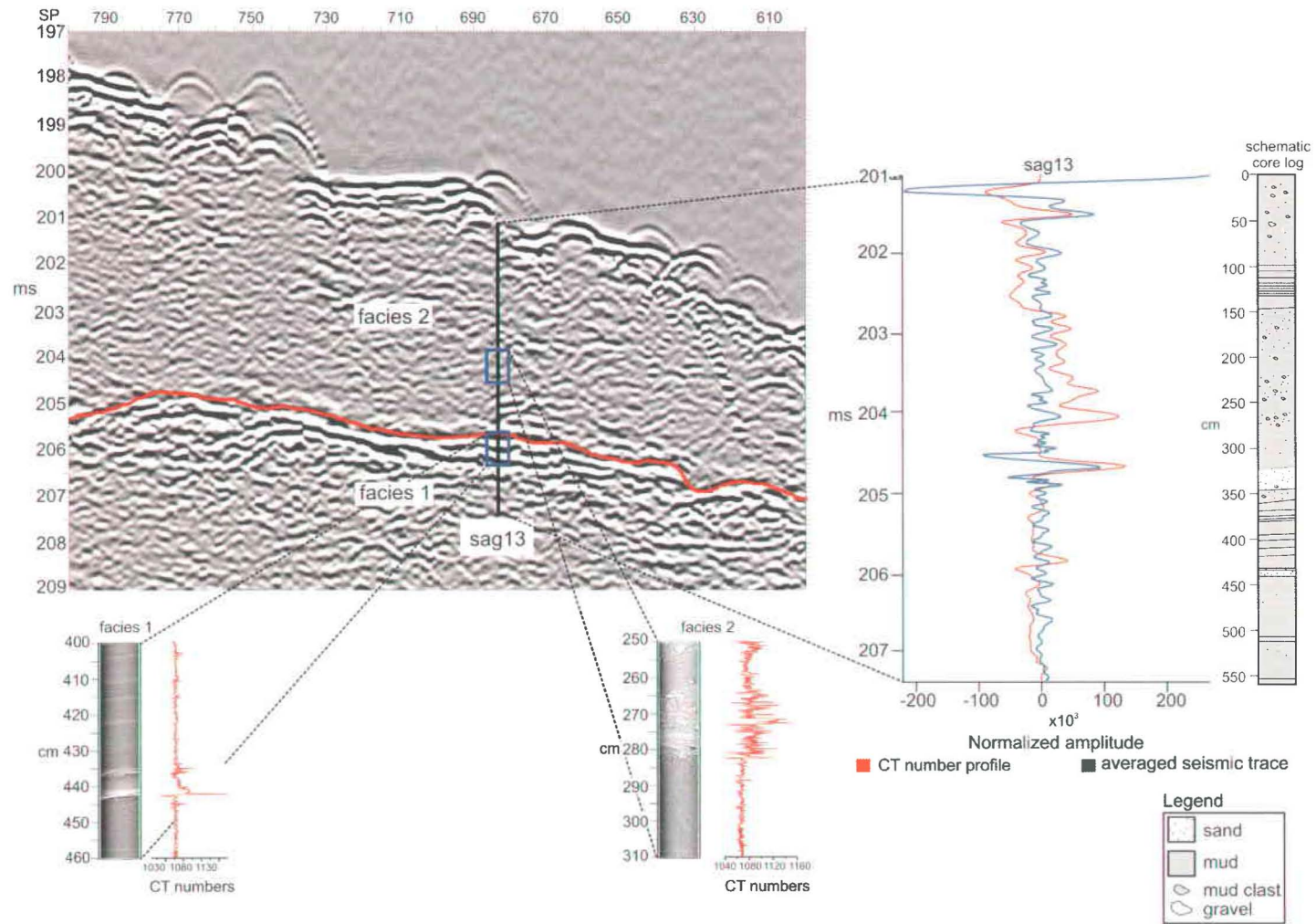


Figure 2.5. Correlation between seismic and CT-scan data of core sag-13 (Upper Saguenay Fjord Basin).

presents shear bands (figure 2.5; between 250 and 283 cm on the CT image of facies 2) which correlate to chaotic reflectors. However, even with its contrasting CT-scan response, the 45 cm (figure 2.5; between 400 and 445 cm on the CT image of facies 1) thick laminated facies has the same chaotic seismic expression as the deeper imaged shear bands.

2.3.2 Brandal Basin

Geological background

The Brandal Basin is located approximately 170 km southwest off the coast of Nova Scotia, Canada, and lies in a passive margin continental shelf setting near the largest accumulation of sand on the Scotian Shelf, Sable Island (see figure 2.6). This portion of the continental shelf was greatly influenced by a rapid sea-level rise of 110 to 120 m in the between 10 and 6 ka which followed the retreat of the Wisconsinian ice sheet (Shaw et al., 2002). A ~100 m thick succession of Quaternary sediments mainly composed by glaciomarine sediments, covers the incised Tertiary-Cretaceous basement (McLaren, 1988). Little is know about the seismic stratigraphy of the Brandal Basin. Based on the observation of very-high resolution seismic profiles, King (2001) identified five till layers interstratified with glaciomarine sediments. This author suggests that certain of these layers may be correlated with till units documented in the Emerald Basin and that, the upper layer is linked with the sand body of Sable Island (Boyd et al., 1988; McLaren, 1988; Gipp 1994 and 2000).

Correlations

A very-high resolution 2-D single channel seismic profile and a piston core of 720 cm long were taken. At core station 2001043-44, a series of oblique parallel reflections of medium to high amplitude are present (figure 2.7 and table 2.3).

CT-scan imagery shows low intensity massive material in which coarser particles and shell debris are suspended. However, the CT-scan profile shows several

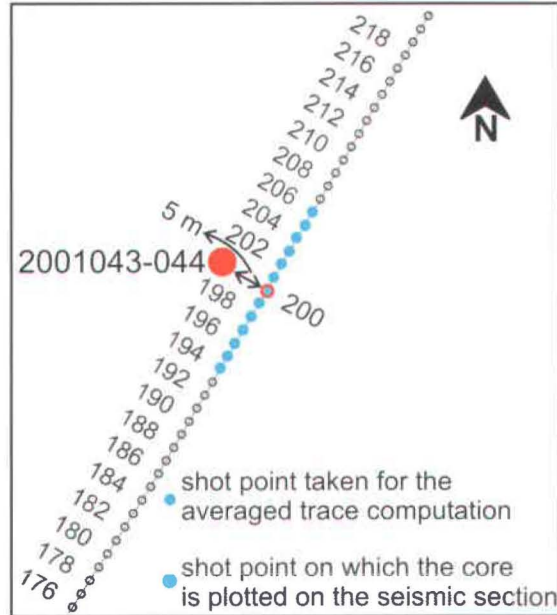


Figure 2.6. Location of the core and the seismic profile collected in the Brandal basin.

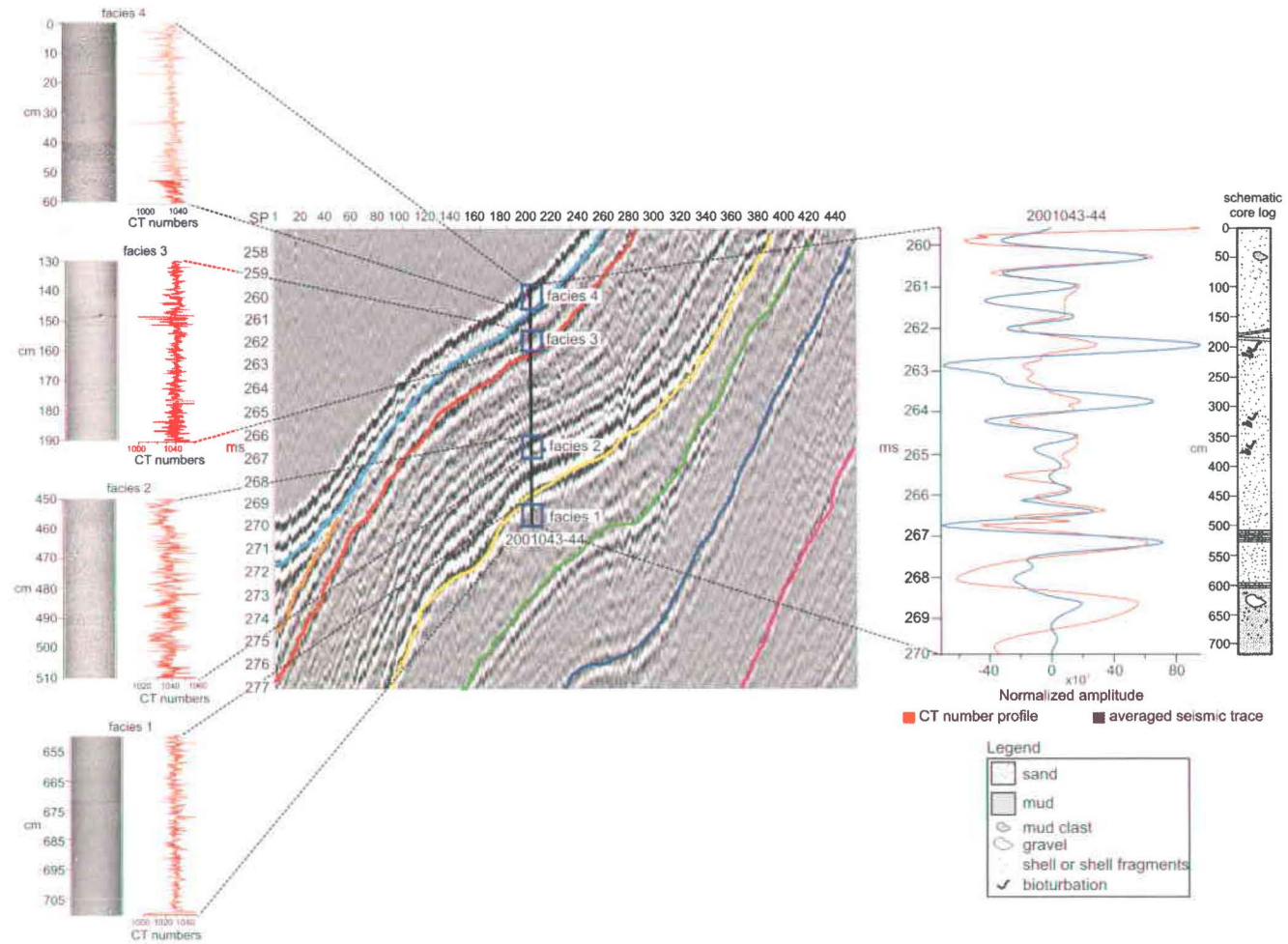


Figure 2.7. Correlation between seismic and CT-scan data of core 2001043-44 (Brandal Basin).

intensity variations matching high amplitude reflections displayed on both the seismic profile and the averaged seismic trace. The deepest core section, imaged by a low amplitude layered seismic facies, corresponds to a massive facies containing some granule size particles on the CT-scan imagery. The second acoustic facies is layered and has a massive appearance on the CT-scan images. The third seismic facies is a short, low amplitude interval bordered by two high amplitude reflectors. On the CT-scan imagery it corresponds to a discontinuity present in sands (150 and 210 cm on figure 2.7). The shallowest seismic facies is composed of closely-spaced high amplitude reflections which gradually pinch out on the slope. For this facies, the CT-scan imagery portrays a massive low intensity material.

2.3.3 Lake Cardiel

Geological background

Lake Cardiel is a circular 360 km² large lake located on the Pantagonian Plateau in Argentina (Stine and Stine, 1990) (figure 2.8). This lake has a maximum water depth of 76 m (Gilli et al., 2001). This portion of the Pantagonian Plateau has an elevation of 275 m above the sea level and lies in a tectonic depression. The lake has formed during the Early Holocene (~30 000 BP) over deformed Cretaceous shales and flat lying Tertiary volcanic rocks (Gilli et al., 2001; Stine and Stine, 1990). According to Stine and Stine (1990) this lake has experienced several transgressions and regressions since its formation and as much as five cycles of transgression/regression over the last 5 100 yrs. The well-stratified nature of the sedimentary record witnesses the cyclic character of transgression/regression successions induced by a complex transition between glacial and postglacial climate eras.

Correlations

At Lake Cardiel a very-high resolution seismic line and a piston core long of 1000 cm were analyzed. Both the CT-scan imagery as well as the seismic data present horizontally layered pattern (figure 2.9 and table 2.3). Even if the reflector morphology of the upper seismic facies is more irregular, the laminated pattern is conserved on the corresponding CT-scan image. Moreover, the higher amplitude of this seismic facies is expressed by low CT numbers on the image. CT numbers increase gradually in the deeper half of the core. On the seismic section, the horizontally layered pattern is also present in the deeper part of the profile but amplitudes are not very high. The top of the core is more massive as the laminations are indistinct on the CT-scan imagery. On the seismic profile this section shows irregular high amplitude reflection. This core intersects two higher amplitude seismic markers at 54.0 and 57.4 ms. On the CT-scan imagery, these two reflectors correspond respectively to an interval of higher CT numbers and to the interface between a fractured and unfractured portion of the core. Irregular reflections below the high amplitude seismic marker at 54 ms correspond to a succession of laminated sedimentary structures on the CT-scan imagery. This interface is also visible on the CT-scan profile and is represented by an abrupt increase in CT number.

The CT-scan profile and the averaged seismic trace show an acceptable degree of correlation, even though amplitudes computed on the average seismic trace appear to be smoothed by the high number of traces due to the core positioning imprecision (up to 50 m; see table 2.1). The highly reflective seismic marker at 54 ms is not well imaged by the CT-scan profile. The high frequency vertical oscillations of seismic amplitudes is documented by several rapid CT number variations.

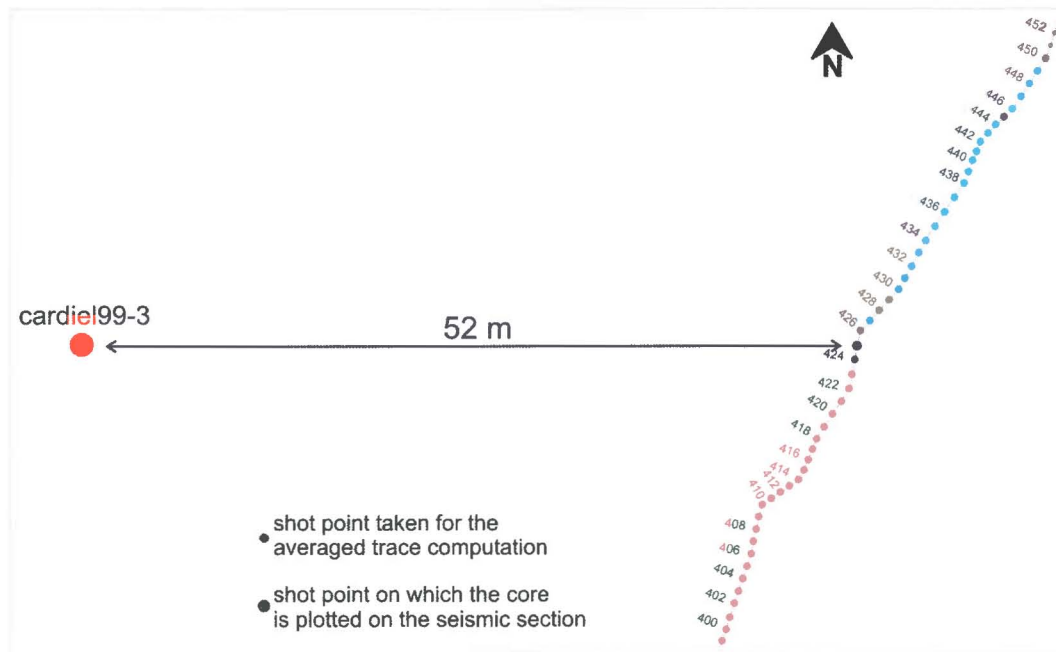


Figure 2.8. Location of the core and the seismic profile collected in Lake Cardiel.

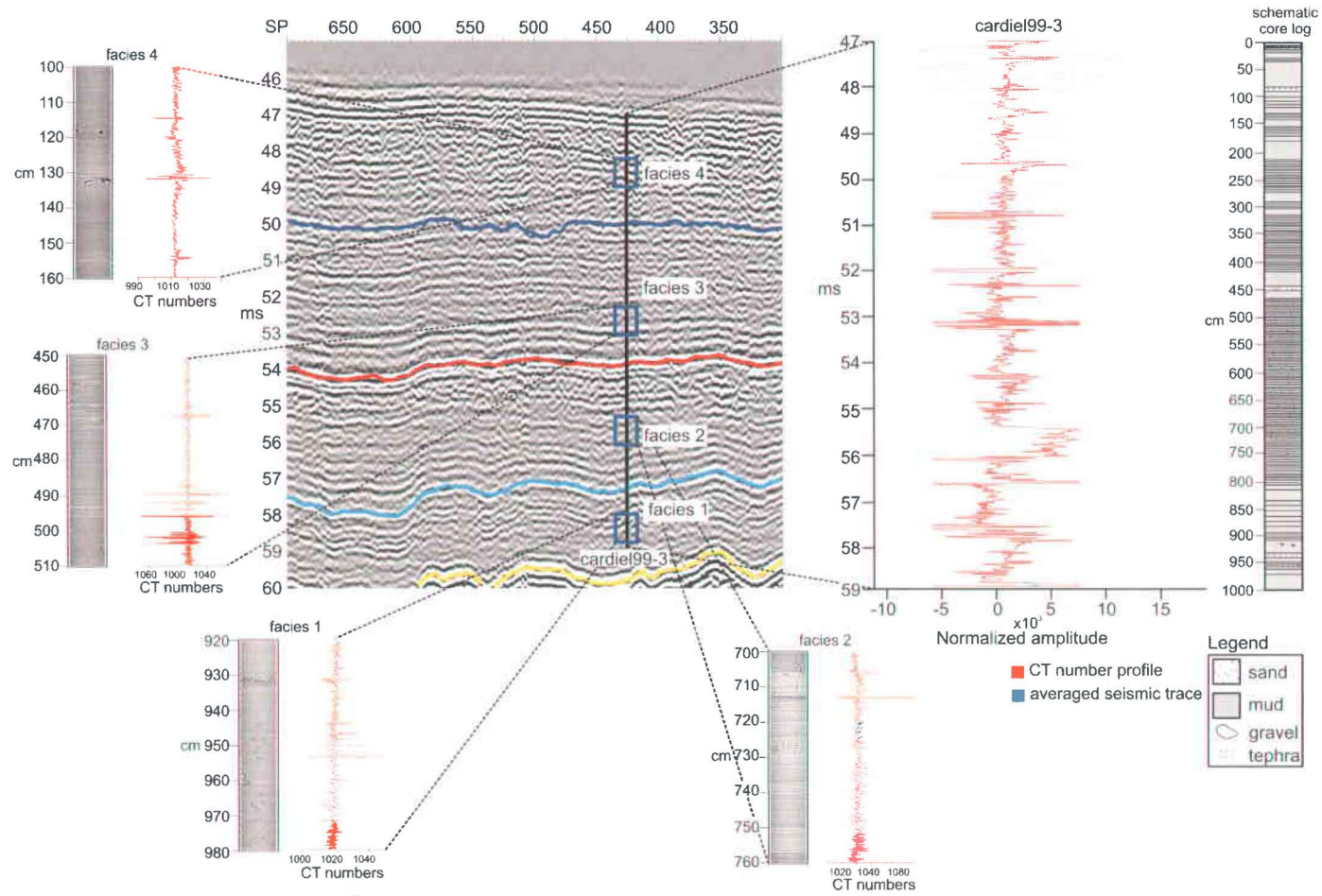


Figure 2.9. Correlation between seismic and CT-scan data of core cardiel99-3 (Lake Cardiel).

Table 2.3. Summary of seismic and CT-scan facies description and interpretation.

Coring site	Seismic Facies	Seismic facies description	Seismic facies interpretation	CT-scan facies description	CT-scan facies interpretation
SAG-13	1	Low amplitude chaotic reflectors	Debris flow	Low to high intensity horizontally laminated structures	High-density flow including a bedload transport phase
	2	Low amplitude chaotic reflectors	Debris flow	Matrix supported structures/shear bands	Debris flow
2001043-44	1	Low amplitude, transparent, pseudo-chaotic	Sand avalanche	Succession of massive layers	Progradation of sand sheets
	2	High amplitude, layered	Sand avalanche	Massive, succession of massive layers	Progradation of sand sheets
	3	High amplitude, layered	Sand avalanche	Matrix-supported structures/shear bands	Progradation of a sand sheet
	4	High amplitude, layered	Sand avalanche	Low intensity, Massive, fractured	Progradation of a sand sheet
Cardiel9-3	1	Low to medium amplitude draping reflections	Rythmites	Low intensity, horizontally laminated structures, bioturbated, recrystallisation	Fine-grained rythmites, suspension
	2	Low amplitude draping reflectors becoming contorted near the facies top	Rythmites and slumps	Alternation of low and high intensity horizontally laminated structures	Rythmites, suspension, high density flows
	3	Medium amplitude reflections, horizontally layered and incised	Eroded Rythmites	Alternation of low and medium intensity horizontal laminations	Rythmites, suspension, wave reworking
	4	High amplitude contorted reflections	Eroded Rythmites	Low intensity horizontal laminations	Rythmites, wave reworking

2.4 Characteristics and limitations of seismic and CT-scan data

2.4.1 CT number and acoustic impedance variations

Caution should be paid when it comes to correlating CT-scan signal with seismic signal because in both cases, signal oscillations do not have the same meanings. Reflection seismic signals portray *AI* contrasts between different sediment layers or layers packages which have distinct acoustic properties, whereas CT-scans portray the X-ray attenuation capability of these media. Thus, high CT numbers can correspond to low *AI* amplitude values.

2.4.2 Seismic and CT-scan sources

In this study the mean voltage of the CT-scan is ~55 keV. For such voltages, the photoelectric effect dominates and therefore the mineralogy of the sediments strongly affects the CT-scan response (see figure 2.10). Perret (pers. comm., 2003) analyzed cores with the same CT-scanner as the one used in this study to identify potential failure planes for the study of mass movements. He identified a two cm thick high intensity layer pinched between lower intensity material on a CT-scan image that could correspond to a sand layer known to be an excellent failure plane (Bromehead, 1986). After core logging, the high intensity layer turned out to be a sulfite-rich layer which had the same grain size as the overlying and underlying material. Perret (pers. comm., 2003) suggested that the high intensity CT-scan signature of the sulfite-rich layer was caused by the photoelectric effect due to the presence of high atomic number elements within the sulfite. Consequently, the CT-scan signal gives more weight to the mineralogy of the sediment than the seismic signal does (Boesplug et al., 1994; Duchesne et al., in press).

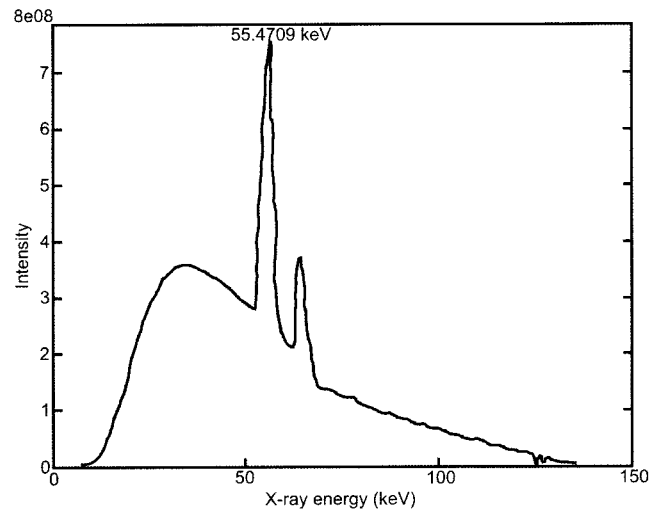


Figure 2.10. Intensity spectrum of the tungsten tube of the Siemens Somatom Volume Access medical CT-scanner.

2.4.3 Frequency content of the CT-scan and the seismic data

Seismic traces and CT-scan profiles have different frequency contents. The raw CT-scan signal contains a wide range of frequencies (figure 2.11a). The low frequency content dominates the spectral signature, which also contains important ambient noise in the higher frequency domain. Moreover, the energy of the frequency profile shows a decrease as frequency increases. After the application of the wavelet transform on the CT-scan signal, the low frequency component is still dominant but the significant high frequency noise is greatly reduced (figure 2.11b). The low pass filter of the MatLab routine helped to emphasize frequencies ranging from ~1 to ~6 kHz for further comparisons with VHR seismic data (figures 2.5, 2.7 and 2.9).

The processed frequency profiles of the seismic data present a low signal-to-noise ratio for the Seistec as well as a narrower bandwidth for the Hunttec DTS, typical of the lower frequency content of its sparker mode (figure 2.12). The Seistec frequencies range from 2 to 6 kHz and peak at 3.5 kHz, whereas the Hunttec frequency ranges from 0.4 to 2 kHz and is centered on 0.8 kHz and the GeoPulse frequencies are included between 1.5 and 6.6 kHz centered on 2.7 kHz.

Most of the CT-scan frequency profiles show a decrease of the energy as frequency increases. Plotnik (1995) presented this phenomenon as being related to $1/f^\beta$ noise. These types of noise are frequency law phenomena in which the intensity of the wave forms balance in a comparable way with frequency (Plotnik, 1995). This last characteristic evokes the fractal nature of the CT-scan signal. For the raw CT-scan signal the energy declines proportional to $f^{0.2378}$ as it is absorbed by the sediments. Pink noise ($0 \leq \beta \leq 1$) is characterized by the equal amount of energy spread over the totality of the frequencies (Schroeder, 1991). For the seismic signal this is not the case. This comparison also points out the fact that the

frequency content of the two types of data are not similar. The two measurement tools have different resolutions, which are a function of their sampling rate. The

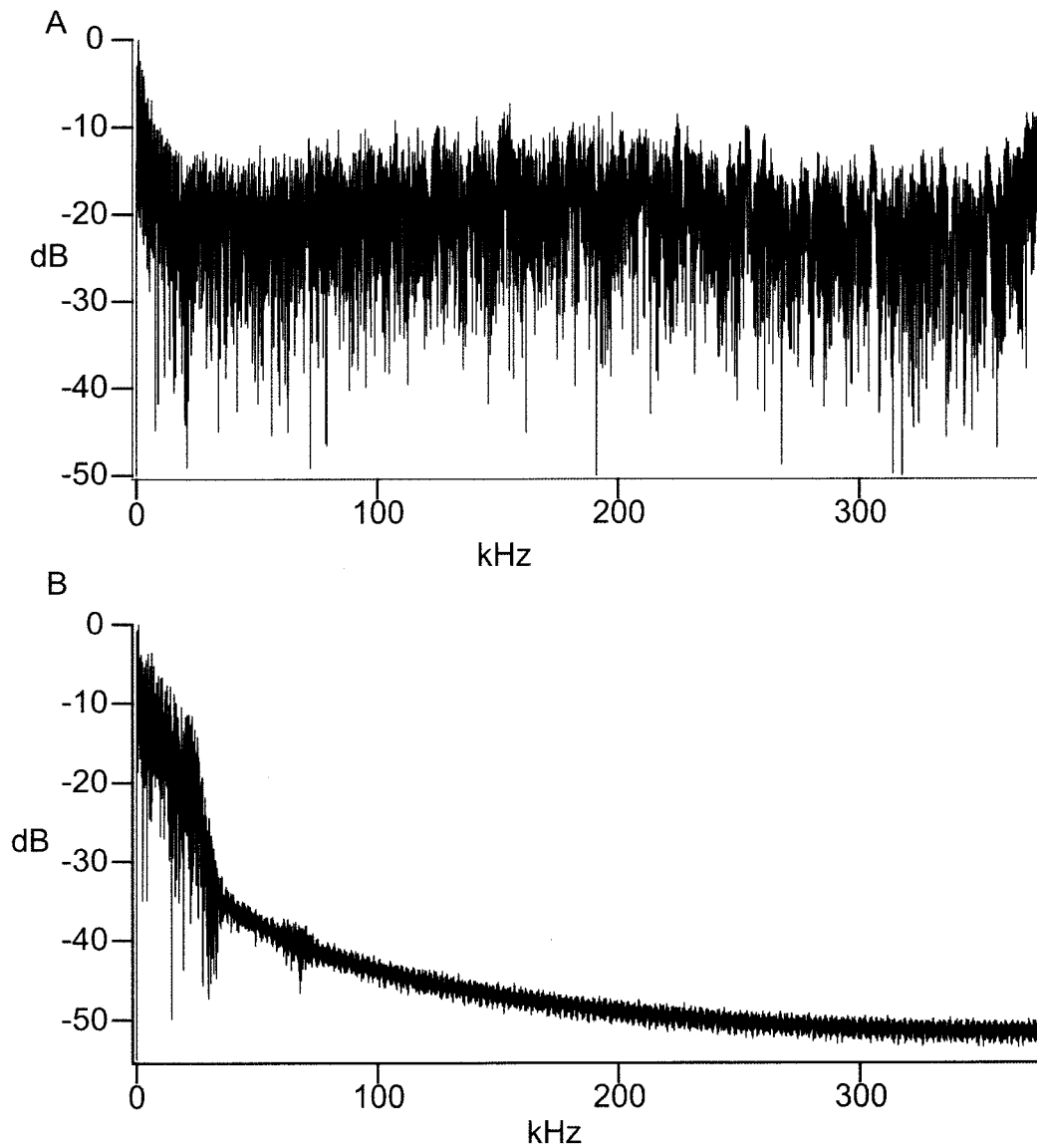


Figure 2.11. Power spectra of raw (A) and wavelet-smoothed (B) CT-scan signal.

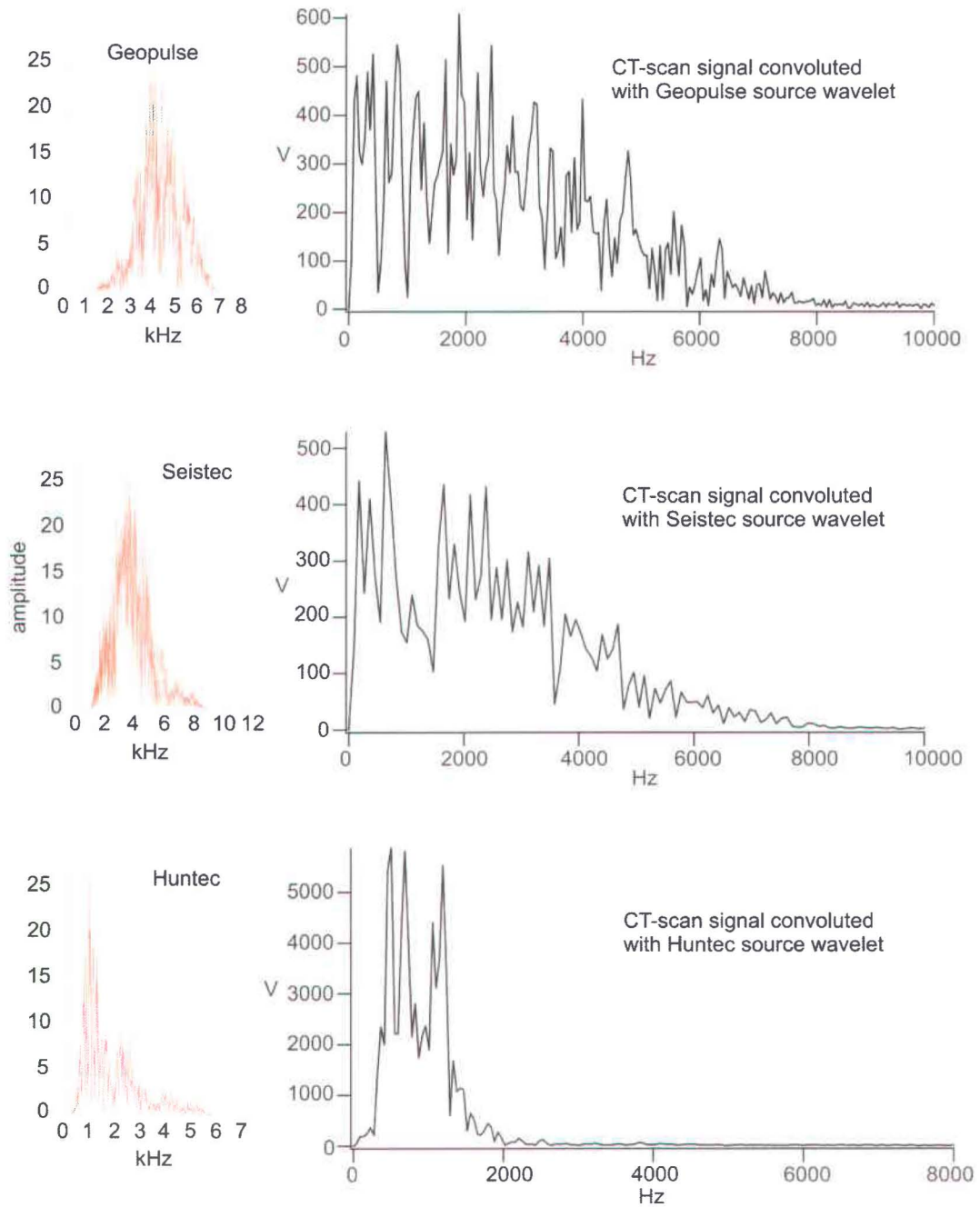


Figure 2.12. Frequency spectra of the different seismic equipments used and examples of the corresponding CT-scan signal after being convoluted with the different seismic source pulses.

CT-scan sampling rate corresponds to $1.33 \mu\text{s}$ (based on a depth to time conversion using an approximate sound velocity in water of 1500 m s^{-1}) while the seismic sampling rate is 20 to $60 \mu\text{s}$ depending on the seismic equipment used. For these reasons, the CT-scan frequency profile contains more high frequencies than the seismic frequency profile. Theoretically the highest frequency which is imaged by the CT-scan and the seismic is obtained by using the relationship

$$f=1/t \quad (2.2)$$

where f is the frequency and t is the sampling rate (on average $1.33 \mu\text{s}$ for the CT-scan and $40 \mu\text{s}$ for the seismic), which yields $\sim 750 \text{ kHz}$ for the CT-scan and $\sim 50 \text{ kHz}$ for the seismic. The rapid and high amplitude CT number variations also introduce high frequency components in the signal.

The frequency content of the two methods is also related to their capability to image different scales of sedimentary heterogeneities. The higher the frequencies contained within a source signal, the finer the scale of the sedimentary heterogeneities detected will be. Geophysical and geological interpretations of the acoustic signature of a deposit are limited by the frequency band of the seismic equipment. Thus, a single homogeneous reflection may include heterogeneities of higher frequency that are not resolved by the seismic signal but are resolved by the CT-scan, thus improving the understanding of the genesis of seismic facies. For example, on figure 2.5, seismic facies 1 has a chaotic internal configuration whereas the CT-analysis images several heterogeneities of higher frequencies such as laminations.

2.4.4 Presence of noise in seismic and CT-scan data

Noise can be introduced in the seismic data by the seismic equipment itself. Low signal-to-noise ratio seismic equipment become an additional problem for large-scale correlations because of the high level of accuracy required. This problem is typical with very-high-frequency marine seismic systems which have to cope with

high frequencies contained in the water column (Urlick, 1975). The thicker the water column is, the more noisy the signal can be because it will integrate a more ambient noises from waves, ship propellers, fish shoals, bottom currents etc. For example, the signal to noise ratio of the Seistec calculated in ~20 m of water depth corresponds to 5.58 while in ~150 m of water depth it equals 4.74. Because of their high frequencies, ambient noises can mask the high frequency content of seismic traces. In addition, high frequency sources will experience significant energy losses which are perceived by the reception of low amplitude echoes (Mosher and Simpkin, 1999). These losses are induced in major part by the boundary surface roughness effect (Urlick, 1975). This effect occurs for strong acoustic impedance contrasts, particularly at the water/ sediment interface where scattering will take place. The influence of ambient noise is particularly evident on seismic profiles surveyed in the Upper Saguenay Fjord Basin (strong tidal currents), Brandal Basin (open ocean swell) and Lake Cardiel (stormy weather). Nevertheless, seismic processing along with CT-scan analysis helped to depict seismic reflection masked by noise.

2.4.5 Physical properties of the sediments influencing seismic and CT-scan responses

To determine how CT-scan data can be complementary to seismic data, it is necessary to clarify the nature of the two signals; i.e. which physical parameters influence the two responses and which of these parameters are common to both. A seismic-reflection system images acoustic impedance (AI) contrasts for a given interface, which are dependent on two parameters; the density of the material, ρ_b , and the velocity at which primary waves are traveling in this material, v_p . Mathematically AI corresponds to:

$$AI = \rho_b v_p \quad (2.3)$$

The amount of energy reflected at a given interface is obtained by:

$$RC = \frac{\rho_{b2} v_{p2} - \rho_{b1} v_{p1}}{\rho_{b2} v_{p2} + \rho_{b1} v_{p1}} \quad (2.4)$$

where RC is the reflection coefficient related to AI contrasts between adjacent layers.

The ρ_b of a sediment volume is function of three parameters, being the density of the matrix (ρ_{ma}), the density of the fluids included in the pore spaces (ρ_f) and the porosity (ϕ). The ρ_b is inversely proportional to the ϕ , such that:

$$\rho_b = (1-\phi)\rho_{ma} + \phi\rho_f \quad (2.5)$$

The v_p is greatly affected by the fluid content of the material (Yilmaz, 2001) and is function of three parameters; the bulk modulus (κ), the shear modulus (μ) and ρ_b , and is determined by:

$$v_p = \left(\frac{\kappa + \frac{4\mu}{3}}{\rho_b} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

The bulk modulus being an elastic constant, refers to the level of incompressibility which characterizes the variation of pressure needed to modify the volume of material. Generally, the bulk modulus governs P-wave velocity of fairly incompressible materials such as consolidated deposits; the higher the value of the bulk modulus is, the higher the P-wave velocity will be. On the other hand, the shear modulus corresponds to the ratio of the tangential stress to the relative deformation of the material. Compared to the bulk modulus, this modulus is unaffected by variation in fluid content of the material because fluids do not support shear forces, which means they have a shear modulus of 0.

Concerning CT-scan data, X-rays are attenuated as they pass through the matter following Beer's law, mathematically expressed by:

$$I = I_0 \exp(-\mu_a x) \quad (2.7)$$

where I is the integral current transmitted by the sample, I_0 is the integral current of incident X photons and μ_a is the linear attenuation coefficient of the sample and

x is the sample width. According to Duliu (1999) for energies used in the present study, i.e. 40 to 140 keV, μ_a is function of the effective atomic number of the matter (Z_{ef}) and the ρ of the examined matter and is obtained by the following semi-empirical relation such that:

$$\mu_a = 5\rho N_A 10^{-28} \left\{ 0.597 \exp[-0.028(E-30)] + 1.25 \frac{Z_{ef}^{2.0}}{E_x^{1.9}} + 9.8 \frac{Z_{ef}^{3.8}}{E_x^{3.2}} \right\} \quad (2.8)$$

in which N_A is the Avogadro number and E is the X-ray energy in keV. The first term describes the Compton effect, the second term the coherent scattering and the third one the photoelectric effect (Duliu, 1999). If the sample response to excitation by X-rays is dominated by the Compton effect, it means that μ_a is controlled by the density of the sample while if the photoelectric effect dominates the response, μ_a is controlled by the chemical composition of the sample. In the present study, the coherent scattering is neglected because it only concerns photons having an energy above 1020 keV (Moore, 2004). For the maximum peak voltage (i.e. 140 keV) generated by the tungsten anode of the CT-scan used, the mean energy corresponds to 55.47 keV suggesting that CT-scan data are subject to both Compton and photoelectric effects (figure 2.10) (Duliu, 1999).

Even if important seismic amplitude variations are related to significant CT number variations, it is sometimes difficult to ascertain a broad relationship between seismic traces and CT-scan profiles. Depending on the term governing (2.6), the CT-scan response will be more or less affected by the density which is the common parameter affecting seismic and CT-scan signals.

Correlating CT-scan and seismic signals also means comparing intensity variations with acoustic impedance oscillations. For example, for a couplet of clay and sand layers CT numbers will be lower throughout the entire clay layer while they will increase and remain high throughout the entire sand layer. For the same couplet, the seismic wiggle will only denote the contrasting acoustic signature of the two materials.

Acoustic impedance (AI) is highly dependent on elastic properties of the material, including the density, whereas X-ray attenuation depends on the density and the chemical composition of the material and the thickness of the scanned object. The comparison of different parameters influencing how seismic and CT-scan responses interact with the material shows that both responses are affected by different parameters and that their only common parameter is the density. These measurements also have different resolutions. In fact, the amount of material integrated in the calculation of CT numbers is approximately 30 times smaller than the amount of material involved in the calculation of AI (CT-scan sampling rate=1 value each mm and seismic sampling rate=1 value each ~30 mm). Thus, the density affecting the seismic response includes the grain matrix density, the pore fluid density and the porosity contained within a large volume interval. On the other hand, the density influencing the CT-scan response contains "fewer components" because of the higher sampling frequency of the CT-scan.

Finally, the geometry of the reflections does not always correspond to the geometry of sedimentary structures but rather to the geometry of the physical properties of the deposit. Consequently, trying to attach a genetic significance to the internal reflection pattern of a seismic facies can be misleading in some cases. Figure 2.13 shows an example of miscorrelation between sedimentary facies and physical properties. On this figure the dashed-line arrow indicates the influence of the density parameter on a specific reflection (figure 2.13). On figure 2.13, a section of the CT-scan imagery of core MB01-03 is plotted between enlarged portions of P-wave and density profiles. The P-wave velocity profile presents a less than satisfactory correlation with the sedimentary facies imaged by the CT-scan, whereas the density profile presents a poor match with the same facies. Correlation between CT-scan and seismic data allows a higher level of confidence concerning the genetic significance of internal reflection pattern that cannot be imaged by physical property logs.

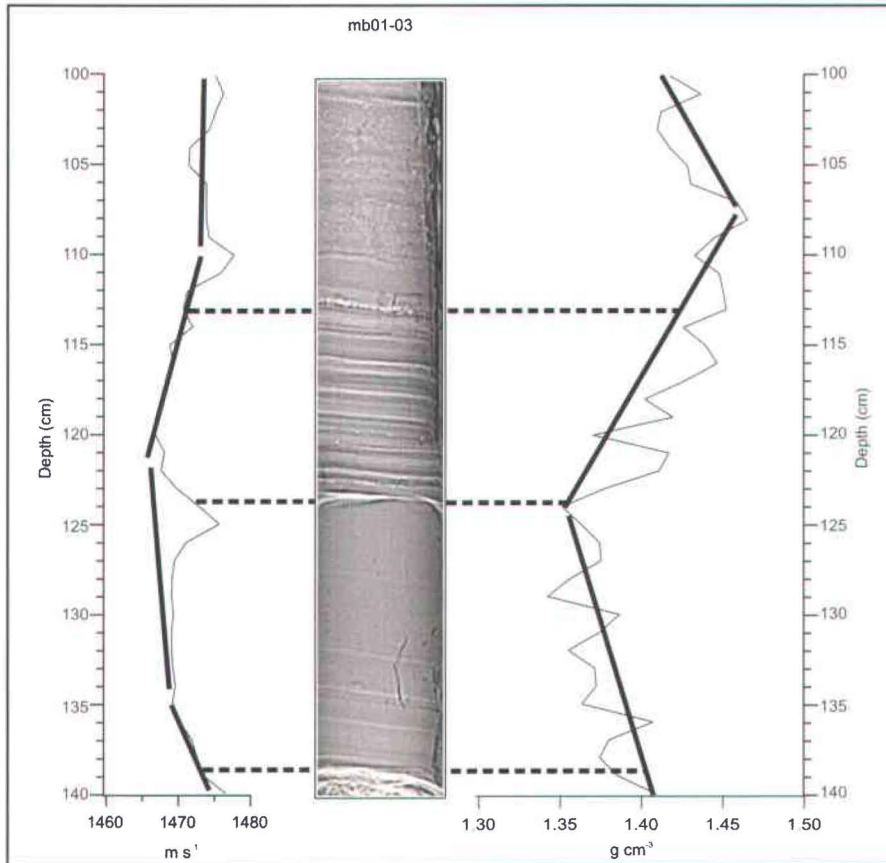


Figure 2.13. Example of mismatches between sedimentary structures and physical properties. A section of the CT-scan imagery of core MB01-03 plotted between enlarged portions of P-wave and density profiles (see text for details).

2.4.6 Volume of sediments imaged by CT-scan and seismic data

The volume of sediments represented by the two methods are different (figure 2.14 and table 2.2). Supposing a spherical propagation of the seismic wave, a seismic trace images a conical volume of sediment. For each core location, the volume of sediments imaged by the portion of the seismic trace corresponding to

the core length can be calculated with the truncated cone volume equation, which is

$$V_c = \frac{1}{3} \pi l (r_F^2 + r_F r_{F1} + r_{F1}^2) \quad (2.9)$$

where V_c is the truncated cone volume, l is the core length in m, r_F is Fresnel zone radius at the subsurface and r_{F1} is the Fresnel zone radius at the deepest point of the core. Compared to a core, a seismic trace represents a volume of sediments that is two to three orders of magnitude higher (table 2.2). This can be particularly crucial for core versus seismic correlations in highly heterogeneous sedimentary environments.

Seismic and core data do not sample the subsurface at the same scale. This fact is revealed by comparing the volume of sediments sampled by a seismic trace versus the volume of sediment sampled by a core. This suggests that a “nugget effect” can be introduced in the correlations between the two data types. Seismic data average out reflection coefficients sampled over a certain conical volume of sediments and displays it in a 2-D fashion by a given trace. In highly heterogeneous environments like the Upper Saguenay Fjord basin, rapid lateral facies changes constrain some correlation techniques, as these changes can be “undersampled” by the seismic signal (figure 2.15) (Syvitski and Schafer, 1996; St-Onge and Hillaire-Marcel, 2001 and Urgeles et al., 2002). Therefore, a seismic trace represents heterogeneities at a different scale than the CT-scan profile does. In fact, the CT-scan analysis of sediment cores allows imaging of heterogeneities which are three to four orders of magnitude smaller than heterogeneities portrayed by seismic-reflections. The fine-scale heterogeneities observed by the CT-scan data can thus improve the geological meaning attributed to seismic reflections.

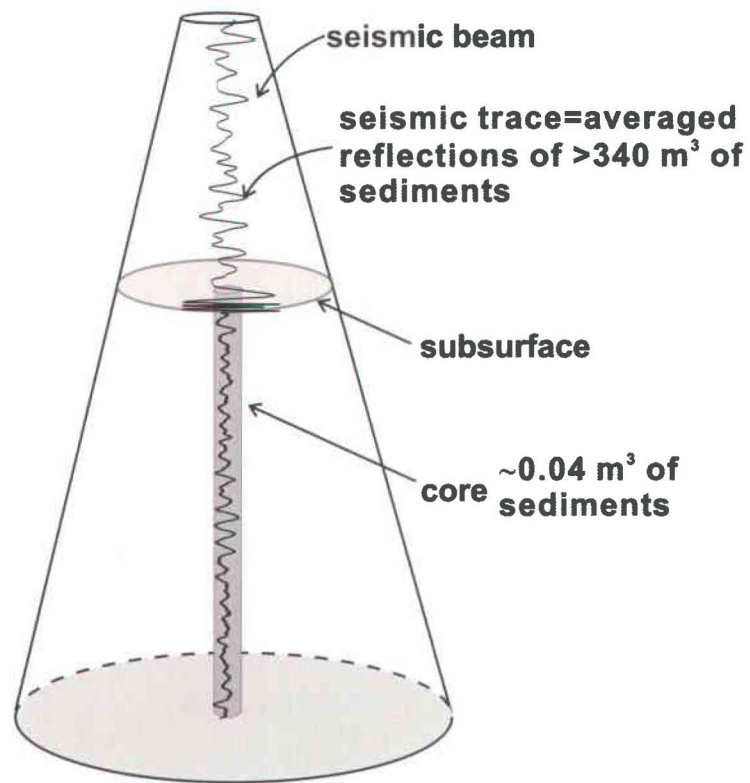


Figure 2.14. Drawing presenting the difference of sediments volume contained in a core and represented by a seismic trace.

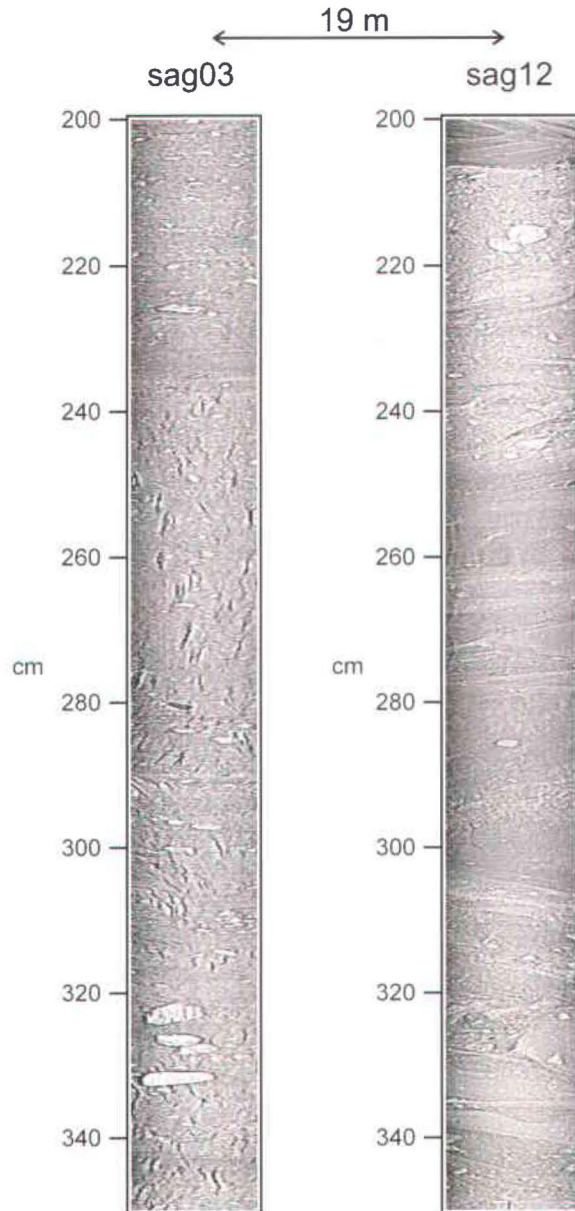


Figure 2.15. Two cores collected 19 m apart showing abrupt lateral facies changes observed in the Upper Saguenay Fjord basin.

For example, the seismic facies on figure 2.9 include several decimeter-thick parallel reflections that appear on the CT-scan imagery as a succession of millimeter-thick laminations. Lamination counting and thickness measurements made on CT-scan data and a spectral analysis performed on these data were

successfully used by Boespflug et al. (1995) to characterize laminations and depict sub-annual and longer periodicity processes responsible for their formation. The application of such an approach combined with seismic data, represents a valuable technique to determine seismic facies genesis.

2.4.7 Lateral resolution of the two methods

The two methods have different lateral resolution. The core samples a narrow interval whereas the foot print (Fresnel zone) of a seismic trace is much bigger. For example, in the Upper Saguenay Fjord Basin at coring site SAG13 in water depths of ~150 m, the Fresnel zone is 8.6 m while the piston core diameter is 10 cm (table 2.2). Although the width of the Fresnel zone blurs out lateral variations in geology, the seismic image brings a continuous geological profile whereas the core images a punctual portion of the geology. Depending on the degree of heterogeneity of the setting, both methods may or may not be representative of the stratigraphic units forming the sedimentary environment.

2.4.8 Positioning accuracy

In heterogeneous marine settings like the Upper Saguenay Fjord basin, positioning accuracy is crucial to assess good correlations because of abrupt lateral facies changes. Seismic trace positioning is believed to be sufficiently accurate. Even though positioning accuracy is only 50 m for the Lake Cardiel data sets, the large lateral homogeneity of the sedimentary units greatly reduces the chances of miscorrelations between CT-scan and seismic data. The main doubt concerning this issue comes from the core positioning which has a wider positioning error range. It should also be kept in mind that core positioning error occurs in a 3-D space but calculations to avoid positioning errors were made in a 2-D space. Nevertheless, the computation of averaged seismic traces from core positioning accuracy and shot point spacing limits miscorrelations resulting from this effect.

2.5 Discussion

2.5.1 Genesis of the seismic facies

In the Upper Saguenay Fjord basin, the internal configuration of the seismic facies resembles a debris flow (Sangree and Widmier, 1979). However, even though some matrix-supported and shear band structures are observed on the CT-scan imagery, horizontally laminated structures generally associated with other flow mechanisms are observed. Horizontally laminated structures cover a wide range of flow states (Boggs, 1995). In the present geological context, i.e. a mass wasting dominated environment, these structures might be the product of a high-density flow or a phase of an upper-flow-regime transport following a debris flow sedimentation episode (Bouma, 1963; Duchesne et al., 2003; Ó Cofaigh et al., 2004).

In the Brandal Basin, seismic facies observed at the coring site are interpreted as separated phases of sand transport (King, 2001). This series of seismic facies bordered by high amplitude reflections, represents the progradation of sand sheets. The difference between the internal configuration of seismic facies 1 and seismic facies 2 and 3, comes from the volume of the material involved in the deposition of the sand sheets and of the limit of resolution of the seismic equipment. The massive character of the sand imaged on the major part of the CT-scan analysis also supports the hypothesis of sand sheet deposition (Rodriguez and Anderson, 2004). The seismic facies possess the same acoustic signature as the Sable Island sand and gravel (King and Fader, 1986), suggesting that they are probably the equivalent of this sand.

Sand sheets observed in the Brandal Basin lie at 200 m of water depth. Storm-generated bottom currents are sufficient to transport and rework coarse-grained sediments in several hundreds meters of water depth (Michels et al., 2003). Kontopoulos and Piper (1982) and Hill and Bowen (1983) documented the

presence of sand at 200 and 500 m of water depth respectively on the Scotian Shelf and Nova Scotian continental margin. Both of these studies attributed the presence of sand at these depths to storm-generated bottom currents. This scenario is also invoked to explain the progradation of sand sheets in the Brandal Basin.

The seismic facies documented in Lake Cardiel are dominated by horizontally layered reflections corresponding to a rhythmic sequence of sediments deposited in this lacustrine environment mostly by suspension mechanisms (Gilli et al., 2001). CT-scan interpretations match the seismic interpretations (table 2.3). The four different seismic facies correspond to sequences IV to I of Gilli (2003). The incised character of facies 3 and the irregular character of facies 4 is attributed to reworking of the sediments by waves in the shallower part of the lake (Gilli, 2003).

2.5.2 P-wave velocity

For the correlation between averaged seismic trace and CT-scan profile, some phase shifts might be caused by variations in P-wave velocity throughout the sedimentary column. The fact that no velocity function was applied to the logs probably contributed to generate bad ties. In theory, P-wave velocity increases with depth as the density of the material increases due to consolidation (Lavergne, 1986; St-Onge et al., in press). However, P-wave velocity varies according to a large number of other parameters such as age, consolidation state, porosity, water content, and degree of fracturing of the material. Thus, the theoretical assumption mentioned above assumes that the primary wave velocity increases with depth in the sedimentary column (Brew and Mayer, 1998; White and Hu, 1998). The values of the material elastic parameters (i.e. bulk and shear moduli) increase faster than its density with depth. Hence, as the density rises, the elastic/density ratio increases. Theoretically, P-wave velocity increases with density but for certain rock types and physical properties such as the fluid content, the P-wave

velocity is strongly dependent of the elastic properties of the material (Telford et al., 1990).

Inversion of primary wave velocities is a factor which can contribute to phase shifts. Velocity inversion happens when instead of linearly increasing with depth, velocity decreases due to a negative change of the elastic properties of a layer. This phenomenon is known as the soft reflection effect. It occurs when a velocity decrease causes a sudden phase shift induced by the passage from a high to a lower acoustic impedance value, as the wave front penetrates the sedimentary column.

The fluctuations and inversions revealed by the P-wave velocity profiles can partly explain some miscorrelations between the seismic traces and the CT-scan profiles. As the seismic wave travels through the Earth, its velocity will increase and decrease as a function of the elastic properties changes that will affect the two-way-travel time thicknesses. Thus, "real" thickness measured with the CT-scan are compared with the dilated and compressed time thicknesses of the seismic data.

2.5.3 Presence of noise in the sedimentary column

Natural signals such as a sedimentary column are well known for their noisy character (Schwarzacher, 1975; Schaaf and Thurow, 1994; Weedon, 2003). Weedon (2003) described stratigraphic data in regard to their signal and noise components. This author views the signal as the regular component of the data set and the noise as the irregular component of the data set on the basis that the sedimentation processes involved are linear. For nonlinear system or non-cyclic systems dominated by discrete sedimentary processes like the Upper Saguenay Fjord basin, the output signal does not vary in direct proportion with the sediment input. For such non-cyclic environments, noise is as important as the signal in the interpretation of a geological phenomenon. Noise is introduced in the sedimentary

record by the various mechanisms involved in the formation of deposits. Mass movement deposits are particularly exposed to this phenomenon. In many cases the formation of mass movement deposits includes several phases of erosion and deposition of various amplitudes. For example, Duchesne et al. (2003) showed on CT-scan images that some sedimentological features observed in the Upper Saguenay Fjord basin result from multiple depositional phases contained in one event. The very-high-resolution of the CT-scan images presented phases having a

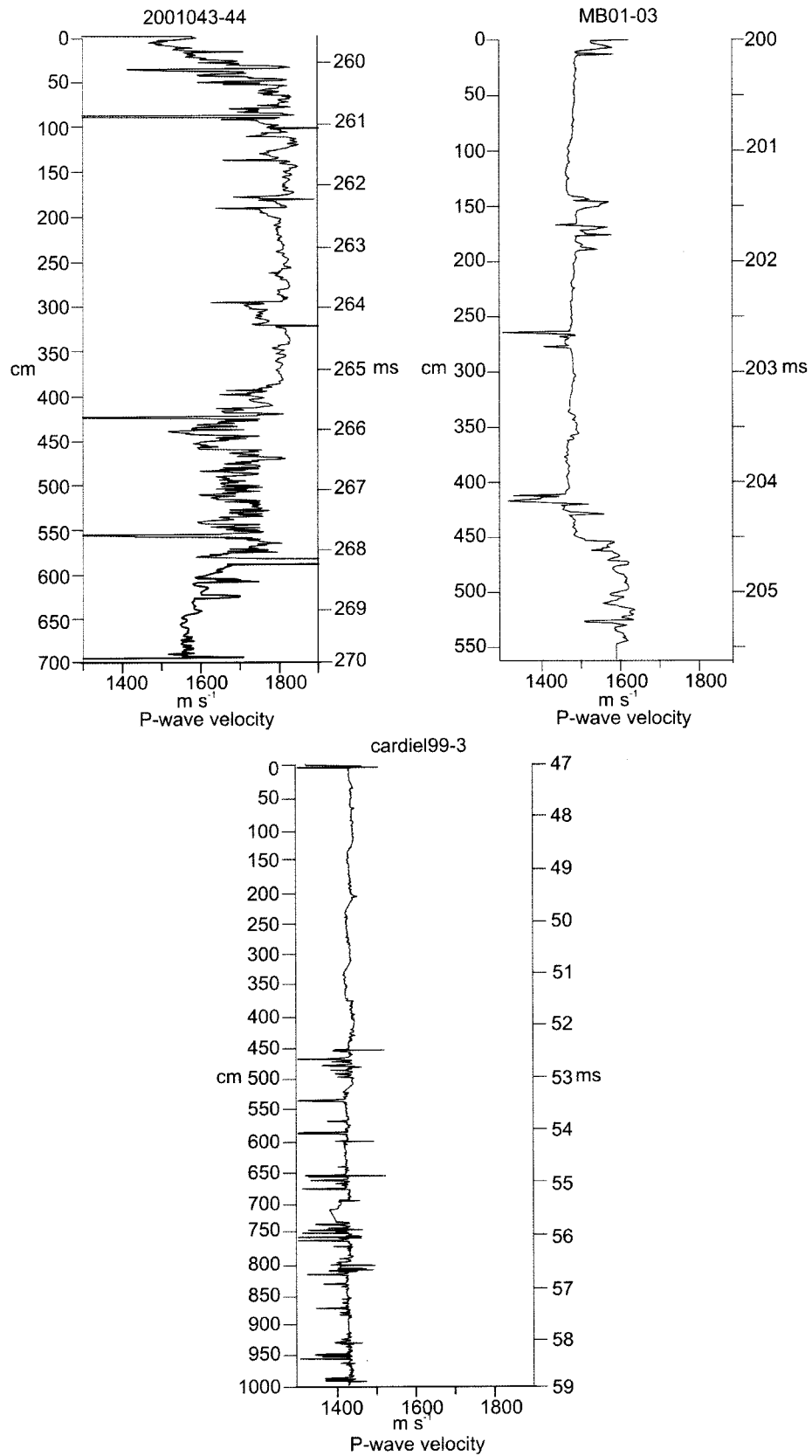


Figure 2.16. P-wave velocity profiles obtained on cores collected in the study areas.

signature as thin as 1 mm. If these small scale phases are numerous on a profile, they can mask larger-scale phases which are approaching the resolution of the seismic data and which can thus be correlated with the seismic (figure 2.3). However, small scale events have their full utility to explain the genesis of seismic facies and that is a place where CT-scan analysis can enhance the seismic interpretation.

2.5.4 Effect of piston core sampling on the correlations

Piston core sampling of soft marine sediments can create foreshortening and stretching of sedimentary units (Buckley et al., 1994; Skinner and McCave, 2003). Buckley et al (1994) mentioned that the resultant accelerations of the piston initiate variations of pressure in the core liner which cause the foreshortening and the stretching of the material. Foreshortening and stretching of sedimentary units as well destruction of sediment layers adjacent to the subsurface can lead to miscorrelations. The destruction of the upper part of the sedimentary column often occurs during the sampling of soft marine sediments with piston coring devices. This problem is generally caused by the sudden application of the corer's weight on the seabed. In the present study, based on stratigraphic comparisons between trigger-weight core and piston core there is no evidence that a portion of the upper part of the sedimentary column is missing on core 2001043-44 (Brandal Basin), only 1.6 cm of the sedimentary column is missing on top of core cardiel99-3 (Lake Cardiel). Because the core collected in the Upper Saguenay Fjord basin (core Sag13) was collected with a coring device that does not need a trigger-weight core, stratigraphic comparisons could not be made. However, the coring device used, called the Stable Corer, is specially design to limit seafloor disturbance during coring operations as the weight of the device is distributed on a larger surface than a standard piston core, because the bottom part of it is supported by a plate. Thus, the use of such a device does not suggest that correlations have been affected significantly by the destruction of the upper part of the sedimentary column.

2.5.5 Data set resolution

Vertical resolution of CT-scan data is on average 400 times greater than seismic data resolution; i.e. respectively 0.1 vs 40 cm. It means that CT-scan images display information which cannot be displayed by seismic data. Even if small scale features are not resolved by the seismic, these features contribute to the expression of seismic facies. Because of its resolution, CT-scan data are seen as complementary to the seismic information and permit a better understanding of seismic facies genesis.

However, the difference of resolution between the two data sets also represents a disadvantage for the correlation of both signals. Effectively, sedimentary facies beyond the resolution of the seismic, i.e. thinner than ~20 cm, would not match the seismic. In some cases, heterogeneous CT-scan facies will look homogeneous on seismic sections because of this resolution problem (e.g. seismic facies 1 and 2 on figure 2.5). The shorter the core is, the smaller the probability of observing sedimentary facies matching with the seismic resolution will be.

2.5.6 Effects of Fresnel zone diameter and shot spacing on the seismic imagery

The high firing rates used in the seismic surveys (i.e. 0.5 to 1 s) resulted in overlapping of successive Fresnel zones. The overlapping percentage of the Fresnel zones (O_{Fz}) of two consecutive seismic traces is obtained from the following relation

$$O_{Fz} = \left(\frac{Fz_d - S_s}{Fz_d} \right) \times 100 \quad (2.10)$$

where Fz_d is the Fresnel zone diameter and S_s is the shot spacing. Table 2.2 presents O_{Fz} values for seismic traces corresponding to the various coring sites.

The overlapping of consecutive traces means that each conical volume of reflection imaged by a single seismic trace corresponds to the average of reflection coefficients contained within the preceding and following seismic traces (figure 2.17). At the core scale and in the perspective of correlations between seismic and CT-scan data, it implies that point samples (i.e. cores) are compared with continuous samples (i.e. seismic data). Thus, in heterogeneous sedimentary environments like the Upper Saguenay Fjord, caution should be taken when it comes to make large-scale correlations between core and seismic data.

2.5.7 Acoustic contrasts and seismic reflections

Kuecher (1992) mentions that acoustic contrasts presented by certain lithologies are insufficient to generate seismic reflections. Kuecher (1992) and Coleman et al. (2000) respectively studied the seismic resolution of a submarine channel based on an outcrop analog and the seismic signature of a sand-prone submarine channel. They suggested that seismic profiles capture the acoustic reflectivity of sand-prone intervals rather than the channel sedimentary architecture. Coleman et al. (2000) proposed that only the shape produced by the external limits of the sand body might be obviously discernable while the internal configuration remains unclear. In the present study, regardless of the lithologies, the sensitivity of the CT-scan detectors and the hydrophones are different. Thus, some sedimentary units present physical property contrasts which are too small to be detected by the seismic but that are sufficient to generate X-ray attenuation variations and consequently be resolved by the CT-scan. In such cases, CT-analysis can help to improve the seismic interpretation.

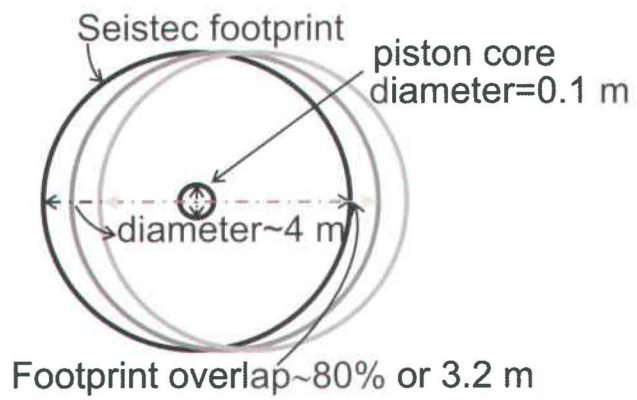


Figure 2.17. Drawing showing the effect of the Fresnel zone diameter and the shot spacing on the seismic profiling.

2.6 Conclusion

Although the method correlating CT-scan and seismic data as presented shows a great deal of potential, some limitations emerge. One of the restrictions comes from the study area itself as correlations between core and seismic data are dependant of the level of heterogeneity of sedimentary environments. High sedimentary heterogeneity and rapid lateral facies variations can cause problems for this kind of large scale correlation technique. Similarly, for graphical correlation techniques, the more calm the sedimentary environment is, the better correlations should be (Olin Mann and Lane, 1995). Positioning accuracy also has a direct influence on the confidence level of the correlations and becomes even more important when it comes to performing correlations in heterogeneous sedimentary basin.

The fact that correlations are made in a 2-D space might be viewed as an additional limitation. Nevertheless, new clues on how sedimentary structures and physical properties of a deposit influence the morphology of seismic reflectors and their amplitude have been obtained. With the growing use of 3-D seismic data and their more affordable acquisition costs, the further application of such a method to 3-D data sets represent an interesting challenge. The passage from 2-D to 3-D correlations should reduce miscorrelations related to positioning inaccuracy. In addition, it will be more representative of the reality since coring and seismic techniques do sample volume of sediments even though these volumes are often represented in 2-D spaces.

Besides the limitations mentioned above, correlation of VHR seismic data with CT-scan data is an interesting method to enhance the knowledge concerning seismic facies genesis. The few examples of the method shown in this paper have revealed that similar seismic facies can correspond to different CT-scan facies. As shown on figures 2.5, 2.7, 2.9 and 2.13, fine-scale and larger-scale sedimentary structures of a deposit do not necessary influence the morphology of seismic

reflections. Also, the results suggest that sedimentary facies limits determined on the basis of changes in sedimentary structures observed in cores, do not necessarily correspond to seismic facies limits established from variations of reflectors morphology and amplitude (see figures 2.5, 2.7 and 2.9). Moreover, different CT-scan responses have the same acoustic response (e.g. seismic facies 1 and 2 of figure 2.5). This implies that deducing sedimentation mechanisms solely from the seismic expression of a deposit can be hazardous. However, a larger number of correlations are needed to associate more precisely sedimentary facies observed on the CT-scan imagery to their seismic expression.

CT-scan imagery brings a unique look to a deposit architecture. Qualitative and quantitative information brought by the imagery are complementary and reveals important details on sedimentary structures and physical properties of the sediments influencing the reflection and attenuation of seismic waves. Because CT-scan data resolution is three to four order of magnitude higher than the VHR seismic data resolution, this turns out to be one of the strengths of using CT-scan analysis along with seismic data. Effectively, fine-scale sedimentological analyses obtained from CT-scan data are useful to determine very-fine seismic analogs and thus, to better explain the seismic expression of a deposit.

Even if the correlation method has been developed from very-high resolution seismic data, the method can be applied to petroleum industry seismic data. Although the difference of resolution between petroleum industry seismic data and CT-scan data is more important than the difference of resolution between very-high resolution seismic data and CT-scan data, CT-scan analysis still permits to image intrinsic characteristics of sedimentary bodies that cannot be imaged by seismic reflections but which contribute to generated these reflections.

Acknowledgements

D. J.W. Piper (GSC-A) is thanked for his constructive comments and for improving interpretations in the Brandal Basin. Authors are grateful to the Canada-CoSta project for NSERC funding during the course of this study. Writers are also in great debt to Flavio Anselmetti and Adrian Gilli from the Limnogeology Laboratory of the Swiss Federal Institute of Technology at Zurich (ETHZ) for generously sharing seismic data and cores of the Patagonian Lake Drilling Project (Lake Cardiel) with the authors. Edward L. King (GSC-A) as well as Sable Offshore Technology and the Program of Energy Research and Development Project are thanked for kindly giving the permission to use data from the Brandal Basin sector. Authors are thankful to Francis Moore (INRS-Énergie, Matériaux et Télécommunications) for the interesting discussions on CT-scan signal analysis. Pierre Francus (INRS-ETE) is acknowledged for helping to organize the collaboration between the ETHZ-Limnogeology and the INRS-ETE. David C. Mosher (GSC-A) and Bill Hone (GeoAcoustics Ltd) are thanked for providing helpful information respectively on the Hunttec DTS and the GeoPulse pinger system. Writers express their gratitude to Manon Masse (McGill University) for her help during Seistec data acquisition. Mathieu J. Duchesne is in great debt to Dr. Didier Perret (GSC-Q) for sharing codes written for signal processing in IGOR and several ideas concerning the correlation method. Guillaume St-Onge (ISMER) is also acknowledged for fruitful discussions about signal analysis and the use of the AnalySeries software. Last but not less, all the crew members of R/Vs Coriolis II, C.G.S. Hudson, Denis-Riverin and J. Willie Deraspe. The seismic interpretation package was kindly provided by Seismic Micro-Technology.



Chapitre 3

A RAPID METHOD FOR CONVERTING A MEDICAL COMPUTED TOMOGRAPHY SCANNER TOPOGRAM ATTENUATION SCALE TO A HOUNSFIELD UNIT SCALE AND TO OBTAIN RELATIVE DENSITY VALUES.

Mathieu J. Duchesne, Francis Moore*, Bernard F. Long and Jacques Labrie
INRS-ETE, Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre,
Environnement
490, rue de la Couronne, Québec (Québec), Canada G1K 9A9

*: now at: Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Énergie,
Matériaux et Télécommunications
1650, boul. Lionel-Boulet, Varennes, Québec, Canada, J3X 1S2

Article soumis à *Engineering Geology*

Résumé

Les scanographes médicaux permettent de déterminer rapidement des informations qualitatives et quantitatives sur les propriétés physiques d'objets géologiques d'une manière non-destructive, selon des directions perpendiculaire et longitudinale aux objets. Les échelles d'atténuation utilisées en scanographie sont différentes pour les images transverses (tomogrammes) et les images longitudinales (topogrammes), restreignant ainsi l'usage complémentaire de l'information extraite des ces deux types d'images. Pour l'analyse de carottes, le topogramme est très utile, car il permet l'observation détaillée de la stratigraphie, de la sédimentologie et des propriétés physiques des matériaux. Cet article présente une méthode pour convertir les valeurs d'intensité scanographique des topogrammes en unité Hounsfield (échelle utilisée pour les tomogrammes) et pour extraire des valeurs de densité relative. Cette méthode se base sur les relations entre les valeurs d'intensité scanographique des tomogrammes et des topogrammes ainsi que sur la densité absolue et le numéro atomique effectif mesurés et calculés sur une série de minéraux. Les résultats présentent d'excellentes corrélations entre les valeurs d'intensité scanographique des topogrammes converties et les valeurs Hounsfield des tomogrammes, ainsi qu'entre les densités relatives dérivées des valeurs d'intensité scanographique converties et la densité absolue des minéraux.

Abstract

Medical Computed Tomography (CT) scanners allow rapid determination of qualitative and quantitative information on physical properties of geological objects in a non-destructive manner in both longitudinal and transversal directions. CT-scan scales used to express attenuation on the images are different for longitudinal (topograms) and transversal (tomograms) views, restraining the complementary use of the information extracted from both views. Moreover, topograms are used in core analysis as they reveal fine-scale information on stratigraphical, sedimentological and physical properties of the material. This paper presents a method to convert the CT-scan topogram intensity scale to a Hounsfield Unit (HU) scale used on tomograms) and to extract relative densities. The method is based on relationships between topogram and tomogram values, absolute density and effective atomic numbers obtained for a series of minerals. Results show excellent correlations between converted topogram values and HU values obtained for the tomograms, as well as between relative densities derived from the converted topogram values and the absolute density of the minerals.

3.1 Introduction

During the last couple of decades, medical Computed Tomography scanners (CT-scanners) have proven their uses in several fields of geology (Wellington and Vinegar, 1987; Kenter, 1989; Kantzas et al., 1993; Dului, 1999; Ketcham and Carlson, 2001). Some of the main features of this method are its non-destructive character, its speed of data acquisition, the very-high resolution of the images obtained in longitudinal and transversal directions, the possibility to reconstruct volumes from transverse images and the opportunity to extract qualitative and quantitative information on samples from the same data set.

On medical CT-scanners, the two different types of images provided, namely topograms (longitudinal images) and tomograms (transversal images), use different pixel intensity scales to express and quantify X-ray attenuation of the scanned-matter (figure 3.1; Kak and Slaney, 1999). For medical purposes, topograms are mainly used to position the area of interest on a patient prior the acquisition of cross-section images. The tomogram attenuation scale used is the well documented and conventional HU scale (Hounsfield, 1973). On most third- and fourth-generation CT-scanners, such as the one used in the present study, calculation of Hounsfield units (HU) was no longer included in topogram algorithms, to lighten the work of computer processors, thereby increasing image acquisition speed (Diagne, pers. comm., 2002). Generally, the attenuation intensity scale displayed by the topogram is a linear combination of the attenuation values and the various filter functions used in the reconstruction of the image (Sembritzki, pers. comm., 2004).

Topograms are of great use in core analysis as they reveal fine-scale information on stratigraphical, sedimentological and physical properties of the material (Boespflug et al., 1995; Hellmuth et al., 1999; Crémer et al., 2002; Cagnat, 2003; St-Onge et al., in press). Because little is known about the attenuation scale used on topograms, this limits its quantitative utility and also restrains quantitative

correlations with other data sets. Moreover, because topogram and tomogram attenuation scales differ, their complementary use is limited. This paper intends to solve this problem by presenting a method to convert the CT-scan topogram attenuation scale to a HU scale. To demonstrate the accuracy of the method, relative density values extracted from topogram HU values are compared with absolute density values.

3.2 CT-scanner principles

X-ray attenuation is a function of density and effective atomic number of the analyzed material as well as the sample thickness. X-rays are attenuated as they pass through the matter following Beer's law, expressed mathematically by:

$$I = I_0 \exp(-\mu_a x) \quad (3.1)$$

where I is the integral current transmitted by the sample, I_0 is the integral current of incident X photons, μ_a is the linear attenuation coefficient of the sample and x is the sample thickness (Knoll, 1999).

Three main effects characterize the X-ray interaction with the matter: the photoelectric, the Compton and the pair generation effects. However, because medical CT-scanners normally use energies between 40 to 140 keV, the photoelectric and the Compton effects dominate (Moore, 2004). The photoelectric effect occurs when a photon ejects a linked electron from an atom by giving it its energy (figure 3.2a). The probability of interaction is proportional to a power of the energy. The heavier an atom is, the greater the photoelectric effect will be. The photoelectric effect occurs for energies below 100 keV for elements or compounds having an effective atomic number equal to or above 20 (figure 3.3) (Duliu, 1999).

The Compton effect takes place when the wavelength of the radiation is in the order of magnitude of the spacing between electrons and when the electrons are free or weakly bonded (figure 3.2b). The photon hits the electron which absorbs a

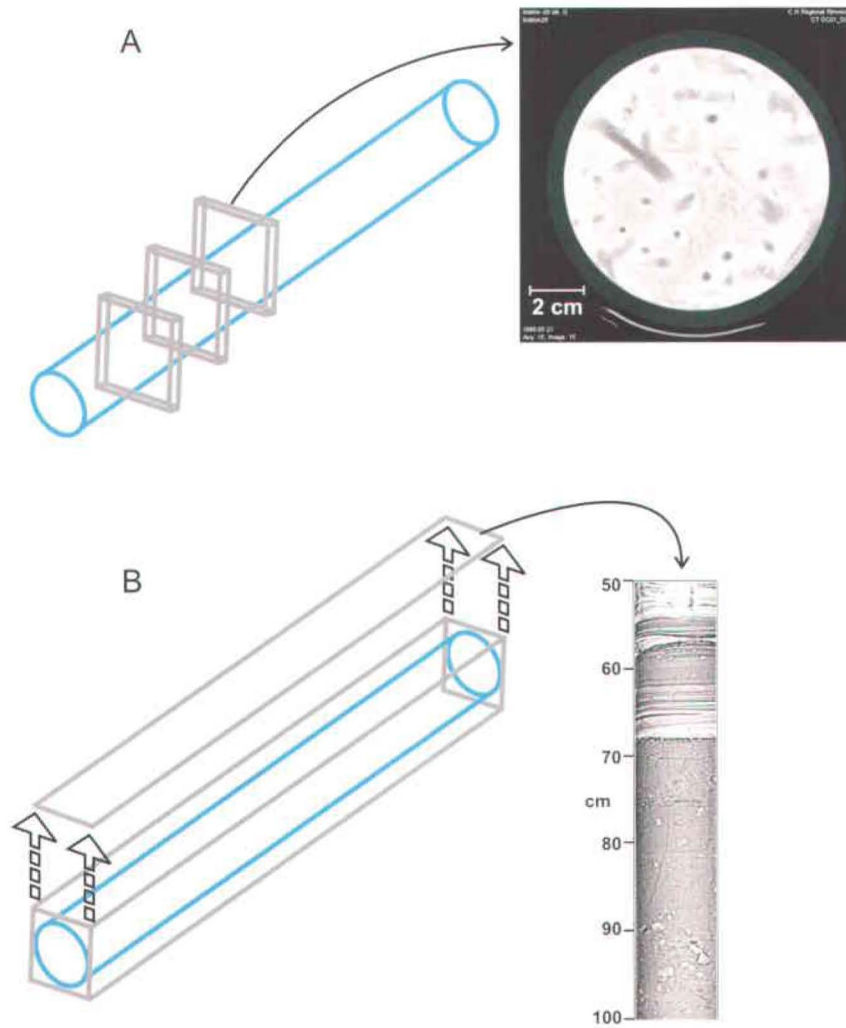


Figure 3.1. Examples of CT-image acquisition. A) A tomogram collected on a core section and B) a topogram collected on a core section.

part of the energy in a kinetic form and re-emits a lower frequency photon in a q direction (figure 3.2b). The absorption cross-section of the Compton effect is independent of the atomic number and its intensity depends on photon's energy and scattering angle. The Compton effect is dominant for high energies and for element having a small atomic number while the photoelectric effect is dominant for lower energies and for heavier elements (figure 3.3). The higher the atomic number is, the higher the photon's energy will need to be for the photoelectric effect to be negligible compared to the Compton scattering.

CT-scan imagery corresponds to a 2-D or 3-D linear X-ray attenuation pixel or voxel matrix (Duliu, 1999). For topograms, the matrix is obtained by averaging linear attenuation coefficient values for a pixel over the total thickness of the object in its perpendicular axis. On CT-scan images, the X-ray attenuation is represented by pixel intensity contrasts in gray tones. The brighter tones symbolize higher X-ray attenuations. Each pixel intensity contrast is associated to a numerical value of the attenuation coefficient. For a more complete discussion concerning CT-scan principles the reader is referred to Kak and Slaney (1999).

3.3 Image acquisition

Images were collected on a series of 24 minerals courtesy of the René-Bureau Geology Museum of Laval University (table 3.1). Prior to the CT-scan analysis, mineral density was measured by buoyancy and the effective atomic number (Z_{eff}) was calculated following the equation

$$Z_{eff} = \left(\sum f_i Z_i^{3.8} \right)^{1/3.8} \quad (3.2)$$

where Z_i is the element i atomic number and f_i is the number of electron's fraction of the element i (Parfenoff et al., 1970; Boespflug et al., 1994).

Topograms and tomograms were collected at the Multidisciplinary CT-scan Laboratory of Québec (MCTLQ). The MCTLQ is dedicated to non-medical CT-

scanning applications and built around a third generation Siemens Somatom Volume

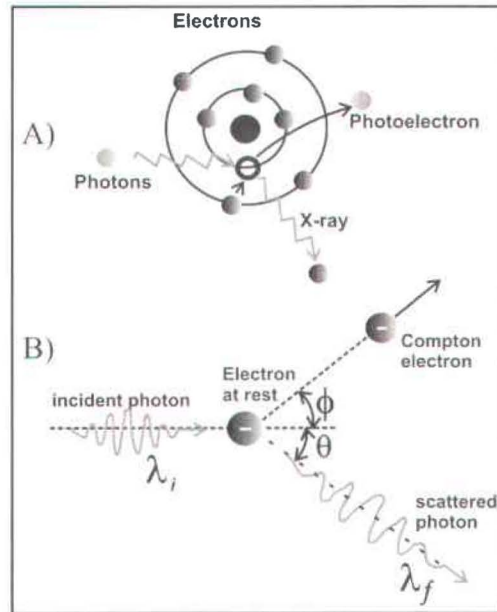


Figure 3.2. A) the photoelectric and B) the Compton effects (modified from Moore, 2004).

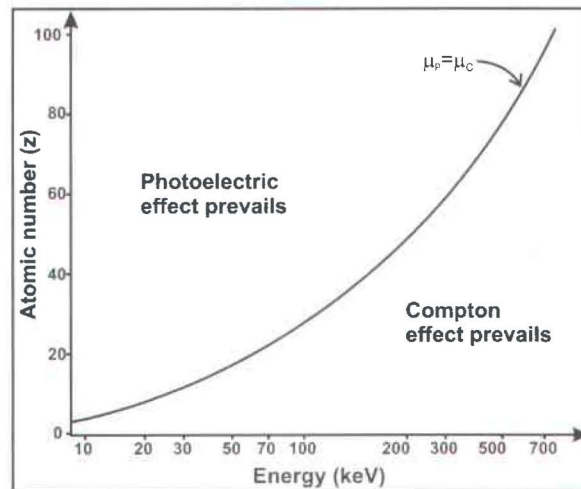


Figure 3.3. Variation of the photoelectric and the Compton effects as a function of the energy and the atomic number.

Table 3.1. Chemico-physical characteristics of the minerals used.

mineral	Chemical composition	Z_{eff}	Density (gr cm ⁻³)
aragonite	CaCO ₃	15.6222	2.7952
fluorite	CaF ₂	16.9056	3.148
hypersthene	(Mg,Fe)SiO ₃	19.7033	3.2315
topaz	Al ₂ SiO ₄ (F,OH) ₂	11.2916	3.4546
barite	BaSO ₄	46.978	4.3455
ilmenite	FeTiO ₃	21.1404	4.5546
pyrite	FeS ₂	21.9077	4.8537
graphite	C	6	2.1803
gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	14.603	2.2727
halite	NaCl	15.3074	2.1044
cinnabar	HgS	75.9549	5.6215
niccolite	NiAs	30.9535	5.27
beryl	Be ₃ Al ₂ (Si ₆ O ₁₈)	11.2412	2.5213
siderite	FeCO ₃	20.9784	3.4808
zinc sulfide	ZnS	26.9902	3.9807
corundum	Al ₂ O ₃	11.2759	3.7468
chalcopyrite	CuFeS ₂	24.8586	3.5565
almandine	Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	19.3886	4.081
quartz	SiO ₂	11.7518	2.6087
calcite	CaCO ₃	15.6222	2.6522
apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)	16.2502	3.0495
microcline	KAlSi ₃ O ₈	13.3349	2.5011
hematite	Fe ₂ O ₃	23.378	4.3688
arsenopyrite	FeAsS	28.619	5.1533

Table 3.2. A) Tomogram and B) topogram acquisition parameters.

A)

Protocol name	Mineral spine
Type of study	Control scan
Slice thickness (mm)	5
Reconstruction diameter (mm)	82
Peak Energy (keV)	140
Current intensity (mAs)	293
Filter	B60s
Extended scale	yes

B)

Protocol name	Topol
Type of study	Topogram
Slice thickness (mm)	—
Reconstruction diameter (mm)	—
Peak Energy (keV)	140
Current intensity (mAs)	100
Filter	TK80
Extended scale	No

Access sliding gantry medical CT-scanner. Minerals were centered horizontally and vertically on the CT-scan table, and topograms and tomograms were obtained according to the acquisition parameters displayed in table 3.2. Tomograms were collected using an extended HU scale. This scale includes 40 960 HU values (from -10 240 to 30 710) instead of the standard 4096 HU values (from -1024 to 3071) and data are stored on 16-bit instead of 12-bit image files. However, once the data are transferred to DICOM format, extended scale values are divided by 10 and only 12 of the 16 bits are stored (Siemens, 1999). On the CT-scanner used, the extended HU scale is applied when the image is reconstructed from the raw data. It provides better definition for lower HU value contrasts and reduces saturation problem for objects having a density higher than 4 g cm^{-3} .

For each mineral, a topogram mean attenuation value was acquired by completing a Region Of Interest (ROI) measurement on the surface of the image corresponding to the mineral. Then, for the tomograms, a ROI measurement was achieved on the thicker cross-section of each mineral. For the Siemens Somatom Volume Access CT-scanner, the values of the topogram images are calculated as follows:

$$P = E[(1-G)SB + GHP\{SB\}] + Of_s \quad (3.3)$$

where $P = P(x, z)$, is the displayed topogram pixels in x and z direction, the z direction being the direction of the CT-scan movement during the topogram scan, $E = 0.1875$, $G = 0.95$ for the filter kernel used for the reconstruction of the topogram images, $Of_s = 974$ is the offset for the filter kernel used, $HP\{\}$ is a two-dimensional multiscale high pass filter function used to display edges of the object more clearly and to improve contrast, and $SB = SB(x, z)$ is the measured attenuation values in Gordon Units obtained by

$$SB = \left(\frac{512}{\ln 1.25} \right) \ln \left(\frac{\mu_{unatt}}{\mu_{att}} \right) \quad (3.4)$$

where μ_{unatt} is the unattenuated signal value and μ_{att} is the attenuated signal value (Sembritzki, pers. comm., 2003). Note that compared to $HU_{tomogram}$ values, for the

calculation of attenuation values on topograms, the linear attenuation coefficient of water is not used (Housfield, 1973).

3.4 Methods

3.4.1 Converting topogram attenuation scale to HU scale

The exact mathematical relationship used to calculate the function $HP\{\}$ in (3.3) is a confidential algorithm. Thus, (3.3) could not be used for the development of the method. Instead, by rearranging the terms of the Beer's law, the following generic equation is used to measure μ_a values on the images:

$$\mu_a = \frac{1}{x} \ln \frac{\mu_{unatt}}{\mu_{att}} \quad (3.5)$$

where x is the object thickness, μ_{unatt} is the unattenuated signal value on the topogram and μ_{att} is the attenuated signal value on the topogram (Knoll, 1999; Krestel, 1990). Once μ is obtained, the HU topogram value ($HU_{topogram}$) is calculated with

$$HU_{topogram} = \left(\frac{\mu_a}{\mu_{water}} \right) \times 1000 \quad (3.6)$$

where μ_{water} is the attenuation coefficient of water calculated from a topogram. The parameter μ_{water} was measured experimentally according to different thicknesses of water samples (figure 3.4).

3.4.2 Photoelectric effect correction

For the peak energy used in this study (i.e. 140 keV), the spectrum of the tungsten tube of the CT-scanner presents a mean energy of 55.4709 keV and consequently is susceptible to the photoelectric effect (figure 3.5) (Moore, 2004). Boespflug et al. (1994) have shown that HU values are largely influenced by the photoelectric effect. For the different compounds they used, the contribution of the photoelectric effect ranges from 0 to 90 % of the HU values. Concerning the minerals employed in their study, the contribution of the photoelectric effect

varies from 11 to 38 %. Thus, to obtain relative density values, it is necessary to subtract the contribution of the photoelectric effect from the HU values. To correct the photoelectric effect, the absolute density ($\rho_{absolute}$) and the Z_{eff} of the samples were used in the equation

$$HU_{photoelectric} = \left[\left(\frac{1 + KZ_{eff}^n}{1 + KZ_{eff}^{water}} \right) \rho_{absolute} - 1 \right] \times 1000 \quad (3.7)$$

in which $HU_{photoelectric}$ is the HU value corrected for the photoelectric effect and K is a coefficient defined by

$$K = \frac{b}{aE^{3.2}} \quad (3.8)$$

where b is a constant value of 9.8×10^{-24} keV^{3.2}, a is the Klein-Nishira coefficient and E is the energy in keV (Knoll, 1999; Garg et al., 1996).

When $HU_{topogram}$ values are compared with $HU_{photoelectric}$ values, the equation of the linear regression curve is

$$HU_{photoelectric} = 0.5168HU_{topogram} + 584.95, r^2 = 0.88 \quad (3.9)$$

Since it is difficult to calculate Z_{eff} for sediments because they are frequently polymineralic, this equation is used to correct $HU_{topogram}$ values for the photoelectric effect.

3.4.3 Calculation of the relative density from HU values

Once the topogram attenuation values are converted to HU and these values are corrected for the photoelectric effect, a relative density ($\rho_{relative}$) is calculated from

$$\rho_{relative} = \left(\frac{HU_{photoelectric}}{1000} \right) + 1 \quad (3.10)$$

3.5 Results and Discussion

The difference between $HU_{tomogram}$ and $HU_{topogram}$ values ranges from 67.26 (2 %) to 1299.20 (45.9%) HU and is on average of 476.6 (14.7%) HU (table 3.3). A

correlation plot between real and calculated HUs presents an excellent correlation of $r^2=0.91$ (figure 3.6). The difference between $HU_{topogram}$ and $HU_{photoelectric}$ lies

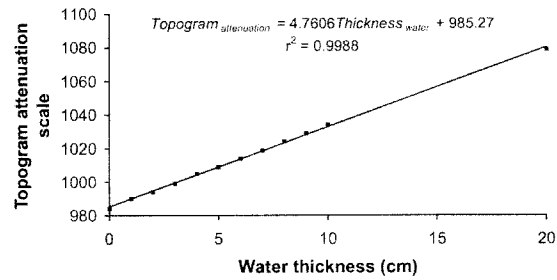


Figure 3.4. Topogram attenuation of the water as a function of thickness.

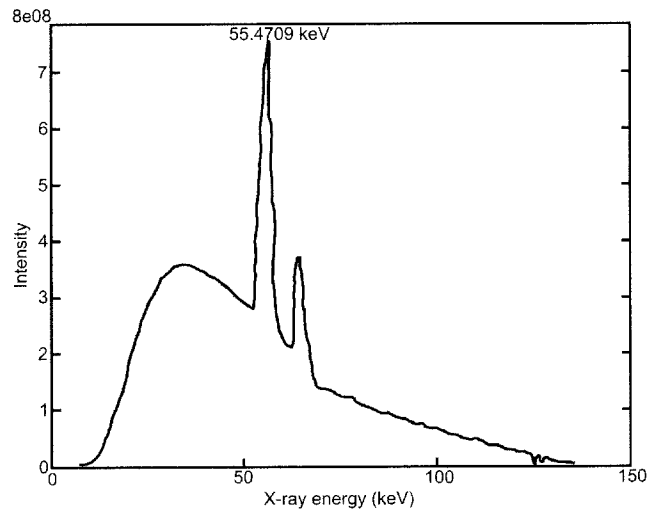


Figure 3.5. Intensity spectrum of the tungsten tube of the Siemens Somatom Volume Access medical CT-scanner.

between 194.51 (14.14%) and 3653.94 (46.11%) HU and is on average 1229 (30.84%) HU (figure 3.7; table 3.5). The difference between $\rho_{absolute}$ and $\rho_{relative}$ values ranges from 0.02 g cm⁻³ (0.48 %) and 0.79 g cm⁻³ (22.86%) and is on average 0.31 g cm⁻³ (8.99 %) (table 3.5). A correlation plot between $\rho_{absolute}$ and $\rho_{relative}$ displays a good correlation of $r^2=0.87$ (figure 3.8).

The difference between $HU_{tomogram}$ and $HU_{topogram}$ values is explained by two factors. Firstly, to calculate μ_a in (3.5), the maximum thickness of the sample measured on a tomogram was taken as parameter x . The parameter μ_{att} (also used in (3.5)) was measured from a ROI made on the pixels corresponding to the total mineral surface. Due to their complex geometry, minerals presented different thicknesses even on single tomogram. This generates variations in the linear attenuation coefficient computed for the topograms. Secondly, topograms and tomograms may respond differently to the presence of heterogeneities in many of the minerals used. Here, the term heterogeneity indicates crystallographic changes as well as the presence of impurities in the mineral. The level of heterogeneity of the sample also affects difference between $HU_{tomogram}$ and $HU_{topogram}$ values. Depending on the number of heterogeneities and their distribution in each mineral, they can be underrepresented on a tomogram compared to a topogram or vice-versa, affecting the mean HU value calculated on the ROIs.

Another approach was taken by Cagnat (2003) to convert the topogram attenuation scale to the HU scale. He took the equation of the logarithmic regression curve ($r^2=0.83$) between topogram and tomogram values collected with a second generation General Electric 7590 K Hi-speed Advantage 2.X CT/I CT-scanner on two Calypso cores. For both cores used by Cagnat (2003), correlation coefficients are respectively of 0.92 and 0.74. The 0.18 difference between the coefficients makes the relationship drawn between topogram and tomogram values questionable. Nevertheless, this approach represents a fair way to estimate HU values from topogram attenuations. However, to develop a more accurate

Table 3.3. Tomogram and topogram attenuation values.

mineral	HU_{tomogram}	Thickness (x) (cm)	topogram attenuation	μ_{absolute} (topogram)	HU_{topogram}
aragonite	3048.43	4	1037.14	0.015702725	2668.72
fluorite	2966.88	5.6	1071.65	0.017061338	2899.62
hypersthene	3204.98	4.7	1050.36	0.016058923	2729.25
topaz	2494.93	3.4	1015.58	0.012295251	2089.61
barite	5337.31	6.8	1232.88	0.034661305	5890.77
ilmenite	4520.33	4.9	1104.26	0.025616205	4353.54
pyrite	5662.96	5.8	1186.65	0.034047963	5786.53
graphite	982.71	5.4	1017.49	0.008089405	1374.81
gypsum	1825.1	7.4	1050.1	0.010166131	1727.76
halite	1593.4	7.4	1049.08	0.010034806	1705.44
cinnabar	7163.49	5.1	1202.34	0.041296791	7018.49
niccolite	6761.5	3.1	1125.46	0.046624457	7923.94
beryl	1959.98	3.9	1029.26	0.014149762	2404.79
siderite	4082.84	4.5	1072.43	0.021393573	3635.89
zinc sulfide	6299.91	4.9	1132.48	0.030766101	5228.77
corundum	3150.21	3.9	1058.95	0.021441494	3644.03
chalcocopyrite	4898.34	4.1	1070.04	0.022936587	3898.13
almandine	4119	6.7	1122.69	0.021204711	3603.79
quartz	1749.33	5.3	1041.37	0.012619081	2144.64
calcite	2609	4.9	1056.79	0.016648977	2829.53
apatite	2830.96	8.5	1051.55	0.009012852	1531.76
microcline	1884.4	2.7	1011.72	0.014072529	2391.66
hematite	5797.3	4.2	1108.63	0.030825951	5238.94
arsenopyrite	6947.71	4.7	1167.19	0.038498537	6542.92

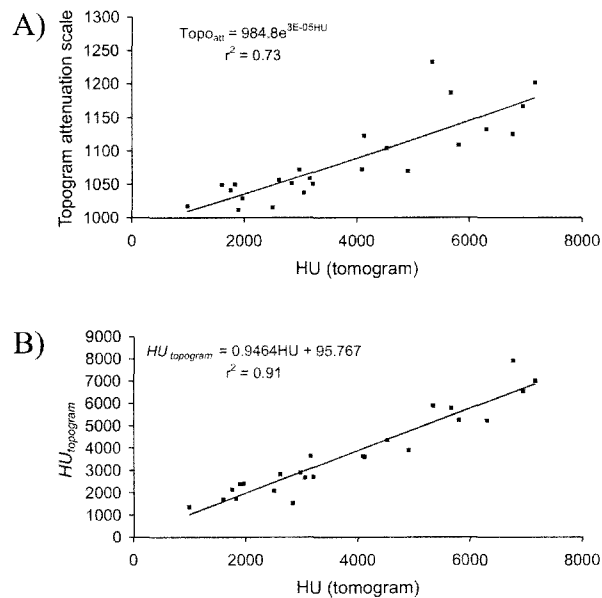


Figure 3.6. A) Correlation between tomogram HU and topogram attenuation values. B) Correlation plot between tomogram HU and HU_{topogram} values.

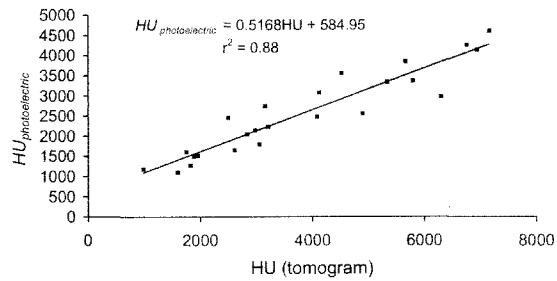


Figure 3.7. Correlation between tomogram HU and $HU_{photoelectric}$ values.

Table 3.4. Attenuation values corrected for the photoelectric effect.

mineral	$HU_{topogram}$	$HU_{photoelectric}$	%photoelectric	$HU_{photoelectric}$ from (9)
aragonite	2668.72	1795.2	41.11067008	1964.14
fluorite	2899.62	2148	27.60071186	2083.47
hypersthene	2729.25	2231.5	30.37398049	1995.43
topaz	2089.61	2454.6	1.616478218	1664.86
barite	5890.77	3345.5	37.31861181	3629.30
ilmenite	4353.54	3554.6	21.36414819	2834.86
pyrite	5786.53	3853.7	31.94901606	3575.43
graphite	1374.81	1180.3	20.10664387	1295.45
gypsum	1727.76	1272.7	30.26683469	1477.86
halite	1705.44	1104.4	30.68909251	1466.32
cinnabar	7018.49	4621.5	35.485357	4212.11
niccolite	7923.94	4270	36.84833247	4680.04
beryl	2404.79	1521.3	22.38186104	1827.74
siderite	3635.89	2480.8	39.23837329	2463.98
zinc sulfide	5228.77	2980.7	52.68662568	3287.18
corundum	3644.03	2746.8	12.80581295	2468.19
chalcopyrite	3898.13	2556.5	47.80884953	2599.50
almandine	3603.79	3081	25.20029133	2447.39
quartz	2144.64	1608.7	8.039077818	1693.30
calcite	2829.53	1652.2	36.67305481	2047.25
apatite	1531.76	2049.5	27.60406364	1376.56
microcline	2391.66	1501.1	20.340692	1820.96
hematite	5238.94	3368.8	41.89019026	3292.44
arsenopyrite	6542.92	4153.3	40.22059067	3966.33

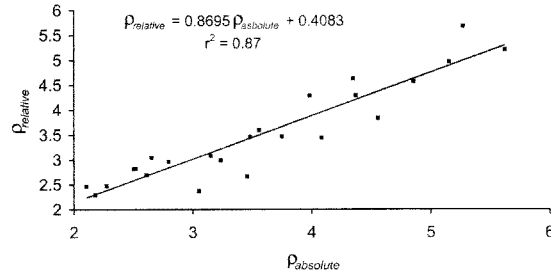


Figure 3.8. Correlation between $\rho_{absolute}$ and $\rho_{relative}$ values.

Table 3.5. Absolute and relative density values.

mineral	$\rho_{absolute}$	$\rho_{relative}$	%error
aragonite	2.7952	2.9641	6.04
fluorite	3.148	3.0835	2.05
hypersthene	3.2315	2.9954	7.31
topaz	3.4546	2.6649	22.86
barite	4.3455	4.6293	6.53
ilmenite	4.5546	3.8349	15.80
pyrite	4.8537	4.5754	5.73
graphite	2.1803	2.2955	5.28
gypsum	2.2727	2.4779	9.03
halite	2.1044	2.4663	17.20
cinnabar	5.6215	5.2121	7.28
niccolite	5.27	5.6800	7.78
beryl	2.5213	2.8277	12.15
siderite	3.4808	3.4640	0.48
zinc sulfide	3.9807	4.2872	7.70
corundum	3.7468	3.4682	7.44
chalcopyrite	3.5565	3.5995	1.21
almandine	4.081	3.4474	15.53
quartz	2.6087	2.6933	3.24
calcite	2.6522	3.0473	14.90
apatite	3.0495	2.3766	22.07
microcline	2.5011	2.8210	12.79
hematite	4.3688	4.2924	1.75
arsenopyrite	5.1533	4.9663	3.63

relationship requires more knowledge regarding how topogram and tomogram imaging works for the specific CT-scanner used and about the material used to do the calibration.

Concerning the photoelectric effect, corrections computed in this study are comparable to the ones of Boespflug et al. (1994). As these authors mention, for compounds containing high atomic number elements, the photoelectric effect strongly influences the CT-scanner response. Hence, the application of a photoelectric correction factor is essential to establish a relationship between HU and density. To ascertain a good fit between HU and density, the chemical composition of each mineral must be known (Tsuchiyama et al, 2000). For sedimentological studies this appears unrealistic, since grains often have a polymineralic composition. The use of a correction parameter such as the equation of the linear regression curve presented in (3.9) can help to get a closer estimate of density but it remains a coarse approximation of the effective atomic number impact on HU measurements and thus, on density evaluation.

The difference between $\rho_{absolute}$ and $\rho_{relative}$ is attributed to either the variation in thickness of the samples, the presence of heterogeneities in the samples, or to the under- or over-approximation of the photoelectric effect, or to the interplay of some or all of these factors. Since the Z_{eff} parameter was calculated from the chemical composition given by the René-Bureau Geology Museum of Laval University, it does not include the effective atomic number of the elements contained within the heterogeneities highlighted by the CT-scan images (figure 3.8). The impact of heterogeneities on CT-scan measurements is demonstrated by Tsuchiyama et al. (2000). They showed that for same minerals of different provenance HU values were different (Tsuchiyama et al., 2000, pp. 126-127). For example, for two spinel samples coming from two different locations the difference is 954 HU (Tsuchiyama et al., 2000, p.131). This difference is partly explained by the authors by the variation in Mg/Mg+Fe ratio of each spinel mineral.

The beam-hardening effect observed on some images might interfere with X-ray attenuation leading to the miscomputation of HU values (figure 3.9; Moore, 2004). The use of an extended scale has limited the saturation problem often encountered with medical CT-scanners and therefore resulted a more confident association between X-ray attenuation and density measurements.

Other authors also linked tomogram CT numbers with bulk density (e.g. Amos et al., 1996; Orsi and Anderson, 1999; Tsuchiyama et al., 2000). The linear relationship ($r^2=0.992$) between CT numbers and bulk density obtained by Amos et al. (1996) is surprising, since the mineralogical composition of the silty clay sample they used is unknown and because no photoelectric correction was applied to the CT numbers. It can be supposed that the material they used to develop their technique was composed by low Z_{eff} compounds and thus, their CT-scanner response was dominated by the Compton effect. The method of Orsi and Anderson (1999) presents interesting calibration procedures as they selected sediments of known mineralogical composition. Moreover, they chose to include two types of material, namely SiO_2 and CaCO_3 , in which the CT-scan response is respectively controlled by the Compton and the photoelectric effects. The difference of gradient between the curve for their SiO_2 and CaCO_3 CT number versus bulk density plot highlights how important it is to estimate and correct the photoelectric effect before deriving relative density values from CT-scanner data.

3.6 Conclusions

Relationships and values used in this study are only valid for a Siemens Somatom Volume Access CT-scanner. The application of this method to data sets collected with other types of CT-scanner must be made with care for several reasons. Firstly, the extended HU scale is not available on all CT-scanners. Secondly, algorithms

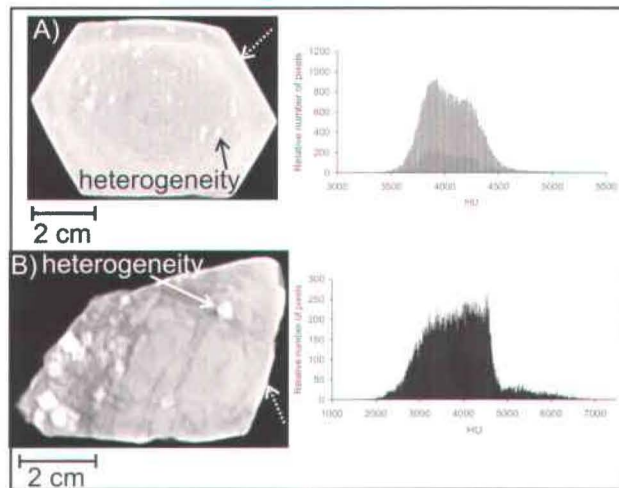


Figure 3.9. A) Heterogeneities on a tomogram contained within an almandine sample (resolution=0.26 mm) B) Heterogeneities on a tomogram contained within a zinc sulfide sample (resolution=0.22 mm). The larger of the distribution is a function of the mineral heterogeneity. Dotted-line arrows denote the presence of the beam-hardening effects on the images.

used for topogram and tomogram reconstruction differ from one CT-scanner to another, thus, a good understanding of both types of image generation is needed. However, the method presented can be used as a general bases for the development of a similar method depending on respective image and CT-scanner characteristics.

The application of such a method can help to increase the utility of the topogram for core analysis. In fact, it can increase the reliability of topogram attenuation values so that quantitative information can be extracted from these images, which is valuable for comparison with tomograms. Photoelectric corrections confirm that HU values are largely controlled by the atomic number of the elements forming the sample. Consequently, prior to the use of HU values as a density proxy or to derive relative density values from them, a photoelectric correction must be applied. The use of minerals' optics properties can help to better define the contribution of each mineral to the photoelectric effect and thus the correction factor to be applied to the data. However, the polymineralic nature of many sediments complicates the evaluation of the photoelectric effect. Even with a good knowledge of the sediment's provenance it remains impossible to know the precise mineralogical composition of each grain leading to the application of an absolute correction (Tsuchiyama et al., 2000). For sediment analysis, the application of a photoelectric correction function should be seen as a way to gain precision in the approximation of density.

Further methodological work should focus on comparison with other indirect density measurements such as gamma densitometry in order to see how lessons learnt from these methods can help to improve the use of CT-scan values as a density proxy. Correction of the photoelectric effect remains the principal challenge for the confident use of such a proxy.

Acknowledgments

David J. W. Piper (GSC-A) is acknowledged for reviewing this manuscript. Guillaume St-Onge (ISMER) is thanked for fruitful discussions with the authors concerning the work related in this paper. The René-Bureau Geology Museum of Laval University is acknowledged for graciously giving the permission to F. Moore to use the minerals. Finally, authors are in debt to O. Sembritzki (Siemens Germany) for providing the topogram equation.

Chapitre 4

SYNTHETIC SEISMOGRAMS DERIVED FROM CT-SCAN DATA: TOWARDS A BETTER UNDERSTANDING OF THE GENESIS OF SEISMIC FACIES.

Mathieu J. Duchesne, Francis Moore*, Bernard F. Long and Jacques Labrie
INRS-ETE, Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre,
Environnement
490, rue de la Couronne, Québec (Québec), Canada G1K 9A9

Article à soumettre à *Marine and Petroleum Geology*

Résumé

Les sismogrammes synthétiques sont généralement utilisés en géosciences marines et pétrolières pour relier les caractéristiques physiques et lithologiques des dépôts sédimentaires à leurs réflexions sismiques. Dans cet article, une méthode utilisant des profils de densité relative, extraits de données scanographiques, fut appliquée pour générer des sismogrammes synthétiques à partir de carottes pour lesquelles des profils de sismique-réflexion de très haute résolution étaient également disponibles. Les données proviennent du bassin de Brandal (plateau néo-écossais, Canada), du lac Cardiel (Patagonie, Argentine) et du lac Lungern (centre de la Suisse). L'objectif de cet article est de montrer comment des sismogrammes synthétiques peuvent être obtenus à partir de données scanographiques et comment l'utilisation de ce type de données peut rehausser l'interprétation des sismogrammes synthétiques. Pour le bassin de Brandal, les réflexions contenues sur les sismogrammes synthétiques correspondent à celles observées sur les sections de profil de sismique-réflexion. Les corrélations entre l'analyse scanographique et les sismogrammes synthétiques indiquent que les réflexions sismiques ont enregistré la progradation de couches de sable induite par des mécanismes sédimentaires de haute énergie agissant sur le plateau néo-écossais. Pour le lac Cardiel, le sismogramme synthétique contient des contrastes d'impédance acoustique correspondants aux réflexions documentées sur le profil sismique. Les corrélations entre les données scanographiques et le sismogramme synthétique suggèrent que les réflecteurs, horizontalement laminés et parallèles, illustrent le caractère rythmé que possède la sédimentation dans ce lac. Pour le lac Lungern, les relations entre le sismogramme synthétique et les données sismiques sont satisfaisantes. Les corrélations entre les données scanographiques et les sismogrammes synthétiques proposent que la configuration des réflexions sismiques ait été créée par des périodes de sédimentation calme, interrompues par des épisodes de sédimentation catastrophique. En général, les résultats indiquent que l'utilisation conjointe des sismogrammes synthétiques avec des données scanographiques, donne plus de

pois aux interprétations réalisées à partir de ces sismogrammes alors qu'ils deviennent un argument supplémentaire pour l'interprétation de la genèse des faciès sismiques.

Abstract

Synthetic seismograms (“synthetics”) are mostly used in petroleum and marine geosciences to tie more accurately physical and lithological characteristics of sedimentary deposits with seismic reflections. In this paper, a method using relative density profiles extracted from CT-scan values is applied to compute synthetic seismograms for data sets coming from the Brandal Basin (Scotian Shelf, Canada), Lake Cardiel (Patagonia, Argentina) and Lake Lungern (Central Switzerland). The purpose of the paper is to show how synthetics can be derived from CT-scan data and how the use of these data can enhance the interpretation drawn from synthetics. In the Brandal Basin, synthetic seismograms show very good to good ties with their corresponding seismic reflection sections. Based on correlation between CT-scan analysis and synthetics, seismic reflections portray the progradation of sand sheets by high energy mechanisms occurring on the Scotian Shelf. In Lake Cardiel, the synthetic includes acoustic impedance contrasts corresponding to the reflections of the seismic profile. The correlations between the synthetics and the CT-scan data suggest that the horizontally layered seismic-reflection patterns portray the rhythmic character of the sediments deposited in this lake. In Lake Lungern, the ties between the synthetic and seismic data are satisfactory. Relationships established between the synthetics and the CT-scan data suggest that the configuration of the seismic-reflections were induced by periods of calm sedimentation disrupted by several catastrophic sedimentation episodes. Overall, the results showed that the use of synthetics in conjunction with CT-scan data gives more weight to the interpretations drawn from synthetics enhancing their usefulness for the study of the origin of seismic facies.

4.1 Introduction

Correlation of cores with seismic reflection data is useful to determine the geometry of the lithological bodies and to provide geological information on seismic reflections. Lithological unit boundaries determined from cores are generally correlated with reflections on seismic profiles. To extrapolate the lateral extension of lithological unit boundaries, reflections corresponding to these limits are followed across a seismic profile. This technique helps to link, with more confidence, rock or sediment physical properties collected in a well or on a core with seismic reflection data. Synthetic seismograms, or “synthetics”, are mostly used in petroleum geology to accurately tie reservoir properties with seismic reflections (White and Hu, 1998; Henry, 2000). However, synthetics have been widely used in other fields of geology, such as marine geology, in the last decades to correlate more accurately core and seismic data (Brew and Mayer, 1998; Alibés et al., 1999; Rebesco et al., 2000; Mosher and Moran; 2001; Janik et al., 2004; Széreméta et al., 2004). Because of the high and very-high resolution of the seismic equipment used in marine geology, a high level of accuracy is required to correlate seismic profiles with core data. Synthetics can also be used to differentiate “real” reflections generated by acoustic impedance (AI) contrasts from ambient noise or multiples on seismic profiles. The link between lithological units and seismic reflections is made by converting the physical properties into a seismic trace (Henry, 2000). Because synthetics are generated solely with physical properties collected from cores, it limits the interpretation extracted from synthetics regarding which sedimentary mechanisms are expressed by the seismic signature of the deposit.

The genetic interpretation of a deposit is mainly drawn from the analysis of sedimentary structures. According to Boggs (1995), these structures are generated by a broad range of sedimentary mechanisms, such as fluid flow, sediment gravity flow, soft sediment deformation, and biogenic activity. Their importance to geological interpretations comes from the fact that they reflect environmental

conditions which prevailed approximately at the time of sedimentation. Pioneering work by Kuenen (1958, 1959, 1960 and 1964) and physical modeling in flumes by other authors (Kneller et al., 1991; Major, 1997; Mohrig et al., 1999; Alexander et al., 2001; Kubo and Nakajima, 2002) provided a means to correlate more easily various flow types with a wide variety of sedimentary structures. The geological meaning of sedimentary structures has a prime importance in paleoenvironmental analyses, which are broadly used for sedimentary basin modeling and for paleoclimate studies.

The geometry and the morphological configuration of the reflections are not related to the geometry of the sedimentary structures, but rather the geometry of the physical properties of the material forming the deposit (see chapter 2). Despite the technical progress made by certain analytical methods in geology such as borehole logging, the observation of sedimentary structures and textures still represents the most reliable approach to interpret flow types responsible for sediment deposition. Interpretation of sedimentary structures and textures can be enhanced by techniques such as scanning electron microscope, X-radiography and Computerized-tomography (CT) scanning (Boesflug et al., 1995; Migeon et al., 1999; Francus and Karabanov, 2000; Lofi and Weber, 2001; Tovey and Yim, 2002).

CT-scan analysis became a standard tool in petroleum reservoir characterization and engineering in the late 1980s (Wellington and Vinegar, 1987). CT-scan imagery has also proven, in the last 15 years, that it is a powerful way to analyze fine-scale stratigraphic changes, observe sedimentary structures and study physical properties of a deposit (Boesflug et al., 1995; Dului, 1999; Crémer et al., 2002; St-Onge et al., in press). The very-high-resolution (up to 0.1 mm) of the qualitative and quantitative information extracted from CT-scan imagery, permits improvement in observation of sedimentary structures leading to more accurate genetic interpretations in sedimentology (Crémer, 2003; Duchesne et al., to be submitted).

4.1.1 Synthetic seismograms

Synthetic seismograms result from the convolution of a wavelet function imitating the source wavelet with a reflection series (Liner, 2004). The reflection series corresponds to a succession of acoustic impedance contrasts which are the product of P-wave velocity and density for a given unit of material such that:

$$AI = \rho_b v_p \quad (4.1)$$

where ρ_b is the bulk density of the material and v_p is the P-wave velocity of the material. Then, the reflection coefficient series (RC) is computed with equation (4.3). The RC series calculates acoustic impedance contrasts at bed boundaries and is defined by:

$$RC = \frac{\rho_{b2} v_{p2} - \rho_{b1} v_{p1}}{\rho_{b2} v_{p2} + \rho_{b1} v_{p1}} \quad (4.2)$$

Afterward, the RC series is convolved with the source wavelet according to the following equation

$$T = RC * W \quad (4.3)$$

where W is the source wavelet used to convolve ($*$) with RC and T is the resulting trace.

Over the years, the validity of synthetic seismograms to improve correlations between well and seismic data has been questioned by some geophysicists. Neidel (1993) states that criticisms mainly come from amplitude discrepancy, waveform changes and missing or misaligned reflections. Poor matches between synthetic seismograms and seismic data occur on a regular basis (White and Hu, 1998). One of the main causes for this misfortune comes from the fact that source wavelets used for the generation of synthetic seismograms do not include secondaries. Instead, the source wavelet is approximated by a "pure pulse", which may cause tie difficulties. However, this weakness can be used to distinguish real reflections from reverberations. Other reasons for miscorrelations between synthetic

seismograms and seismic traces come from: inadequate time-depth modeling, erroneous well location relative to seismic trace, synthetic seismogram wavelet or phase differing from seismic wavelet or phase, inaccurate densities or sonic log values, incorrect well log depths, error in seismic datum and, because amplitude varies with offset for multi-channel seismic data, the stacked trace does not look like a zero-offset, or a normal incident trace.

Challenges related to the generation of very-high and high-frequency synthetic seismograms are different. Because most of the seismic software packages are developed according to the needs of the oil industry, wavelet modeling applications contained in these packages often deal with relatively low frequencies and sample intervals. Consequently, the success in producing high-fidelity synthetic seismograms depends on the ability of the geophysicist to model high to very-high frequency source wavelets or to extract the source wavelet from the reflections. Although the degree of satisfaction of the tie greatly relies on the quality of the source wavelet used, it also depends on the quality of density and sonic logs. In many cases, sediment density and P-wave velocity values are collected with different tools, such as the multi-sensor core logger (MST). Compared to borehole logs, measurements taken on cores are less representative of the *in situ* conditions of the material because cores raised from the subsurface are exposed to several types of modification of their physical properties. Firstly, the extraction of the material from its burial state creates sediment decompression, which can also result in the formation of small fractures caused by gas expansion, which changes its original density. Expansion cracks also affect the attenuation of the elastic pulse during P-wave velocity logging (Janik et al., 2004). Then, piston coring devices modify *in situ* conditions as accelerations of the piston initiate variations of pressure in the core liner which cause foreshortening and stretching of the material (Buckley et al, 1994). Moreover, the length of the storage time also has an impact on the preservation of physical properties obtained just after the core is raised; the longer the time of storage before its analysis is, the more modified initial physical properties will be. Also, core orientation during their

storage also substantially changes physical properties. Core sections stored horizontally are subject to a redistribution of the water content and of some fine-grained particles contained in the core section, whereas core sections stored vertically are subject to compaction. In addition, gaps between core liners and the sediment itself also play a role in density and P-wave velocity measurements, as they respectively modify gamma ray attenuation and cause electrical conductivity problems for P-wave measurements. This last problem is due to the fact that when the liner is not in contact with the sediments, it does not allow the transmission of the elastic pulse through the material from one transducer to the other. Finally, shipboard or laboratory density and sonic logging techniques are not continuous; i.e. they are performed on discrete sections regularly generating artifacts at both ends of each section.

Even with all the inherent problems cited above, density and sonic logs are regularly used in the generation of synthetic seismograms and for the correlation of core with seismic data. However, they only reveal a small number of hints regarding the seismic expression of the sedimentary mechanisms recorded by the sedimentary structures of the deposits.

4.1.2 CT-scan analysis

X-ray attenuation is function of the density and the effective atomic number of elements and compounds as well as of the thickness of the analyzed sample. X-rays are attenuated as they pass through matter following Beer's law which is expressed mathematically by:

$$I = I_0 \exp(-\mu_a x) \quad (4.4)$$

where I is the integral current transmitted by the matter, I_0 is the integral current of incident X photons and μ_a is the linear attenuation coefficient of the matter and x is the width of the sample.

For medical CT-scanners, two main effects characterize the X-ray interaction with the matter: the photoelectric and the Compton effects. The photoelectric effect occurs when a photon ejects a linked electron of the atom by giving it its energy (figure 4.1a). The probability of interaction is proportional to a power of the energy. The Compton effect takes place when the wavelength of the radiation is on the order of magnitude of the spacing between electrons and when the electrons are free or weakly bonded (figure 4.1b). The photon hits the electron which absorbs a part of the energy in a kinetic form and re-emits a lower frequency photon in a q direction (figure 4.1b). The Compton effect is dominant for high energies and for elements having a small effective atomic number, while the photoelectric effect is dominant for lower energies and for heavier elements (figure 4.2).

CT-scan imagery corresponds to a 2-D or 3-D linear X-ray attenuation pixel matrix (Duliu, 1999). For topograms, the matrix is obtained by averaging linear attenuation coefficient values for a pixel over the total thickness of the object in its perpendicular axis. On CT-scan images, the X-ray attenuation is represented by pixel intensity contrasts in gray tones; brighter tones symbolizing higher X-ray attenuations. Each pixel intensity contrast is associated with a numerical value of the attenuation coefficient. For a more complete discussion concerning CT-scan principles, the reader is referred to Kak and Slaney (1999).

4.1.3 How CT-scan analysis can improve the utility of synthetic seismograms

One of the strengths of modeling Earth's reflections throughout synthetic seismograms is the ability to precisely know the vertical location of reflection coefficients in the sedimentary column. This control on the position is due to the knowledge, prior to the generation of the synthetic, of the exact stratigraphical position of the physical property (ρ_b and/or v_p) boundaries susceptible to cause acoustic impedance variations and thus source wavelet reflections. On the other

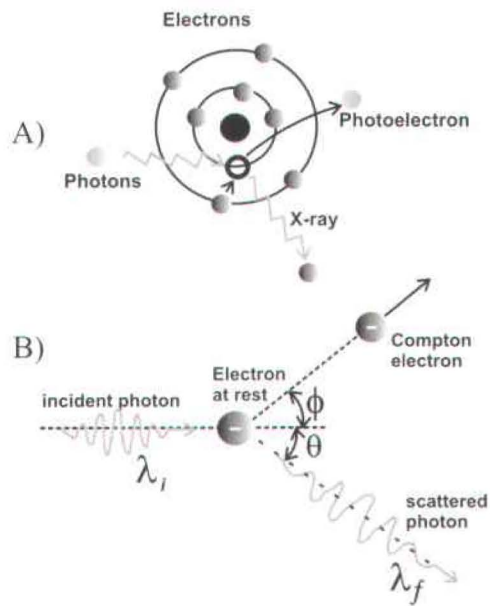


Figure 4.1. A) The photoelectric effect B) The Compton effect (modified from Moore, 2004).

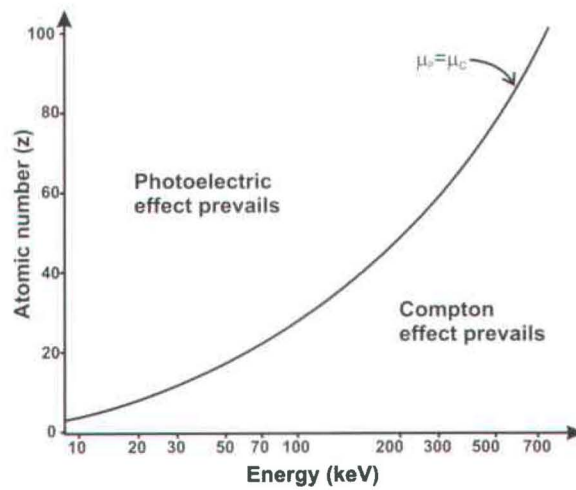


Figure 4.2. Plot showing the distribution of the photoelectric and the Compton effects as a function of the energy and the atomic number.

hand, one of the strengths of CT-scan analysis is its ability to define sedimentary structures within a deposit by the ultra-high resolution of its imagery, thus facilitating sedimentological interpretations (Duliu, 1999; Crémer et al., 2002). Correlations between CT-scan and seismic data are discussed in Duchesne et al. (to be submitted).

Some studies suggest that bulk density is closely related to CT-scan X-ray attenuation (Boespflug et al., 1994; Amos et al., 1996; Orsi and Anderson, 1999; Duchesne et al., (submitted to Engineering Geology)). Effectively, several authors presented very good correlations between CT-scan and gamma-ray density logs (Orsi et al., 1994; Orsi and Anderson, 1999). Even if X-ray attenuation is not only a function of the matter's density, this parameter appears to largely drive the morphology of CT-scan logs (Boespflug et al, 1994). CT-scan values and images are useful to define where changes in sedimentary structures are related to sediment density variations or vice versa. Because the extraction of density from CT-scan data is challenging, it has kept CT-scan data from being more widely used for density determination. However, CT-scan data are seen as good density proxies (St-Onge et al., 2004).

This paper intends to derive relative density profiles from CT-scan data based on the method proposed by Duchesne et al. (submitted to Engineering Geology) and to use these profiles to compute synthetic seismograms. Then, synthetics are correlated to very-high-resolution seismic traces collected at the coring sites. Finally, based on sedimentary structures observed on CT-scan images, relations between flow mechanisms responsible of the formations of the deposits and the genesis of seismic facies are established.

4.2 Materials

Three different sites located in two distinct sedimentary environments are used to test the correlation method; the Brandal Basin (Scotian Shelf, Canada) and lakes Cardiel (Patagonia, Argentina), and Lungern (Obwalden Valley, Switzerland). In

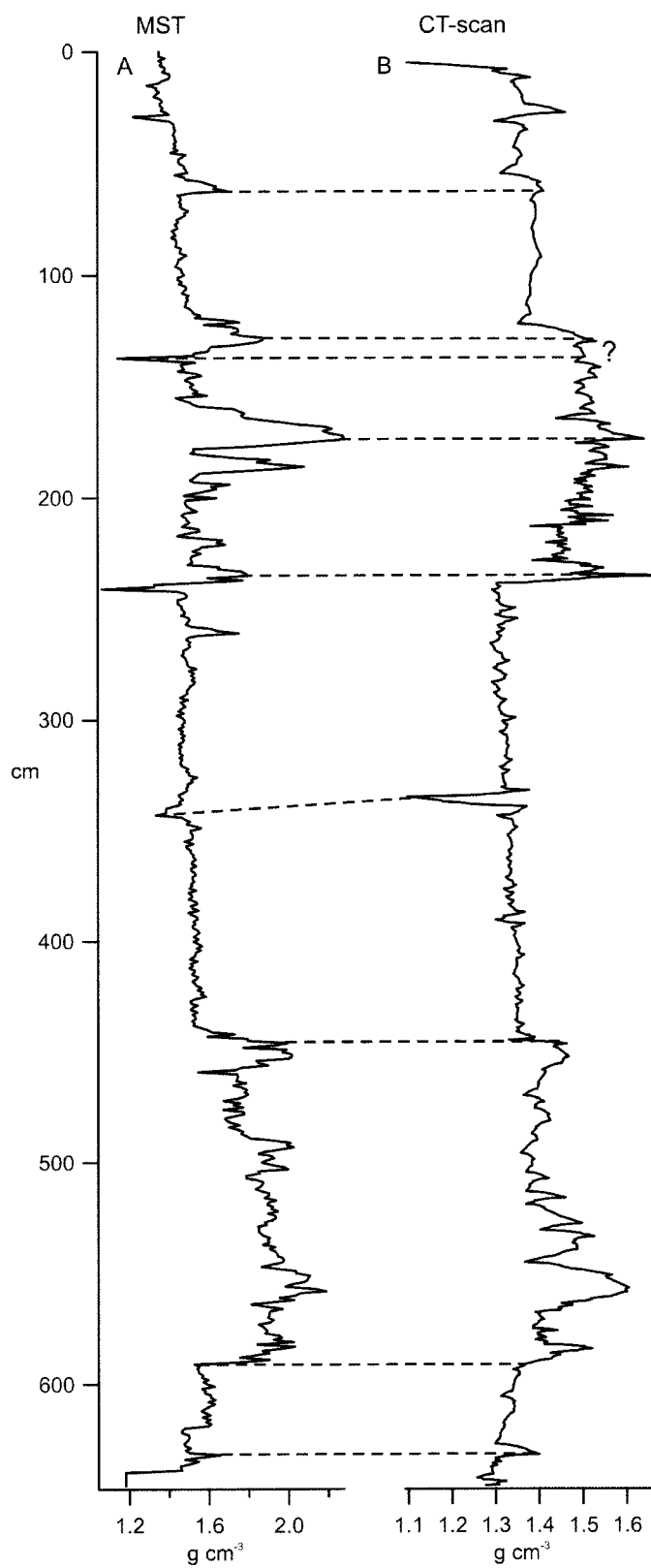


Figure 4.3. Example of correlations between MST bulk density (A) and CT-scan relative density (B) profiles obtained on a core collected in the Upper Saguenay Fjord Basin, Canada (unpublished data).

the Brandal Basin, two piston cores were collected. The two cores were raised 0.66 km apart and tied by a very-high-resolution 2-D single channel seismic profile (figure 4.4a). A long coring facility device was used to sample the subsurface. Core positioning has an accuracy within a range of 20 m (D. Piper, pers. com.). For Lake Cardiel, one Kullenberg piston core and subbottom profiler lines were collected (figure 4.4b; Gilli, 2003). The positioning accuracy of data sets is only 50 m because satellite signals were degraded for military purposes when the data were collected. Finally, for Lake Lungern, one Kullenberg piston core as well as a subbottom profiler line having a positioning accuracy of 1 to 2 m were acquired (figure 4.4c; Monecke et al., 2004). Core diameter is 10 cm for Brandal Basin cores and 6 cm for Lakes Cardiel and Lungern cores.

4.3 Methods

4.3.1 Seismic data acquisition

In the Brandal Basin, very-high-resolution 2-D single channel seismic data were collected by means of an Hunttec deep-towed system (DTS) (3.5 kHz, 500 J) (table 4.1). The Hunttec DTS has a dual mode source i.e. boomer and sparker. This sector was surveyed with the sparker mode at a tow depth of to ~100 m to penetrate the sandy seafloor. A Geoforce GF24/242Pi 7.3 m long 24 element single channel hydrophone array was towed behind the fish.

For lakes Cardiel and Lungern, subbottom profiles were collected by means of a GeoPulse transmitter pinger source (3.5 kHz, 300 J) (table 4.1). The system was surface towed, the source being mounted on a small steel-hulled catamaran which was pushed in front of a Zodiac Marc III boat. The source consists of a 4-element pinger which has a beam aperture of 55°. The receiver used was a 7.62 m long GeoPulse Model 5110A single channel streamer containing 20 elements.

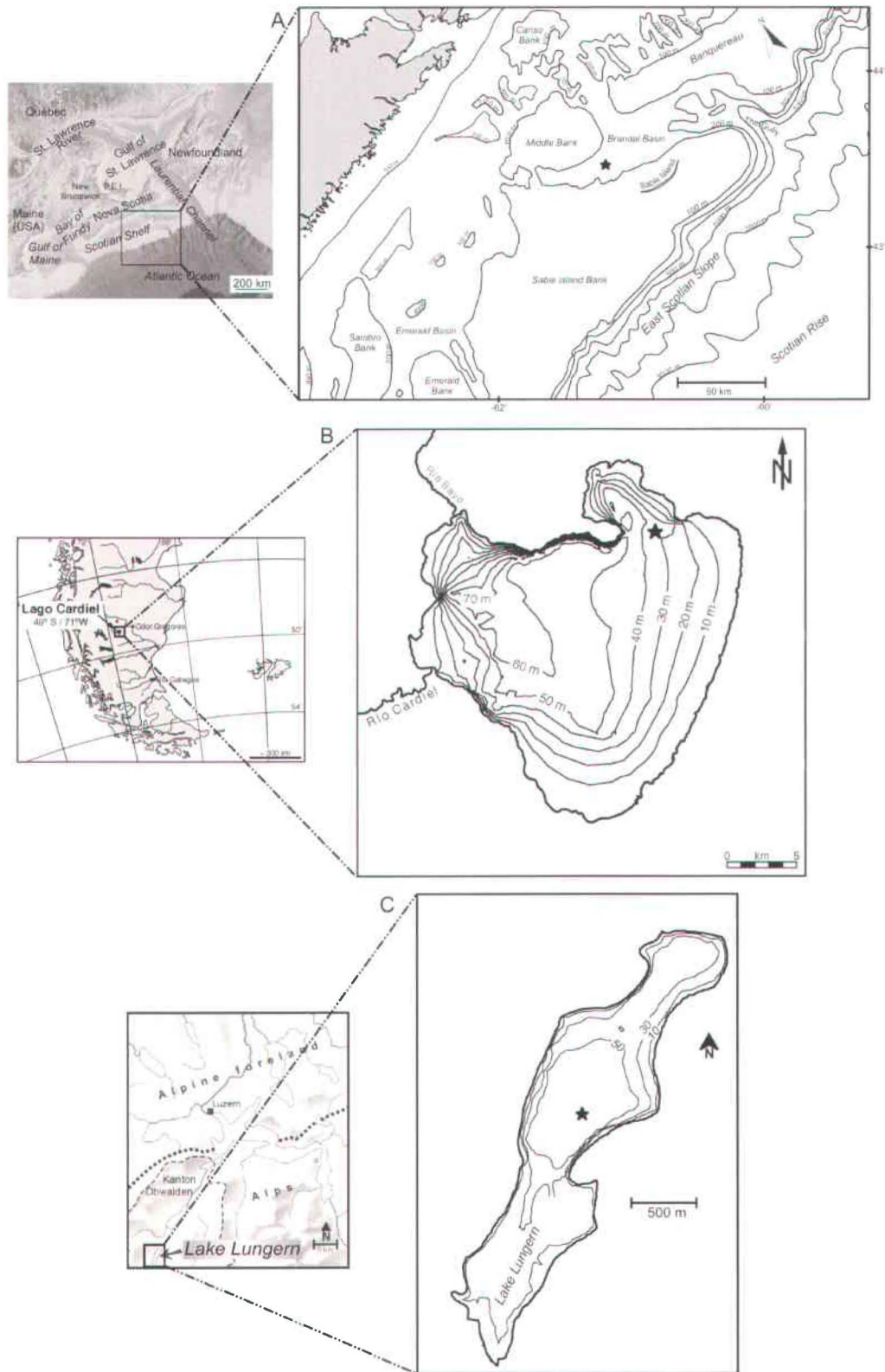


Figure 4.4. Location maps of the study areas. A) Brandel Basin, Scotian Shelf, Canada. B) Lake Cardiel, Patagonia, Argentina (modified from Gilli, 2003). C) Lake Lungern, Central Switzerland (modified from Monecke et al., 2004). Stars denote the approximate location of the coring sites.

Table 4.1. Seismic data characteristics.

Source	Sample interval (μ s)	Positioning accuracy (m)	Trace spacing (m)	Time-thickness resolved (ms)	Resolution (m)
Huntec DTS (sparker mode)	60	1 to 5	1.7	80	0.6
GeoPulse transmitter model 5430A (Lake Cardiel)	41	+/- 50	1.1	100	0.15
GeoPulse transmitter model 5430A (Lake Lungern)	41	1 to 2	1.3	65	0.15

4.3.2 Seismic data processing

Before the application of a standard processing algorithm, noise introduced in the Brandal Basin and Lake Cardiel data sets because of rough weather condition, encountered during acquisition had to be removed (Duchesne et al., to be submitted). A static shift was applied to remove the swell effect on the data. First, the seafloor was picked with horizon marker tool and then a smoothing operator was computed on the picked seafloor. To determine the static shift values to be applied for each trace, the difference between the picked seafloor and the smoothed seafloor was taken. Finally, for the Hunttec DTS profile, the streamer motion noise was filtered with a low cut filter.

The standard processing algorithm included five different steps. Firstly, a predictive deconvolution was applied on all traces to attenuate or remove secondary arrivals. After the data were bandpass filtered, a trace mixing operator was applied. Finally, an automatic gain control was applied on the entire length of the traces (Duchesne et al., to be submitted).

4.3.3 CT-scan data acquisition

All cores were analyzed with a third-generation Siemens Somatom Volume Access medical CT-scanner at the Multidisciplinary CT-scan Laboratory of Quebec, Canada. This CT-scan has a multiple radiation source (40 to 140 keV) and two brackets of 800 detectors having a 1 mm spacing. Because the scanning device is rail-mounted, it provides a constant positioning of the core section under the gantry, which avoids moving the core section during the scanning operation. For this study, 1 mm resolution longitudinal images (topograms) of the cores were collected. For topograms, 2-D mean linear X-ray attenuation coefficient pixel matrixes are obtained by averaging coefficient values for a pixel over the total thickness of the core.

4.3.4 CT-scan data processing

For each core, a continuous CT-scan imagery was built by merging all core section matrixes to a single new matrix. Then, CT-scan intensity spectra were acquired from the cores images and obtained by computing a CT-scan intensity mean value on a 10 pixel width. The choice of taking this pixel width to calculate the mean was made to avoid the integration of a smaller number of coefficients caused by boundary effects, since cores are thinner near their edges. Because of the rapid fluctuations of the CT-scan intensity and the noisy character of the spectra, all spectra were smoothed with a Daubechies wavelet transform (figure 4.5). In a wavelet transform, the scaling parameter can be slid over the original signal, using windows of various sizes so that local information is not lost (Graps, 1995). For natural signals like the expression of a sedimentary deposit on CT-scan data, frequency components cover a large bandwidth that goes from low to very-high frequencies (Boespflug et al., 1995). In a wavelet transform, scaling functions allow the large bandwidth of natural signals to be dealt with (Burke Hubbard, 1995). A more complete discussion on the application of wavelet transforms for CT-scan data processing is available in Duchesne et al. (to be submitted).

4.3.5 Characterization of the CT-scan facies heterogeneity

The heterogeneity of the CT-scan expression of each seismic facies was determined by its histogram. The broader the histogram is, the more heterogeneous the facies. The heterogeneity of Hounsfield Unit (*HU*) distribution is related to the variability of the physical properties of the facies. Physical properties affecting CT-scan response other than the density, the effective atomic number and the thickness of the matter, can include the porosity, water and gas content (Moore, 2004; St-Onge et al., in press). To better characterize the heterogeneity, the histogram of each facies was compared to its theoretical Gaussian distribution modeled according to the following equation:

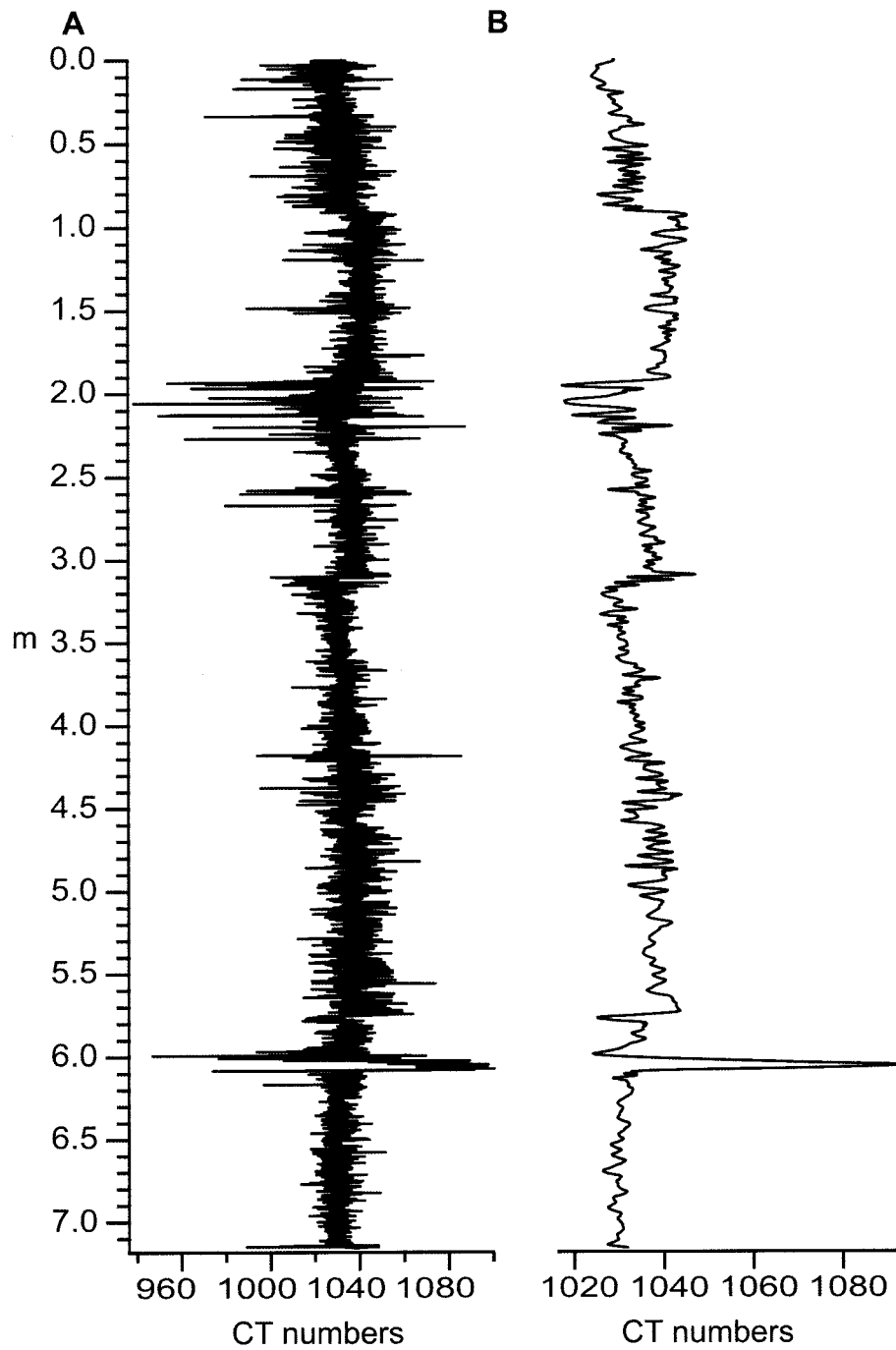


Figure 4.5. A) Raw and B) wavelet-smoothed CT-scan profiles of core 2001043-44 (Brandal Basin, Canada).

$$f(x)=y_0+A\exp\left[-\left(\frac{x-x_0}{p_w}\right)^2\right] \quad (4.5)$$

where y_0 is a coefficient setting the baseline of the peak, A the amplitude of the Gaussian distribution, x_0 is the peak position along the abscissa and p_w the width of the Gaussian distribution. To set variables x_0 and A , (x,y) , coordinates of the facies distribution mean were used, while p_w corresponded to the standard deviation of the facies distribution.

4.3.6 Source wavelets

To obtain a better fit between synthetics and the seismic trace, it is preferable to convolve the reflection coefficient series with the wavelet used for the seismic acquisition. This wavelet can be obtained either by taking the acoustic signature of the source, by using a theoretical wavelet or by extracting the wavelet from the seismic trace itself. Unfortunately, no single-element hydrophone was available to record the acoustic signature of the sources and thus source wavelets had to be extracted from the seismic data (figure 4.6). The Huntec DTS source wavelet was extracted from the seismic data by taking the inverse of the spiking deconvolution operator (Yilmaz, 2001; Mosher, pers. comm., 2004). The waveform of the Geopulse source wavelet was extracted from the first arrival of the seismic data, and then pulse length and amplitude were rearranged according to the parameters of the source wavelet. No spiking deconvolution operator could be applied to the Geopulse subbottom profiler data because of the complex nature of the signal (Mosher and Simpkin, 1999).

4.3.7 P-wave velocity measurements

P-wave velocity measurements were taken with Geotek's Multi-Sensor-Core-logger (MST). On the MST, P-wave velocities are measured from two horizontal piezoelectric transducers (Weber et al. 1997; Zolitschka et al., 2001). Velocity

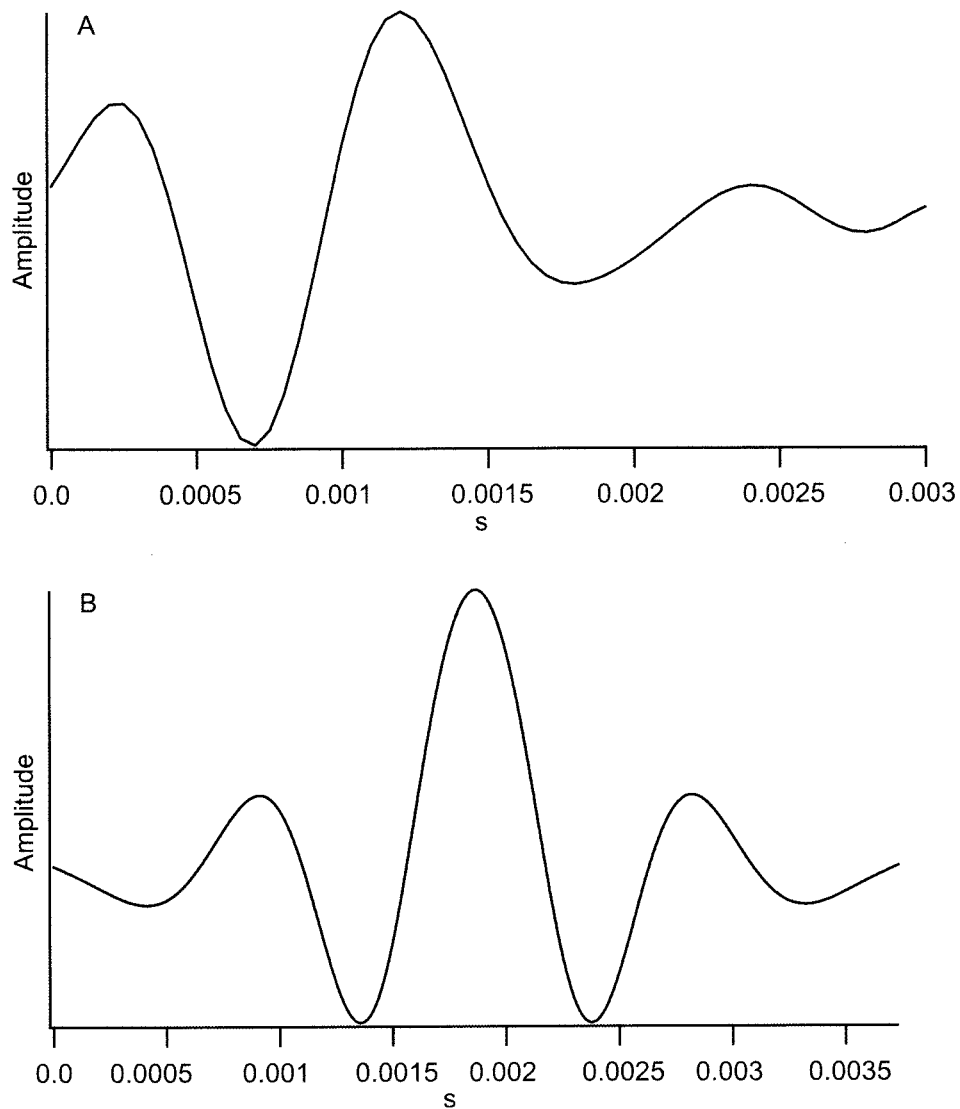


Figure 4.6. Source wavelets extracted from the seismic data. A) Hunttec DTS (sparker mode) and B) GeoPulse Transmitter Model 5430 A.

measurements were taken each cm for the Brandal Basin cores and every 0.5 cm for lakes Cardiel and Lungern cores (figure 4.7).

4.3.8 Extraction of relative density from CT-scan data

Because the sampling frequency of the CT-scan profiles are, depending of the cores, between half an order and one order of magnitude greater than P-wave velocity measurements, a running average was applied on the CT-scan profiles. This down-sampling method was needed for the further computing of the reflection coefficient series.

On most of third- and fourth-generation CT-scanners, such as the one used, the calculation of HU values were removed from topogram algorithms to lighten the work of computer processors, contributing to gains in image acquisition speed (Diagne, pers. comm., 2002). Generally, the attenuation intensity scale displayed by the topogram is a linear combination of the attenuation values and of various filter functions, which allow reconstruction of the image (Sembritzki, pers. comm., 2004). For medical purposes, topograms are mainly used to position the area of study on patients prior the acquisition of cross-section images. Thus, CT numbers obtained on topograms are relative X-ray linear attenuation coefficients and they had to be converted to HU prior obtaining relative density values. To do so, the method proposed in Duchesne et al. (submitted to Engineering Geology) was used. HU values were calculated by rearranging the terms of Beer's law (4) to obtain the linear attenuation coefficient (μ_a) such that

$$\mu_a = \frac{1}{x} \ln \frac{I_0}{I} \quad (4.7)$$

Then, μ values of topograms were converted to HU by

$$HU = \left(\frac{\mu_a}{\mu_{water}} \right) \times 1000 \quad (4.8)$$

in which μ_{water} is the linear attenuation coefficient of the water. After being corrected for the photoelectric effect (Duchesne et al., submitted to Engineering Geology), relative density values ($\rho_{relative}$) were extracted with

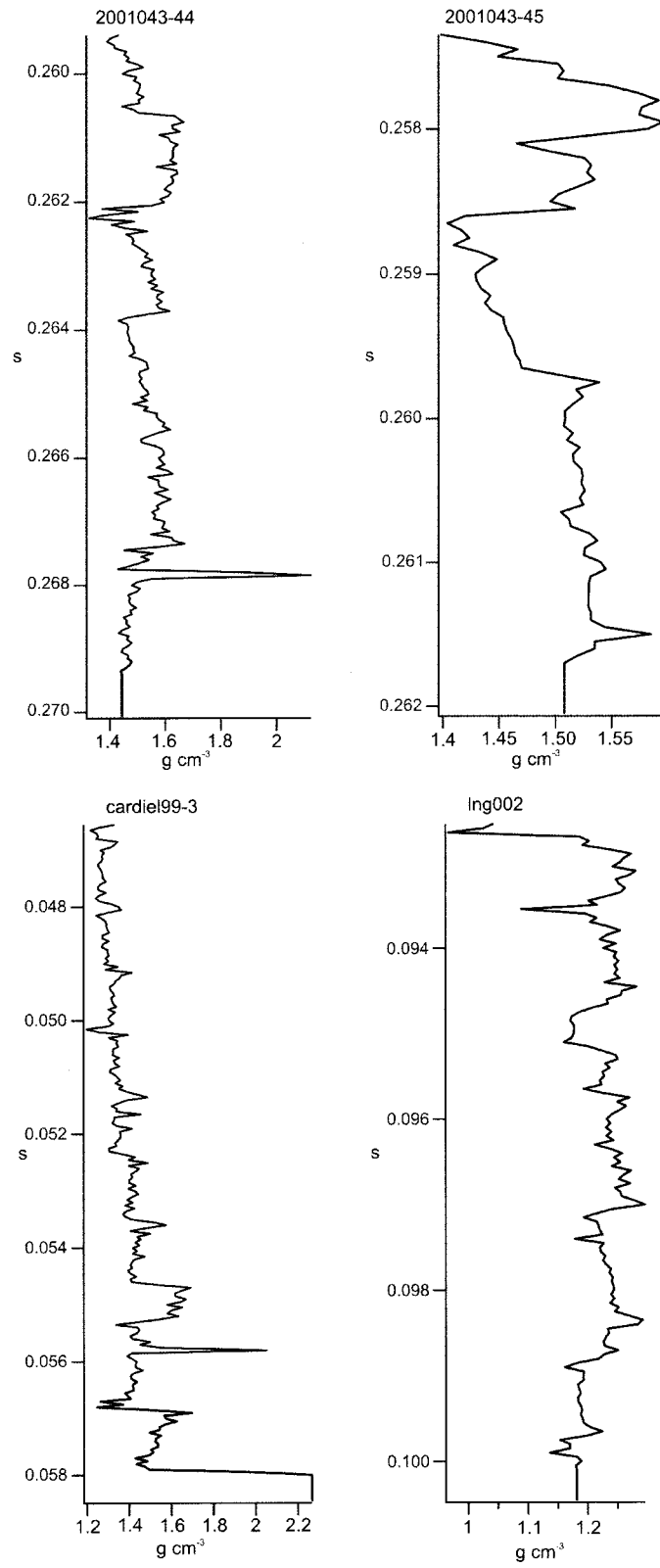


Figure 4.7. Density profiles used to calculate reflection coefficient series.

$$\rho_{relative} = \left(\frac{HU_{photoelectric}}{1000} \right) + 1 \quad (4.9)$$

where $HU_{photoelectric}$ is the HU value corrected for the photoelectric effect (figure 4.8).

4.3.9 Synthetic seismograms generation

Synthetic seismograms were computed according to (4.3). Reflection coefficient series were obtained with (4.2) by using the relative density profiles extracted from CT-scan data with the method described above (Duchesne et al., submitted). Once the synthetics were generated they were compared with their corresponding seismic trace in the module SynPAK of the Kingdom Suite Interpretation Software Package. To match the synthetic with the seismic trace, the data were bulk shifted, stretched and squeezed according to an interval velocity function calculated from a time/depth chart. Correlations between reflections of the synthetics and reflections of the traces were made visually.

4.4 Results

4.4.1 Brandal Basin

Seismic facies

The seismic section at the coring site 2001043-044 portrays a series of high to medium amplitude oblique-parallel reflections from 261 to 273 ms (table 4.2; figure 4.9a). Spacing between high amplitude reflections is greater near the top of the section. The deeper seismic facies is constituted by low amplitude sub-parallel reflections. The seismic section of coring site 2001043-45 illustrates higher horizontally parallel reflections up to 3.5 ms below the seafloor that overlie a ~14 ms thick homogeneous and massive low amplitude seismic facies (table 4.2;

figure 4.10a). Close to the base of the section, the amplitude of the reflections increases and the morphology of the reflectors is irregular.

CT-scan facies

CT-scan imagery of core 2001043-044 illustrates a sequence of CT-scan facies having contrasting intensities (table 4.2; figure 4.9b). Even if the facies present important relative density contrasts, they all have a massive appearance on the imagery (figures 4.8 and 4.9b). The coarse image texture reveals the sandy nature of the material comprising this core. For sections presenting higher CT-scan intensities, granule to pebble size particles are observed. Some coarser particles are not in contact. The shallower portion of this core displays lower intensities and image texture is smoother. Facies 1 and 2 present an heterogeneous character; low and high CT-

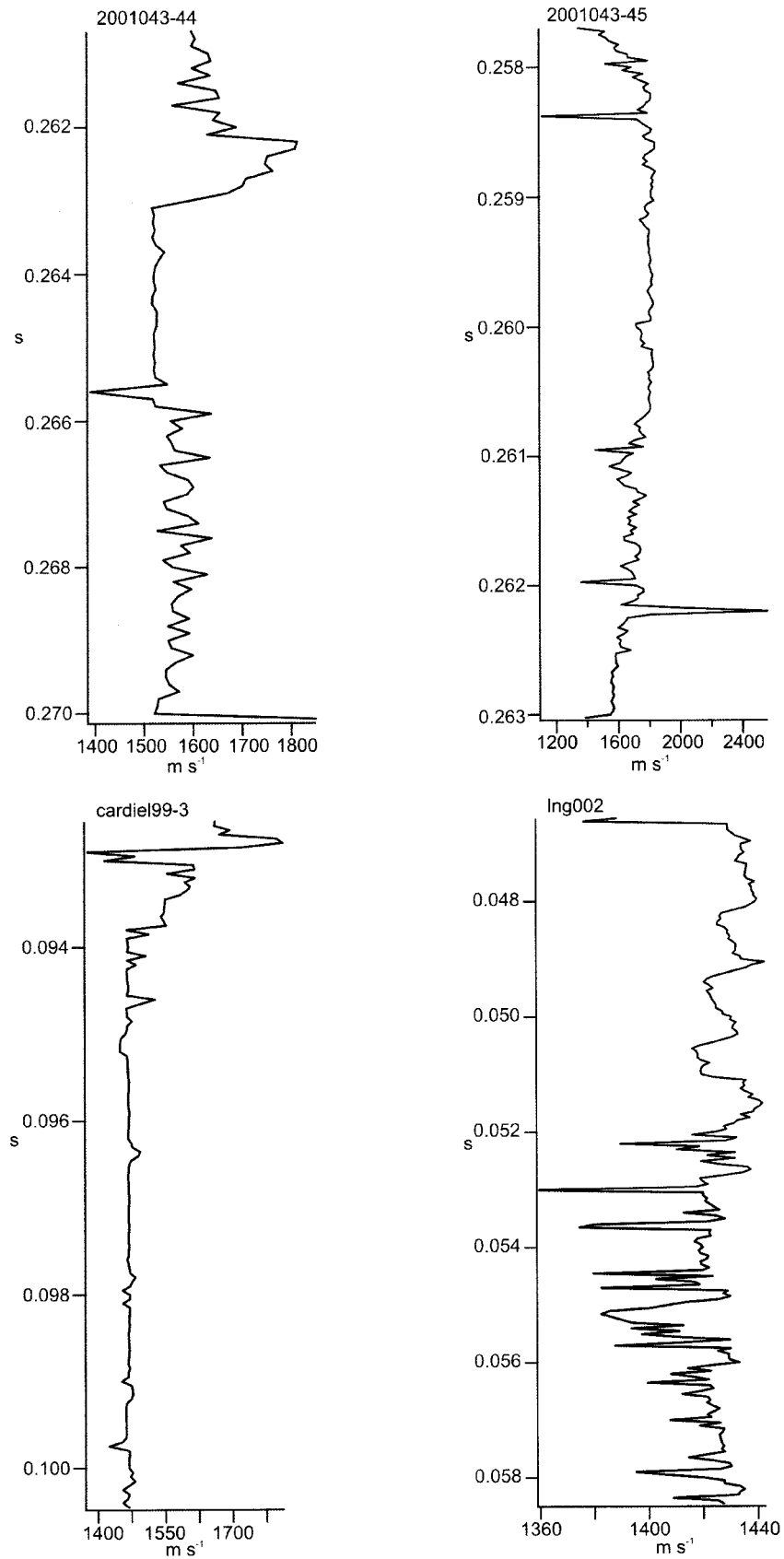


Figure 4.8. P-wave profiles used to calculate reflection coefficient series.

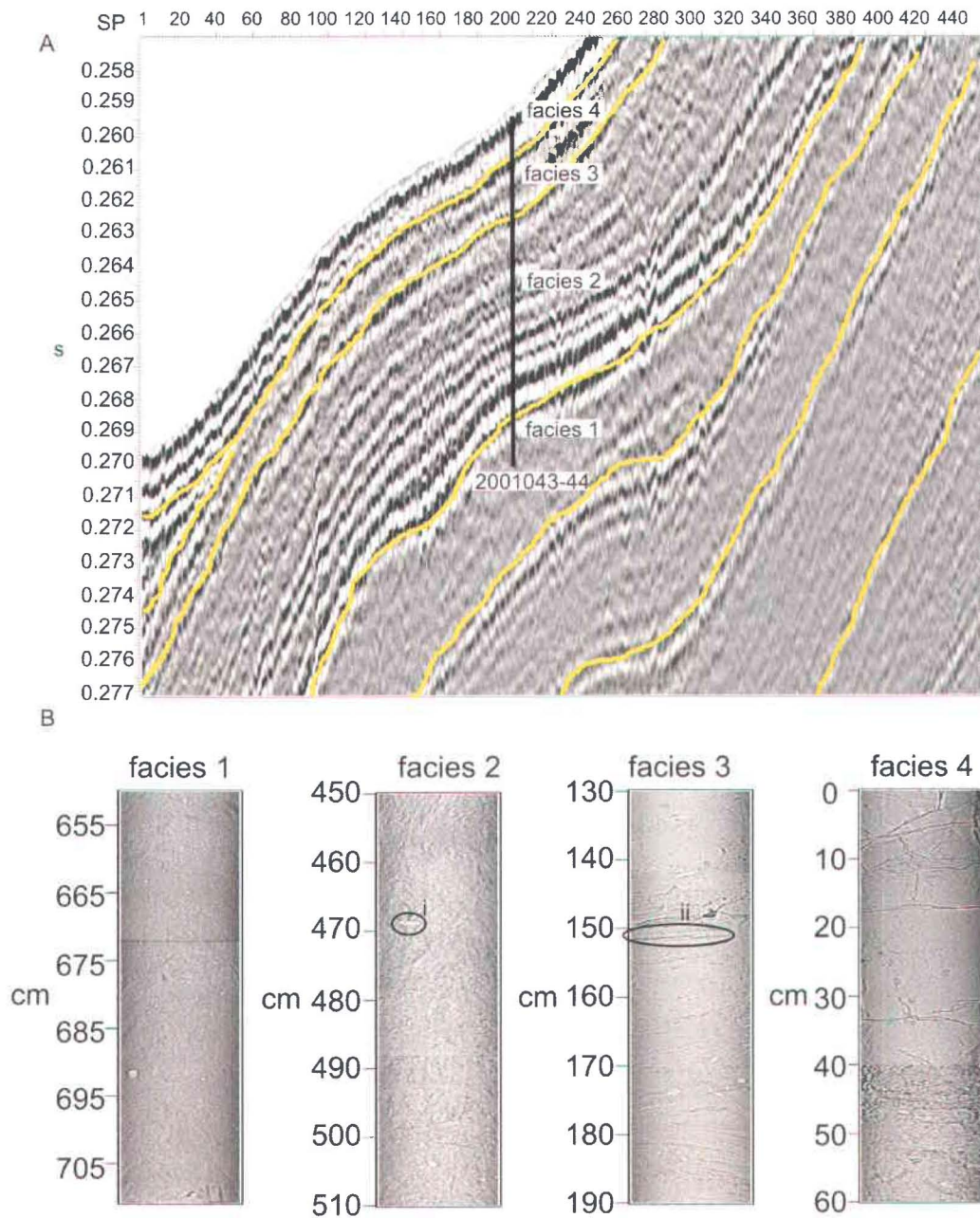


Figure 4.9. A) Seismic section of coring site 2001043-44. B) CT-scan images corresponding to the different seismic facies of the seismic section. i) and ii) respectively denotes the presence of a shell fragment and a lamination.

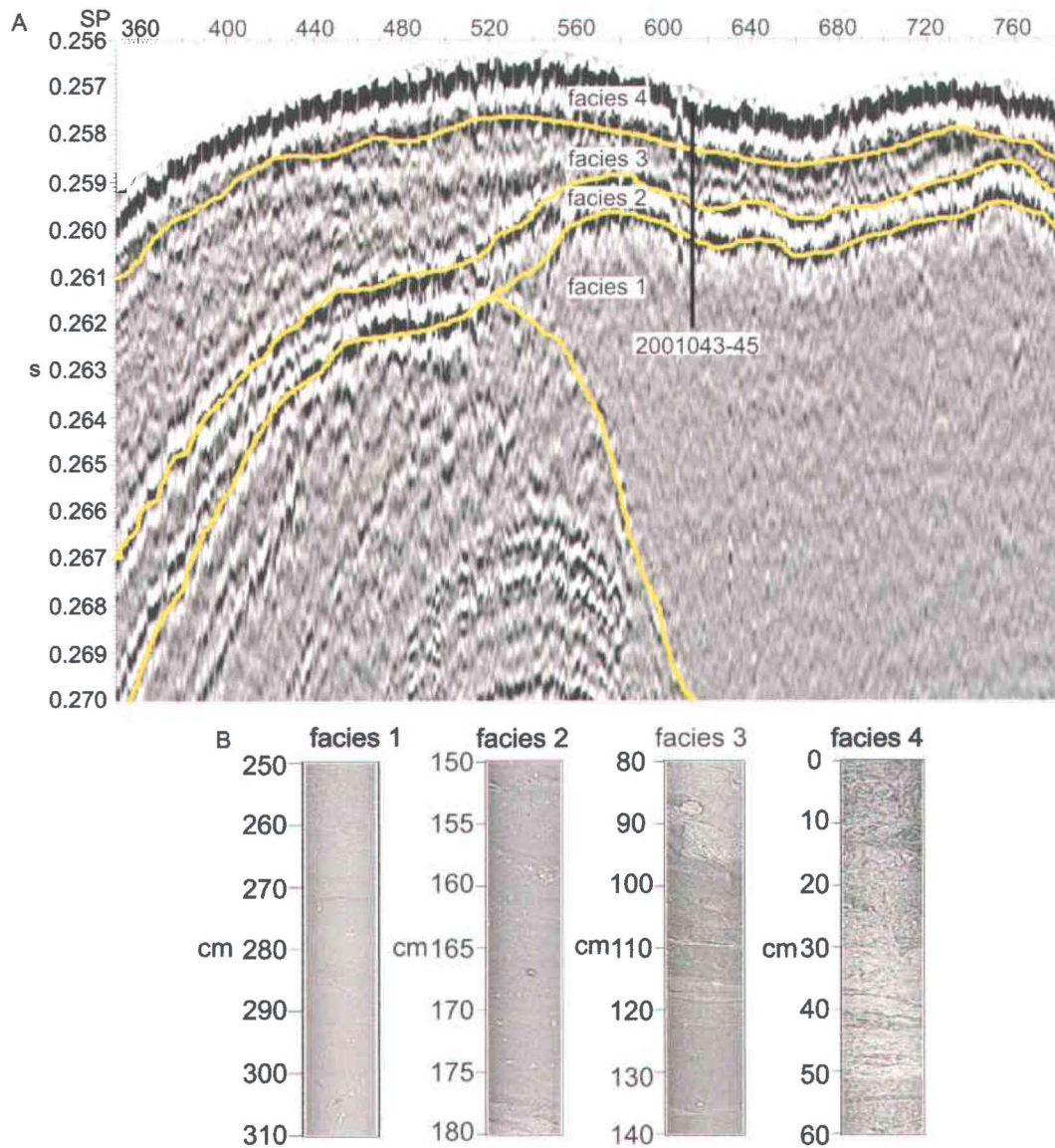


Figure 4.10. A) Seismic section of coring site 2001043-45. B) CT-scan images corresponding the different seismic facies of the seismic section.

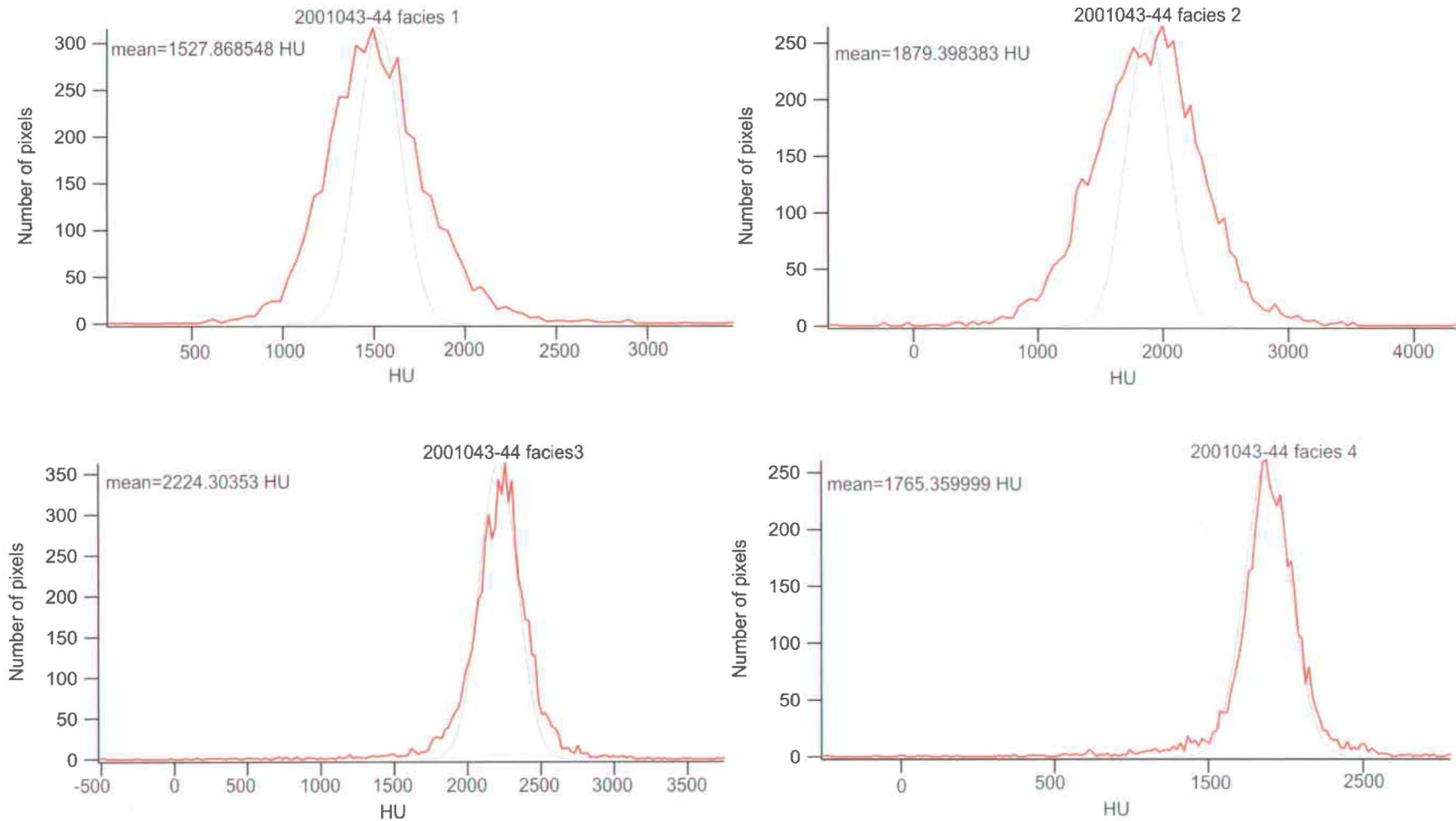


Figure 4.11. Histograms of core 2001043-44 CT-scan facies.

scan intensities being almost equally over-represented compared to the theoretical Gaussian distribution (figure 4.10). Concerning facies 3 and 4, they show a more homogeneous distribution and mean *HU* values are considerably higher than facies 1 and 2.

Core 2001043-045 image shows different features, as the material in all but the top of the core is composed of mud (table 4.2; figure 4.11b). Entire shells and shell debris also appear on the image. Several granule-size clasts floating in the fine-grained material are also present. A clear break is visible on the image around 96 cm where intensities pass abruptly from low to high. This sharp passage corresponds to a scour surface above which the material is poorly sorted and contains shells and shell debris as well as very coarse size particles. This facies is also slightly bioturbated. In this core, facies 1 and 2 have almost an homogeneous distribution while higher *HU* values are slightly in excess (figure 4.12). Finally, facies 3 and 4 are illustrated by more heterogeneous distributions.

Synthetic seismograms

The synthetic seismogram shows a very good tie with reflectors located at coring site 2001043-44 even if reflections of the synthetics are not always in phase with the reflections of the profile (figure 4.13). For coring site 2001043-45, the synthetic is well correlated and in phase with the reflections (figure 4.14). Both synthetics show higher amplitudes than their respective seismic sections.

4.4.2 Lake Cardiel

Seismic facies

In the seismic reflection profile, at a depth corresponding to near the deepest point of core cardiel99-3, high amplitude reflections are observed (table 4.2; figure 4.15a). These reflections have an undulating morphology and drape an interval of

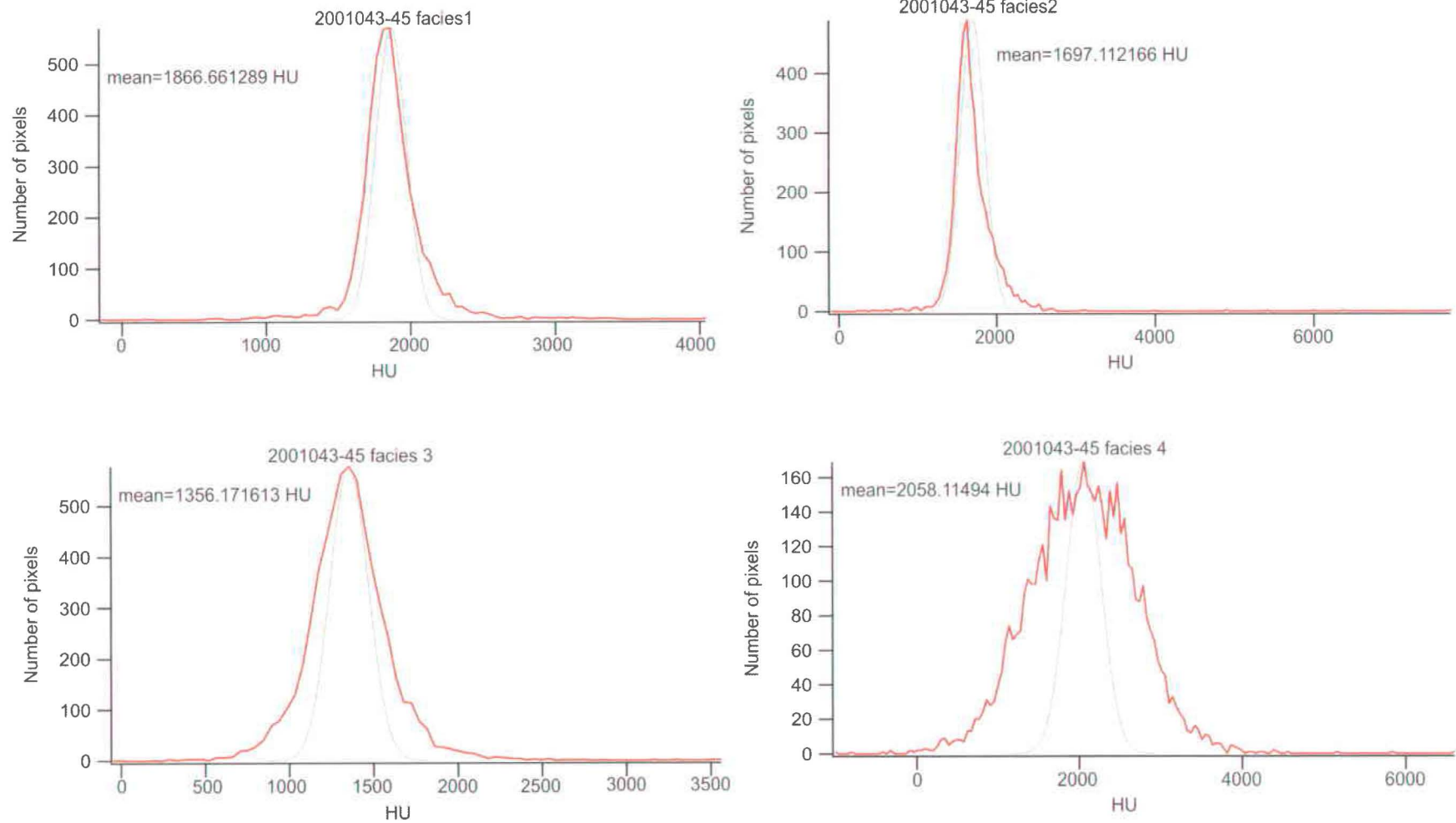


Figure 4.12. Histograms of core 2001043-45 CT-scan facies.

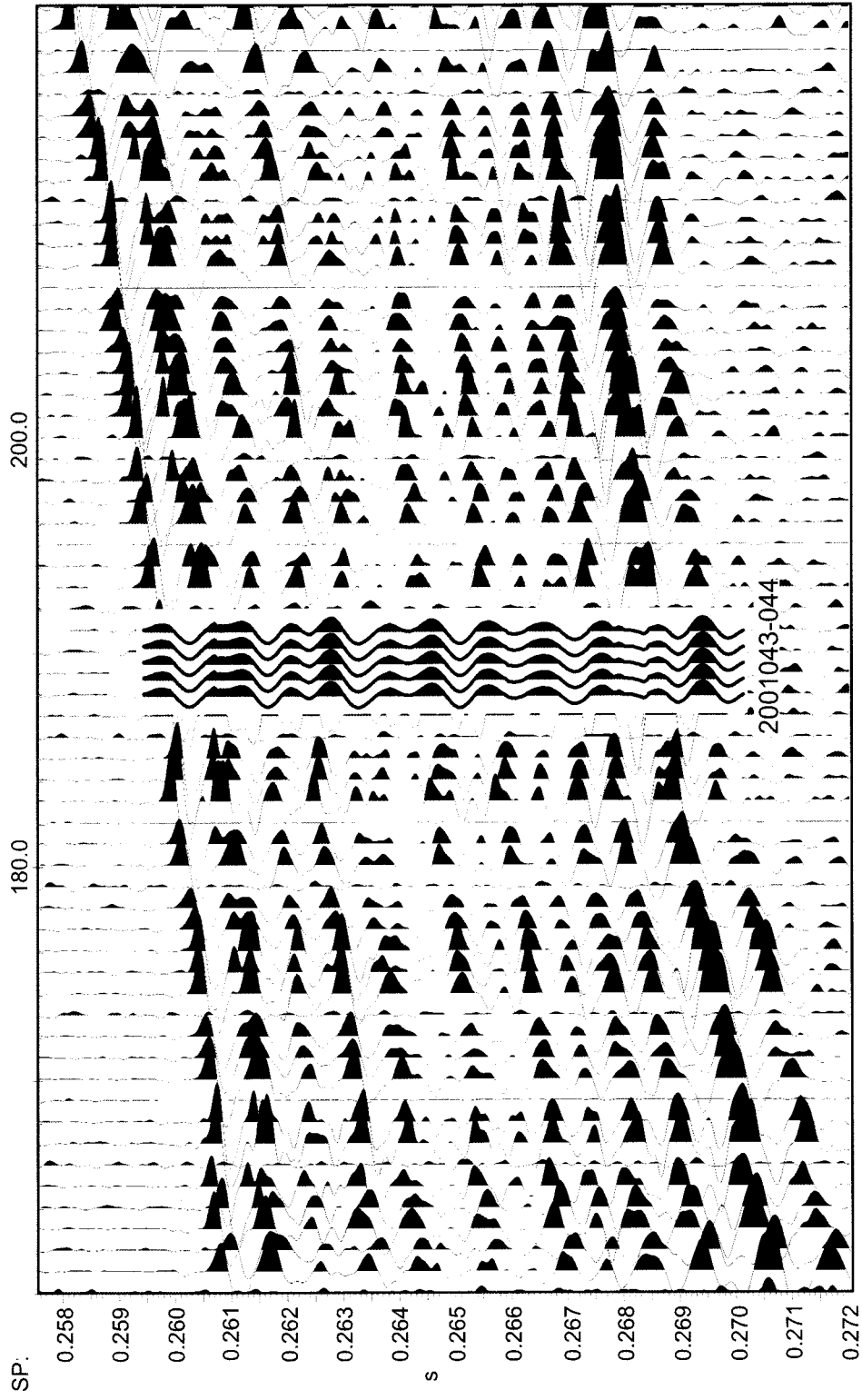


Figure 4.13. Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site 2001043-44.

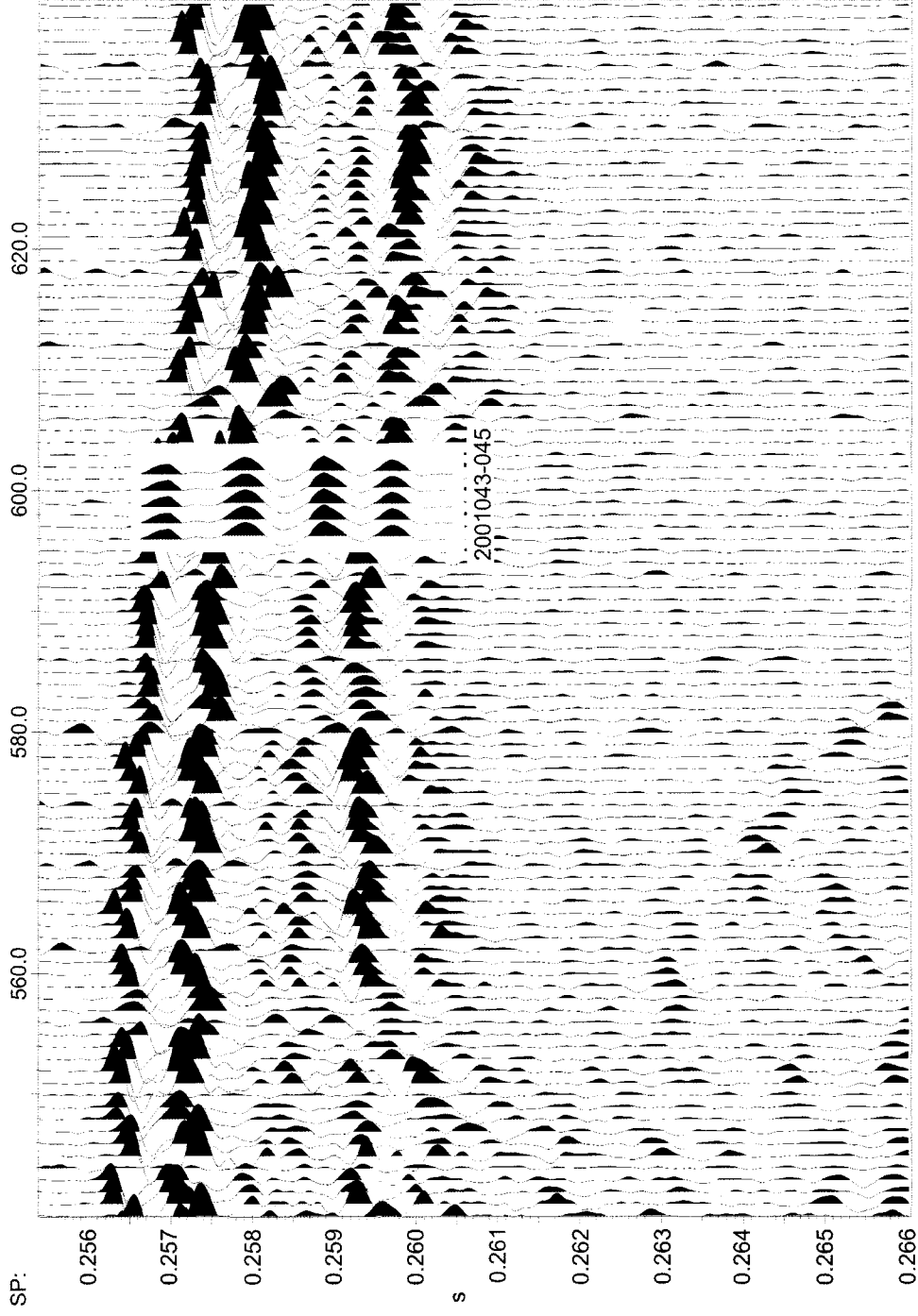


Figure 4.14. Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site 2001043-45.

irregular high amplitude reflections. The next facies also consists of undulating reflections, but of lower amplitude, and passes from a sub-layered to a layered appearance. The upper boundary of this facies corresponds to a high amplitude wavy reflection. This facies is overlain by a similar series of reflections; i.e. a succession of wavy medium amplitude reflections with amplitudes increasing toward the top of the facies. The upper limit of the facies is very sharp and overlies a small interval of irregular reflections. The following facies shows the same layered appearance as the previous seismic facies, with a thickness of 4.6 ms, but this time layering has an irregular aspect. From the base to the top of the facies, reflection amplitude increases. Near the lake floor, the layered character gradually disappears and reflections become more contorted as amplitudes increase.

CT-scan facies

CT-scan imagery is dominated by horizontal laminations (table 4.2; figure 4.15b). These laminations have higher CT-scan intensities in the deeper part of the core. Bioturbation traces are evident near the base and the top of the core. Most of the fractures illustrated on the images are oriented parallel to the lamination plane. A few granule to coarse sand particles, floating in the fine-grained laminations, are observed on the total length of the core. This facies displays an homogeneous appearance (figure 4.16). The low HU mean of facies 4 is due to the presence of voids (figure 4.16).

Synthetic seismogram

The synthetic presents acoustic impedance contrasts corresponding to the reflections of the seismic profile (figure 4.17). However, some events on the synthetic are phase shifted compared to their corresponding reflections on the profile. Also, some amplitudes of the synthetics are either too high or too low compared to their seismic trace counterparts.

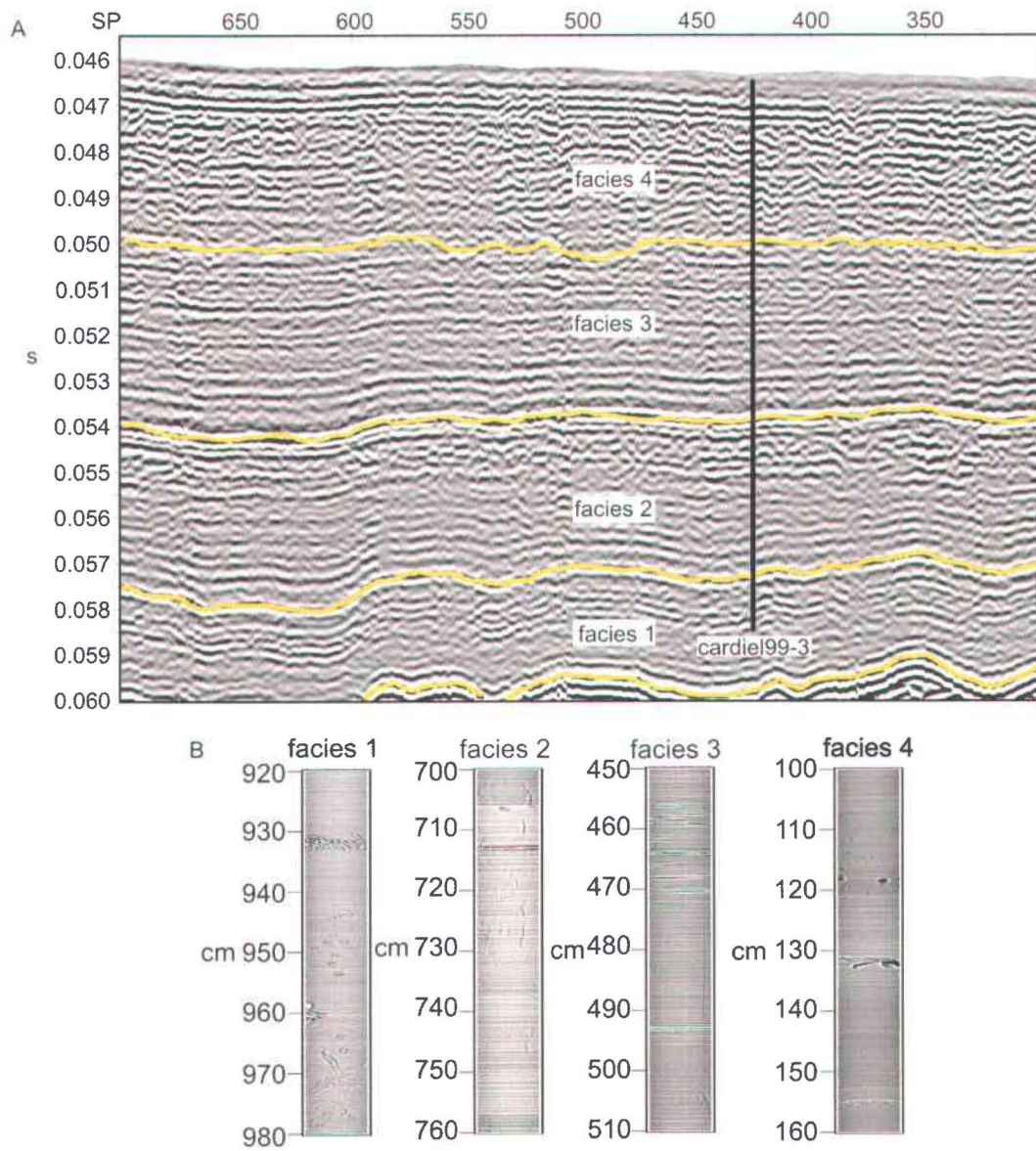


Figure 4.15. A) Subbottom profiler section of coring site cardiel99-3. B) CT-scan images corresponding to the different seismic facies of the subbottom profiler section.

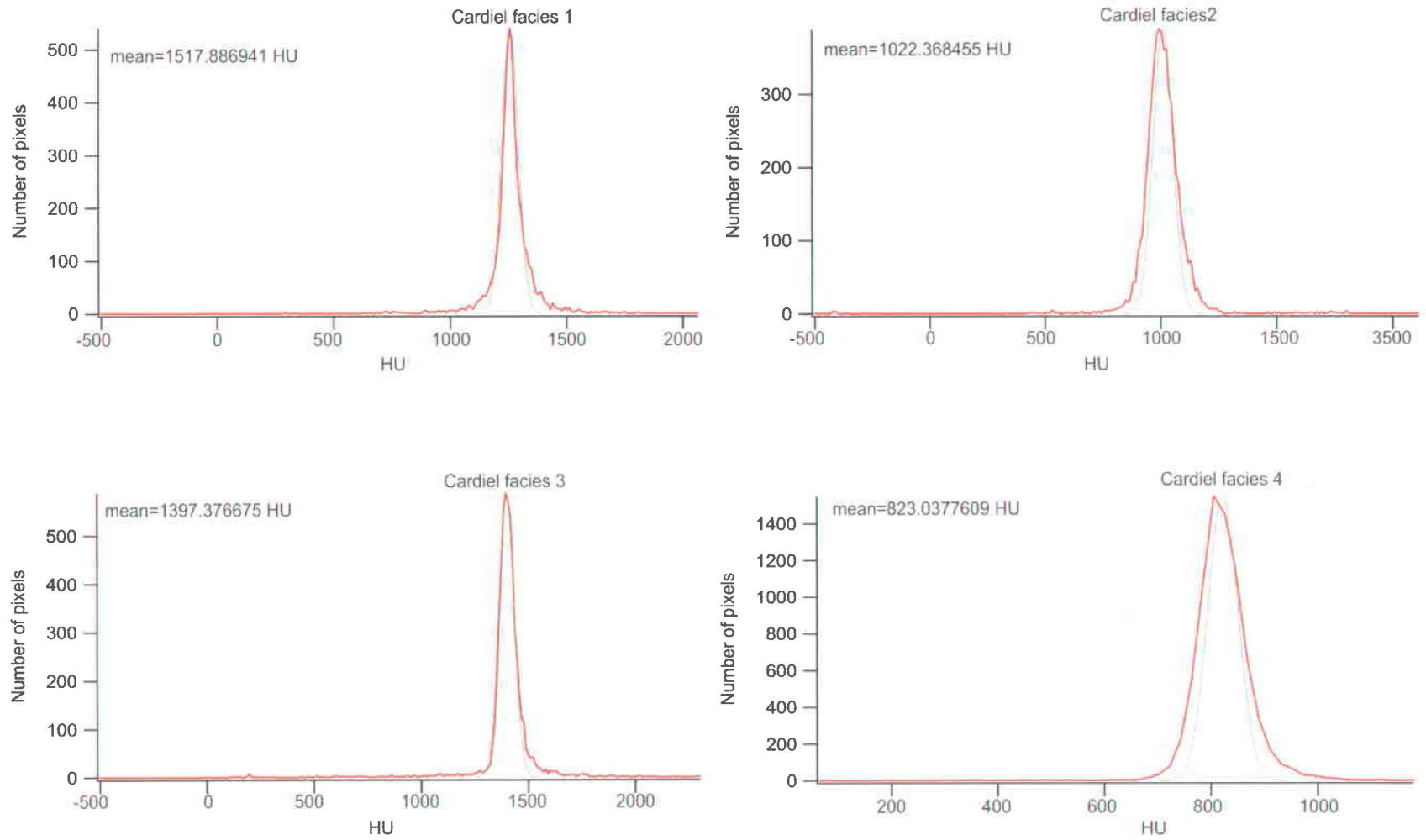


Figure 4.16. Histograms of core cardiel99-3 CT-scan facies.

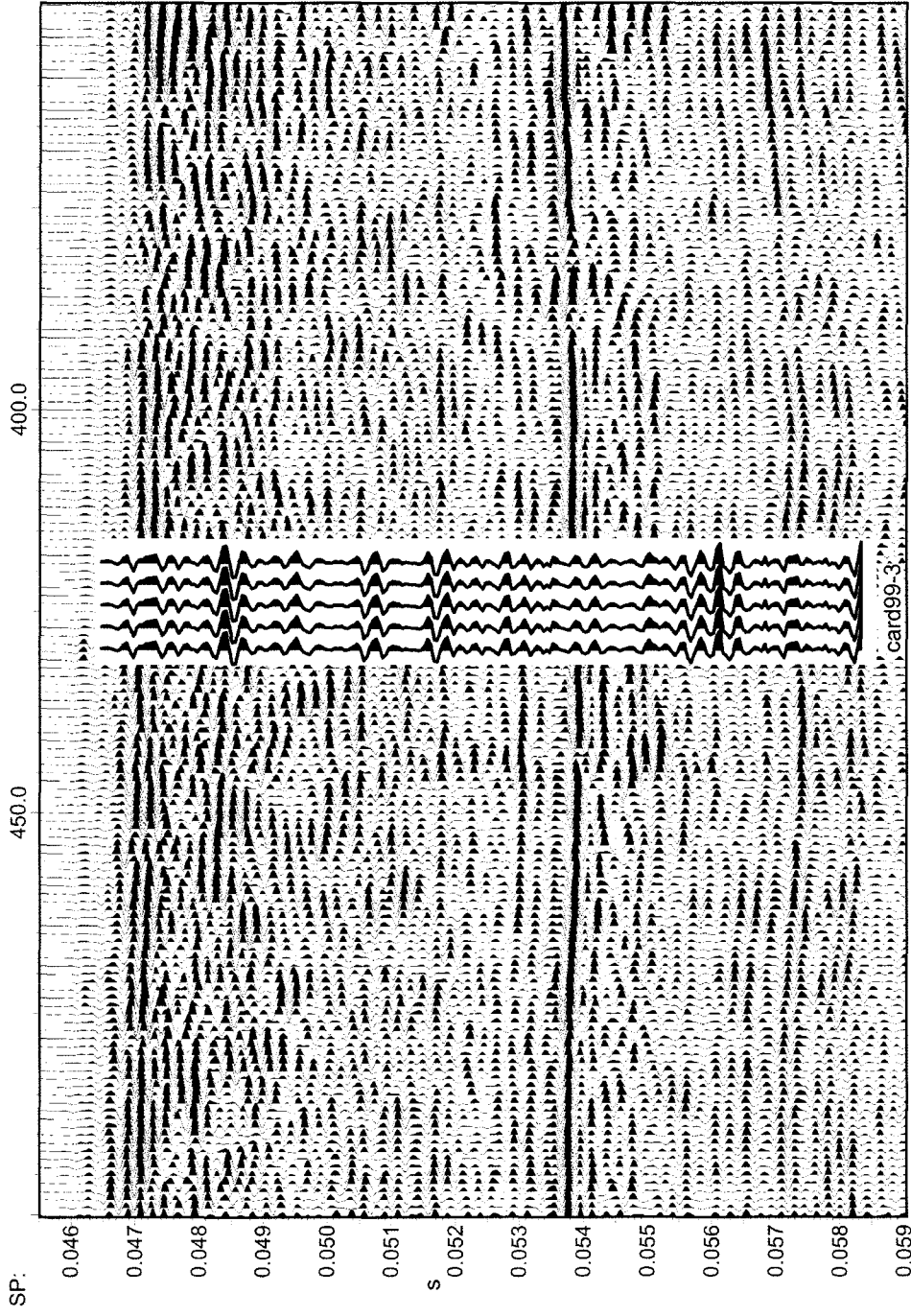


Figure 4.17. Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site cardie|99-3.

4.4.3 Lake Lungern

Seismic facies

The deepest seismic facies is illustrated by highly reflective disturbed layers (table 4.2; figure 4.18a). Some of the reflections within this facies, pinch out or onlap. Some minor faults are also present in this facies. The overlying facies is composed of irregular to chaotic reflectors of low amplitude and has a contrasting character compared to the underlying seismic facies. The next overlying facies represents a transition section formed by high-amplitude diffraction hyperboles which gradually pass laterally to parallel undulating reflections near the southwest end of the profile. Finally, the shallowest facies has a well stratified aspect showing an alternation of high- and medium-amplitude reflections which have a sub-horizontal morphology.

CT-scan facies

The CT-scan imagery of this core is dominated by fractures and pore spaces resulting from gas expansion, which interferes with the laminated structures (table 4.2; figure 4.18b) (Abegg and Anderson, 1997; Lowrie et al., 2000; Gorgas et al., 2003). CT-scan intensity ranges from low to medium and fractures are distributed regardless of the orientation of the sedimentary structures. Some sections of the core (e.g. from 4.5 to 4.17 m and from 0.5 to 0.4 m) are less fractured. In these sections, horizontal laminations are clearly discernable and some layers have a 10° dip. Between 0.5 to 0.4 m, CT-scan imagery also displays a discontinuity between horizontally laminated structures and planar cross laminations. The important heterogeneity of the CT-scan facies is mainly due to the presence of voids (fractures and pore spaces) and the compaction of sediments surrounding pore spaces following gas expansion (figure 4.19).

Synthetic seismogram

Ties between the synthetic and seismic data are satisfactory (figure 4.20). Most of synthetic and seismic events are in phase and amplitudes of both traces show good fit. However some events located in the deeper part of the core are missing on the seismic data.

4.4 Genetical interpretation of the seismic facies

Brandal Basin

Seismic facies observed at 2001043-44 coring site are interpreted as separate phases of sand transport (table 4.2). Seismic facies 1 to 4 are bordered by high amplitude reflections representing the progradation of sand sheets. On the CT-scan imagery all four facies have a massive appearance. The fact that they possess the same acoustic signature as the Sable Island sand and gravel (King and Fader, 1986), suggests that they are probably the equivalent of this sand.

Approximately 16 km SW from the coring station, on the slope of the Sable Island Bank facing the Brandal Basin steep of 1.4° , King (2001) has interpreted a series of similar reflections as the expression of separate phases of sand transport. Seismic-reflections observed at coring site 2001043-44 lying on a slope steep of 1.3° , present the same clinoform pattern as the reflections documented by King (2001). The progradation of sand sheets can be induced by several mechanisms. Grain flows are unlikely to occur because of the inclination of the slope is far less than the critical angle of repose for sandy material (Bromhead, 1986). At this depth tidal currents are greatly attenuated and they do not influence coarse-grained sediment transport and deposition (Ramming and Zowalik, 1980). The progradation of the sand sheets might have been controlled by the failure of sand layers as they reached the edge of the slope. However, once they avalanched

down the slope, it is possible that the sand layers were reworked by currents. Rodriguez and Anderson (2004) ascribed a contourite origin for sand sheets

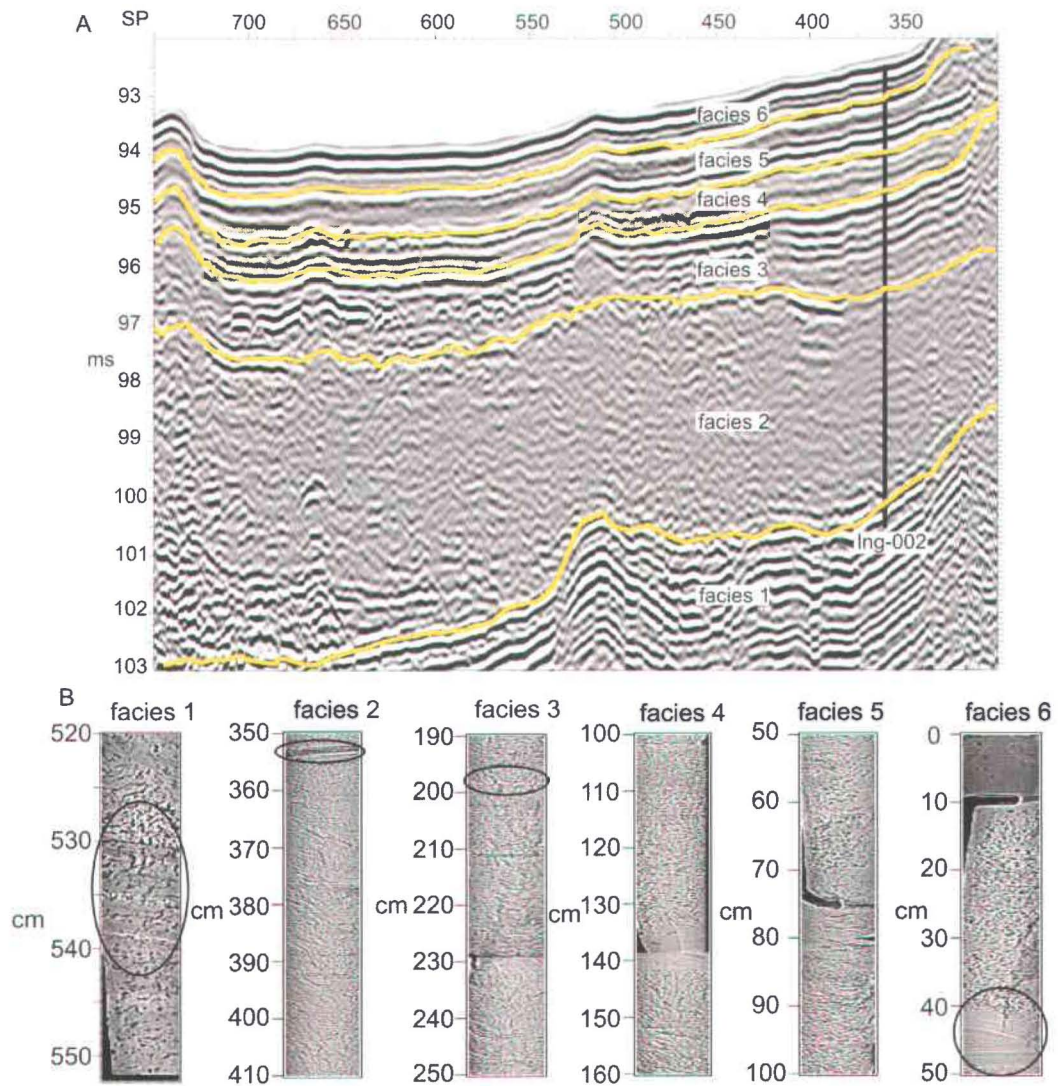


Figure 4.18. A) Subbottom profiler section of coring site lng002. B) CT-scan images corresponding to the different seismic facies of the subbottom profiler section. Some of the laminations observed are circled.

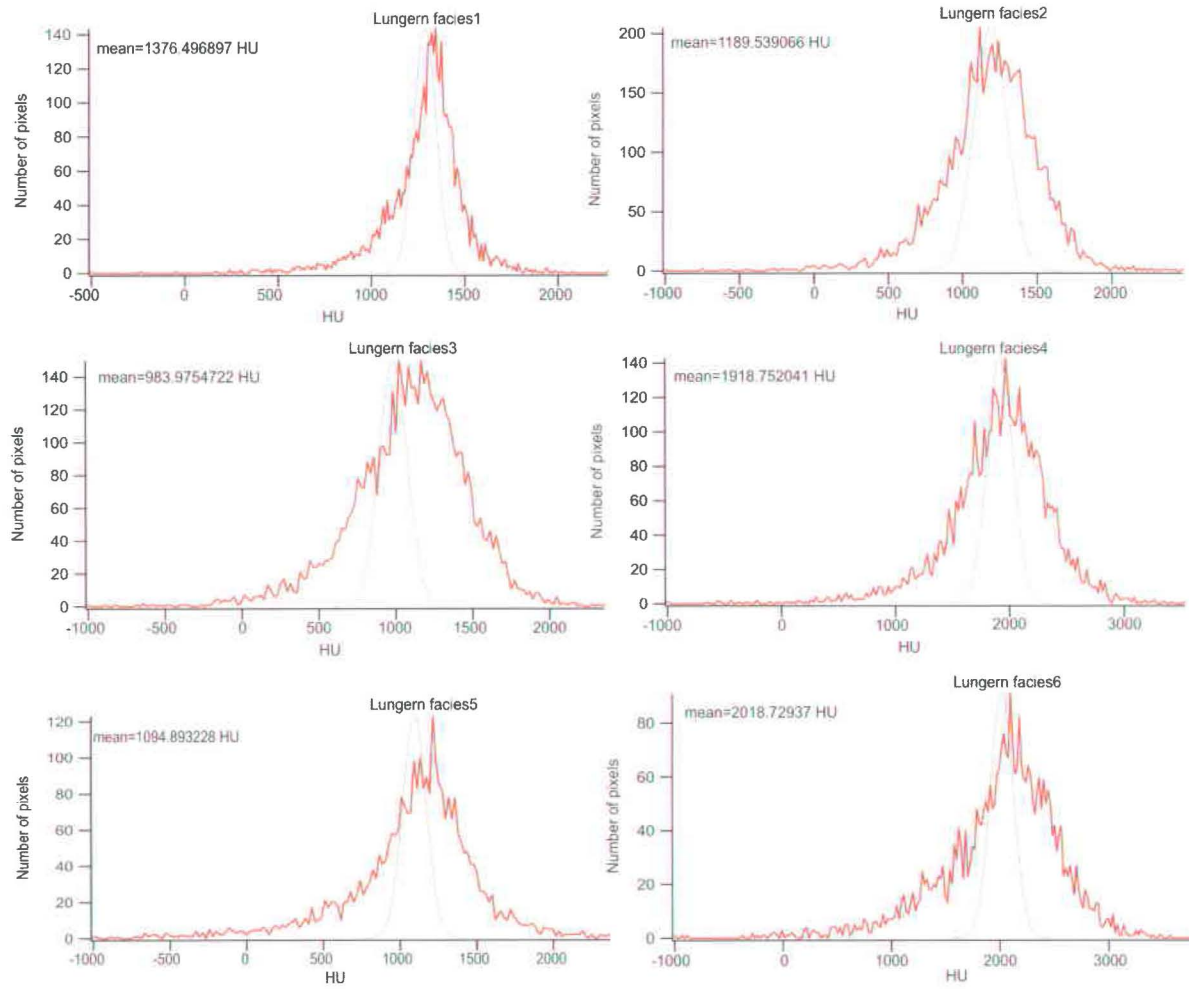


Figure 4.19. Histograms of core lng002 CT-scan facies.

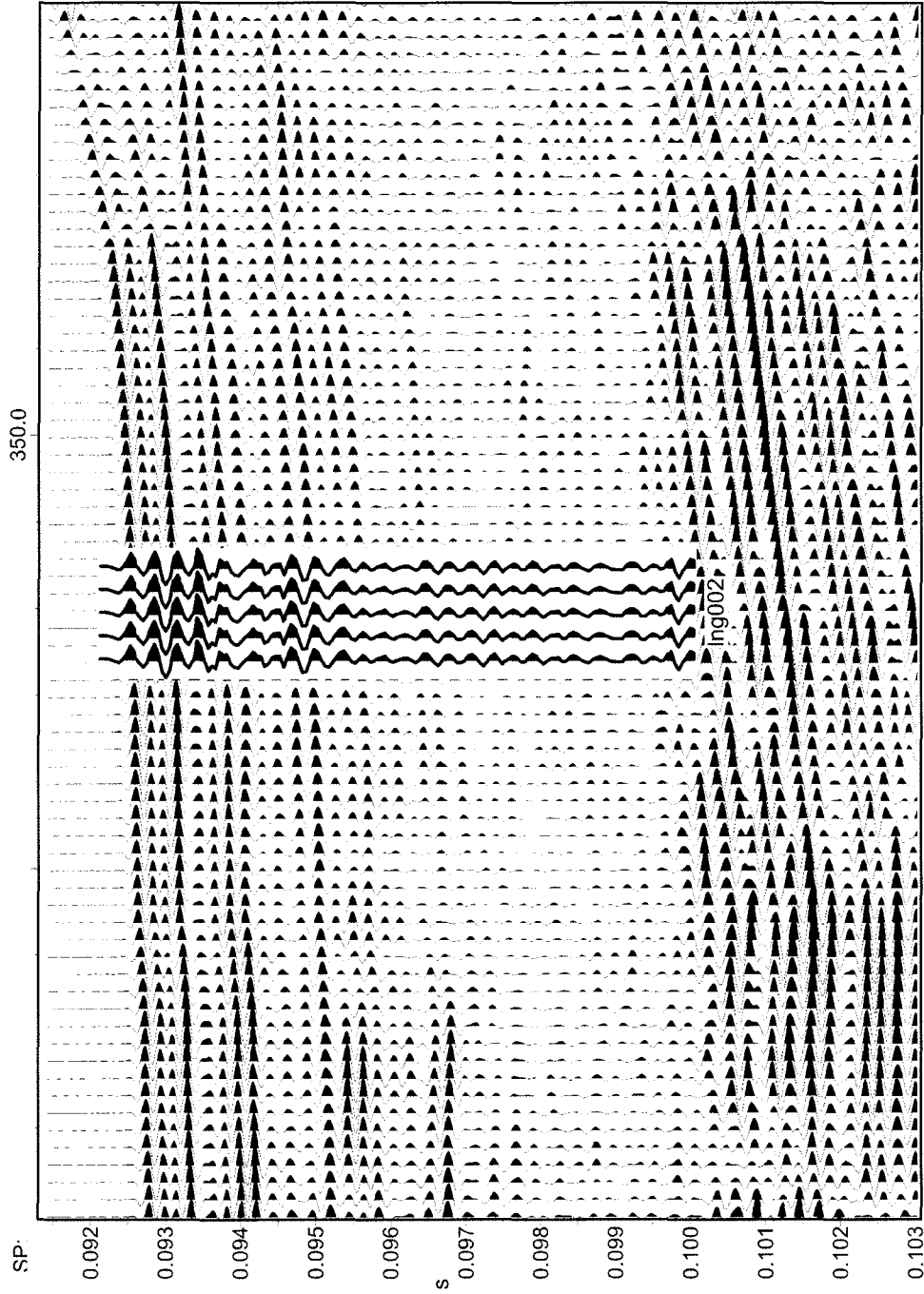


Figure 4.20. Synthetic seismogram combined on the seismic section of coring site Ing002.

Table 4.2. Seismic and CT-scan facies description and interpretation.

Coring site	Seismic Facies	Seismic facies description	Seismic facies interpretation	CT-scan facies description	CT-scan facies interpretation
2001043-44	1	Low amplitude, transparent, pseudo-chaotic	Sand avalanche	Succession of massive layers	Progradation of sand sheets
	2	High amplitude, layered	Sand avalanche	Massive, succession of massive layers	Progradation of sand sheets
	3	High amplitude, layered	Sand avalanche	Matrix-supported structures/shear bands	Progradation of a sand sheet
	4	High amplitude, layered	Sand avalanche	Low intensity, Massive, fractured	Progradation of a sand sheet
2001043-45	1	Low amplitude, transparent	suspension	low intensity, matrix-supported structures	Plume fallout and ice-rafted debris
	2	High amplitude, draping	Sheet-like deposition	Low intensity, Matrix-supported and pseudo layered structures	Plume fallout and ice-rafted debris
	3	Low amplitude, wavy	Sheet-like deposition	Medium intensity, shear bands, convoluted, matrix-supported	Plume fallout and ice-rafted debris
	4	High amplitude, condensed section	Sand avalanche	High intensity, massive	Progradation of a sand sheet
Cardiel99-3	1	Low to medium amplitude draping reflections	Rythmites	Low intensity, horizontally laminated structures, bioturbated, recrystallisation	Fine-grained rythmites, suspension
	2	Low amplitude draping reflectors becoming contorted near the facies top	Rythmites and slumps	Alternation of low and high intensity horizontally laminated structures	Rythmites, suspension, high density flows
	3	Medium amplitude reflections, horizontally layered and incised	Eroded Rythmites	Alternation of low and medium intensity horizontal laminations	Rythmites, suspension, wave reworking
	4	High amplitude contorted reflections	Eroded Rythmites	Low intensity horizontal laminations	Rythmites, wave reworking
Lng-002	1	High amplitude contorted reflections	slumps	Low to medium intensity pseudo-layered (low angle inclination), holes and cracks	Gassy sediments, laminated disturbed deposits
	2	Low amplitude chaotic reflections	Debris flow	Low intensity, massive, fractured	Gassy sediments, highly disturbed sediments
	3	Low to high amplitude undulating reflectors	Slumps	Low intensity, massive, fractures	Gassy sediments, disturbed rythmites
	4	Medium amplitude undulating reflectors	Slumps	Low intensity, massive, fractured	Gassy sediments/Slumps ?
	5	High amplitude horizontally layered reflectors	High density flows	Low intensity, massive, holes, fractures	Gassy sediments High density flows?
	6	High amplitude horizontally layered reflectors	High density flows	Low to medium intensity, holes, fractures, disturbed, horizontal laminations, cross-planar laminations	High density flows

observed offshore Antarctica, in water depths ranging from 200 to 1300 m. These authors also noted that it is difficult to differentiate bottom-current deposits from other types of deposits that are reworked by bottom currents.

This part of the Scotian Shelf lies in 200 m water depth but little is known about bottom current circulation in the Brandal Basin. However, a cross-shelf velocity simulation profile located in the Gully, approximately 75 km SE from the study area, indicates that velocity at 200 m of water depth ranges from 0 to 5 cm s⁻¹ (Hannah et al., 2001). These velocities are considered to be insufficient to rework sandy sediments (Fredse and Deigaard, 1994). Nevertheless, storm-generated bottom currents are sufficient to transport and rework coarse-grained sediments in several hundreds of water depth (Michels et al., 2003). Hill and Bowen (1983) also documented sand down to 500 m of water depth off the Emerald Basin and the Western Bank slopes on the Nova Scotian continental margin. They ascribed the presence of this sand to the occurrence of storms that generated bottom current which had velocities that were sufficient to transport medium sand across the shelfbreak. Kontopoulos and Piper (1982) also observed sand on the Scotian Shelf in water depths of 200 m. They attribute the presence of sand at these depths to storms. The sand described by these authors were interpreted as being deposited by suspension fallout. This mechanism results in the formation of graded-sand deposits whereas the one documented on the CT-scan imagery of core 2001043-44 is massive (Kontopoulos and Piper, 1982). Consequently, this process has to be rejected to explain the structureless appearance of the sand.

The scenario preferred to explain the massive character of the sand contains two phases. First, storm-generated bottom currents cause the sand to avalanche down the slope. Then, storm driven currents winnowed sufficiently to avoid the sand from continuing to avalanche down slope but insufficiently to permit the deposition of mud layers. This scenario also favors very little discrimination of depositional units on CT-scan data because of the lack of density contrasts in the sand beds.

The transparency of seismic facies 1 at coring site 2001043-45 refers to the absence of acoustic impedance contrast of this facies (table 4.2). The seismic facies 2 presents a strong acoustic impedance contrast. On the CT-scan imagery, seismic facies 1 and 2 display the same matrix-supported signature. These facies both have the same seismostratigraphic and lithostratigraphic characteristics as the facies B of the Emerald silt (King and Fader, 1986). The matrix-supported structures probably refer to ice-rafted clasts contained within the silt. King and Fader (1986) suggested that the facies B of the Emerald silt was the result of a plume fallout and the sedimentation of ice-rafting debris in a proglacial environment. Shells and shell fragments observed on the CT-scan imagery are a common *in situ* characteristic of the Emerald silt (King and Fader, 1986). A 20 cm thick higher intensity layer delimitates seismic facies 1 and 2. The CT-scan imagery shows that it includes an erosive contact suggesting the erosion surface left by the action of storm-driven bottom currents. This layer might be correlated to a siltier interval of the Emerald silt related to a more vigorous discharge of subglacial meltwater. The wavy aspect of seismic facies 3 implies sheet-like deposition (Sangree and Widmier, 1979). Sedimentary structures shown by the CT-scan shows coarse-grained particles floating in a muddy matrix included in a succession of low intensity contrast laminations. The wavy character of the reflections and the structures illustrated on the CT-scan images, propose the deposition of surface plume and ice-rafted debris. This process is similar to the one proposed by the acoustic facies model of Piper et al. (1983) in which the suspension fallout is the probable dominant process leading to a conformable acoustic style. Seismic facies 4 of core 2001043-45 is correlated with seismic facies 4 of core 2001043-44 and possibly corresponds to Sable Island sand and gravel, explaining the strong acoustic impedance contrast between seismic facies 3 and 4 (King and Fader, 1986).

Lake Cardiel

Seismic facies documented in Lake Cardiel are dominated by horizontally layered reflections responding to the rhythmic character of the sediments deposited in this lacustrine environment mostly deposited by suspension sedimentation mechanisms (table 4.2) (Gilli et al., 2001). CT-scan interpretations match most of the seismic interpretations (table 4.2). The four different seismic facies correspond to sequences IV to I of Gilli (2003). The incised character of facies 3 and the contorted character of facies 4 is attributed to reworking of the sediments by waves in the shallower part of the lake (Gilli, 2003).

Lake Lungern

Because of the presence of fractures and small holes interfering with sedimentary structures in core lng-002, it is more difficult to correlate the CT-scan imagery with the seismic section (table 4.2). However, horizontally laminated structures exist and are observed on the CT-scan imagery. Holes present in the core sediments are an "in situ" character of the deposit related to the expansion gas bubbles in the deposit's pore system. Higher intensity aureoles located around the holes demonstrate the compaction of the surrounding sediments as gas expanded (Abegg and Anderson, 1997; Lowrie et al., 2000; Gorgas et al., 2003). Most of the fractures are aligned horizontally and result from the decompaction of these gas-charged sediments which followed the layering of the deposit. The presence of gas is supported by the observation of several gas chimneys on the Lake Lungern seismic profile (not displayed on figure 4.18).

Seismic facies of Lake Lungern suggest that the calm basin sedimentation was disturbed by catastrophic sedimentation episodes (facies 1 to 4) (table 4.2). The observation of high intensity horizontal laminations throughout seismic facies 1 to 4 suggests the sedimentation of high-density flow pulses. Facies 2 and 3 are interpreted by Monecke et al. (2004) as a slump deposit triggered by a $M_s=6.2$

earthquake. On top of the slump deposit, major turbidites are inferred by Monecke et al. (2004). These turbidites are due to anthropogenic annual lake level variations (up to 40 m) leading to an intense shore reworking and thus highly increased sedimentation rates. This interpretation is supported by the alternation of high and low intensity layers displayed on the CT-scan imagery being part of seismic facies 5 and 6 (table 4.2).

4.5 Discussion

4.5.1 Effects of the source wavelet and piston core sampling on the accuracy of ties

The fidelity of the source wavelet modeling is directly related to the level of satisfaction of the ties between synthetics and seismic traces. The convolution of a realistic source wavelet with the transfer functions being the reflection coefficient series created synthetics that were similar to the seismic traces. The successful extraction of the Huntec DTS sparker pulse allowed seismic traces to be simulated more adequately. This partly explain the success of the ties between Brandal Basin synthetics and their corresponding seismic data. Even if ties between synthetics and seismic traces of lakes Cardiel and Lungern are good, ties could have been better with a wavelet obtained with source signature. Subbottom profiler source wavelets have complex waveforms composed by many positive and negative peaks which make them more difficult to extract from seismic records (Mosher and Simpkin, 1999; Woodside et al. 2003). In the present case, only one cycle, composed of one major and two minor positive peaks, was contained within the sine wave (Anselmetti, pers. comm., 2005). The multipeak character of the signature also complicated the differentiation of closely spaced reflectors.

In addition, sources signatures were extracted from seismic data recorded with tapered hydrophone arrays. Tapered-array hydrophones are widely utilized in

marine geophysics for noise reduction (Arnold, 1978). Even if these arrays greatly improve signal-to-noise ratio of marine seismic records, they cause problems for source signature characterization. In this study, 20 and 24 elements were used to record the seismic reflections on one single channel. For the two different seismic equipment utilized, it means that each seismic trace corresponds to the summation of 20 and 24 wavetrains. The first arrival delay induced by the different position of each hydrophone within the array, generates a destructive interference which occurs because waves are added out of phase. As a result, it produces smaller amplitudes than a single wave alone and changes the waveform. For very-high resolution ties such as the ones presented, a good reproduction of the source signature becomes more crucial since a higher level of accuracy is needed. Thus, waveform alteration induced by the tapered character of the hydrophone arrays used might be responsible of some mismatches observed between the synthetics and the seismic traces.

Finally, inaccurate correlations can be caused by the piston coring device (Széreméta et al., 2004). Piston core sampling of soft marine sediments sometimes create foreshortening and stretching of sedimentary units (Buckley et al., 1994; Skinner and McCave, 2003). Also, destruction of the upper part of the sedimentary column commonly occurs during the sampling of soft marine sediments with these coring devices. This problem is generally caused by incorrect free-fall scope. Based on stratigraphic comparison between piston and trigger-weight cores, no major destruction of the upper part of the sedimentary column has been documented in the piston cores used.

4.5.2 Limitations caused by the extraction of relative density values from CT-scan data

The principal limitation of the method is related to the photoelectric effect caused by the X-ray interaction with the matter. The polymineralic character of many sediments complicates the estimation of the photoelectric effect contribution

contained in the CT-scan response (Duchesne et al. b), in press). Since the exact mineralogical composition of each grain composing a core cannot be known, no absolute correction function can be developed to remove the photoelectric effect from CT-scan data (Tsuchiyama et al., 2000). Thus, material susceptible to be more affected by the photoelectric effect, i.e. grains containing high effective atomic number minerals, would be more prone to present erroneous relative density values. In fact, the photoelectric effect correction constitutes the main obstacle to confidently use CT-scan values as density proxies (Duchesne et al. b), in press). Because of the energy range of medical CT-scanner X-ray sources, it corresponds to an hardware limitation imposed by the machine. Consequently, for CT-scan sediment analysis, an estimated photoelectric correction function appears to be the only way to partly solve this problem in order to gain precision in the approximation of the density.

Because of the high energy of the gamma source used on the MST (~660 vs 140 keV for the CT-scan used), bulk density values obtained from this equipment are not subject to problems encountered with CT-scan data because of the photoelectric effect (Weber et al., 1997). However, there is a trade off in the resolution since that of topogram images is between 2.5 times and one order of magnitude greater than MST bulk density. On the MST, precision of bulk density measurements mainly depends on the collimation and the count time used (Weber et al., 1997). Weber et al. (1997) shown that for measurements made on an aluminum sample with a 5 mm collimation, bulk density error in relation to the absolute density of the sample was included between 32.8 and 22.3 %. A similar study by Duchesne et al. (submitted to Engineering Geology) made on a series of minerals showed that relative density values derived from CT-scan data presented errors comprised between 0.5 and 22.9 %. Since non destructive automatic core logging devices like CT-scanners and MSTs are tools allowing to rapidly and continuously obtain physical properties approximations on cores before their opening, these ranges of error are not surprising. These systems do not measure exact physical property values but they are rather averaging properties sampled at

distinct depth points (Hsu and Burridge, 1991). Nevertheless, proportions between the different physical property intervals are kept. This would result in an increase or decrease in amplitudes of the synthetic compared to the amplitudes recorded on the seismic trace but it should not affect ties between reflectors of both data sets.

4.5.3 Importance of the method on understanding the genesis of seismic facies

The use of CT-scan data to create synthetic seismograms could have a considerable impact on their traditional use. So far, synthetics were only seen as a way to provide physical and geological information on seismic reflections and to gain precision on core/reflector correlations (White and Hu, 1998; Széreméta et al., 2004). The ultra-high resolution of CT-scan spectra and images provides sub-reflection scale physical and geological information. The high sensitivity of CT-scanners to certain physical property changes allows imaging of sedimentary structures that often cannot be observed with standard core logging techniques and traditional X-ray radiographies (Champanhet et al., 1989; Kenter, 1989; Crémer et al., 2002). The fact that a single CT-scan data set provides access to quantitative and qualitative information also represents a major advantage of the method and makes synthetics more relevant for understanding the genesis seismic facies.

4.6 Summary

Medical CT-scan data were successfully used to generate synthetic seismograms. On the four cores presented, ties between synthetics and seismic data range from satisfactory to very satisfactory. The ability of the geophysicist to extract or model the seismic source wavelet also influence the satisfaction level of the ties. In this study, the fact that source wavelets were extracted from seismic traces recorded with tapered array hydrophones, might slightly influenced the quality of the ties. Nevertheless, the application of the method permitted a more confident

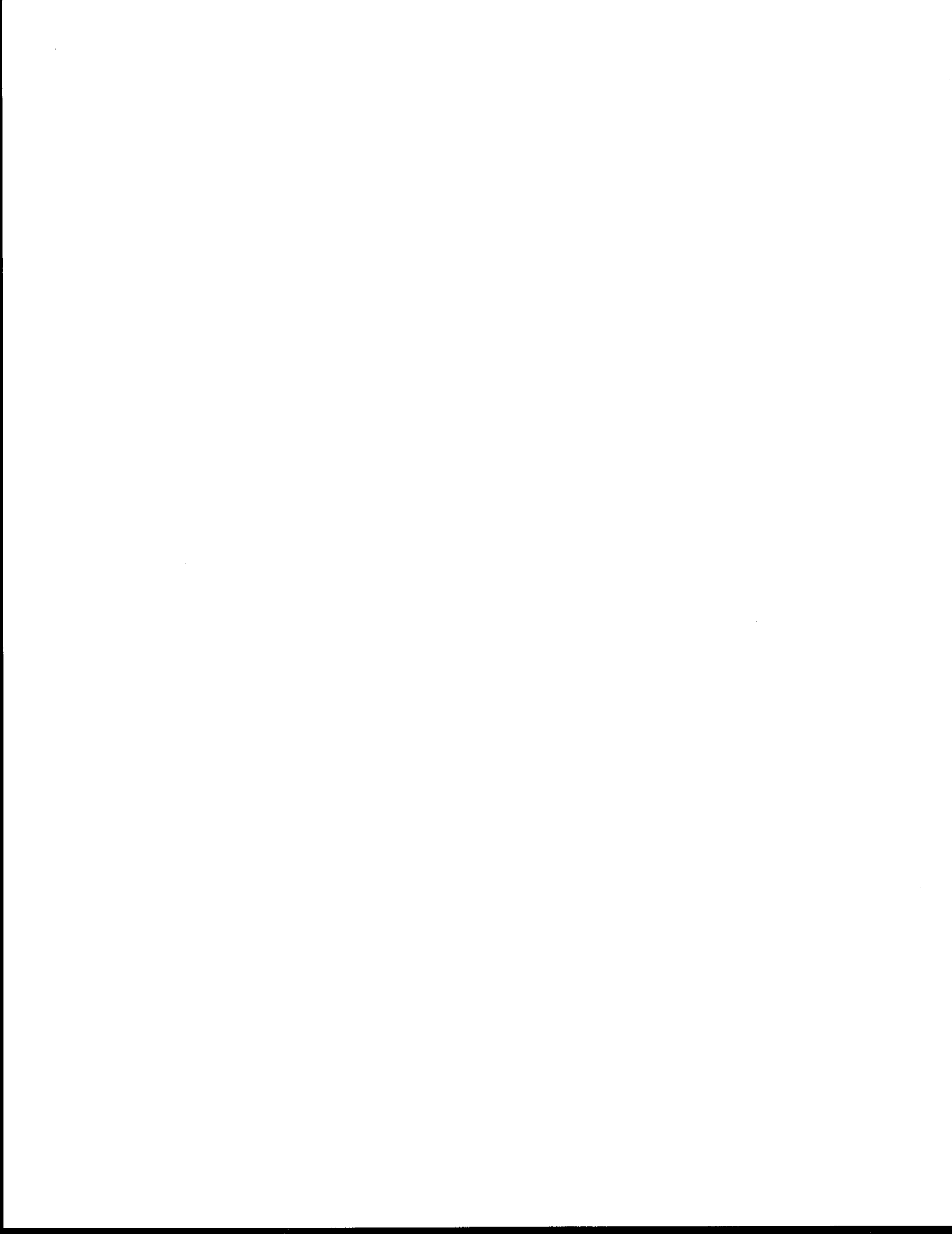
interpretation of the genesis of the seismic facies. From the synthetics analysis, it appears that the seismic response of the sediments is driven by their density. The main limitation of the method resides in the application of a proper photoelectric correction function to the CT-scan data prior the extraction of relative density values.

The method presented shows a great deal of potential to improve understanding of the genesis of seismic facies. Its strength comes from the fact that relative density values are extracted from CT-scan values and because genetical interpretations can be made from sedimentary structures observed on the ultra-high resolution CT-scan imagery. This gives more confidence to the interpretations drawn from synthetics, as they become additional arguments for the interpretation of the genesis of seismic facies genesis interpretations. The method can be applied to petroleum industry seismic data. However, CT-scan relative density profiles will have to be downsampled or smoothed to the proper sampling frequency before computing the synthetics.

Acknowledgements

David J. W. Piper (GSC-A) is thanked for his critical review and for improving interpretations in the Brandal Basin. Authors are grateful to Flavio Anselmetti and Adrian Gilli from the Limnogeology Laboratory of the Swiss Federal Institute of Technology at Zurich (ETHZ) for generously sharing seismic and core data of the Patagonian Lake Drilling Project (Lake Cardiel) with the authors. Katrin Monecke, also from ETHZ-Limnogeology Laboratory, is acknowledged for giving the opportunity to the writers to work with seismic and core data of the Paleoseis Project (Lake Lungern). Edward L. King (GSC-A) as well as Sable Offshore Technology and the Program of Energy Research and Development Project are thanked for kindly giving the permission to use data from the Brandal Basin. Pierre Francus (INRS-ETE) is acknowledged for helping to organize the collaboration between the ETHZ-Limnogeology and the INRS-ETE. David C.

Mosher (GSC-A) and Bill Hone (GeoAcoustics Ltd) are thanked for providing helpful information respectively on the Huntec DTS and the GeoPulse pinger system. The Kingdom Suite seismic interpretation package used in this study was kindly provided by Seismic Micro-Technology.





Chapitre 5

INFLUENCE OF THE DELTAIC STYLE ON SHELF, SLOPE AND DEEP-SEA FAN CONSTRUCTION: GEOPHYSICAL OBSERVATIONS FROM THE MANICOUAGAN PENINSULA AREA, CANADA.

Mathieu J. Duchesne and Bernard F. Long

INRS-ETE, Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre, Environnement

490, rue de la Couronne, Québec (Québec), Canada G1K 9A9

Article à soumettre au *Journal of Sedimentary Research*

Résumé

La péninsule de Manicouagan correspond à une plaine deltaïque de bas niveau marin se trouvant en position de pseudo-accore, le long du chenal Laurentien dans l'estuaire du Saint-Laurent, Canada. Cette péninsule est bordée par trois rivières principales qui ont contribué à sa construction, au cours du dernier retrait glaciaire, en alimentant leurs propres deltas. Ce système représente un analogue intéressant pour l'étude des marges continentales et, par conséquent, pour l'étude de l'impact qu'ont les différents types de deltas sur l'architecture sismo-stratigraphique du plateau continental, du talus continental et des cônes sous-marins profonds. Étant donné que cet analogue se situe à des profondeurs d'eau maximales de 350 m, la résolution de l'étude est rehaussée d'un ordre de grandeur, comparativement aux études de systèmes similaires se trouvant dans des environnements marins plus profonds. Les photographies aériennes et les données géophysiques montrent que chaque delta présente des styles de construction différents; i.e. influencé par les vagues, dominé par la rivière et mixte, donc influencé par les vagues et la rivière. Ces données soulignent également l'influence de la baisse du niveau marin relatif, du contexte subséquent de bas niveau marin et de la largeur du plateau continental sur l'habileté que possèdent les deltas à exporter des sédiments au sein de milieux marins profonds. Les estuaires respectifs des trois rivières correspondent à des zones de transit sédimentaire où les sédiments sont exportés sur le plateau, et par la suite, sur le plancher du bassin lors d'épisodes de sédimentation catastrophique ou directement sur le plancher du bassin par des chenaux, alimentant un cône sous-marin. Les résultats ont contribué à 1) documenter l'évolution des deltas dans un contexte de régression forcée et de bas niveau marin et à 2) déterminer l'influence des différents types de deltas sur l'architecture sismo-stratigraphique du plateau continental, du talus continental et des cônes sous-marins profonds. Même si le style de delta influence la construction du bassin, le style de l'appareil deltaïque ne représente pas un facteur de premier ordre affectant l'évolution du bassin, et ce, même si chaque système possède une architecture qui lui est propre. La

distribution des sédiments au sein des trois systèmes, est plutôt contrôlée par les facteurs autochtones telles la morphologie du bassin, l'orientation du delta sur le plateau, la distance entre le delta et la bordure du plateau, les conditions hydrodynamiques sévissant dans le bassin et la configuration physiographique du plateau. En conséquence, la géométrie et la distribution des corps sédimentaires au sein des systèmes sont contrôlées, non pas par les facteurs allochtones, mais bien par les facteurs autochtones.

Abstract

The Manicouagan Peninsula corresponds to a lowstand deltaic plain lying in a pseudo-shelf-edge position along the Laurentian Channel in the St. Lawrence Estuary, Canada. The peninsula is surrounded by three main rivers which contributed to the deltaic prism construction during the last glacial retreat by each supplying their own delta. This system represents a good analog for continental margin settings and therefore for the study of impacts of different delta types on continental shelf, slope and deep-sea fan seismic architecture. Because this analog is located in water depths averaging 350 m, the resolution of the study has been enhanced by one order of magnitude in comparison with similar systems located in deeper marine settings. Aerial photos and geophysical data show that each of the three delta displays a different construction style; i.e. wave-influenced, river-dominated and mixed river and wave-influenced. These data also highlighted the influence of relative-sea-level fall and the following lowstand context as well as the shelf width on the ability of the deltas to export sediment to deeper water. The three river estuaries correspond to bypass zones where sediments are exported to the shelf and then to the basin floor by mass wasting events or directly on the basin floor via channels which feed a submarine fan. The results contribute 1) to documenting the evolution of deltas in a relative-sea-level fall/lowstand context, 2) to identifying the different stages of construction and 3) to determining the influence of the different delta types on the seismic architecture of the continental shelf and slope and submarine fans. The deltaic style is believed to influence the genesis of the continental slope and basin floor seismic architecture but does not seem to be a first order factor even if the three systems display different seismic architectures. However, sediment distribution in the three studied systems is driven by such autochthonous factors as basin morphology, delta orientation on the shelf, distance of the delta from the shelf edge, hydrodynamic conditions of the basin and physiographic configuration of the shelf. Therefore, geometries and location of the sand bodies in the systems are controlled by autochthonous rather than allochthonous factors.

5.1 Introduction

Understanding links between deltas, continental slopes and deep-sea fans is a key issue in the generation of analog models for hydrocarbon exploration. These three geological features must be seen as parts of a single system in which the evolution of the basin is function of several factors, such as hydrodynamic conditions, tectonic setting, sediment supply and sea-level fluctuations. Under the influence of these factors, different styles of sedimentary architecture tend to develop as their level of influence on the system changes through the geological time scale. Along with the tectonic setting, the sea level context plays a major role on the sedimentary architecture genesis.

Deltas are well-documented sedimentary environments in the literature (Battacharya and Walker, 1992; Chough and Orton, 1995; Oti and Postma, 1995; Coleman et al., 1998). A lot of the attention drawn for certain types of deltas is related to their reservoir properties (Battacharya and Walker, 1992; Lambiase et al., 2002; Battacharya and Giosan, 2003; Hoy and Ridgway, 2003; Deptuck et al., 2003; Krassay and Torterdell, 2003). Delta position on the shelf is also a matter of interest for exploration geologists. Effectively, the closer the deltaic system is to the shelf-edge, the higher the probabilities are that deltas can feed deeper environments with coarse-grained sediments and, thus exporting "reservoir properties" of these sediments to the continental slope as well as to the basin floor. Along with the study of climate change, this can explain the popularity which shelf-margin deltas have gained over the years (see Muto and Steel, 2001; Mellere et al, 2002; Porebski and Steel, 2003). Recent studies have also focused on the manner in which shelf-margin deltas affect the sedimentary architecture evolution of continental slopes and submarine fans (Porebski and Steel, 2003; Saller et al., 2004).

The position of deltaic systems on the continental shelf is highly dependant of the sea level context (see Wilgus et al., 1988). Generally, as sea level falls, deltaic

packages prograde seaward across the continental shelf (Posamentier and Vail, 1988). The shelf-margin system tract represents the sea level fall which precedes the lowest sea level, reached during lowstand system tract (LST). The shelf-margin system tract shows a regression pattern overlying a highstand system tract, as coastal plain sediments migrate seaward to finally attain the shelf margin at the end of the sea level fall. In the shelf-margin system tract, sediments are deposited close from the shelf-edge but not further. According to Posamentier and Vail (1988) the LST, especially during the lowstand fan construction phase, contributes to export coarse-grained facies assemblages beyond the shelf-edge. Lowstand fans are characterized by the sedimentation of submarine fans, which are fed by incised valleys indicating continental shelf bypass (sequence boundaries of types I and II; Posamentier and Vail, 1988). Usually, as sea level begins to rise, the lowstand fan is topped by a lowstand wedge composed by fine-grained facies assemblages. However, the position of system tracts in the basin is controlled by several local factors, which generate some restrictions on the application of classical sequence stratigraphy theories. Thus, the shelf width and topography become two major constraints. Independently from the relative-sea-level context, Bouma (2000) mentioned that in many cases wider shelves reduce the export of coarse material to deeper marine settings, so that even during LSTs, wider continental shelves will limit this possibility. Besides the shelf width, bedrock-controlled shelves are another constraint to the application of the LST model (*sensu* Posamentier and Vail, 1988). In these types of shelf setting, bathymetric highs act as a natural obstacles to the export of coarse sediments to the basin floor during lowstands. Several papers in the literature have discussed the fact that the basement paleotopography of a basin affects sedimentary facies distribution and the lateral extent of these facies (Kneller and McCaffrey, 1999; Hurst et al., 1999; Leike, 2000; Gupta and Allen, 2000; Booth et al., 2003; Ruppel and Barnaby, 2001; Browne and Naish, 2003).

Even if incised-valleys have been broadly studied over the last 30 years, emphasis has been mostly made on filling stages rather than on the incision stage. Filling of

incised valleys mainly occurred during transgressive system tracts, which can explain why so many incised-valleys included in this particular system tract were studied (Dalrymple et al., 1994; Hentz and Zeng, 2003). According to Posamentier and Vail (1988) and Van Wagoner et al. (1988) shelf incisions take place during lowstands as the shoreline reaches the shelf-break while the shelf experiences a subaerial exposure. This exposure generates a type 1 sequence boundary (Van Wagoner et al., 1988). Van Wagoner et al. (1988) proposed that the formation of this sequence boundary is likely to occur when the rate of sea level fall exceeds the rate of basin subsidence at the depositional-shoreline break, which introduces a relative-sea-level fall at this position.

Since the publication of the Exxon sequence stratigraphic model, some authors have questioned certain concepts included in this model (e.g. Hunt and Tucker, 1992; Helland-Hansen and Gjelberg, 1994), such as the subaerial exposure of the shelf during the LST. Not all shelves experience a total subaerial exposure during lowstands (Posamentier, 2001). For example, Trincardi and Field (1990) noticed that in many locations on the eastern Tyrrhenian Sea margin, the shoreline did not reach the shelf-break during the last glacial lowstand. In that particular case, only a partial subaerial exposure of the continental shelf occurred. Subaerial shelf exposure is commonly associated with incised systems (Allen and Posamentier, 1993; Dalrymple et al., 1994). Regardless of the subaerial exposure, Posamentier (2001) observed numerous unincised marine shelf Miocene to Late Pleistocene deposits in the southern Java Sea. He concluded that valley incisions only illustrate lowest lowstands. Moreover, Posamentier (2001) mentions that Java Sea shelves unincised Pleistocene lowstand deposits, correspond to a more common response to eustatic falls than do lowstand incised deposits.

With the growing interest for deeper-marine settings hydrocarbon potential over the last two decades, an important amount of information concerning continental shelves, slopes and abyssal plains has been gathered. Recently some papers focused on the relationship between delta positions on the shelf and the

occurrence of the deep-water reservoirs (e.g. Porebski and Steel, 2003; Saller et al, 2004). However, the geological literature lacks examples discussing the effect of various delta types on the sedimentary architecture of continental slopes and basin floors. This paper intends to 1) document the evolution of deltas in a relative-sea-level fall/lowstand context, 2) identify the different stages of construction and 3) determine the influence of the different delta types on the seismic architecture of the continental shelf and slope and submarine fans. The Manicouagan deltaic prism (St. Lawrence Estuary, Canada) is an interesting site to assess these objectives. In order to overcome the scale characterization problems often encountered within the study of larger delta-to-basin-floor systems, the relatively small size of the deltaic prism helps to circumscribe more easily and to better understand relationships between its different components (deltas, shelf, slope, basin floor). Moreover, this system represents a good analog for passive continental margin settings and therefore for study of impacts of different delta types on shelf, slope and deep-sea fan sedimentary architecture. Finally, because this analog is located in water depths included between 20 and 350 m, the seismic resolution of the study is enhanced by one order of magnitude in comparison with similar systems located in deeper marine environments.

5.2 Study site

5.2.1 Geological setting

The Manicouagan Peninsula corresponds to a falling stage system tract (FSST)/LST and consists of a raised deltaic plain lying in a pseudo-shelf edge position along the Laurentian Channel in the St. Lawrence Estuary, Canada (figure 5.1). The peninsula is surrounded by three main rivers, namely the Betsiamites, Outardes and Manicouagan rivers. These rivers have contributed to the deltaic prism construction during the last falling stage and subsequent lowstand relative-sea-level context which followed the end of the Wisconsinian

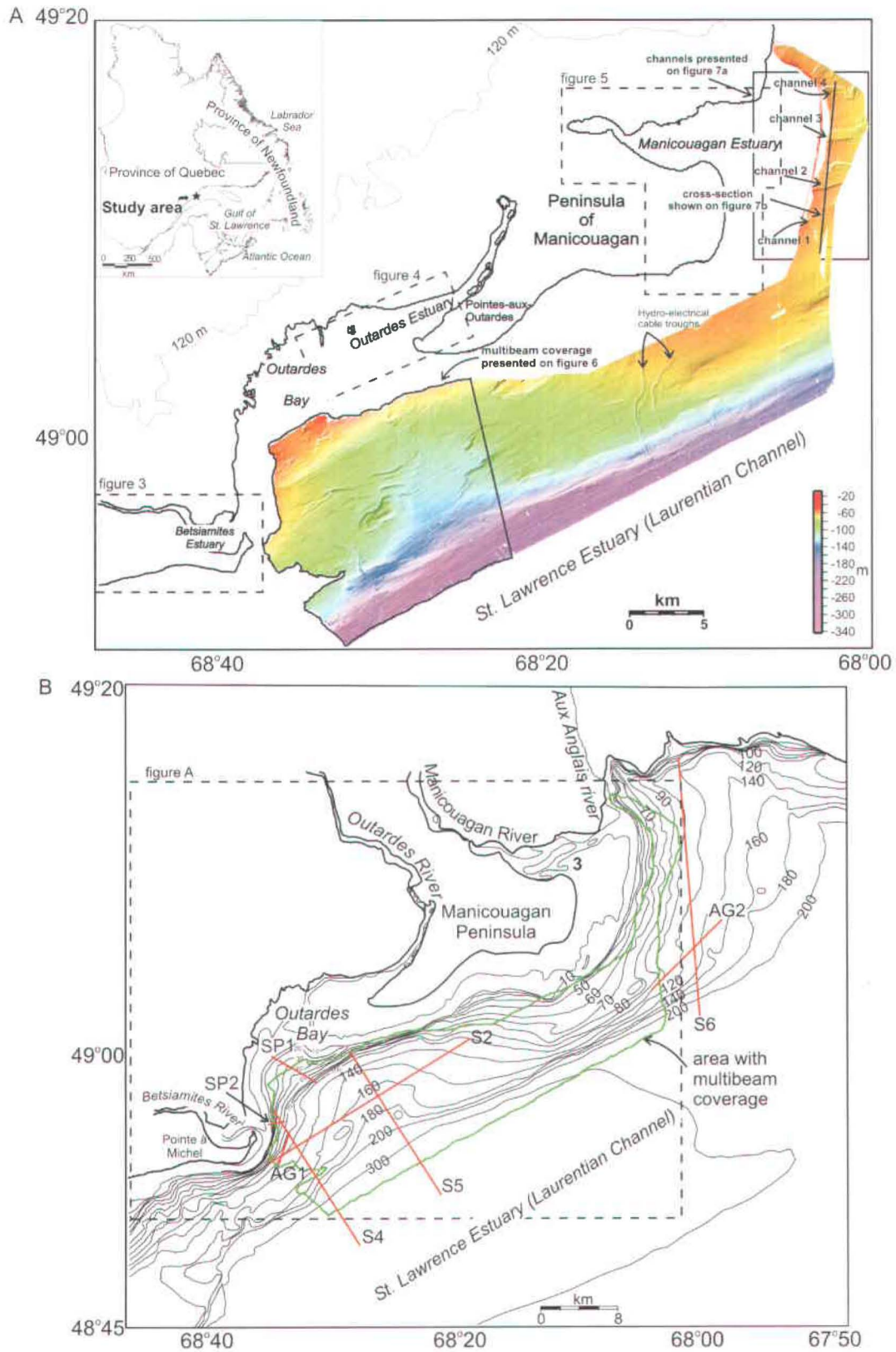


Figure 5.1. A) Location map of the study area B) Location of the selected geophysical profiles.

glaciation (10 kyr ago) by supplying their own delta (Hart and Long, 1996). Syvitski and Praeg (1989) have documented the presence of 90 m thick lobe associated with the Manicouagan deltaic system which represents the Holocene FSST/LST expansion of this system overlying the Sangamonian eroded FSST/LST sequence (Occhietti et al, 1995; Masse, 2001).

The study area has been influenced by a rapid relative-sea-level drop of 140 m in the last 10 kyr (Dionne, 2001) (figure 5.2). A paleo-shelf break has developed on the basement 12 km south of the position of the Outardes River mouth during the late glacial highstand in water depths of ~150 m (Duchesne et al., 2003). The glacio-isostatic rebound was very rapid during the first millennium which followed glacial retreat and is on average $\sim 3 \text{ mm yr}^{-1}$ since 5.50-6.00 kyr (Dubois, 1980). Like the lowstand context, the glacio-isostatic rebound contributed to constrain the Betsiamites, the Outardes and the Manicouagan rivers to deeply erode their own raised deltaic/prodeltaic packages.

Between the mid-60s and the mid-70s, the Betsiamites, Outardes and Manicouagan rivers were dammed for hydroelectrical purposes. Since then, sediments brought to the deltas correspond mainly to deltaic plain material eroded by rivers that flow downstream the dams. Manicouagan Peninsula's beach cliffs mostly formed by prodeltaic muds, are affected by severe mechanical erosion due to wave action (Allard, 1982; Long, 1982). Cliff heights in the vicinity of the Outardes River decrease from ~50 m 12 km upstream to 2 m at the river mouth (Hart and Long, 1990). At the Betsiamites River outlet the cliffs are ~15 m high. Waves have a greater influence on the sedimentary budget in the study area than the river discharges themselves. Crémer (2003) has characterized the Manicouagan Delta as a Gilbert type delta. The deltaic fore-sets lie on a 6° slope between 0 and 60 m in water depth (Crémer, 2003). Since the last relative-sea-level falling stage, the Manicouagan River has incised a thickness of ~30 m of its own deposits. According to Hart and Long (1996), the thickness of the Holocene deposits locally exceeds 100 m on the raised deltaic plain of the Manicouagan Peninsula.

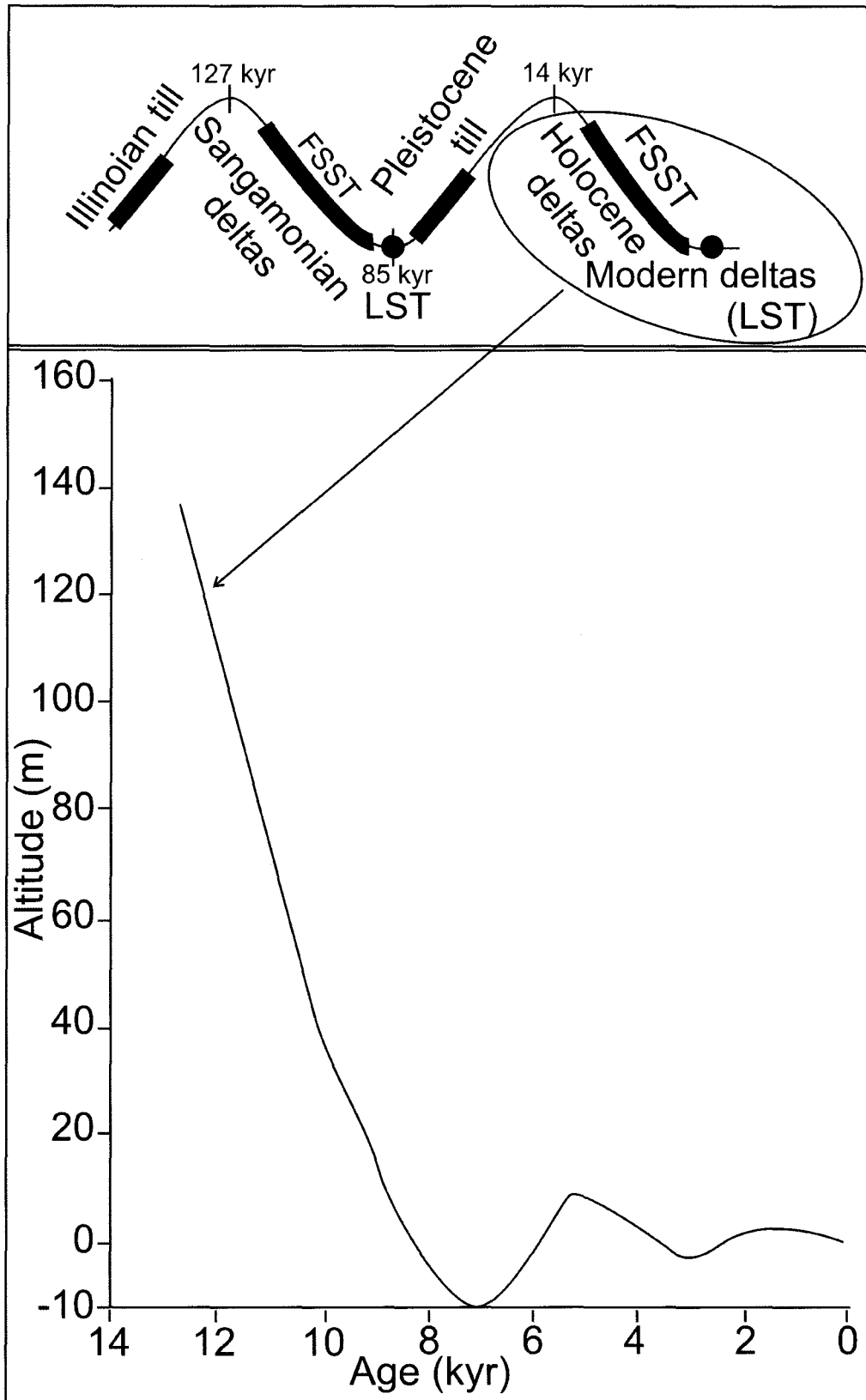


Figure 5.2. Generalized Holocene relative sea-level curve modified from Dionne (2001).

The thickness of these deposits decreases downstream; this explains in part the seaward decrease of the cliff height.

According to Dupuis and Ouellet (1999), the strongest winds in the estuary come from the ENE where 0.12 % of the total winds blow between 50 and 60 km h⁻¹ while 0.05 % gust at more than 60 km h⁻¹. The peninsula shape plays a crucial role on the formation of the three deltas by modifying the regional hydrodynamic conditions. In fact, the peninsula protects the Betsiamites and Outardes deltas from the most severe fetch (ENE) which gives the sea the opportunity to build on a distance of ~340 km, while the Manicouagan Delta remains unprotected and vulnerable to this fetch (Crémer, 2003). In the Outardes Delta, the maximum fetch comes from the S and is 50 km long. Tidal and wind currents are responsible for the present day coastal morphology of the Pointe-à-Michel and the Pointe-aux-Outardes and for the construction of a ~2 km long sand spit located near the Pointe-de-Manicouagan. The tidal range is 2 to 3 m (Hart and Long, 1990).

Normal faults located in the St. Lawrence Estuary are mainly associated with the St. Lawrence rift system related to the opening of the Iapetus ocean (Tremblay et al., 2003). This portion of the rift system, including the Manicouagan Peninsula, is part of the Lower St. Lawrence Seismic Zone (LSLSZ) which is recognized for high frequency low magnitude seismic events. The earthquakes mostly occur along or between the Iapetan faults, under the Logan line and the Appalachians.

5.3 Materials and methods

Aerial photographs of the three different sites were interpreted to assess deltas' morphology, and determine the geomorphic elements contained within the deltaic part of the systems. Four different types of geophysical data are used in this study: ~500 km² of multibeam imagery provided by means of a SIMRAD EM 1000 (95 kHz, 0.25 m resolution) multibeam echosounder, ~100 km of 2-D single-channel Raytheon RTT1000 (3.5 kHz, 400 J, 0.2 m resolution) subbottom profiler lines, ~120 km of 2-D Bolt single-channel airgun profiles (40 in³, 500 Hz, 1 m

resolution), and ~300 km of 2-D EG & G single-channel sparker profiles (2 to 6 kJ, 600 Hz, 1 m resolution).

5.4 Results

5.4.1 Deltaic morphology determined from aerial photography mosaic

Betsiamites Delta

The aerial photography mosaic of the Betsiamites Delta clearly shows the arcuate morphology of the delta front, typical of wave-dominated deltas (figure 5.3) (Bhattacharya and Walker, 1992). The morphology of the Pointe-a-Michel witnesses the influence of the hydrodynamic conditions of the basin. The Pointe-a-Michel gradually progrades northeasterly. It demonstrates that river-born sediments delivered on the southern side of the delta are piled on the shore by ESE wave action, forcing the channel river system to migrate to the north. Moreover, the presence of mouth bars near the delta front oriented perpendicularly shows that tides play a certain role in the delta formation. Also, the delta front is well dissected by the Betsiamites River outlet which distributes a sediment plume further out the delta front showing that fluvial part of the system is affecting the delta construction as well.

Outardes Delta

The Outardes Delta shows distributary channels that can be followed several kilometers on the delta front (figure 5.4). These geomorphic elements and other second order channels confer a lobate aspect to this delta (Coleman et al., 1998). Mouth bars located between 3 and 5 km from the river outlet, point toward the fact that the delta construction is river-driven. The larger distributary channel flows along the shore before turning south in the Outardes Bay as it reaches the Trois Soeurs Islands. These islands correspond to outcropping bedrock,

suggesting that bedrock controls channel distribution at least in this part of the delta

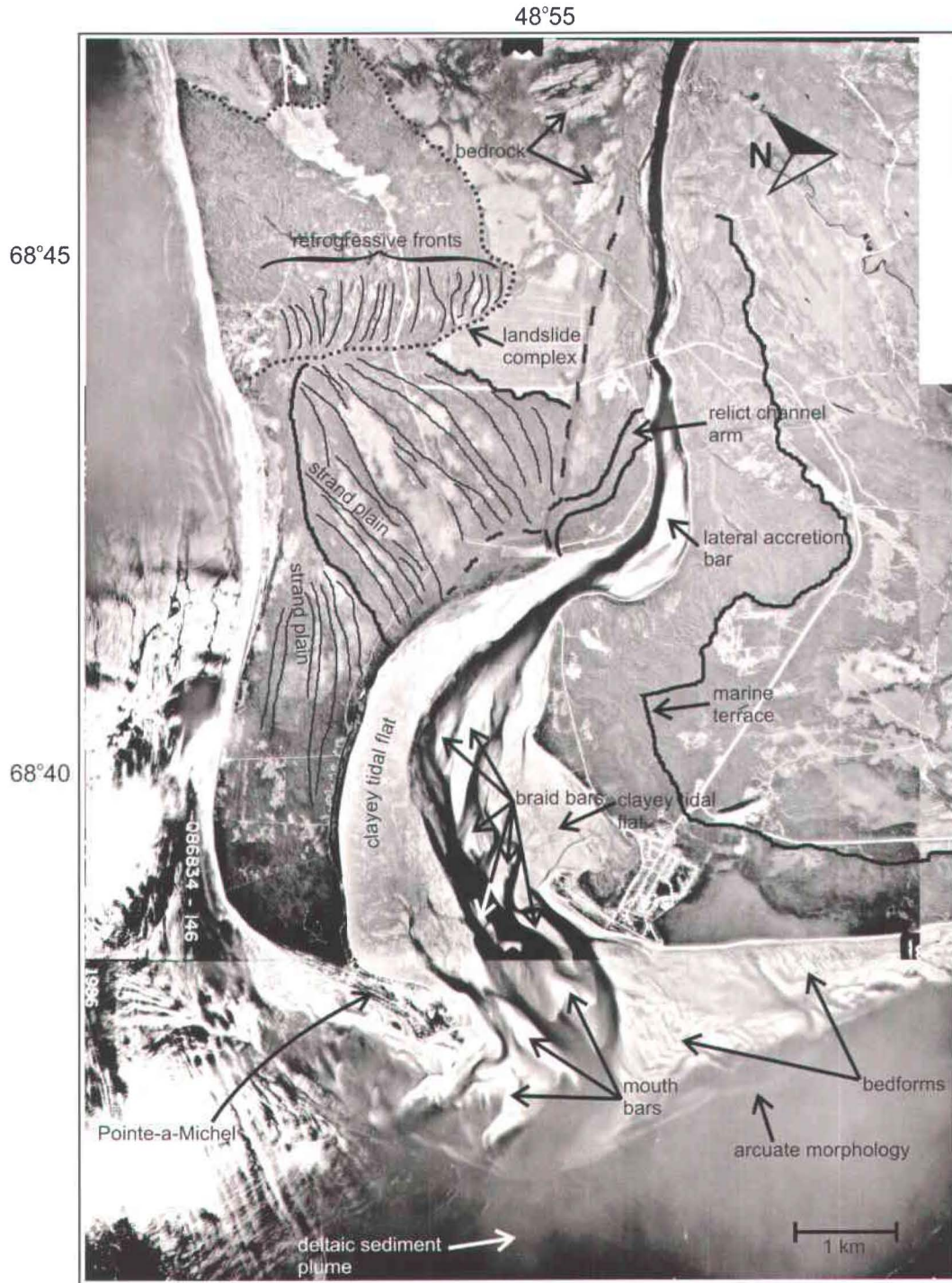


Figure 5.3. Interpretation of the aerial photo-mosaic of the Betsiamites Delta. See figure 5.1 A) for location.

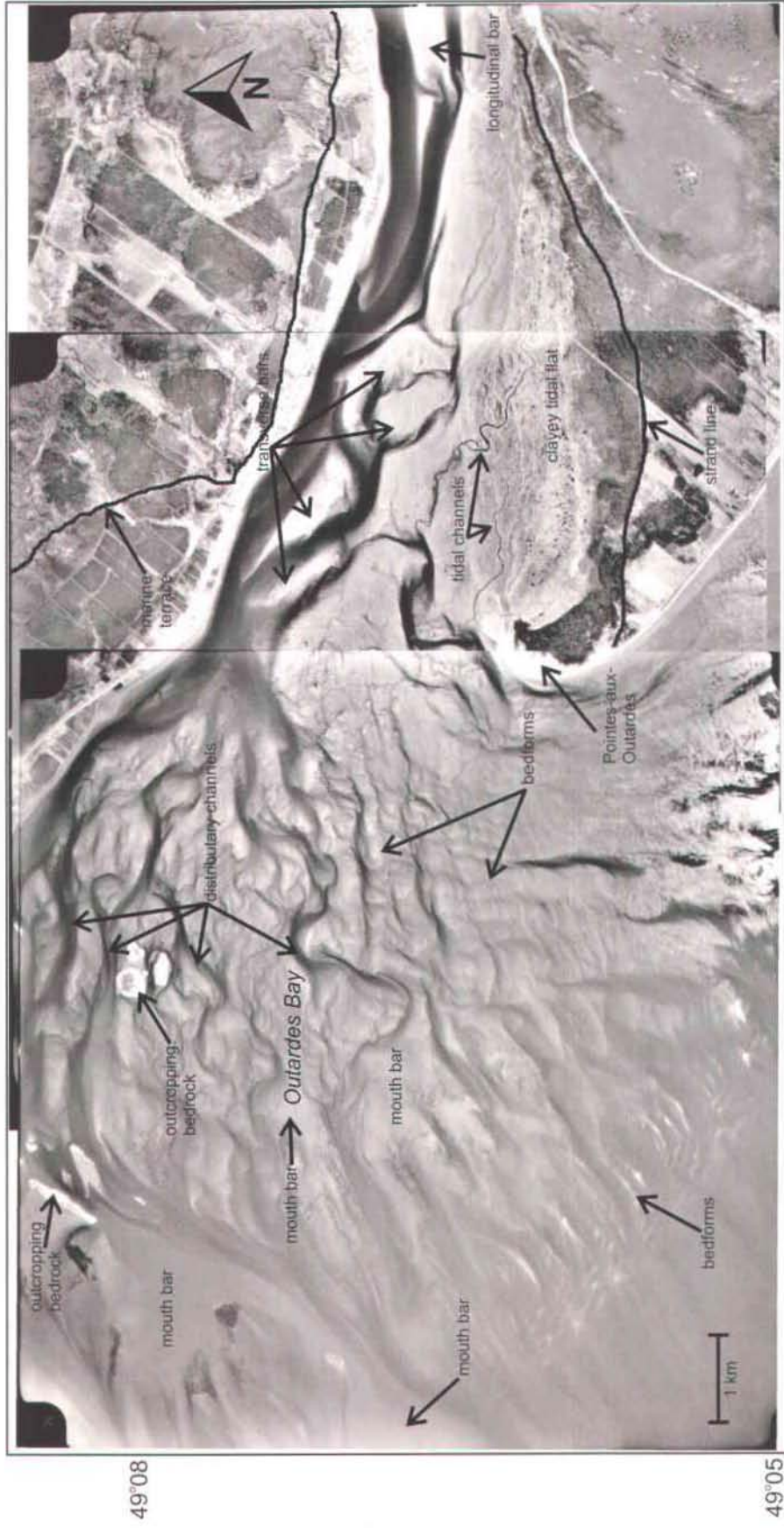


Figure 5.4. Interpretation of the aerial photo-mosaic of the Outardes Delta. See figure 5.1 A) for location.

front. The general morphology of the Pointe-aux-Outardes shows that, as for the Pointe-à-Michel, the point progrades and folds back northeasterly.

Manicouagan Delta

The absence of mouth bars indicates that storm wave action does not allow their construction on the delta front (figure 5.5). This underlines the fact that waves are eroding and reshaping the unprotected sand bars located near the river mouth. The absence of deltaic features visible outside the estuary on the aerial photograph mosaic is a consequence of the delta front steepness described by Crémer (2003). Bedrock outcrops positioned on the north shore of the river outlet exert a strong control on this part of the system and limit the northward migration of the main distributary channel.

5.4.2 Multibeam coverage

Continental shelf and slope off Betsiamites and Outardes prodeltas

Multibeam coverage provided accurate mapping of a large number of slope instability features in the Betsiamites/Outardes sector described by Duchesne et al. (2003a) such as creep folds (figure 5.6). These creep folds are dissected by numerous small failure scars on the Outardes prodelta and by several small channels on the Betsiamites prodelta. Three undulating and parallel ridges corresponding to basement highs draped by sediments are observed on the western most portion of the imagery. These basement highs are probably related to the presence of faults (Lamontagne et al., 2003; N. Pinet pers. comm., 2004). Next to these features, approximately 2.5 km off the Outardes paleo-prodelta, a failure zone of 18 km² is illustrated.

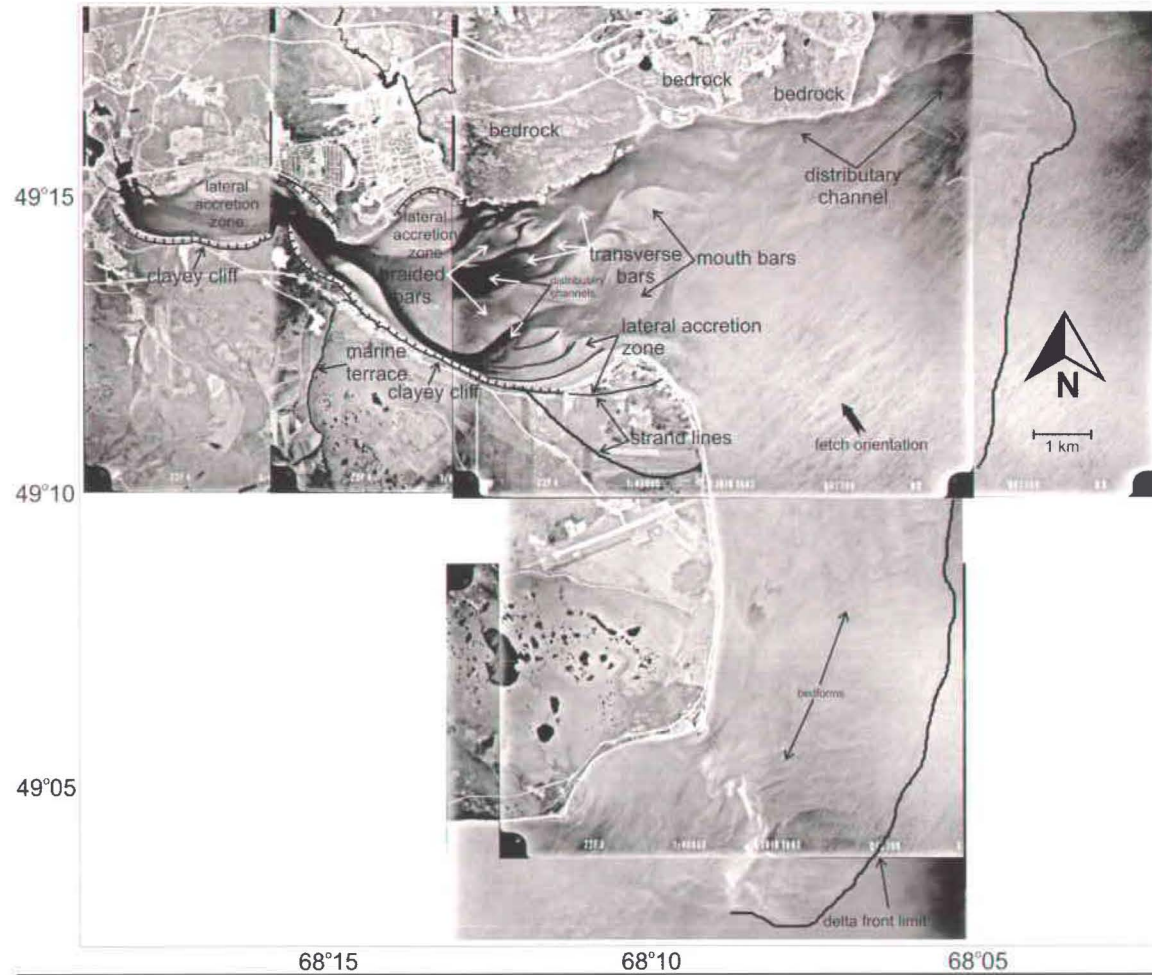


Figure 5.5. Interpretation of the aerial photo-mosaic of the Manicouagan Delta. See figure 5.1 A) for location.

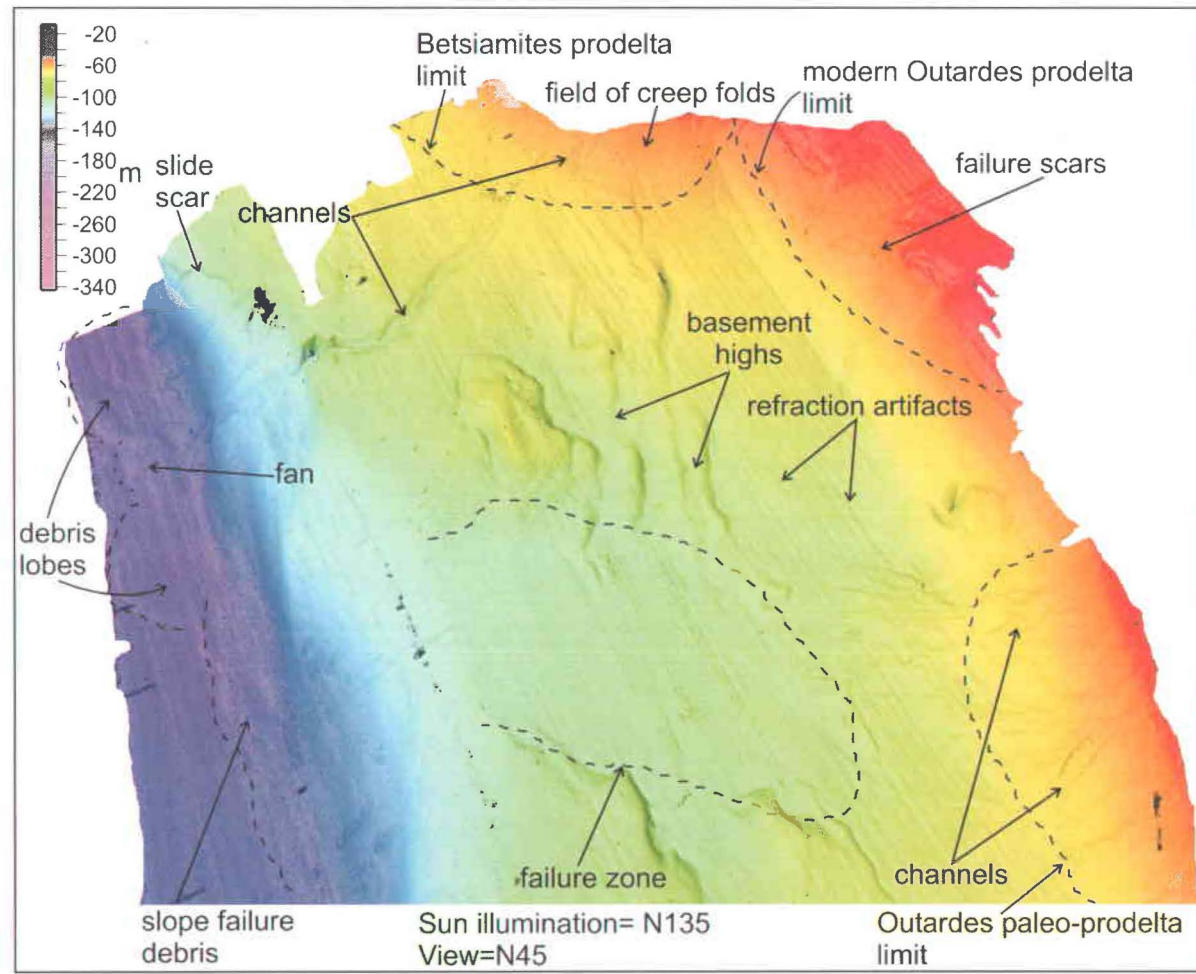


Figure 5.6. 3-D rendering of the Betsiamites and Outardes areas multibeam coverage. See figure 5.1 A) for location.

Channels associated with the Manicouagan delta-to-basin-floor system

Four E-W oriented channels transect the Manicouagan prodelta between 55 to 75 m in water depth (Duchesne et al., 2003a; Duchesne et al., 2003b) (figure 5.7). Near channel 4, bedforms oriented in a NW-SE trend are present. Multibeam and singlebeam bathymetric data were merged to generate a 3-D surface rendering of the Manicouagan system continental slope and submarine fan (figure 5.8). The fan is ~65 km wide and oriented along the St. Lawrence Estuary axis (SW-NE). The fan has a longitudinal length of 41 km. The proximal fan reaches the middle of the Laurentian Channel while the distal fan reaches the toe of the southern wall of the Laurentian Channel. Its general morphology is arcuate and includes a series of discrete lobes. Four discrete fan lobes were identified from this data set (figure 5.8b). Many channels incise the upper part of the slope and only a few of these reach the proximal fan. However, it is possible that many of these channels cannot be traced down the system because only low resolution singlebeam data is available on the deeper part of the system.

5.4.3 Subbottom profiling

Betsiamites and Outardes prodeltas

On the Betsiamites prodelta, the slope is dominated by creep folds (figure 5.9a). Bedrock is buried under 2 to 24 m of sediments and forms a spur-like morphology. Many v-shaped channels, delimited on both sides by levees, are also present in this sector. Some channels incise underlying clinoforms. In the shallower part of the survey, u-shaped channels are in some cases filled with sediments. In the Outardes Bay sector, the profiles are dominated by submarine landslide features. On the sea bottom numerous undulating reflections suggest that creep has taken place. Most of the interpreted creeping occurs in water depths ranging from 30 to 90 m. Discontinuous dipping reflections also indicate the presence of mass wasting deposits. V and u-shaped channels are also present in

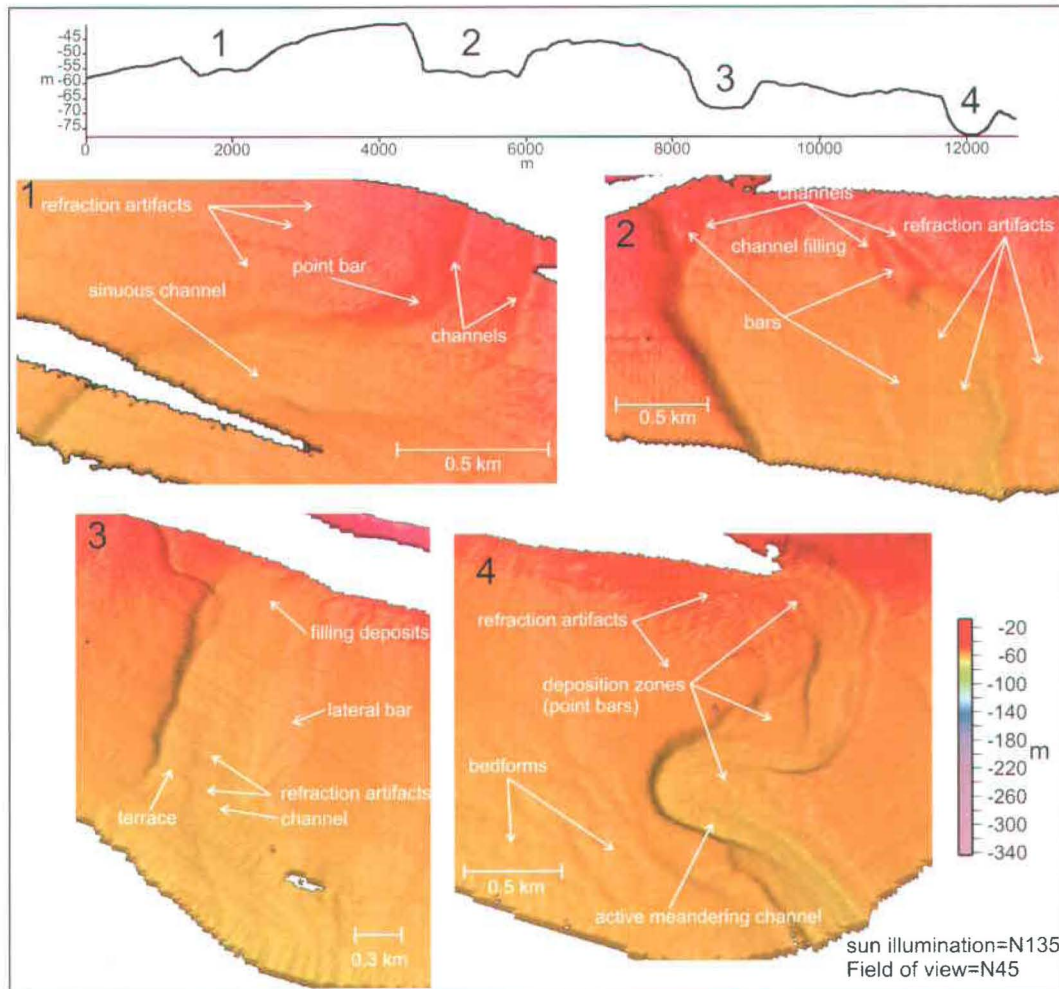


Figure 5.7. Transversal profile of the multibeam coverage and multibeam coverage of the channels associated with the Manicouagan system. See figure 5.1 A) for location.

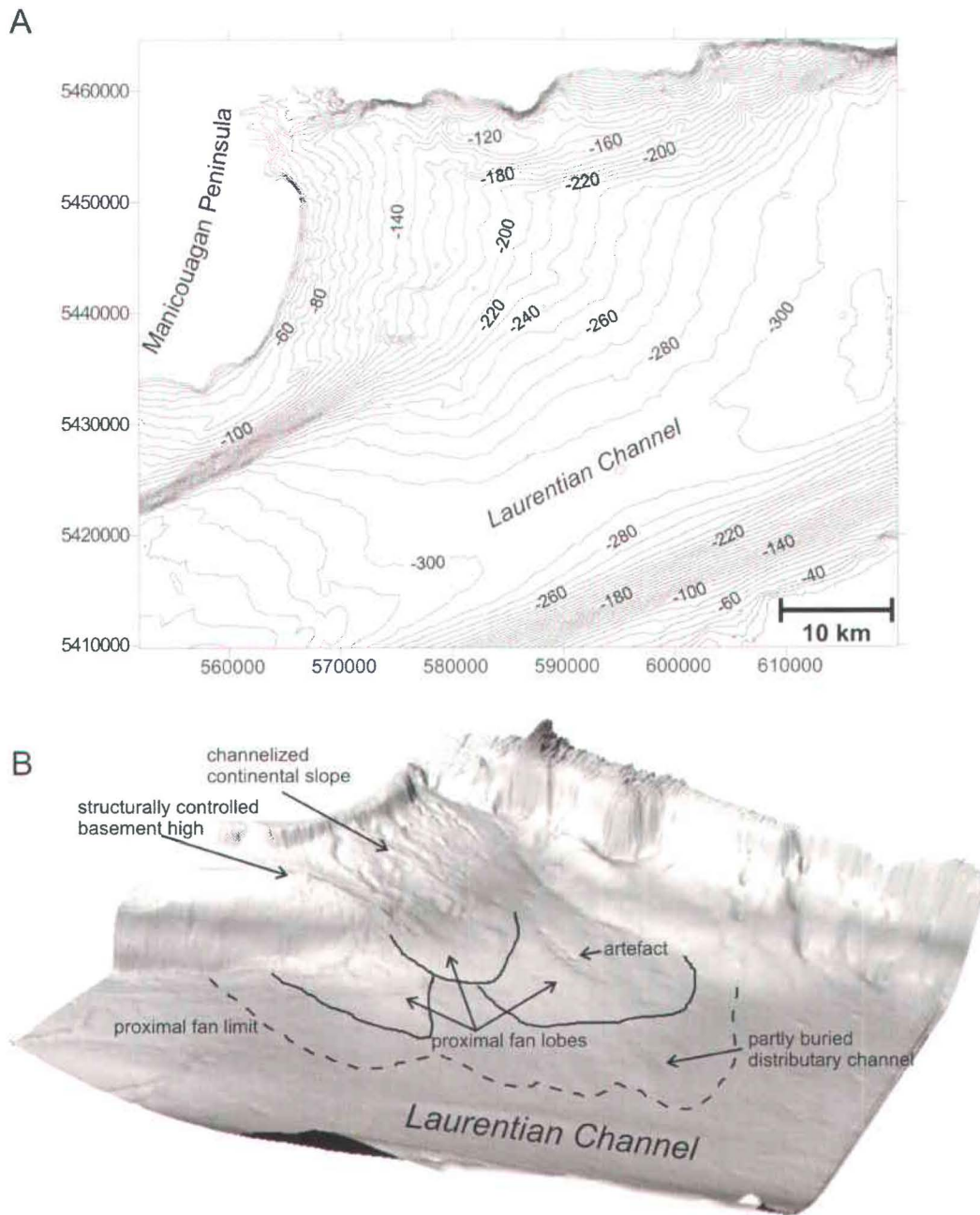


Figure 5.8. A) Bathymetric chart of the Manicouagan deep-sea fan derived from multi and singlebeam data in the Manicouagan system area. B) 3-D rendering of A) (sun illumination from N120, field of view N45).

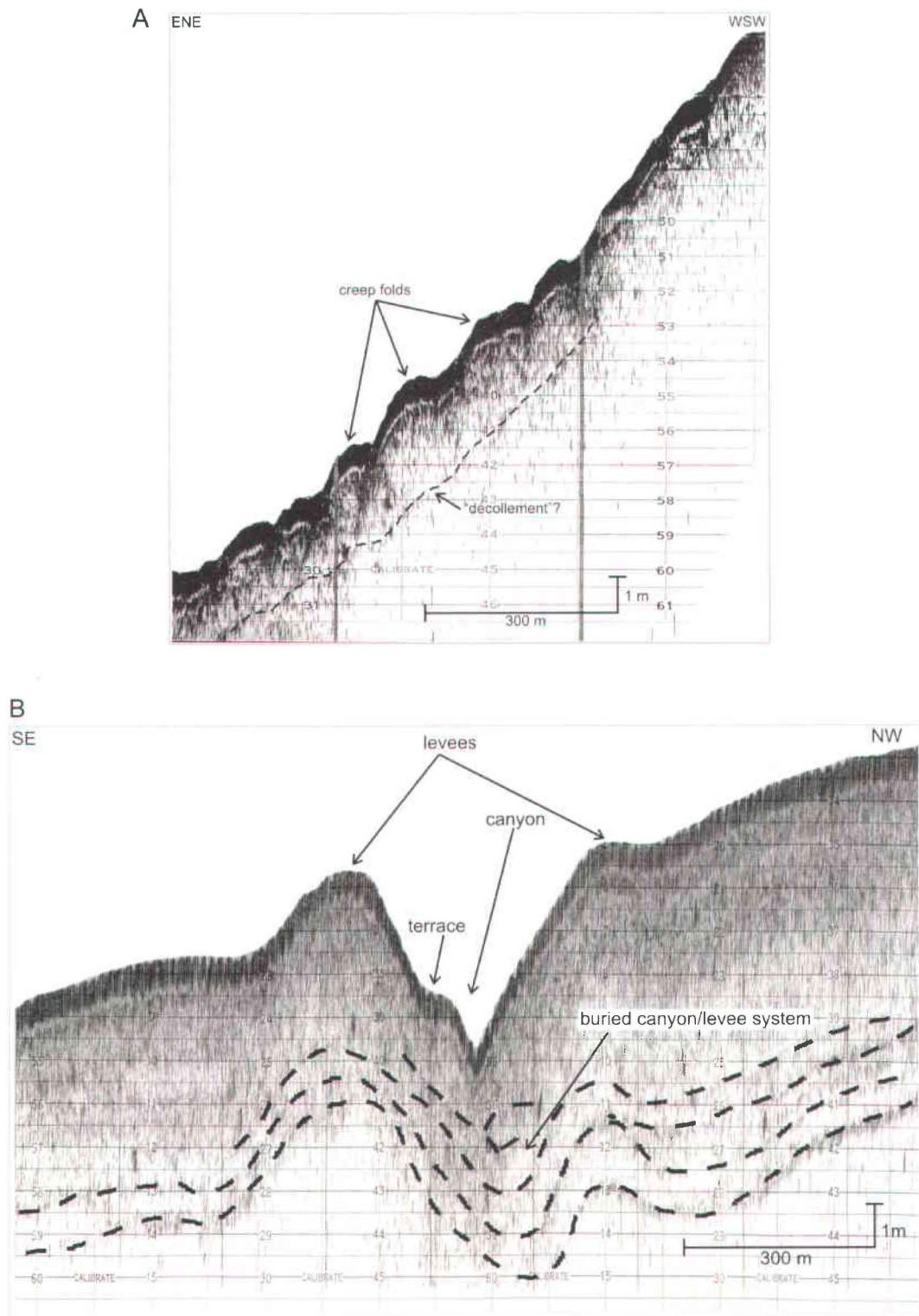


Figure 5.9. A) Subbottom profile SP1 showing creeping-related features on the modern Betsiamites prodelta. B) Subbottom profile SP2 showing an active channel/levee complex on the modern Outardes prodelta. See figure 5.1B for location.

this area (figure 5.9b). Most of these features are buried and only a couple of them appear to be still active.

5.4.4 Seismic profiling

For the different seismic profiles used in this study, seismic expression of the FSST, LST and the Sangamonian series were correlated with work done by Hart and Long (1996), Sabeur (1994) and Occhietti et al. (1995). The seismic architecture have been interpreted according to the seismic facies analysis described in Mitchum et al. (1977). Faults were interpreted on the basis of offsets observed either in the bedrock or in the sedimentary column reflections.

Betsiamites and Outardes areas

On most of the profiles of the Betsiamites area, the basement has a spur-like seismic signature while faults border some bedrock lows (figure 5.10). Some of these lows host buried channels. On the slope and the basin floor, bedrock has a smoother signature (figure 5.11). FSST deposits have covered the Sangamonian series and filled basement incisions. The seismic stratigraphy suggests that channels eroded FSST deposits. Most of the channels are present in the LST and gradually aggraded before progressively migrating to the NE. Mass wasting deposits are present both on the shelf and the basin floor and are included in FSST and LST deposits. Evidence of a series of high frequency seismic reflections is visible on the basin floor (figure 5.11).

In the Outardes sector, basement presents a saw-tooth morphology and depressions are bordered by faults (figure 5.12). Bedrock controls the location of the channels. A contrasting change in the reflection style determines the passage from the till to FSST/LST deposits. Channels are present in the FSST and the LST. Only a few channels eroded the top of the FSST. High frequency seismic reflections are observed in a channel near the shelf-break and are well developed on the basin floor (figure 5.13). On the shelf, Sangamonian deposits are represented as thin discontinuous intervals. FSST thicks in the middle part of the

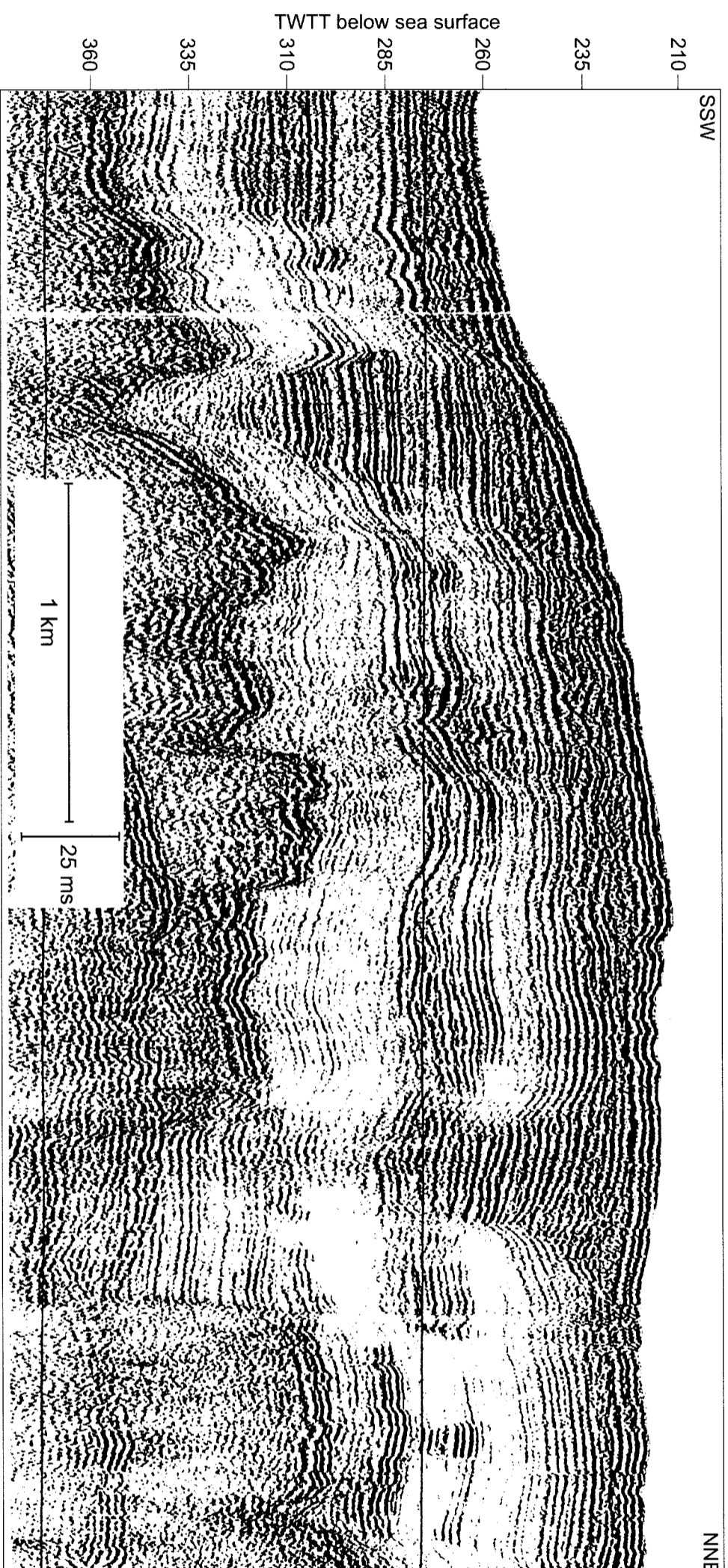


Figure 5.10A. Seismic profile AG1 collected in the Betisianties area. See figure 5.1B for location

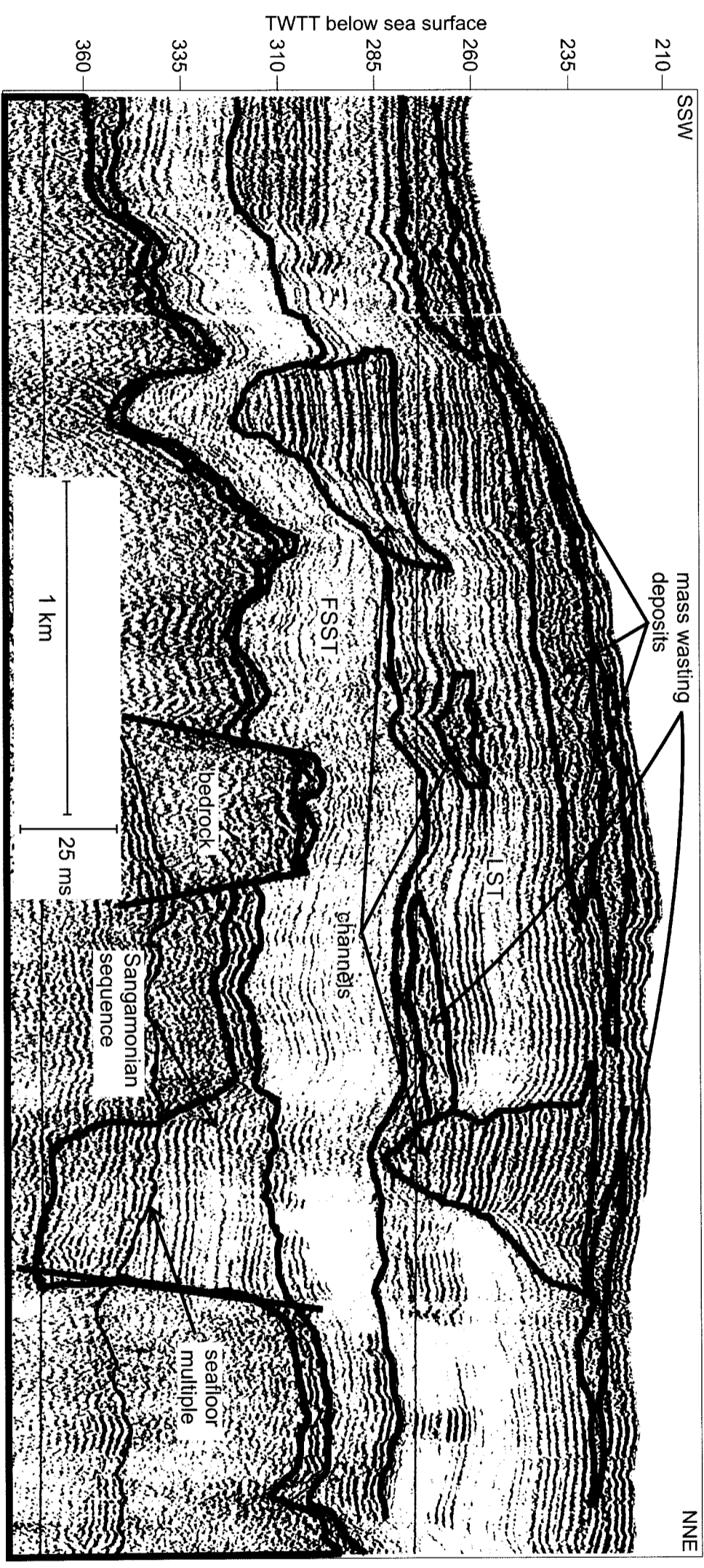


Figure 5.10B. Interpreted seismic profile AG1 collected in the Betiamites area. See figure 5.1B for location.

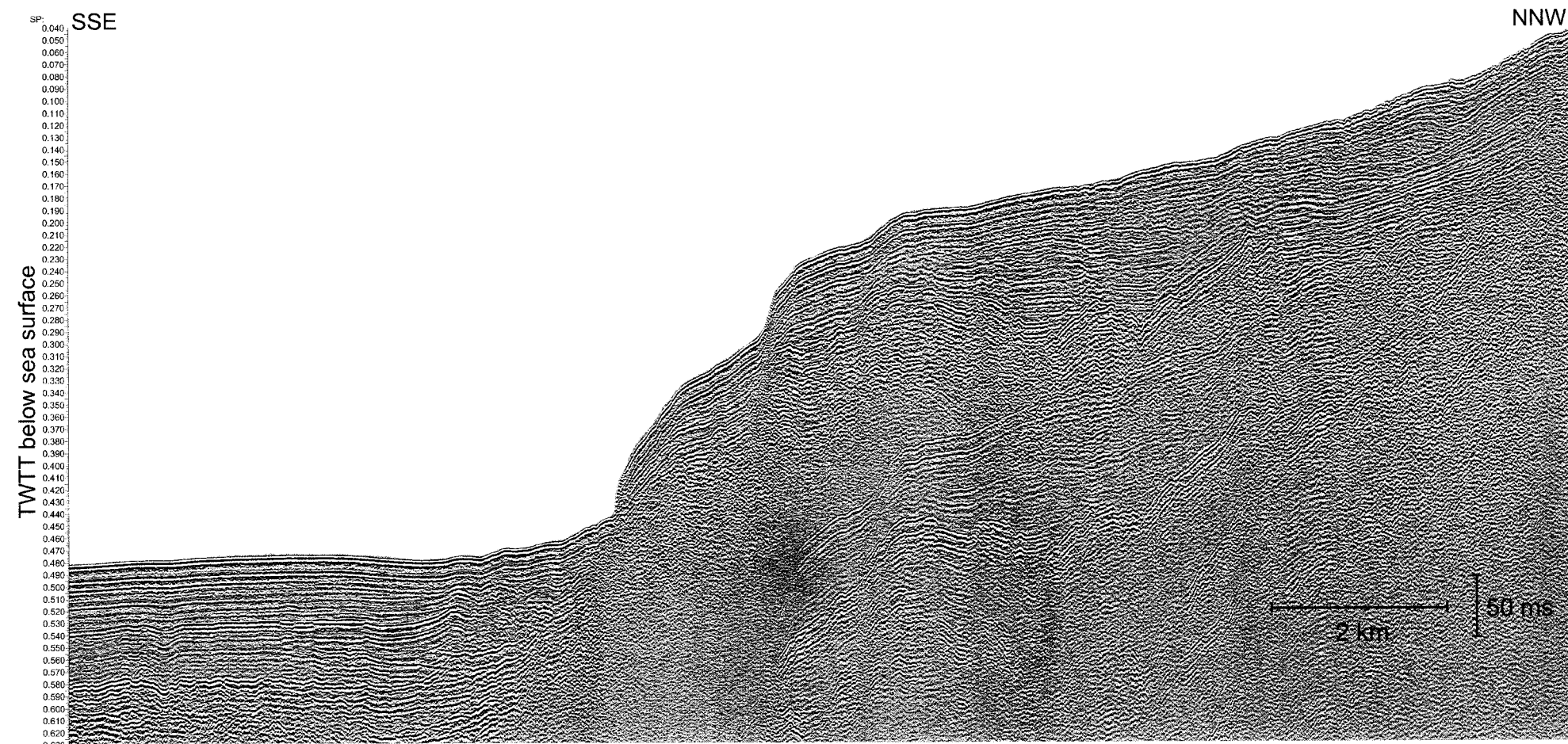


Figure 5.11A. Seismic profile S4 collected in the Betsiamites area. See figure 5.1B for location.

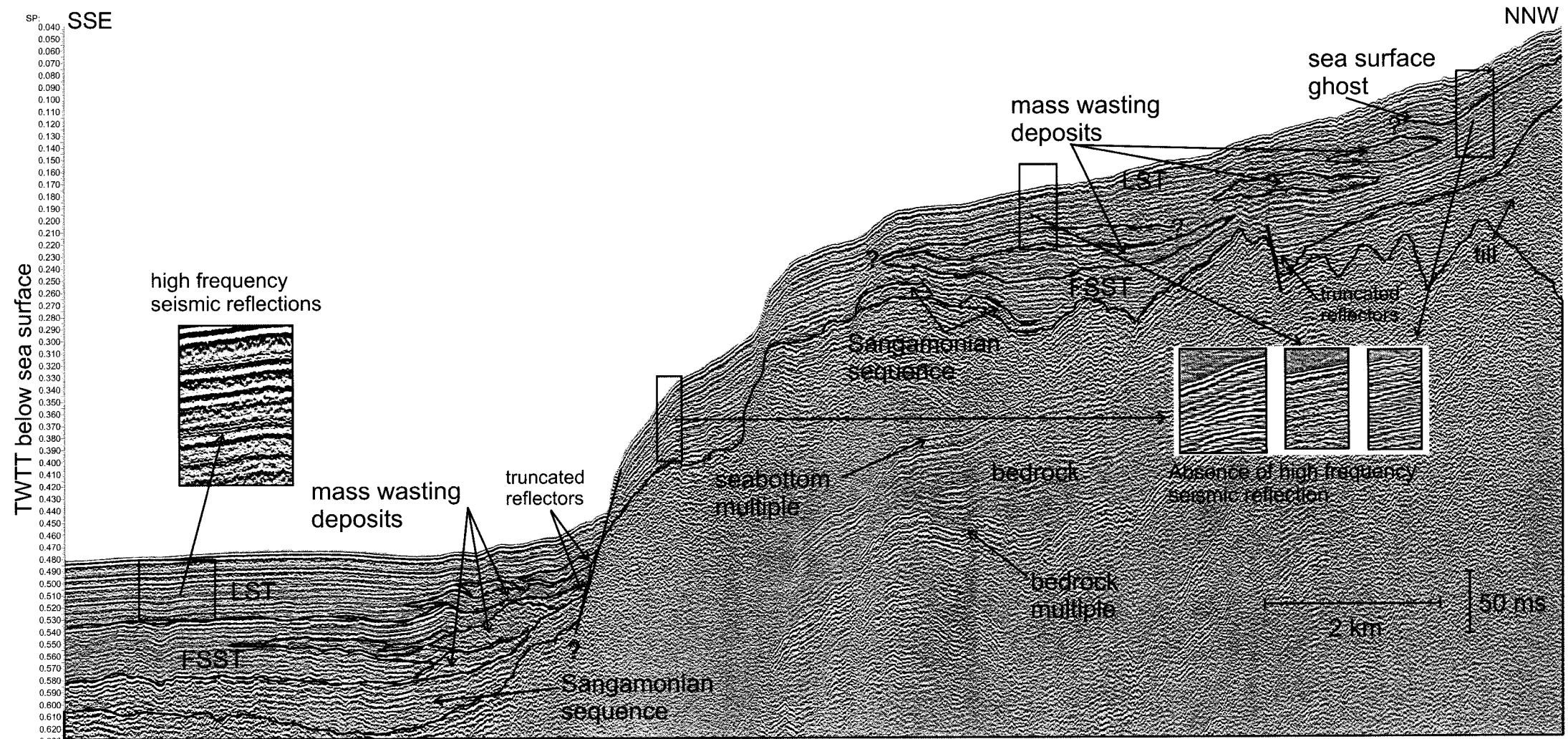


Figure 5.11B. Interpreted seismic profile S4 collected in the Betsiamites area. See figure 5.1B for location.

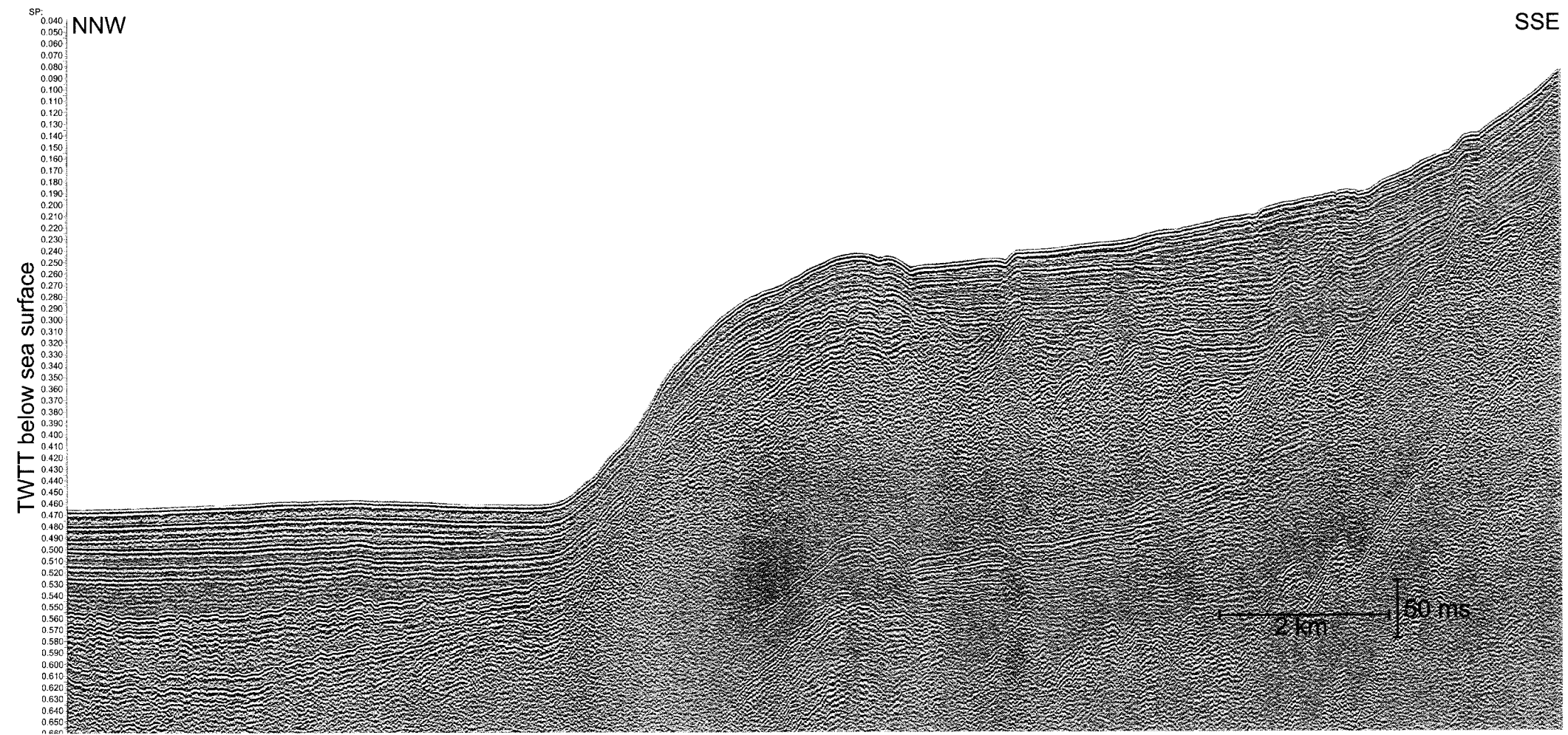


Figure 5.12A. Seismic profile S5 obtained across the shelf, continental slope and basin floor off the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location.

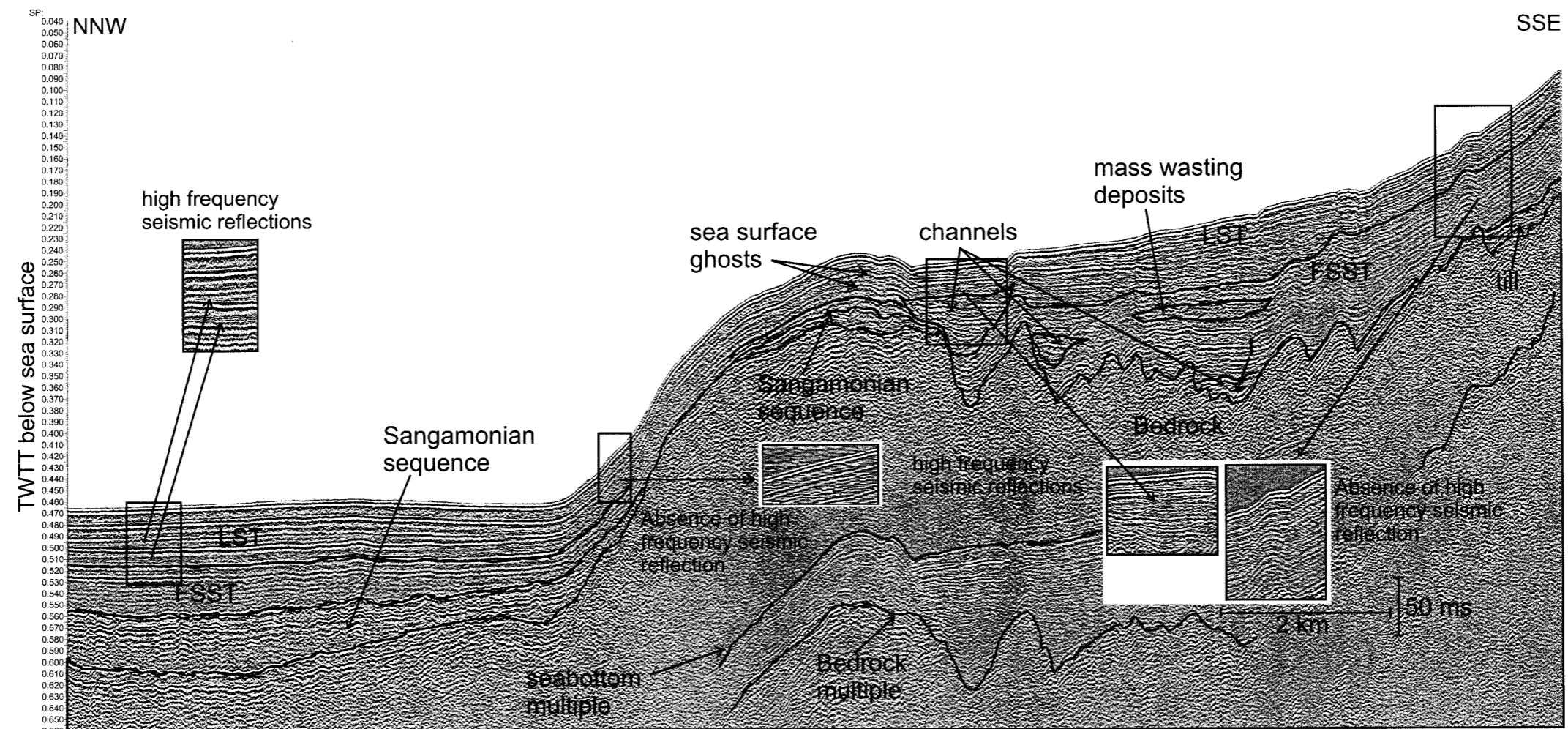


Figure 5.12B. Interpreted seismic profile S5 obtained across the shelf, continental slope and basin floor off the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location.

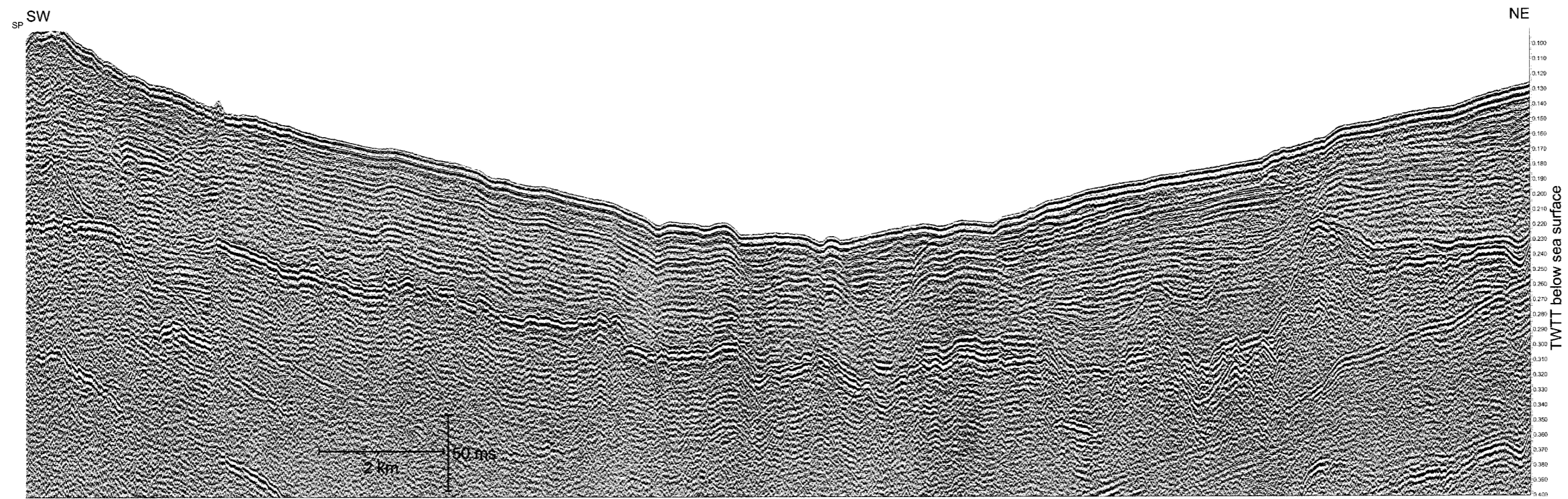


Figure 5.13A. Seismic profile S2 located along the shelf in the Outardes Bay. See figure 5.1B for location.

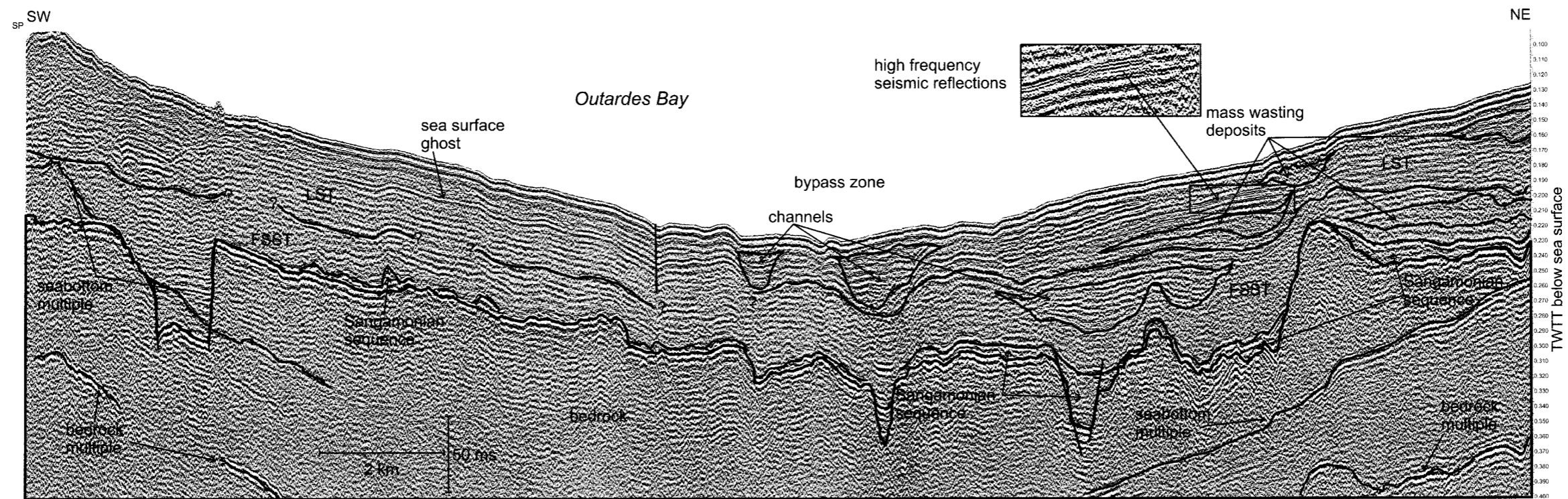


Figure 5.13B. Interpreted seismic profile S2 located along the shelf in the Outardes Bay. See figure 5.1B for location.

shelf and LST deposits are characterized by undulating stratified high amplitude reflections. Some high frequency seismic reflections are present in the LST in the eastern portion of the profile. This system tract also includes two buried u-shaped channels as well as mass wasting deposits.

Manicouagan delta-to-basin-floor system

The basement displays a sawtooth seismic signature and important lows (figure 5.14). The seismic stratigraphy of the sediment package contained several faults of various vertical extents, most common in the south. Thin patches of Sangamonian series are present in topographic lows and have a hummocky high amplitude reflector at the upper limit. FSST sediments constitute a ~30 ms thick layer of low amplitude undulating reflectors. In the LST deposits and on the seafloor several u and v-shaped channels are observed. At the shelf-edge, undulating reflectors suggest creep. The LST includes high frequency seismic reflections and reflection amplitudes of this system tract decrease downwards. On the slope, some reflectors contained within this system tract pinch out on the upper limit of the FSST. This suggest that the Aux Anglais River might have contributed to the slope construction and thus, in this area, the slope has been partly built by a sedimentation vector which was normal to the modern slope. On the seafloor near a in figure 5.14, the seismic profile passes through the meander loop of a channel.

The outer shelf seismic stratigraphy of the Manicouagan area is characterized by an undulating basement topography (figure 5.15). The Sagamonian series continuously drapes the basement. FSST material shows its typical content of low amplitude reflections. LST deposits are recognized as high amplitude reflections as well as by the seismic imaging of channels and mass wasting deposits.

5.4.5 Conceptual models

Two conceptual models were elaborated from the observations and the interpretations of the different data sets. The two river-dominated and influenced deltas contributed to shaping the basin in a different manner than the wave-influenced Manicouagan delta (figure 5.16). For all three systems, the upper part of the prodelta slope is characterized by incision

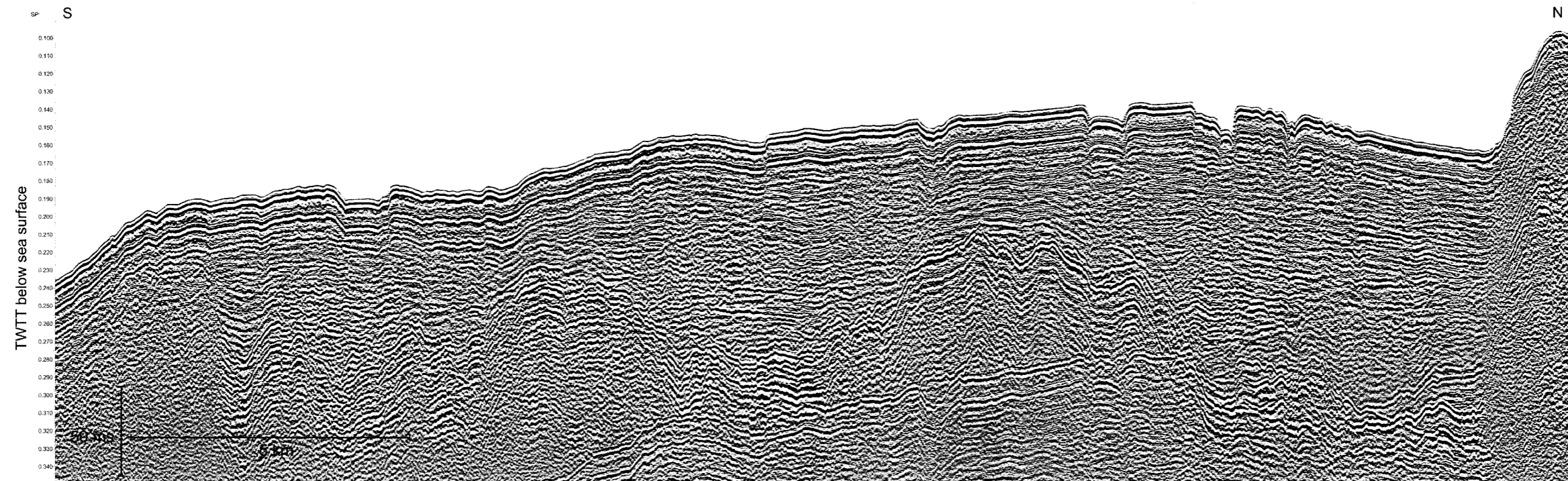


Figure 5.14A. Seismic profile S6 crossing the Manicouagan prodelta. See figure 5.1B for location.

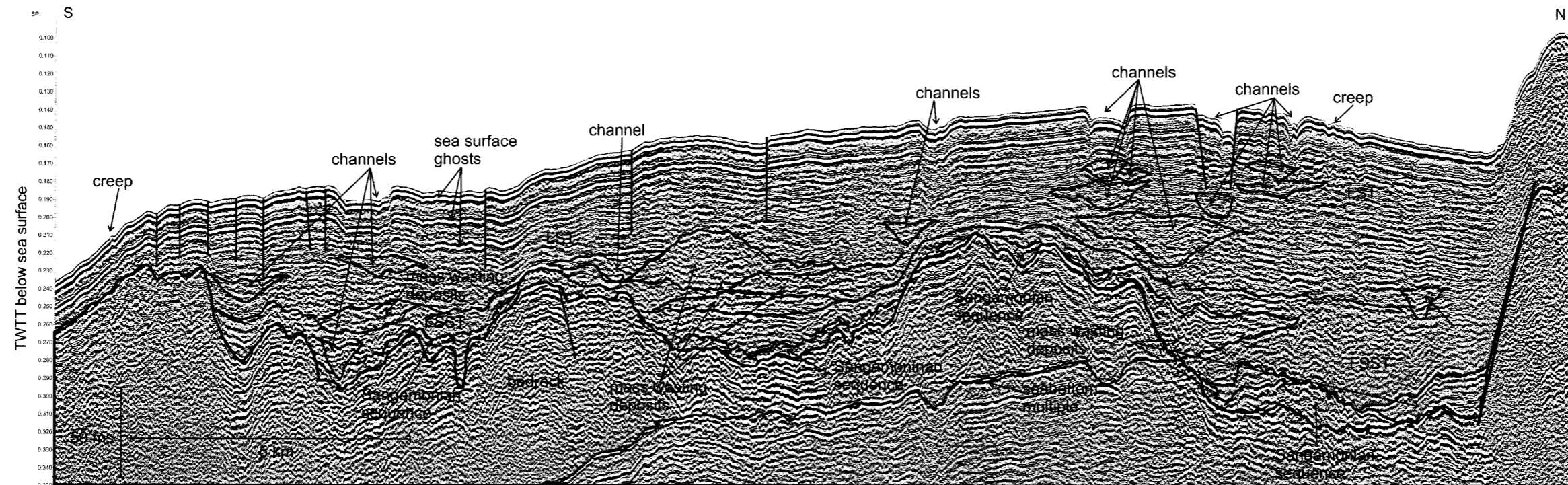


Figure 5.14B. Interpreted seismic profile S6 crossing the Manicouagan prodelta. See figure 5.1B for location.

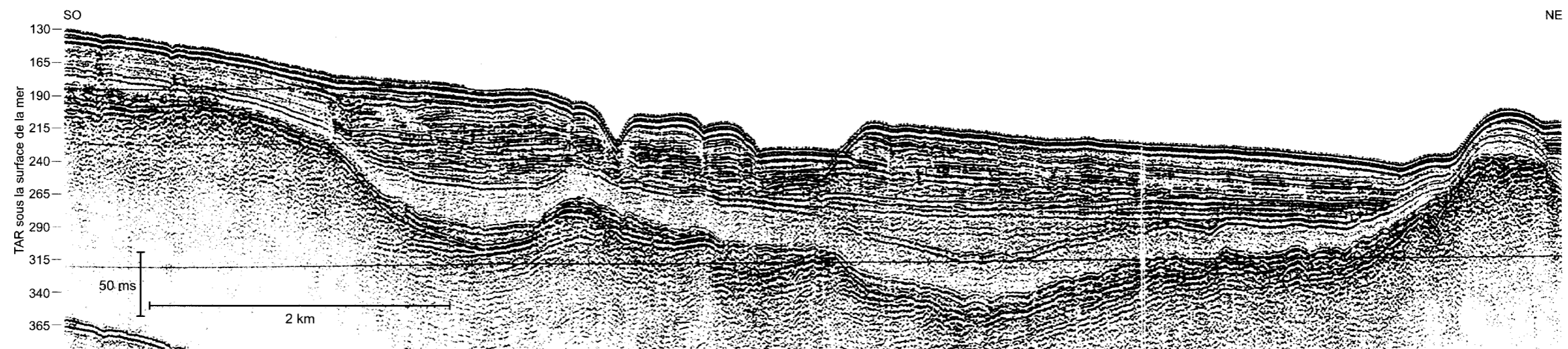


Figure 5.15A. Seismic profile AG2 collected off the southeastern portion of the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location.

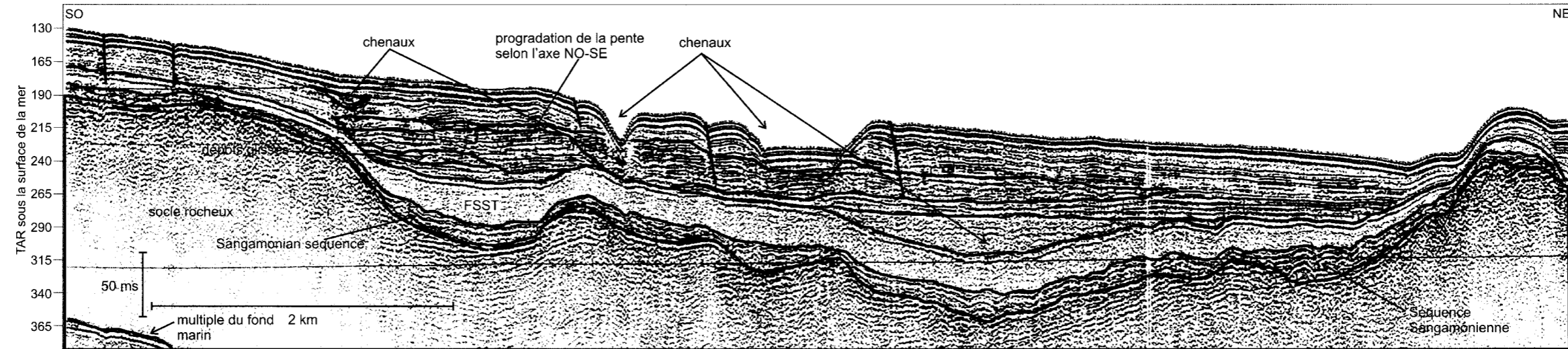


Figure 5.15B. Interpreted seismic profile AG2 collected off the southeastern portion of the Manicouagan Peninsula. See figure 5.1B for location.

of older prodeltaic deposits and sediment bypass. The wave-influenced delta shows the migration of several channels. The proximity of the Manicouagan Delta to the shelf-edge, dictates the style of slope construction, leading to the development of its upper and middle parts on the slope. In the case of the Betsiamites and particularly the Outardes systems, the wider shelf separating the deltas from the slope led to a "step-like" progradation, where prodeltaic failures are spread on the gently dipping shelf before failing again from the shelf to the slope. The slope seaward of these two deltas is formed by a mixture of hemipelagic and mass-wasting deposits, while the one in front of the Manicouagan delta is dominated by an organized channel network that experienced several switches. The lower part of the Betsiamites and Outardes systems includes thin and isolated mass-wasting lobes intercalated with hemipelagic deposits. The lower fan of the Manicouagan system is characterized by discrete channels incising into deep-water sediments, in contrast to the non-erosive character of the Betsiamites and Outardes mass-wasting lobes (figure 5.16). The most striking difference between the two types of systems is the poorly developed fan of the Betsiamites and Outardes systems compared to the well developed character of the Manicouagan fan.

5.5 Discussion

5.5.1 Impact of the relative-sea-level fall/lowstand context on the evolution of the three delta-to-basin-floor systems

The forced-regression context played a key role in the development of the Manicouagan Peninsula and partly dictated the construction style of the three estuaries (Hart and Long, 1996). On land, this fact is well documented by deep incision of the three rivers, up to 50 m high. Some of these channels incise the ancient FSST Manicouagan deltaic package (figure 5.10). The incised valleys can be followed on the seafloor and below the subsurface. Incised-valleys are

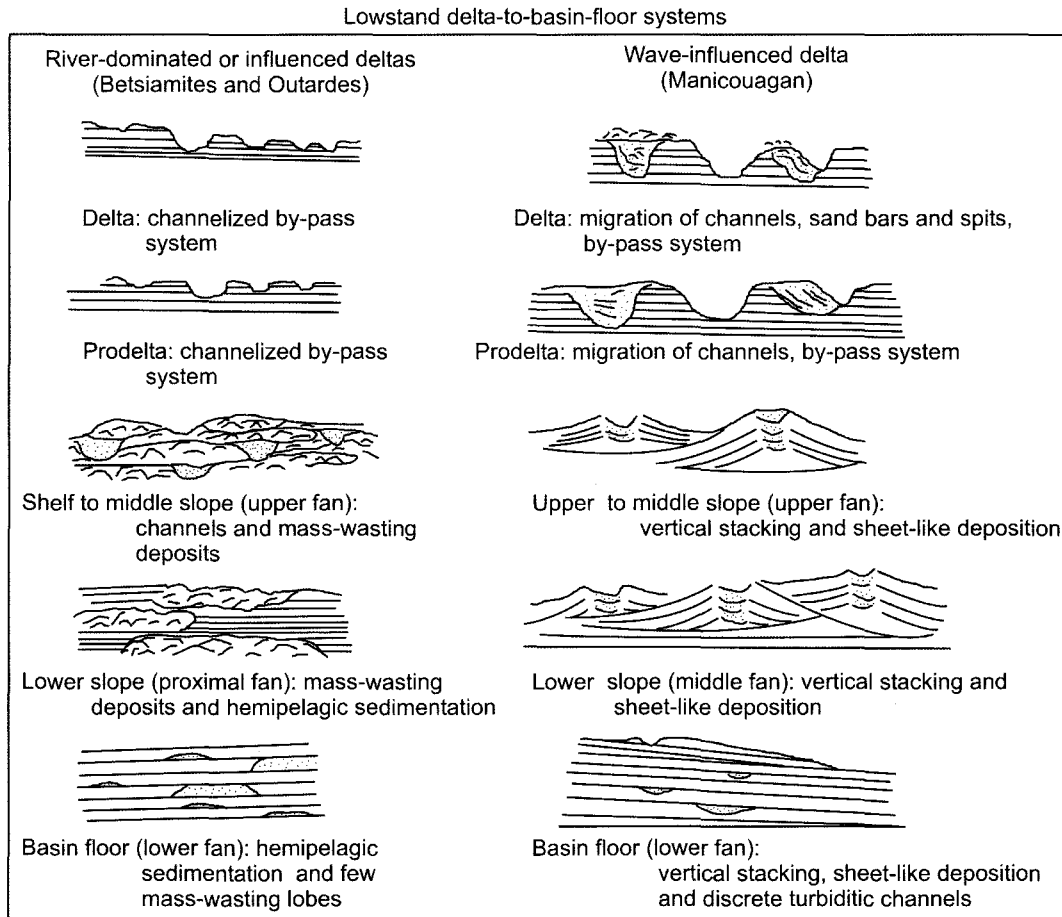


Figure 5.16. Generalized schematic drawings of the geophysical observations. The Manicouagan fan corresponds to the fan model of Walker (1992) proposed on figure 37b).

particularly well imaged on the subbottom profiles collected on the Betsiamites and Outardes prodeltas. The various position of the channels in the seismic stratigraphy is attributed to auto- or allochthonous factors. This seismic architecture results from a system controlled by autochthonous factors (channel avulsion, hydrodynamic setting and high frequency cyclic deposits) included in an allochthonous context; i.e. aggradating basin floor deposits and prograding clinoform packages in a forced-regression phase.

The presence of buried channels observed on seismic profiles collected in the Betsiamites area (see figure 5.10) can be attributed to the fact that probably during the mid-Holocene, the Manicouagan Peninsula was submerged leaving the Betsiamites Delta unprotected to the most important fetch (E-N-E). Because of this, the Betsiamites system might experienced what the Manicouagan system experiences today; i.e. sediment coming from the destruction of mouth bars by storm wave action feeding deeper marine settings via channels.

The lowstand relative-sea-level context also contributed to create exporting estuarine systems. These estuaries correspond to bypass zones where terrigenous material is not trapped into the estuary but exported on the shelf and then on the basin floor by mass wasting activity (Betsiamites and Outardes systems) or directly on the basin floor via channels (Manicouagan system) feeding a submarine fan. For the Betsiamites and Outardes systems, the protective role played by the Manicouagan Peninsula limits the possibility for sediments lying on the shelf to be brought back into the estuaries by storm waves or by alongshore sediment transport. Importing estuarine systems are typical in open seas because generally a wider shelf lies in front of them and most of the time estuaries are not protected (Dalrymple et al., 1992). Thus, tides, storm waves and alongshore drift have the possibility to push back the material already delivered by the rivers at their mouths on the continental shelf into the estuaries. The modern shelf edge position of the Manicouagan deltaic prism limits this possibility. In the summer, because of the smaller river discharge, sediments are trapped inside the proximal

part of the estuary. However, during spring floods the trapped sediments are exported to the deltaic portion of the system.

5.5.2 Implication of faults observed in the seismic stratigraphy

The topographic expression of the St. Lawrence valley, the relatively thick Pleistocene-Holocene sedimentary package, and the presence of normal faults on the seismic profiles suggest that some extensional tectonic motion has occurred during the Quaternary. However, the predominance of compressional focal mechanisms in southeastern Canada (Lamontagne, 1999) indicates that present-day deformation are related to shortening rather than extension, in agreement with the whole eastern American stress regime. In eastern Canada, considering that the continental-scale stress regime associated with plate-tectonics processes has not changed significantly in the last few million years, the complex ice-sheet evolution characterized by several phases of ice-sheet loading, glacio-isostatic rebound and rapid sedimentation, appears as the most probable factor that influenced the stress regime. Fault movements associated with glacio-isostatic rebound are documented elsewhere in eastern Canada and the world, like in Norway or in the New Madrid seismic zone (NMSZ) (central United States) (Bakkelid, 1986; Wu and Hasegawa, 1996; Bøe et al., 2000; Grollmund and Zoback, 2001).

Basement fault movements affected the sedimentary architecture by increasing accommodation space in certain parts of the basin. Some seismic data showed that steep normal faults contributed to trap sediments in small depressions, limiting the lateral extent of the sedimentary units. These small ponded basins appear as laterally disconnected stratigraphic features. These depressions, after their formation, were less exposed to autochthonous factors taking place in the basin such as wave action and channel avulsion. This also explain why thicker Sangamonian sequence deposits were preserved in these depressions (figure 5.15).

Normal faults are mainly observed in the Manicouagan system where the thickest Quaternary deposits have been reported. Normal faults tend to develop in extensional systems (Damuth, 1994; Mascle et al., 2001) and in basins characterized by rapid and thick loading imposed by deltaic sediment supply (Damuth, 1994; Anderson and Fillon, 2004). In the study area, normal faults are documented in the upper part of the sedimentary column and never reach the basement. This fact indicates that fault formation is not related to crustal subsidence or isostatic rebound but rather to local readjustments occurring at certain depths in the sedimentary column. These readjustments can be linked to mass wasting sedimentation mechanisms which prevail in this part of the study area. The weight imposed by the newly sedimented mass wasting deposit abruptly accelerates the compaction rate of the underlying layers which led to fault formation in response of this rapid compaction. Another alternative explanation for the faults in the upper part of the sedimentary column, can be related to slope instability. Steeply-dipping features like basement faults inherited from the opening of the St. Lawrence Valley or from basement highs, can lead to the development of faults in unconsolidated material lying on the top of a slope (Hampton et al., 1996). This is the case for fault movements reported in the uppermost section of the sedimentary packages.

5.5.3 Seismic architecture of the three delta-to-basin-floor systems

The basement topography controls the sedimentary architecture of two of the three systems. This control is determined by the presence of several channels nested in bedrock incisions and depressions. When the basement dip is high (more than 4 to 5°), as in the Betsiamites system and for the area offshore from the Manicouagan Peninsula, clinoform architecture is not preserved and the slope is built only by the stacking of mass wasting deposits which fill the basin seaward. Because of the more gentle basement dip (2°), prograding clinoforms constructed the Outardes slope system and the basin accommodation space diminished with the aggradation of draping layers. For the Manicouagan system, the basement dip

(1°) does not control the slope construction. Slope failures on this system are mostly controlled by storm wave action on the steep prodeltaic foresets and abandoned mouth bars as well as by erosion induced by high river discharges.

The data sets confirm that the three deltaic systems have different styles of sedimentation. The original Manicouagan Peninsula is a basement-controlled feature. Now the peninsula acts as a shield by protecting the Betsiamites and the Outardes estuaries from the most severe waves coming from the E and gives the possibility to the Outardes River to control its deltaic system. Despite the protection offered by the peninsula, SW and SSW waves have contributed to shape the Betsiamites Estuary. Waves must have been an important factor during the Holocene, because even the high solid and liquid discharges of the Manicouagan River generated by the glacial retreat were not sufficient to counter the waves' effect. Bedforms oriented in the SE-NW axis show that the wave action is still important in this area (Duchesne et al., 2003). After the 1965 Manicouagan river regulation, the sedimentary discharge was greatly reduced and since then higher river discharges sculpt bar morphology while waves destroy the sandy mouth bars (Crémer, 2003). Channels feed the deep-sea fan with this sandy material.

As it is the case in Norway, earthquakes caused by glacio-isostatically reactivated faults have destabilized the continental slope and generated submarine landslides (Bøe et al., 2000). These submarine landslides can explain the presence of small debris lobes at the foot of the slope. In conjunction with the glacio-isostatic rebound, wave action plays a major role on the architecture of the system (Duchesne et al., 2003a). The cliff material newly exposed by the glacio-isostatic rebound is eroded by wave action and then redistributed on the modern deltaic slope by channelized or unchannelized mass wasting exportation mechanisms. These conditions will prevail until the state of equilibrium of the system is reinstated.

Failed material traveled from the shelf to the basin floor by different transport modes. For Betsiamites and Outardes systems, mass wasting material is sometimes transported within channels. But generally, based on the interpretation of the seismic profiles, mass wasting sediments were carried out in an unconfined fashion. In the case of Betsiamites and Outardes prodeltas, creep is the dominant near-surface process. For the Manicouagan Delta, channels are directly connected to a submarine fan. The landward part of the modern channels imaged by the multibeam coverage appears to be filled by aggradation. Nevertheless, the channels might be reactivated during catastrophic sedimentation episodes and can be used as pathways to drain mass wasting material all the way down to the submarine fan (Crémer, 2003).

5.5.4 Sediment distribution in the three systems

Based on seismic architecture and amplitudes of the geophysical data presented in this study, observations and cores described in Hart and Long (1990), Hart (1987) and Crémer (2003), some conclusions related to the sediment distribution in the three systems can be drawn. Generally, the presence of High Amplitude Reflection Packages (HARPs) in channels is related to sand-prone channel fill (Popescu et al., 2001). Only a few HARPs are present in the study area. These are mainly located on the shelf in the Outardes Bay sector and in the Manicouagan system (see figures 5.12 and 5.14). The Manicouagan delta is composed of coarser material than Betsiamites and Outardes systems thus it is not surprising to see HARPs in the Manicouagan channel system. What is unexpected is to see only a few channels containing HARPs. This implies that channel filling might result from the sedimentation of poorly sorted deposits corresponding to a mixture of coarser sediments coming from the narrow shelf and the Manicouagan Delta, with eroded fine-grained sediments coming from the continental slope. On the other hand, lower amplitude reflection packages contained within some channels could represent waning of flow velocity at the end of flood episodes characterized by the sedimentation of fine-grained material.

The progradation of the systems is characterized by deep upstream incisions of their own raised deltaic plain material dominated by sand (Hart and Long, 1990; Crémer 2003). These incisions eroded older deltaic packages related to the different FSST phases. The lack of levees associated with channels on the shelf and on the continental slope is typical of erosive channels (Broucke et al., 2004). The presence of channel/levee complexes on the basin floor in the Manicouagan system and on the upper part of the modern Outardes system implies a decrease in flow velocity or an increase in the thickness of the flow. As the flow velocity decreases once it reaches the basin floor, it loses its erosive potential and fills the channel, to finally overflow (Posamentier, 2003).

In the Betsiamites area, failures on the delta front constitute the principal mechanism to deliver sediments via the channel onto the continental slope. This channel ends abruptly as it reaches the upper part of the continental slope. Material conveyed by the channel is spread on the continental slope once it is expelled from the channel mouth, leading to sediment sheet formation. The evidence for mass wasting suggests that sheet-like deposits are later remobilized by failure processes to deeper marine settings. The contorted internal geometry of mass wasting deposits illustrated by seismic profiles (figure 5.16) implies that no disintegrative failure occurred and thus sediments are not spilled on the sea floor but rather trapped in the slid masses. Because sand usually promotes the breaking up of sliding masses, it suggests that these masses are mud-prone.

The wider shelf facing the modern Outardes delta, together with the absence of bypass channels, restrains sediments from being distributed on the continental slope and the basin floor. Slide scars imaged on the prodelta slope suppose that sediments might be mobilized out on the shelf. However, the presence of basement highs on the mid-shelf, inhibits sand material further down the system. Nevertheless, the Outardes paleo-prodelta displays several relict and buried

bedrock-controlled channels running across the shelf. These relict channels are observed until the shelf edge is reached and are oriented parallel to it.

The strong control offered by the bedrock prevents channels from feeding the continental slope and the basin floor. Instead, sediment stayed on the shelf and was transported from the SW to the NE by following the structural pattern imposed by the basement (Lamontagne et al., 2003). The observation of buried channels in the seismic stratigraphy suggests that the Outardes Delta migrated ~20 km to the NW while its orientation passed gradually from N120 to N235 during the Holocene. Throughout the first construction stages when the sea-level was 40 to 60 m higher than present, channels parallel to the shelf edge supplied material to the same basin floor fan that the Manicouagan is still supplying. This feeding pathway can also explain the presence of clinoforms oriented perpendicular to the Manicouagan channels displayed on figure 5.15. Channels flowed across the shelf until structural control diminished on the westward part of the shelf edge as bedrock depressions were filled, leading to channel avulsion. As the system migrated to the NW, sediments were trapped on the shelf by basement highs in the following phases to form small “ponded basins”, analogous to “ponded basins” observed on the Northern Gulf of Mexico shelf by Kindinger (1989).

The Manicouagan system represents a typical system where channels connect a shelf-edge delta to a submarine fan. Sand coming from destruction of Manicouagan River mouth bars travels downslope by channels to supply sandy lobes. These lobes correspond to sandy depocenters of the Manicouagan deep sea fan.

5.5.5 High-frequency seismic signatures: evidence of relative-sea-level variations and catastrophic sedimentation episodes

High-frequency seismic signatures contained within the LST are mostly observed in the basin floor seismic stratigraphy. This fact is evidence for and confirms the

bypass nature of the systems during the lowstand phase. Effectively, their basinward progradational character and the higher energy level displayed by this system tract does not allowed the preservation of high-frequency cycles on the shelf.

The various spatial emplacements of high-frequency seismic signatures in the basin seismic stratigraphy can be used as relative-sea-level markers. It is well known that lowstands induce shelf bypass which leads to the export of coarser material onto the basin floor, but less known are changes in position of high frequency sedimentation cycles into the basin during lowstands (Kolla and Perlmutter, 1993; Evoy et al., 1994; Posamentier, 2001). Ito (1998) related the occurrence of higher frequency sediment layers in deep-sea fans architecture throughout the relative-sea-level fluctuations. However, in this case the narrow width of the shelf was also evoked to explain the deposition of higher frequency sediment layers in deep-sea fans regardless of the eustatic context. According to the present study, offshore Manicouagan Peninsula, high frequency seismic signatures can be correlated beyond the shelf onto the basin floor and into the Manicouagan deep-sea fan during the lowstand. Some high-frequency seismic signatures are recognized within channels in LST deposits located on the shelf. During the relative-sea-level lowstand, these channels have been disconnected with deeper marine settings and/or experienced channel avulsion on the shelf preventing the material from being reworked to the basin floor.

Throughout highstands, the landward position of the shoreline restrains high-frequency sediment cycles from reaching deep-sea environments. Fernandez-Salas et al. (2003) documented high frequency sediment inputs in two different Holocene highstand deposits on the shelf of the Gulf of Cadiz and of the Mediterranean Sea. Barnes (1995) also described a similar phenomenon in Pliocene to recent sedimentary deposits on the North Canterbury continental shelf (New Zealand). During relative-sea-level highstands, high frequency deposition cycles are recorded in the upstream portion of the delta-to-basin-floor system, i.e.

on the shelf, while during relative-sea-level lowstands they are recorded in the distal portion of the delta-to-basin-floor system, i.e. beyond the shelf. With the importance of the sea-level fall, shelf width is another factor on which depends if high frequency sedimentation cycles are recorded on the continental slope or on the basin floor. Both of these factors affect the shoreline position on the shelf during the lowstand and thus the potential to export material during high frequency sedimentation cycles in the deeper parts of the basin.

The variation in frequency content of these packages can also represent the occurrence of different types of catastrophic sedimentation episodes, such as mass wasting activity induced by storms. It can be supposed that the higher the frequencies contained in these packages are, the higher the recurrence of such events is. However, before going any further concerning correlation between high-frequency seismic signatures and high-frequency sedimentation cycles, core data is needed to test this relationship.

5.5.6 Influence of the delta type on the slope and basin floor construction

Delta classifications are mainly based on delta front inclination (steep or gentle), grain size, nature of the dominant process (fluvial, wave, tide), sand body geometries and the delta position in the basin (Coleman and Wright, 1975; Galloway, 1975; Edwards, 1981; Orton, 1988; Bhattacharya and Walker, 1992). Table 5.1 summarizes the principal characteristics of the three systems. The only characteristic that is common to the three systems is the presence of the presence of high frequency seismo-stratigraphic signature on the basin floor. The principal differences emerging from table 5.1 is the presence of channels throughout the entire Manicouagan system compared to the two others that are dominated by unconfined mass wasting evidence. It is also important to mention the influence of the basement on the sedimentary architecture of the Betsiamites and the aux Outardes systems, an influence that is not observed on the Manicouagan system.

The observation of the Manicouagan Peninsula systems suggests that there is a link between the type of the delta and the way continental shelves and slopes and submarine fans are constructed. What remains unknown is the degree of influence that the type of delta has on the evolution of the architecture of continental shelves and slopes and submarine fans. Processes controlling the delta morphology are mostly the same which affect the entire basin evolution. Thus, the effect of these processes will be felt not only on the delta but also on the continental shelf and slope as well as the basin floor. Deltas are responding to

Table 5.1. The principal characteristics of the three systems.

Betsiamites	Outardes	Manicouagan
<ul style="list-style-type: none"> - composite delta (river-influenced /wave-influenced) - many small channels located on the prodelta - bypass; sinuous channel feeding a small submarine fan on the basin floor - dominance of mass wasting processes on the prodelta and the continental slope - steep continental slope - basement-controlled sedimentary architecture - high frequency seismo-stratigraphic signature on the basin floor 	<ul style="list-style-type: none"> - river-dominated delta - estuarine bypass but sediments are deposited on the shelf - prodelta failures feed the continental shelf - near subsurface buried channels - continental slope dissected by several superficial slide scars - on the basin floor a series of small debris lobes are leaning on the slope's foot - basement-controlled sedimentary architecture - high frequency seismo-stratigraphic signature on a channel near the shelf-break and on the basin floor 	<ul style="list-style-type: none"> - wave-influenced delta - steep delta foresets - gentle continental slope - important presence of channels - northward migration of the channels - submarine fan feed by mass wasting activity via channels - high frequency seismo-stratigraphic signature on the basin floor

allochthonous and autochthonous factors that affect continental slope and basin floor formation. Beside the relative-sea-level context, orbital forcing and the tectonic setting, some factors are predominant regarding deltaic sediment supply on and beyond the continental slope. Based on present and past studies, these are: basin morphology, shelf width, shelf configuration, delta orientation on the shelf and hydrodynamic conditions (Muto and Steel, 2002; Cattaneo et al., 2003; Porebski and Steel, 2003; Saller et al., 2004).

Although basin opening and closure are driven by tectonic processes, the resulting morphology itself plays a determining role on deltaic sediment distribution in the basin. The Po delta is good example of the impact of the basin morphology on deltaic sedimentation. The semi-enclosed/epicontinental character of the Adriatic Sea has a great effect on current patterns development which later control river-born sediments dispersal in the basin (Cattaneo et al., 2003).

The distance separating the delta from the shelf break is crucial for the supply of coarse-grained sediment to deeper marine settings, a wide shelf restricting this supply (Muto and Steel, 2002). The 12 km long shelf lying in front of the Outardes Delta have contributed to trap coarse-grained material on the shelf. However, the narrow shelf facing the Manicouagan Delta facilitated sediment export to a deep-sea fan.

Shelf configuration also helps to determine the delta type. This is the main reason why Outardes Delta is river-dominated as the Manicouagan Peninsula shields this delta from the dominant wave action. Shelf configuration is also partly responsible of deltaic sediment feeding onto abyssal plains. The Late Pleistocene Lagniappe Delta is a good example of this aspect as deltaic lobes prograded from a wider to a narrower portion of the shelf along the shelf-edge, before avalanching downslope (Kindinger, 1989).

The studied systems constitute typical examples which demonstrate how delta orientation on a shelf, can affect sediment distribution in the basin and continental shelf, slope and basin floor architecture. Even though the along shelf-distance of the present study area is only ~70 km, the three delta shorelines have different orientations on the shelf. This orientation has contributed to generate different styles of seismic architecture. Besides affecting sediment distribution on the shelf, delta orientation in conjunction with other factors like hydrodynamic conditions, determines the progradation direction of the depocenters and enable or disable the possibility for sand to be conveyed to deep sea environments.

Hydrodynamic regime also plays a key role in delta evolution (Bhattacharya and Giosan, 2003). This parameter not only greatly contributes to develop the morphological identity of deltas but also controls geometries of sand body and restricts or permits deltaic sediment dispersal in other parts of the basin. The propagation of hydrodynamic conditions in the basin is also a function of the physiography shelf. How hydrodynamic conditions affect deltas is often closely linked to shelf width and dip as well as water depth. Shelves represent marine environments where their morphology is strongly dictated by hydrodynamic conditions (Walker and Plint, 1992). They tend to follow an equilibrium profile established by swell and wave action (Fredse and Deigaard, 1994). Shallow shelves experience intense erosion imposed by wave friction on the sea bottom. In the case of short and inclined shelves, they are heavily exposed to hydrodynamic conditions as wave energy dissipation tries to reinstate its equilibrium profile. This is presently the case of the Manicouagan Delta. With its shelf edge position, the delta front and prodelta are constantly remobilized by wave action. The only reason allowing the delta position to remain stable, is the fluvial sediment input of the Manicouagan River, which balances the wave erosional profile.

To properly determine where deltaic sediments are distributed in a basin, allochthonous and autochthonous factors have to be considered. Frequently, emphasis is put on allochthonous factors to interpret deltaic deposits in ancient

rock records. This is mainly due to the evident control by potentially world wide phenomena like eustatic sea-level cycles and orbital forcing of climate (Posamentier and Vail, 1988; Fischer and Bottjer, 1991). However, throughout the evolution of sequence stratigraphy models, several authors have pointed out that these models restrained views on autochthonous factors by giving a predominant role to allochthonous factors in basins formation (Hunt and Tucker, 1992; Helland-Hansen and Gjelberg, 1994). As a result, autochthonous factors are often overlooked, because allochthonous factors are easier to correlate because of their widespread character. Even if autochthonous factors have sometimes a more subtle signature and are harder to depict, they might be as important or even more important than allochthonous factors in certain basins (Posamentier and Allen, 1993). This study showed that all three delta-to-basin-floor systems located in a restricted area influenced by the same allochthonous factors, present very different characteristics chiefly induced by local processes. This points out that a good understanding of the basin not only provides a proper knowledge regarding allochthonous and autochthonous factors, but also by an awareness of the interplay between these two type of factors.

5.5.7 The development of analytical schemes in delta-to-basin-floor studies

An approach similar to the source-to-sink approach could be profitably used to better understand genesis of sedimentary architecture in delta-to-basin-floor systems (see Blum and Törnqvist, 2000 and Morehead et al., 2001). Deltas, shelves, continental slopes and basin floors are components of single and unique systems named sedimentary basins. Future research should put the emphasis on how each of these geological domains influence the other in terms of sedimentary architecture formation. Delta-to-basin-floor systems are complex and contain many parameters which dictate their evolution through the geological times. To simplify their analysis, a manner is the development of models and classifications including all parts of the system. The elaboration of such models and

classifications should serve as guiding lines for the study of delta-to-basin-floor systems and therefore help the understanding of the sedimentary basin architecture.

5.6 Summary

This study demonstrates the importance of autochthonous factors, the effects of which predominate on allochthonous factors in the studied systems. Since the publication of the Exxon group sequence stratigraphy model, geologists and geophysicists have often overlooked autochthonous factors to focus on allochthonous factors to determine reservoir properties of a basin. However, in the present case, autochthonous factors seem to control sediment distribution in the basin. The control offered by these factors highlights the importance of a good comprehension of autochthonous factors influencing the basin evolution to identify more accurately potential hydrocarbon traps. With the constant emergence and the more subtle nature of stratigraphic plays in the search for new hydrocarbon-bearing reservoirs, understanding the effects of different delta styles on continental slope and submarine fan sedimentary architecture genesis becomes a key element.

This study suggests that there is a link between the type of the delta and the way continental shelves and slopes and submarine fans are constructed. The literature lacks of studies discussing the role of deltaic styles on the generation of different types of continental shelf, slope and basin floor seismic architecture. Unfortunately, the observations made on the Manicouagan peninsula deltaic systems, are too few to establish a clear relationship between the type of delta and the way continental shelf, slope and basin floor are constructed. Further research on this topic must test this relationship on a larger number of delta-to-basin-floor systems. Deltas are well-documented sedimentary environments. Therefore, access to several existing databases is possible in a relatively inexpensive manner.

Acknowledgments

M. J. Duchesne and B. F. Long are in great debt to D. J. W. Piper (GSC-Atlantic) for his critical review of the paper. The authors would like to acknowledge the Geological Survey of Canada (GSC) and Hydro Quebec Petrole et Gaz for their financial participation and for giving the permission to use sparker data. Many thanks to the Bedford Institute of Oceanography (GSC-Atlantic) for giving the authorization to use airgun data. The Canadian Hydrographic Service (Geneviève Robichaux) who gratefully gave the opportunity to the authors to work with the multibeam and singlebeam data are also greatly acknowledged. M. J. Duchesne and B. F. Long are grateful to IKB Technology for the technical support during the Fall 2003 sparker survey. Thanks to Seismic Micro-Technology for providing the seismic interpretation software. Authors greatly appreciated the participation of crew members of the R/Vs Coriolis II (Fall 2003 sparker survey) and Frederick G. Creed (multibeam surveys). Nicolas Pinet (GSC-Québec) is acknowledged for several discussions he had with M. J. Duchesne concerning the St. Lawrence rift formation. Jacques Labrie (INRS-ETE) for his technical support during sparker data acquisition and processing, is acknowledged. Christiane Levesque (Laval University) helped Mathieu J. Duchesne for the merging of the 2000 and 2001 multibeam data sets. Finally, great recognition is expressed by the authors to students who participated to Fall 2003 sparker survey. Sparker data presented in this project are part of the GSC's Targeted Geoscience Initiative (Appalachian Front Basin) (http://www.nrcan.gc.ca/gsc/tgi_e.html).

Chapitre 6

CONCLUSION

6.1 Conclusions générales

Cette thèse est la première à utiliser la scanographie dans le but de préciser la genèse des faciès sismiques. Les méthodes de comparaison et de corrélation qui y sont contenues, constituent des approches originales contribuant à l'amélioration des connaissances relatives aux signatures sismiques des processus sédimentologiques menant à la formation d'un dépôt. Tout d'abord, le chapitre 2 fait le point sur les différentes propriétés physiques des matériaux régissant leurs réponses sismique et scanographique et fait des ponts pour montrer comment ces deux types de données sont complémentaires. Ensuite, le chapitre 3 propose une méthode dont le but ultime est l'extraction de valeurs de densité relative à partir de données scanographiques. Ce point est critique, car la densité est une propriété physique qui contrôle en partie les signatures scanographique et sismique des matériaux et qui permet d'arrimer ensemble les deux techniques. Enfin, le chapitre 4 montre l'application de la méthode présentée au chapitre précédent, où les valeurs de densité relative provenant des données scanographiques, sont utilisées pour générer des sismogrammes synthétiques.

De plus, cette thèse propose un modèle soulignant l'influence des différents styles de delta sur la construction du talus continental et des cônes sous-marins profonds, à partir d'observations géophysiques. Ces travaux tendent également à approfondir les connaissances géologiques régionales de la péninsule de Manicouagan et, plus particulièrement à l'évolution au cours du Quaternaire, des environnements sédimentaires marins la bordant. D'une manière plus détaillée, pour chacun des chapitres, les points marquants de cette thèse sont :

- Chapitre 2 : La résolution des données scanographiques, qui est de trois à quatre ordres de grandeur plus grande que celle des données sismiques, permet de mieux comprendre l'expression sismique du dépôt. L'imagerie scanographique représente une approche unique pour analyser l'architecture sédimentaire d'un dépôt. Les informations qualitatives et quantitatives extraites de cette imagerie sont complémentaires, ce qui aide à documenter l'influence que possèdent les structures sédimentaires et les propriétés physiques des matériaux sur la réflexion des ondes sismiques. L'application de la méthode de corrélation proposée montre que des faciès sismiques similaires peuvent correspondre à des faciès scanographiques différents. Aussi, différents faciès scanographiques peuvent avoir des réponses sismiques identiques. Par ailleurs, les structures sédimentaires de grandes et de petites échelles n'influencent pas nécessairement la morphologie des réflecteurs sismiques. Les résultats de ce chapitre suggèrent que l'interprétation de la genèse d'un dépôt sédimentaire, à partir de l'expression sismique de celui-ci, n'est pas toujours fiable.
- Chapitre 3 : La méthode présentée valorise l'utilisation du topogramme pour les applications géologiques de la scanographie. En effet, cette application montre qu'il est possible d'utiliser avec confiance les valeurs scanographiques extraites des topogrammes. Les corrections photoélectriques confirment que les valeurs d'intensité scanographique sont grandement affectées par les numéros atomiques effectifs des minéraux. Ainsi, préalablement à l'utilisation de ces valeurs comme indicateurs de densité, l'effet photoélectrique doit être corrigé. Cependant, pour l'analyse de sédiments, l'application d'une correction photoélectrique doit être perçue comme une façon de gagner de la précision sur l'approximation de valeurs de densité dérivées de données scanographiques, car leur nature est souvent polyminéralique.

- Chapitre 4 : Dans ce chapitre, les premiers sismogrammes synthétiques utilisant des profils de densité relative provenant de données scanographiques, furent générés. L'utilisation des données scanographiques pour la conception et la corrélation de sismogrammes synthétiques et la corrélation de ces derniers avec les profils de sismique-réflexion, rehaussent la confiance de l'utilisation du sismogramme synthétique pour déterminer la signification lithologique des réflexions, souvent remise en question par le passé (Neidel, 1993; White et Hu, 1998). Aussi, l'utilisation des sismogrammes synthétiques a permis de corréler, avec plus de précision, les structures sédimentaires observées par imagerie scanographique avec les réflexions de la sous-surface aidant ainsi à parfaire les connaissances reliées à la genèse de celles-ci.
- Chapitre 5 : Depuis la publication des premiers modèles de stratigraphie séquentielle à la fin des années 1970, les facteurs autochtones ont souvent été délaissés au profit des facteurs allochtones pour identifier, dans un bassin, les propriétés réservoirs. Or, l'étude bathymétrique et sismo-stratigraphique montre l'importance des facteurs autochtones sur la formation de corps sédimentaires dans le secteur du bassin de l'estuaire du Saint-Laurent, bordant la péninsule de Manicouagan. En effet, les facteurs autochtones prévalent sur les facteurs allochtones alors que la formation et la localisation des zones de dépôts maximum sont contrôlées par le premier type de processus. Ceci souligne qu'une bonne connaissance des facteurs autochtones est essentielle à la compréhension de l'évolution d'un bassin, afin de préciser la position de réservoirs pétroliers ou gazières potentiels. Aussi, les modèles conceptuels présentés dans ce chapitre permettent de raffiner celui de Walker (1992).

Les observations effectuées sur les trois systèmes étudiés proposent que l'énergie des conditions hydrodynamiques à laquelle est soumis le delta, a une influence directe sur la construction des cônes sous-marins profonds.

De plus, ces mêmes observations suggèrent qu'il y a un lien entre le type de delta et la manière dont sont construits le talus continental et les cônes sous-marins profonds. Pour les trois systèmes étudiés, les vallées structurales offrent un contrôle préférentiel à l'écoulement et à la mise en place des corps sédimentaires. Concernant les systèmes, où la construction du plateau est contrôlée par la progradation et l'aggradation de matériel deltaïque (par exemple les plateaux du Gange, de l'Indus, du Mississippi, du Niger et du Nil), les éléments structuraux du socle rocheux n'ont pas d'influence sur l'écoulement et la mise en place des matériaux, car ils sont masqués par l'épaisseur importante de la colonne sédimentaire.

Bien que l'établissement d'un plus grand nombre de relations entre les faciès sismiques et scanographiques serait souhaitable pour préciser les relations génétiques entre les mécanismes sédimentaires et les caractéristiques des réflexions, en première approximation, les résultats des présents travaux remettent en question certains concepts et certaines théories. Premièrement, les contradictions entre la signification géologique des faciès scanographiques et des faciès sismiques questionnent certains concepts de la sismo-stratigraphie. Ainsi, il est souhaitable de nuancer la signification géologique de la configuration interne des faciès sismiques utilisée en sismo-stratigraphie pour interpréter la mise en place des divers corps sédimentaires. Ceci est principalement le cas pour les faciès sismiques ayant une configuration interne chaotique; ce patron de réflexion doit être relié à un plus vaste éventail de processus géologiques. De plus, la géométrie des réflexions ne correspond pas toujours à la géométrie des structures sédimentaires, mais plutôt à celle des propriétés physiques des dépôts sédimentaires. En conséquence, l'attribution d'une connotation génétique à une réflexion interne d'un corps sédimentaire, peut parfois mener à des interprétations géologiques erronées. Certaines interrogations quant à la signification des réflexions sismiques, trouvent leur écho dans la question suivante posée par

Coleman et al. (2000) : «*How far beyond well control are we safe in extrapolating lithofacies assemblages from seismic facies?*».

Deuxièmement, depuis l'élaboration de la théorie de la stratigraphie séquentielle, certains auteurs ont déploré que cette théorie conférait trop de poids, lors de l'analyse d'un bassin sédimentaire, aux facteurs allochtones au détriment des facteurs autochtones (Hunt et Tucker, 1992; Helland-Hansen et Gjelberg, 1994). Les facteurs autochtones sont autant, sinon plus importants, que les processus allochtones dans l'histoire d'un bassin. Ces deux types de facteurs ont souvent des signatures semblables. C'est pourquoi il est nécessaire d'en vérifier l'étendue spatiale pour les départager en observant si leur enregistrement est isolé ou à l'échelle du bassin. Le fait que l'empreinte des facteurs allochtones soit habituellement plus facile à corrélérer à l'échelle du bassin, en raison de leur vaste étendue, engendre leur préséance sur les facteurs autochtones. La prédominance des facteurs autochtones sur leur contrepartie allochtones (chapitre 5), incite à s'interroger sur la manière d'utiliser les signatures allo- et autochtones pour la recherche de pièges à hydrocarbures de nature stratigraphique. Généralement, les sous-unités des pièges d'étendue régionale se corrélerent entre elles. Pour les pièges d'étendue locale, tels ceux formés par l'avulsion de lobes deltaïques, ces connexions n'existent pas puisque la mise en place et l'évolution d'un lobe deltaïque sont des phénomènes d'ordre local. Dans une perspective d'exploration gazière et pétrolière, la reconnaissance de l'importance des facteurs autochtones et la distinction de leur signature, par rapport à celle des processus autochtones, devient déterminante étant donné le caractère subtile que possèdent les pièges à hydrocarbures stratigraphiques.

6.2 Limitations des présents travaux et orientation des travaux futurs

Cette thèse a conduit à l'approfondissement des connaissances relatives à la genèse des faciès sismiques. Au cours de ces travaux, de nombreuses questions furent soulevées; plusieurs trouvèrent réponse et quelques-autres non. Ces

dernières représentent d'ailleurs des lacunes qui peuvent orienter des projets de recherches ultérieurs.

Bien que la scanographie apparaisse comme une technique puissante pour la détermination de la genèse des faciès sismiques, cette méthode comporte certaines limites. Néanmoins, pour déterminer les diverses lithologies composant un dépôt, une analyse sédimentologique s'impose. Comme toutes méthodes visant à corrélérer des données de carottage avec des profils de sismique-réflexion, le niveau d'hétérogénéité sédimentaire a une grande importance. Ainsi, des variations latérales fréquentes de faciès peuvent rendre caduque l'application des méthodes de corrélation à grande échelle présentées aux chapitres 2 et 4. De ce fait, la précision du positionnement des stations de carottage et des traces sismiques revêt un caractère particulièrement important au sein de milieux sédimentaires hétérogènes.

Les méthodes de corrélation furent développées dans un espace bidimensionnel. Or, les mesures tels l'échantillonnage scanographique et des traces sismiques et les erreurs de positionnement, sont toutes effectuées et répertoriées dans un espace tridimensionnel, mais sont représentées en deux dimensions. Cette approche limite l'interprétation. Avec le développement des méthodes sismiques tridimensionnelles et la possibilité d'utiliser des voxels en scanographie, l'application d'une démarche corrélatrice similaire dans un espace tridimensionnel s'avère réalisable. Une telle démarche élèverait à un niveau supérieur la qualité de l'interprétation des mécanismes d'écoulement responsables de la mise en place des corps sédimentaires.

De plus, les méthodes de corrélation peuvent être appliquées à des études de microsismique-réflexion fait en laboratoire sur des modèle physique de dépôts sédimentaires (Sherlock, 1999; Sherlock et Evans, 2001). L'avantage de l'application des méthodes à ce type de modèle est sans contredit le meilleur contrôle sur les paramètres des matériaux contribuant à générer les réflexions

ainsi que la connaissance des mécanismes de mise en place des dépôts. Cette application permettrait sans doute d'approfondir davantage les connaissances relatives à la genèse des faciès sismiques.

En ce qui a trait à l'étude des faciès scanographiques, le bruit associé à ceux-ci pourrait être utilisé pour caractériser les corps sédimentaires au même titre que l'intensité du signal scanographique. Ceci pourrait potentiellement être utile pour aider à départager des corps sédimentaires ayant des géométries identiques mais s'étant mis en place dans des conditions hydrodynamiques différentes.

Concernant l'utilisation de la scanographie, la principale limitation rencontrée au cours de la réalisation des travaux, fut la contribution de l'effet photoélectrique à la réponse scanographique des matériaux géologiques étudiés. Ceci fut mis en évidence, plus particulièrement au cours du chapitre 3, alors que les corrections photoélectriques ont montré que les valeurs HU sont fortement contrôlées par le numéro atomique effectif des minéraux. Ainsi, les travaux futurs qui touchent aux applications géologiques de la scanographie médicale devront cibler cette problématique, qui demeure un défi important dans l'optique d'utiliser avec confiance les valeurs scanographiques comme indicateur de densité. Pour y parvenir, des comparaisons devront être réalisées avec d'autres méthodes indirectes de mesure de densité comme la densitométrie gamma. En effet, l'importante documentation concernant cette dernière méthode peut sans doute être profitable à la scanographie afin de maximiser son apport à l'analyse de la densité en géologie.

Concernant la stratigraphie, le rôle que jouent les différents types de delta sur la construction des environnements marins peu profonds et profonds auxquels, ils sont associés, est peu connu. Malheureusement, les systèmes deltaïques bordant la péninsule de Manicouagan étudiés dans cette thèse, ne sont pas assez nombreux pour établir des liens formels entre le type de delta et la manière dont se construisent les environnements sédimentaires marins localisés en aval du delta. Il

serait souhaitable que des travaux futurs se concentrent sur le même sujet en incluant un nombre plus important de systèmes deltaïques. Les deltas étant des milieux sédimentaires bien documentés dans la littérature, de vastes bases de données sont accessibles pour réaliser ce genre d'études. Une meilleure compréhension de l'implication des différents styles de delta sur la construction des plateaux continentaux, des talus continentaux et des cônes sous-marins profonds, est un élément clé, pour localiser des réservoirs au sein de la stratigraphie d'un bassin.

La géodynamique des bassins est très complexe et inclut plusieurs paramètres interagissant ensemble. Présentement, les modèles et classifications disponibles dans la littérature concernent majoritairement les différentes composantes des bassins, alors que très peu de liens sont faits entre celles-ci, ce qui complexifie l'analyse des bassins (Walker et James, 1992; Porebski, et Steel, 2003). La simplification de l'analyse des bassins passe par le développement de modèles et de classifications rassemblant les éléments formant ces systèmes. De tels modèles et de telles classifications pourraient alors servir de lignes directrices facilitant la compréhension de la géologie historique du bassin.

RÉFÉRENCES CITÉES

- Aarseth, I. 1997. Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, 143 (1-4): 39-53.
- Abegg, F. et Anderson, A. L. 1997. The acoustic turbid layer in muddy sediments of Eckenfoerde Bay, western Baltic; methane concentration, saturation and bubble characteristics. *Marine Geology*, 137 (1-2): 137-147.
- Addison, P. S. 2002. *The Illustrated Wavelet Transform Handbook*. Institute of Physics Publishing, Bristol, 353 pages.
- Alexander, J., Bridge, J. S., Cheel, R. J. et Leclair, S. F. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology*, 48 (1): 133-152.
- Alibés, B., Rothwell, R. G., Canals, M., Weaver, P.P.E. et Alonso, B. 1999. Determination of sediment volumes, accumulation rates and turbidites emplacement frequencies on the Madeira abyssal plain (NE Atlantic): a correlation between seismic and borehole data. *Marine Geology*, 160 (3-4): 225-250.
- Allard, J. D. 1982. *Zone exposée aux mouvements de terrain, région de Chutes-aux-Outardes: Québec, Québec, Service de la géotechnique, Ministère de l'Énergie et des Ressources.*
- Allen, G. P. et Posamentier, H. W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill - the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(3): 378-391.
- Allen, J. R. L. 1993. Sedimentary structures – Sorby and the last decade. *Journal of the Geological Society*, 150 (3): 417-425.
- Allen, J. R. L. et Duffy, M. J. 1998. Temporal and spatial depositional patterns in the Severn Estuary, southwestern Britain: intertidal studies at spring-neap and seasonal scales, 1991-1993. *Marine Geology*, 146 (1-4): 147-171.

- Amos C.L., Li M.Z., Chiocci F.L., La Monica G.B., Cappucci S., King E.H. et Corbani F. 2003. Origin of shore-normal channels from the shoreface of Sable Island, Canada. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 108 (C3) : 1-39.
- Amos, C. L. et Miller, A. A. 1990. The Quaternary stratigraphy of south-west Sable Island Bank, Eastern Canada, *Geological Society of America Bulletin*, 102 (7): 915-934.
- Amos, C. L., Sutherland, T. F., Radziejewski, B. et Doucette, M. 1996. A rapid technique to determine bulk density of fine-grained sediments by x-ray computed tomography. *Journal of Sedimentary Research* 66 (5), 1023-1025.
- Anadòn, P., Cabera, L. et Kelts, K. 1991. *Lacustrine Facies Analysis*. International Association of Sedimentologists, Special Publication #13, Blackwell Science, Oxford, 318 pages.
- Anderson, A. L. et Hampton, L. D. 1980. Acoustics of gas-bearing sediments. I. Background. *Journal of the Acoustical Society of America*, 67 (6) : 1865-1889.
- Anderson, J. B. et Fillon, R. H. 2004. *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Northern Gulf of Mexico Margin*. SEPM Special Publication 79, Tulsa, Oklahoma, 314 pages.
- Arnold, M. E. 1978. Effect of hydrophone arrays on offshore Texas seismic signals. *Geophysics*, 43 (6): 1083-1098.
- Bakkelid, S. 1986. The determination of rates of land uplift in Norway. *Tectonophysics*, 130 (1-4): 307-326.
- Baraza, J. et Ercilla, G. 1996. Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 13 (2): 253-261.
- Barnes, P. M. 1995. High-frequency sequences deposited during Quaternary sea-level cycles on a deforming continental shelf, north Canterbury, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 97(3-4): 131-156.

- Barry, K. M., Cavers, D. A. et Kneale, C. W. 1975. Report on recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, 40 (2): 344-352.
- Berryhill, H. L. jr, Suter, J. R. et Hardin, N. S. 1986. Late Quaternary Facies and Structure, Northern Gulf of Mexico : Interpretation from Seismic Data. AAPG Studies in Geology #23, Tulsa, 289 pages.
- Best, A. I., Tuffin, M. D. J., Dix, J. K. et Bull, J. M. 2004. Tidal height and frequency dependence of acoustic velocity and attenuation in shallow gassy marine sediments. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 109 (B08101): 1-17.
- Bhattacharya, J. P. et Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50 (1): 187-210.
- Bhattacharya, J. P. et Walker, R. G. 1992. Deltas. *Dans Facies Models: Response to Sea Level Change*. Édité par R. G. Walker, et N. P. James, Geological Association of Canada, pp.157-177.
- Blais-Stevens, A., Bornhold, B. D., Kemp, A. E. S., Dean, J. M. et Vaan, A. A. 2001. Overview of the Late Quaternary stratigraphy in Saanich Inlet, British Columbia: results of Ocean Drilling Program Leg 169S. *Marine Geology*, 174 (1-4): 3-26.
- Bleistein, N., Cohen, J. K. et Stockwell, J. W. Jr 2001. *Mathematics of Multidimensional Seismic Imaging, Migration, and Inversion*. Springer-Verlag, New York, 510 pages.
- Blum, M. D. et Törnqvist, T. E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (1): 2-48.
- Bodur, M. N. et Ergin, M. 1992. Holocene sedimentation patterns and bedforms in the wave-current-dominated nearshore waters of Eastern Mersin Bay (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, 108 (1): 73-93.
- Bøe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L. et Vasshus, S. 2000. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, 167 (1-2): 147-165.

- Boespflug, X., Long, B. F. N. et Occhietti, S. 1995. CAT-scan in marine stratigraphy: a quantitative approach. *Marine Geology*, 122 (4) : 281-301.
- Boespflug, X., Ross, N., Long, B. et Dumais, J.-F. 1994. Axial tomodensitometry - relation between the CT intensity and the density of the sample. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31 (2), 426-434.
- Boggs, S. Jr. 1995. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 774 pages.
- Booth, J. R., Dean, M. C., DuVernay III, A. E. et Styzen, M. J. 2003. Paleobathymetric controls on the stratigraphic architecture and reservoir development of confined fans in the Auger Basin: central Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6-8): 563-586.
- Bouma, A. H. 1963. *Sedimentology of some flysh deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 pages.
- Bouma, A. H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17 (2): 137-143.
- Bouma, A. H., Berryhill, H. L., Brenner, R. L. et Knebel, H. J. 1982. Continental shelf and epicontinental seaways. *Dans Sandstone Depositional Environments*. Édité par P. A. Scholle et D. Spearing, AAPG Memoir #31, Tulsa, pp. 281-327.
- Bourillet, J. F., Edy, C., Rambert, F., Satra, C. et Louberieu, B. 1996. Swath mapping system processing: Bathymetry and cartography. *Marine Geophysical Researches* 18 (2-4): 487-506.
- Boyd, R. et Leckie, D. A. . 2004. Comparison of the Cretaceous Paddy Estuary, Canada and the Modern Hervey Bay, Australia : insights from analog modeling. *Dans AAPG Annual Convention Abstracts Volume*, p. A16.
- Boyd, R., Scott, D. B. et Douma, M. 1988. Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf. *Nature*, 333 (6168): 61-64.

- Brew, D. S. et Mayer, L. A. 1998. Modeling of Pliocene-Pleistocene abyssal mudwaves using synthetic seismograms. *Marine Geology*, 149 (1-4): 3-16.
- Bromhead, E. N. 1986. *The Stability of Slopes*. Surrey University Press, New York, 373 pages.
- Broucke, O., Temple, F., Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, T. and Guillocheau, F. 2004. The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Middle Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin). *Marine and Petroleum Geology*, 21(3): 327-348.
- Brown, A. R. 1996. Seismic attributes and their classification. *The Leading Edge*, 15 (10) : 1090.
- Browne, G. H. et Naish, T. R. 2003. Facies development and sequence architecture of a late Quaternary fluvial-marine transition, Canterbury plains and shelf, New Zealand: implications for forced regressive deposits. *Sedimentary Geology*, 158 (1-2): 57-86.
- Buckley, D. E., MacKinnon, W. G., Cranston, R. E. et Christian, H. A. 1994. Problems with piston core sampling: Mechanical and geochemical diagnosis. *Marine Geology*, 117 (1-4): 95-106.
- Buogo S. et Cannelli, G. B. 2002. Implosion of an underwater spark-generated bubble and acoustic energy evaluation using the Rayleigh model. *Journal of the Acoustical Society of America*, 111 (6): 2594-2600.
- Burke Hubbard, B. 1995. *Ondes et Ondelettes: la Saga d'un Outil Mathématique*. Pour la Science, Paris, 236 pages.
- Byun, B. S., Corrigan, D. et Gaiser, J. E. 1989. Anisotropic velocity analysis for lithology discrimination. *Geophysics*, 54 (12) : 1564-1574.
- Cagnat, E. 2003. *Étude sédimentologique de la série Holocène de l'estuaire maritime du Saint-Laurent : apport de la tomographie*. Mémoire de maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre, Environnement, Québec, 214 pages.

- Cattaneo, A., Corregiari, A., Langone, L. and Trincardi, F. 2003. The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic Shelf: sediment pathways and supply fluctuations. *Marine Geology*, 193 (1-2): 61-91.
- Champanhet, J.-M., Durand, J., Long, B., et Labeyrie, B. 1989. Apport du scanner à la définition géométrique des réservoirs non consolidés. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production-ELF-Aquitaine*, 13 (1): 167-174.
- Chaumillon, E., Gillet, H., Weber, N. et Tesson, M. 2002. Temporal evolution and internal architecture of an estuary-type sand ridge: the Longe de Boyard along the French Atlantic Coast. *Comptes Rendus Geoscience*, 334 (2): 119-126.
- Cherry, R. H., Spetzler, H. A. et Paffenholz, J. 1996. A new wideband (1 mHz to 100 hZ) seismic spectrometer. *Review of Scientific Instruments*, 67 (1): 215-221.
- Chough, S. K. and Orton, G. J., 1995. Fan Deltas: Depositional Styles and controls. *Sedimentary Geology*, 98 (1-4): 1-292.
- Christian, H.A., Mosher, D.C., Mulder, T., Barrie, J.V. et Courtney, R.C. 1997. Geomorphology and potential slope instability on the Fraser River delta foreslope, Vancouver, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 34 (3): 432-446.
- Claerbout, J. F. 1985. *Fundamentals of Geophysical Data Processing: with Applications to Petroleum Prospecting*. Blackwell Scientific Publications, London, 274 pages.
- Coleman, J. L. Jr., Sheppard, F. C. III et Jones, T. K. 2000. Seismic resolution of submarine channel architecture as indicated by outcrop analogs. *Dans Fine-Grained Turbidite Systems. Édité par A. H. Bouma and C. G. Stone, AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication No. 68*, pp.119-126.
- Coleman, J. M. et Wright, L. D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. *Dans Deltas, models for exploration. Édité*

- par* M. L. Broussard, Houston Geological Society, Houston, Texas, pp. 99-149.
- Coleman, J. M., Roberts, H. H. et Stone, G. W. 1998. Mississippi River delta: an overview. *Journal of Coastal Research*, 14 (3): 698-716.
- Collela, A. et Prior, D.B. 1990. Coarse-grained deltas. International Association of Sedimentologists, Special Publication #10, Blackwell Science, Oxford, 357 pages.
- Cramez, C. 1990. Glossaire de stratigraphie séquentielle. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 45 (3): 435-453.
- Crémer, J.F. 2003. Caractérisation et interprétation des structures de remaniement sédimentaire à l'aide de la tomographie axiale. Relation entre la construction et la conservation des figures sédimentaires. Thèse de doctorat, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 238 pages.
- Crémer, J.-F., Long, B., Desrosiers, G., de Montety, L. et Locat, J. 2002. Application de la scanographie à l'étude de la densité et à la caractérisation des structures sédimentaires: exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de juillet 1996. *Canadian Geotechnical Journal* 39 (2), 440-450.
- Croudace, I., Thomson, J. et Rothwell, G. 2003. Initial evaluation of the ITRAX micro-XRF sediment core scanner. *Dans New Ways of Looking at Sediment Cores and Core Data: An International Conference and Workshop. Programme and Abstracts*, Southampton, p.14.
- Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O. et Laberg, J. S. 2002. Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin 65 to 68 degrees N. *Marine and Petroleum Geology*, 19 (9): 1089-1113.
- Dalrymple, R. H., Zaitlin, B. A. et Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (6): 1130-1146.
- Dalrymple, R. W., Boyd, R. et Zaitlin, B. A. 1994. Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication no. 51, Tulsa, Oklahoma, 391 pages.

- Damotte, B. et Hémon, C. 1968. Traitement de l'information sismique en océanographie. Publication de l'Institut Français du Pétrole, #16.196, Rueil-Malmaison, 31 pages.
- Damuth, J. E. 1975. Echo character of the western Equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, 18 (2): 17-45.
- Damuth, J. E. 1980. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near- bottom sedimentation processes in the deep sea: A review. *Marine Geology*, 38 (1-3): 51-75.
- Damuth, J. E. 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 11 (3): 320-346.
- Davies, D. J., McInalley et A. Barclay, F. 2003. Lithology and fluid prediction from amplitude versus offset (AVO) seismic data. *Geofluids*, 3 (4): 219-232.
- de Laplanche, J., Hageman, R. F. et Bollard, P. G. 1963. An example of the use of synthetic seismograms. *Geophysics*, 28 (5) 842-854.
- de Ruijter, W. P. M., Visser, A. W. et Bos, W. G. 1997. The Rhine outflow: a prototypical pulsed discharge plume in a high energy shallow sea. *Journal of Marine Systems*, 12 (1-4): 263-276.
- Deptuck, M. E., Steffens, G. S., Barton, M. et Pirmez, C. 2003. Architecture and evolution of upper fan channel belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6-8): 649-676.
- Deslattes, R.D. 1969. Estimates of X-Ray attenuation coefficients for the elements and their compounds, *Acta Crystallographica A: Foundations of Crystallography*, 25 (1): 89-93.
- Desloges, J. R. et Gilbert, R. 1995. The sedimentary record of Moose Lake – Implications for glacier activity in the Mount-Robson area, British-Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 (1): 65-78.
- Desnoes, Y. 1980. Off-line contouring of the data from the multibeam Sea Beam. *International Hydrographic Review*, 57 (1): 55-76.

- DICOM, 2004. The DICOM Standard. National Electrical Manufacturers Association, Rosslyn, 3061 pages.
- Dionne, J.-C., 2001. Relative-sea-level changes in the St. Lawrence Estuary from deglaciation to present day. *Dans Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada. Édité par T. K. Weddle, et M. J. Retelle, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 351: pp. 271-284.*
- Dixon, B. T. et Weimer, P. 1998. Sequence stratigraphy and depositional history of the eastern Mississippi Fan (Pleistocene), northeastern deep Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82 (6): 1207-1232.
- Domenico, G., Becker, A., Ferry, M. A., Monecke, K. et Schnellman M. P. 2001. Reconstructing the Paleoseismological record in Northern Switzerland –PALEOSEIS. Institut de Géophysique, Institut Fédéral Suisse de la Technologie à Zurich, rapport interne.
- Dominguez Alonso, P., Milner, A.C., Ketcham, R.A., Cookson, M.J. et Rowe, T.B. 2004. The avian nature of the brain and inner ear of *Archaeopteryx*. *Nature*, 430 (02706): 666-669.
- Drijkoningen, G. G. 2003. Seismic Data Acquisition. Delft University of Technology, Section of Applied Geophysics & Petrophysics, Delft, 115 pages.
- Du Berger, R., Roy, D., Lamontagne, M., Woussen, G., North, R. G. et Wetmiller, R. J. 1990. The Saguenay (Québec) earthquake of November 25 1988; seismological data and geologic setting. *Tectonophysics*, 186 (1-2): 59-74.
- Dubois, J. M. M. 1980. Géomorphologie du littoral de la côte nord du St-Laurent: *Dans The Coastline in Canada. Édité par S. B. McCann, Geological Survey of Canada, paper 80-10: pp.215-238.*
- Duchesne, M. J. 2003. Mission QSL0309: Projet Initiative Géoscientifique ciblée : deuxième partie. Rapport de mission scientifique interne, INRS-ETE, 13 pages.

- Duchesne, M. J., Long, B. F. et Lévesque, C. 2003b. Recent evolution and modern sedimentary dynamics of the Manicouagan Peninsula area, Saint Lawrence Estuary, Quebec, Canada. *Dans* Proceedings of the 2003 Canadian Coastal Conference, October 15-17, Kingston, Ontario. Édité par W. Kamphuis, Canadian Coastal Science and Engineering Association, 16 pages.
- Duchesne, M. J., Long, B. F., Locat, P., Locat, J. et Masse, M. 2003. The Pointe-du-Fort mass movement deposits, Upper Saguenay Fjord, Canada: a multiphase build-up. *In* Submarine Mass Movements and their Consequences. Édité par J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic publishers, the Netherlands : pp.499-508.
- Duchesne, M. J., Long, B. F., Urgeles, R. et Locat J. 2003a. New evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area, Quebec, Canada. *Geo-Marine Letters*, 22 (4): 233-242.
- Duchesne, M. J., Long, B. F., Labrie, J. et Simpkin, P. G. On the use of CT-scan analysis to determine the genesis of very-high-resolution seismic-reflection facies. *À soumettre au Journal of Geophysical Research*, 35 pages.
- Duchesne, M. J., Moore, F., Long, B. F. et Labrie, J. A rapid method for converting medical Computed Tomography scanner topogram attenuation scale to Hounsfield Unit scale and to obtain relative density values. *soumis à Engineering Geology*, 22 pages.
- Duliu, O. G. 1999. Computer axial tomography in geosciences : an overview. *Earth-Science Reviews*, 48 (4): 265-281.
- Dupuis, L. et Ouellet, Y., 1999, Prévion des vagues dans l'estuaire du Saint-Laurent à l'aide d'un modèle bidimensionnel. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 26 (6): 713-723.
- Dyer, K. R. 1998. *Estuaries: a Physical Introduction*. John Wiley & Sons, New York, 210 pages.
- Edwards, M. B., 1981. Upper Wilcox Rosita delta system of South Texas: growth-faulted shelf-edge deltas. *AAPG Bulletin*, 65 (1): 54-73.

- Emery, D. et Myers, K. 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, 297 pages.
- Ergin, M., Okyar, M. et Timur, K. 1992. Seismic stratigraphy and Late Quaternary sediments in inner and mid-shelf areas of Eastern Mersin Bay, Northeastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 104 (1-4) : 73-91.
- Evoy, R. W., Moslow, T. F., Kostachuk, R. A. et Luternauer, J. L., 1994. Origin and variability of sedimentary facies of the Fraser-River delta foreslope, British-Columbia. *Marine Geology*, 118 (1-2): 49-60.
- Eyles, N., Daniels, J. Osterman, L. E. et Januszack, N. 2001. Ocean Drilling Program Leg 178 (Antarctica Peninsula): sedimentology of glacially influenced continental margin topsets and foresets. *Marine Geology*, 178 (1-4): 135-156.
- Fernandez-Salas, L. M., Lobo, F. J., Hernandez-Molina, F. J., Somoza, L., Rodero, J., Diaz del Rio, V. et Maldonado, A. 2003. High-resolution architecture of the late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes: *Continental Shelf Research*, 23 (11-13): 1037-1054.
- Fischer, A. G. et Bottjer, D. J. 1991. Orbital forcing and sedimentary sequences: *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (7): 1063-1069.
- Folk, R. L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co. Austin, 190 pages.
- Francus, P. et Karabanov, E. 2000. A computer-assisted thin-section study of Lake Baikal sediments: a tool for understanding sedimentary processes and deciphering their climatic signal. *International Journal of Earth Sciences*, 89 (2): 260-267.
- Francus, P., Bradley, R. S. et Thurow, J. W. 2004. An introduction to image analysis, sediments and paleoenvironments. *Dans Image Analysis, Sediments and Paleoenvironments. Édité par P. Francus*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 1-11.

- Fredsøe, J. et Deigaard, R., 1994. Mechanics of coastal sediment transport: World Scientific, London, 369 pages.
- Frenette, M. et Long, B. F. 1979. Étude du régime sédimentologique de l'estuaire de la rivière aux Outardes. Projets de centrales, Montreal, Québec, Services Hydraulique, Hydro-Quebec, 31 pages.
- Fulthorpe, C. S. et Austin, J. A. 2004. Shallowly buried enigmatic seismic stratigraphy on the New Jersey outer shelf: evidence for Latest Pleistocene catastrophic erosion? *Geology*, 32 (12): 1013-1016.
- Fulthorpe, C. S., Austin, J. A., et Mountain, G. S. 2000. Morphology and distribution of Miocene slope incisions off New Jersey: Are they diagnostic of sequence boundaries? *GSA Bulletin*, 112 (6): 817-828.
- Galloway, W. E. 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *Dans Deltas, models for exploration*. Édité par M. L. Broussard, Houston Geological Society, Houston, Texas, pp. 87-98.
- Gardner, J. V., Mayer, L. A. et Hughes-Clarke, J. H. 2000. Morphology and processes in Lake Tahoe (California-Nevada). *Geological Society of America Bulletin*, 112 (5): 736-746.
- Garg, A., Kovscek, A. R., Nikraves, Castanier, L. M. et Patzek, T. W. 1996. CT scan and neural network technology for construction of detailed distribution of residual oil saturation during waterflooding. *Proceedings of the Western Region Society of Petroleum Engineers Annual Meeting held in Anchorage, Alaska*, pp. 1-10.
- Gaullier, V. et Bellaiche, G. 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, northwestern Mediterranean Basin. *AAPG Bulletin*, 82 (6) : 1140-1155.
- Gee, M. J. R., Watts, A. B., Masson, D. G. et Mitchell, N. C. 2001. Landslides evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Marine Geology*, 177 (3-4): 271-293.
- Ghosh, S. K. 2000. Deconvolving the ghost effect of water surface in marine seismics. *Geophysics*, 65 (6): 1831-1836.

- Gilbert, R., Nielsen, N., Desloges, J. R. et Rash, M. 1998. Contrasting glacial marine sedimentary environments of two arctic fjords on Disko, West Greenland. *Marine Geology*, 147 (1-4): 63-83.
- Gilli A., Anselmetti F. S., et Ariztegui D., Platt Bradbury, J., Kelts, K. R., Markgraf, V. et McKenzie, J. A. 2001. Tracking abrupt climate change in the Southern Hemisphere: a seismic stratigraphic study of Lago Cardiel, Argentina (49 degrees S). *Terra Nova*, 13 (6): 443-448.
- Gilli, A. P. 2003. Tracking Late Quaternary climate change in southernmost South America using lake sediments of Lago Cardiel (49°S), Patagonia, Argentina. Thèse de doctorat, Institut Fédéral Suisse de la Technologie à Zurich, 172 pages.
- Gipp, M. R. 1994. Late Wisconsinan deglaciation of Emerald Basin, Scotian Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31 (3): 554-566.
- Gipp, M. R. 2000. Lift-off moraines: markers of last ice-flow directions on the Scotian Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37 (12): 1723-1734.
- Goff, J. A., Orange, D. L., Mayer, L. A. et Hughes-Clarke, J. E. 1999. Detailed investigation of continental shelf morphology using high-resolution swath sonar survey: the Eel margin, northern California. *Marine Geology*, 154 (1-4): 255-269.
- Gonthier, E., Faugères, J. C., Viana, A., Figueiredo, A. et Anshutz, P. 2003. Upper Quaternary deposits on the Sao Tome deep-sea channel levee system (South Brazilian Basin): major turbidite versus contourite processes. *Marine Geology*, 199 (1-2): 159-180.
- Gorgas, T. J., Kim, G. Y., Park, S. C., Wilkens, R. H., Kim, D. C., Lee, G. H. et Seo, Y. K. 2003. Evidence of gassy sediments on the inner shelf of SE Korea from geoacoustic properties. *Continental Shelf Research*, 23 (8): 821-834.
- Graps, A. 1995. An introduction to wavelets. *IEEE Computer Sciences Engineering*, 2 (2): 50-61.

- Gregory, A. R. 1977. Aspects of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation. *Dans* Seismic Stratigraphy : Applications to hydrocarbon exploration. Édité par C. E. Payton, AAPG Memoir #26, Tulsa, pp. 15-46.
- Grollmund, B. et Zoback, M. D. 2001. Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone? *Geology*, 29 (2): 175-178.
- Gupta, S. et Allen, P. A. 2000. Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (4): 515-530.
- Hampton, M. A., Lee, H. J. et Locat, J. 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34 (1):33-59.
- Hannah, C. G., Store, J. A., Loder, J. W. et Naimie, C. E. 2001. Seasonal circulation on the Western and Central Scotian Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 31 (2): 591-615.
- Hardage, B. A. 2001. Developments, trends and future directions in vertical seismic profiling and crosswell seismic profiling. *Recorder* 26 (9) : 72-78.
- Harris, P. M. 1996. Reef styles of modern carbonate platforms. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 44 (1): 72-81.
- Hart, B. S. 1987. The evolution of the Outardes River estuary. *Mémoire de maîtrise*, Université du Québec a Rimouski, Rimouski, Quebec, 194 pages.
- Hart, B. S. 2000. 3-D Seismic Interpretation: A Primer for Geologists. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 123 pages.
- Hart, B. S. et Hamilton, T. S. 1993. High-Resolution acoustic mapping of shallow gas in unconsolidated sediments beneath the Strait of Georgia, British-Columbia. *Geo-Marine Letters*, 13 (1): 49-55.
- Hart, B. S. et Long, B. F. 1990. Recent evolution of the Outardes Estuary, Quebec, Canada : consequences of dam construction on the river: *Sedimentology*, 37 (3): p.495-507.

- Hart, B. S. et Long, B. F., 1996. Forced regressions and lowstand deltas: Holocene Canadian examples: *Journal of Sedimentary Research*, 66 (4): 820-829.
- Hein, F. J., Syvitski, J. P. M., Dredge, L. A. et Long, B. F. 1993. Quaternary sedimentation and marine placers along the North Shore, Gulf of St. Lawrence. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30 (3): 553-574.
- Helbig, K. 1998. Fifty years of amplitude control. *Geophysics*, 63 (2): 750-762.
- Helland-Hansen, W. et Gjelberg, J. G. 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy- a different perspective. *Sedimentary Geology*, 92 (1-2): 31-52.
- Hellmuth, K.-H., Siitari-Kauppi, M., Klobes, P., Meyer, K. et Goebbels, J. 1999. Imaging and analyzing rock porosity by autoradiography and Hg/X-ray computed tomography- applications. *Physical Chemistry of the Earth* 24 (7), 569-573.
- Henry, S. 2000. Pitfalls in synthetics. *The Leading Edge*, 19 (6): 604-606.
- Hentz, T. F. et Zeng, H. L. 2003. High frequency Miocene sequence stratigraphy, offshore Louisiana: Cycle framework and influence on production distribution in a mature shelf province. *AAPG Bulletin*, 87 (2): 197-230.
- Hewitt, A. T. et Mosher, D. C. 2001. Late Quaternary stratigraphy and seafloor geology of Eastern Juan de Fuca Strait, British Columbia and Washington. *Marine Geology*, 177 (3-4): 295-316.
- Hiemstra, J. F., Zaniwski, K., Powell, R. D. et Cowan, E. A. 2004. Strain signatures of fjord sediment sliding: micro-scale examples from Yakutat Bay and Glacier Bay, Alaska, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (6): 760-769.
- Hill, P. R. et Bowen, A. J. 1983. Modern sediment dynamics at the shelf-slope boundary off Nova Scotia. *Dans The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*. Édité par D. J. Stanley et G. T. Moore SEPM Special Publication no. 33, Tulsa, pp.265-276.

- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Nygard, A., Berstad, I. M. et Knorr, G. 2004. Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Voring margin, Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, 23 (16-17): 1847-1865.
- Hounsfield, G. N. 1973. Computerized transverse axial scanning (tomography). Part I. Description of system. *British Journal of Radiology* 46 (552): 1016-1022.
- Hoy, R. G. et Ridgway, K. D. 2003. Sedimentology and sequence stratigraphy of fan-delta and river-delta deposystems, Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado. *AAPG Bulletin*, 87 (7): 1169-1191.
- Hsu, K. et Burridge, R. 1991. Effects of averaging and sampling on the statistics of reflection coefficients. *Geophysics*, 56 (1): 50-58.
- Hu, P. et Hasegawa, H. S. 1996. Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a realistic load: A preliminary analysis. *Geophysical Journal International*, 127 (1): 215-229.
- Hubbell, J. H. et Seltzer, S. M. 2001. Tables of X-Ray Mass Attenuation Coefficients and Mass Energy-Absorption Coefficients from 1 keV to 20 MeV for Elements Z = 1 to 92 and 48 Additional Substances of Dosimetric Interest. National Institute of Standards and Technology Gaithersburg.
- Hughes-Clarke, J.E. 2000a. Present-day methods of depth measurement. *Dans Continental Shelf Limits; The Scientific and Legal Interface. Édité par P.J. Cook, et C.M. Carleton, Oxford University Press, Oxford, pp. 139-159.*
- Hughes-Clarke, J.E. 2000b. Acoustic seabed surveying – Meeting the new demands for accuracy, coverage and spatial resolution. Rapport interne, Ocean Mapping Group, University of New Brunswick, Frédéricion, 24 pages.
- Hughes-Clarke, J.E. 2005. Swath-sonar related sites, available through the Ocean Mapping Group. <http://www.omg.unb.ca/omg/SwathSites.html>

- Hughes-Clarke, J.E., Mayer, L.A. et Well, D.A. 1996. Shallow water imaging multibeam sonars: a new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Research*, 18 (3): 607-629.
- Hunt, D. et Tucker, M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81 (1-2): 1-9.
- Hurst, A., Verstralen, I., Cronin, B. et Hartley, A. 1999. Sand-rich fairways in deep-water clastic reservoirs: Genetic units, capturing uncertainty, and, a new approach to reservoir modeling. *AAPG Bulletin*, 83 (7): 1096-1118.
- Ito, M. 1998. Submarine fan sequences of the lower Kazusa Group, a Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, 122 (1-4): 69-93.
- Jack, I. G. 1997. *Time-Lapse Seismic in Reservoir Management*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 282 pages.
- Jaeger, J. M. et Nittrouer, C. A. 1995. Tidal controls on the formation of fine-scale sedimentary strata near the Amazon River mouth. *Marine Geology*, 125 (3-4): 259-281.
- Janik, A., Lyle, M. W. et Liberty, L. M. 2004. Seismic expression of Pleistocene paleoceanographic changes in the California Borderland from digitally acquired 3.5 kHz subbottom profiles and Ocean Drilling Program Leg 167 drilling. *Journal of Geophysical Research*, 109 (B7): 1-20.
- Kak, A. C. et Slaney, M. 1999. *Principles of Computerized Tomography Imaging*. The Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York, 329 pages.
- Kammerer, E. 2000. *New Method for the Removal of Refraction Artifacts in Multibeam Echosounder Systems*. Thèse de doctorat, University of New Brunswick, Frédéricton, 222 pages.

- Kantzas, A., Marantette, D. F. et K. N. Jha 1993. Computer-assisted tomography: from qualitative visualization to quantitative core analysis. *Journal of Canadian Petroleum Technology* 31 (9): 48-56.
- Kassem, A. et Imran, J. 2001. Simulation of turbid underflows generated by the plunging of a river. *Geology*, 29 (7): 665-658.
- Katz, B. J. 1991. *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*. AAPG Memoir 50, Tulsa, 340 pages.
- Kenter, J. A. M. 1989. Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology*, 8 (3): 201-211.
- Ketcham, R. A. et Carlson, W. D. 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Computer and Geosciences* 27 (4): 381-400.
- Kindinger, J. L. 1989. Depositional history of the Lagniappe Delta, Northern Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, 9 (2): 59-66.
- King, E. L. 2001. A glacial origin for Sable Island : ice and sea-level fluctuations from seismic stratigraphy on Sable Island Bank, Scotian Shelf, offshore Nova Scotia. Geological Survey of Canada, Current Research 2001-D19 : 25 pages.
- King, L.H. et Fader, G.B. 1986. Wisconsinan glaciation of the continental shelf, southeastern Atlantic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, No. 363, 72 pages.
- Kneller, B. et McCaffrey, W. 1999. Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: Deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (5): 980-991.
- Kneller, B., Edwards, D., McCaffrey, W. et Moore, R. 1991. Oblique reflection of turbidity currents. *Geology*, 19 (3): 250-252.
- Knoll, G. F. 1999. *Radiation Detection and Measurement*. John Wiley and Sons, New York, 816 pages.
- Kolla, V. et Perlmutter, M. A., 1993. Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. *AAPG Bulletin*, 77 (7): 1129-1141.

- Kontopoulos, N. et Piper, D.J.W. 1982. Storm-graded sand at 200 m water depth, Scotian Shelf, eastern Canada. *Geo-marine Letters*, 2 (1): 77-81.
- Krassay, A. A. et Totterdell, J. M. 2003. Seismic stratigraphy of a large, Cretaceous shelf-margin delta complex, offshore southern Australia. *AAPG Bulletin*, 87 (6): 935-963.
- Krestel, E. 1990. *Imaging Systems for Medical Diagnostics*. Siemens Aktiengesellschaft, Berlin, 636 pages.
- Kubo, Y. and Nakajima, T. 2002. Laboratory experiments and numerical simulation of sediment-wave formation by turbidity currents. *Marine Geology*, 192 (1-3): 105-121.
- Kuecher, G. J. 1992. Seismic mapping of turbidite channels and channel complexes based on predictable scale. *Basin Research Institute Bulletin*, 2 (1), 46-52.
- Kuehl, S. A., Nittrouer, C. A., Allison, M. A., Faria, L. E. C., Dukat, D. A., Jaeger, J. M., Pacioni, T. D., Figueiredo, A. G. et Underkoffler, E. C. 1996. Sediment deposition, accumulation, and seabed dynamics in an energetic fine-grained coastal environment. *Continental Shelf Research*, 16 (5-6): 787-815.
- Kuenen, P. H. 1958. Experiments in geology. *Transaction of the Geological Society of Glasgow*, 23 (1): 1-28.
- Kuenen, P. H. 1959. Experimental abrasion part 3: fluvial action on sand. *American Journal of Science*, 257: 172-190.
- Kuenen, P. H. 1960. Experimental erosion part 4: eolian action. *Journal of Geology*, 68: 427-449.
- Kuenen, P. H. 1964. Experimental abrasion part 6: surf action. *Sedimentology*, 3 (1): 29-43.
- Kuhn, G. et Weber, M. E. 1993. Acoustical characterization of sediments by parasound and 3.5 kHz systems –related sedimentary processes on the southeastern Weddel Sea continental-slope, Antarctica. *Marine Geology*, 113 (3-4): 201-217.

- Lambiase, J. J., Rahim, A. A. B. et Peng, C. Y. 2002. Facies distribution and sedimentary processes on the modern Baram Delta: implications for the reservoir sandstones of NW Borneo. *Marine and Petroleum Geology*, 19 (1): 69-78.
- Lamontagne, M. 1999. Rheological and geological constraints on the earthquake distribution in the Charlevoix Seismic Zone, Québec, Canada. Geological Survey of Canada, Open file D3778.
- Lamontagne, M., Keating, P. et Perreault, S. 2003. Seismotectonic characteristics of the Lower St. Lawrence Seismic Zone, Quebec: insights from geology, magnetics, gravity, and seismics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40 (2): 317-336.
- Lasalle, P. et Tremblay, G. 1978. Dépôts Meubles du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministère des Richesses Naturelles, Rapport Géologique 191, Québec, 61 pages.
- Last, W. M. et Smol, J. P. 2001. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 548 pages.
- Lastras, G. Canals, M., Urgeles, R., Hughes Clarke, J. E. et Acosta, J. 2004. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 51 (4): 837-850.
- Lavergne, M. 1986. *Méthodes Sismiques*. Editions Technip, Paris. 207 pages.
- Lee, M. W. 1999. Processing of single channel air and water gun data for imaging an impact structure at the Chesapeake Bay. *USGS Bulletin* 2169, Denver, 10 pages.
- Leenhardt, O. 1972. *Le Sondage Sismique Continu*. Masson & Cie, Paris, 164 pages.
- Leike, D. A., 2000. The effect of paleotopography on the late Albian and Cenomanian sea-level record of the Cretaceous interior seaway. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (8): 1179-1198.
- Li, C. X., Wang, P. Sun, H. P., Ahang, J. Q., Fan, D. D. et Deng, B. 2002. Late Quaternary incised-valley fill of the Tangtze delta (China): its

- stratigraphic framework and evolution. *Sedimentary Geology*, 152 (1-2), 133-158.
- Li, M., King, E. et les participants de la mission 2001. CSS Hudson cruise 20000030A: a geological and geophysical survey on Sable Island Bank and Scotian Shelf. Geological Survey of Canada, Open File 4000, 48 pages.
- Liner, C. L. 2004. *Elements of 3D Seismology*. PennWell Corporation, Tulsa, 450 pages.
- Lines, L., Brittle, K., Watson, I. et Cary, P. 2001. Aliasing for the layperson. *Recorder*, 26 (4): 10-16.
- Linville, A. F. 1994. Single-channel digital filter design for seismic applications *Geophysics*, 59 (10) : 1584-1592.
- Llave, E., Hernandez-Molina, F. J., Somoza, L., Diaz-del-Rio, V., Stow, D. A. V., Maestro, A et Dias, J. M. A. 2001. Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches*, 22 (5-6): 487-508.
- Locat, J. 2000. *COSTA-Canada : a Canadian Contribution to the Study of Continental Slope Stability*. Rapport interne, Université Laval, Département de Génie Géologique et de Géologie, Ste-Foy, 15 pages.
- Locat, J., Urgeles, R., Schmitt, T., Martin, F., Hoareau, L., Hill, P., Long, B., Simpkin, P., Kammerer, E. et Sanfaçon, R. 2000. The morphological signature of natural disasters in the Upper Saguenay Fjord area, Québec, Canada. *Dans Proceedings of the 53rd Canadian Geotechnical Conference*, Montréal: pp. 109-116.
- Lofi, J. et Weber, O. 2001. SCOPIX – digital processing of X-ray images for the enhancement of sedimentary structures in undisturbed core slabs. *Geo-Marine Letters*, 20 (3): 182-186.
- Long, B. F. 1982. Étude de l'érosion de la rive ouest de l'estuaire de la rivière aux Outardes. Institut National de la Recherche Scientifique-Océanologie Rimouski, Québec, rapport interne. 35 pages.

- Long, B.F. 1981. Mission dans l'estuaire de la rivière Outardes. Rapport d'acquisition de données géophysiques. Université du Québec à Rimouski, Rimouski.
- Longva, O., Janbu, N., Blikra, L. H. et Bøe, R. 2003. The 1996 Finneidfjord slide ; seafloor failure and slide dynamics. *Dans* Submarine Mass Movement and their Consequences. Édité par J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp. 531-538.
- Lowrie, A. Moffett, S. et Jenkins, L. 2000. Temperature/pressure changes impact hydrates from coast to slope, northern Gulf of Mexico. *Energy, Exploration and Exploitation*, 18 (4): 435-443.
- Lyndseth, R. 1967. The nature of digital seismic processing. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 3 (1): 31-111.
- Mahieux, G., Proust, J. N., Tessier, B. et De Batist, M. 1998. Comparison between high-resolution seismic and sequence stratigraphic approaches applied to the Upper Jurassic deposits of the Dover Strait area (Northern France). *Marine and Petroleum Geology*, 15 (4): 329-342.
- Major, J. J. 1997. Depositional Processes in large scale debris-flow experiments. *Journal of geology*, 105 (3): 345-366.
- Markgraf, V. et Ariztegui, D. 1998. Report on the Patagonian Lake Drilling project. Institute of Artic and Alpine Research, University of Colorado at Boulder. Rapport interne, 5 pages.
- Marsset, B., Missiaen, T., De Roeck, Y.-H., Noble, M., Versteeg, W. et Henriët, J. P. 1998. Very high resolution 3-D marine seismic data processing for geotechnical applications. *Geophysical Prospecting*, 46 (2): 105-120.
- Masclé, J., Zitter, T., Bellaïche, G., Droz, L., Gaullier, V., Loncke, L. et the Prismed Scientific Party 2001. The Nile deep sea fan: preliminary results from a swath bathymetry survey. *Marine and Petroleum Geology*, 18 (4): 471-477.
- Massé, M. 2001. Évolution générale des dépôts quaternaires sous l'estuaire du Saint-Laurent entre l'île aux Lièvres et Rimouski. Mémoire de maîtrise Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 106 pages.

- Mavko, G., Mukekerji, T. et Dvorkin, J. 1998. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. Cambridge University Press, 339 pages.
- Mayer, L. A. 1980. Deep-sea carbonates: physical property relationships and the origin of high-frequency acoustic reflectors. *Marine Geology*, 36 (1-3): 165-183.
- McKeown, D. L. 1975. Evaluation of the Huntec ('70) Ltd. Hydrosonde deep tow seismic system. Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Report Series, B1-R-75-4, 64 pages.
- McLaren, S. H. 1988. Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf. *Mémoire de maîtrise, Université Dalhousie, Halifax*, 95 pages.
- Mellere, D., Plink-Bjorklund, P. and Steel, R. 2002. Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelf margin, Spitsbergen. *Sedimentology*, 49 (6): 1181-1206.
- Michels, K. H., Suckow, A., Breitzke, M. Kudrass, H. R. et Kotte, B. 2003. Sediment transport in the shelf canyon "Swatch of no Ground" (Bay of Bengal). *Deep-Sea Research Part II –Topical Studies in Oceanography* 50 (5): 1003-1022.
- Midgley, S. 2004. A parameterization scheme for the x-ray linear attenuation coefficient and energy absorption coefficient. *Physics in Medicine and Biology*, 49 (2): 307-325.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C. et St-Paul, J. 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18 (3): 251-255.
- Migowski, C., Agnon, A., Bookman, R., Negendank, J. F. W. et Stein, M. 2004. Recurrence pattern of Holocene earthquakes along the Dead Sea transform revealed by varve-counting and radiocarbon dating of lacustrine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 222 (1): 301-314.

- Mitchell, N. C. et Hughes Clarke, J. E. 1994. Classification of seafloor geology using multibeam sonar data from the Scotian Shelf. *Marine Geology*, 121 (3-4) : 143-160.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. et Sangree, J. B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6 : stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *Dans* Seismic Stratigraphy : Applications to hydrocarbon exploration. *Édité par* C. E. Payton, AAPG Memoir #26, Tulsa, pp. 117-133.
- Mohrig, D. Elverhoi, A. et Parker, D. 1999. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris floes, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Marine Geology*, 154 (1-4): 117-129.
- Monecke, K. 2004. Earthquake-induced deformation structures in lake deposits - A Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for Central Switzerland. Thèse de doctorat, Institut Fédéral Suisse de la Technologie à Zurich, Zurich, 154 pages.
- Monecke, K., Anselmetti, F., Becker, A., Sturm, M. and Giardini, D. 2004. Signature of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland, *Tectonophysics*, 394 (1-2): 21-40.
- Moore, F. 2004. Application de la scanographie à l'étude de la déposition-consolidation : modélisation physique et théorique. Mémoire de maîtrise. Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre, Environnement, Québec, Canada., 131 pages.
- Morehead, M. K., Syvitski, J. P. et Hutton, E. W. H. 2001. The link between abrupt climate change and basin stratigraphy: a numerical approach: *Global and Planetary Change*, 28 (1-4): 107-127.
- Mosher, D. C. et Moran, K. 2001. Post-glacial evolution of Saanich Inlet, British Columbia: results of physical property and seismic reflection stratigraphic analysis. *Marine Geology*, 174 (1-4): 59-77.
- Mosher, D. C. et Simpkin, P. G. 1999. Status and trends of marine high-resolution seismic reflection profiling: data acquisition. *Geoscience Canada*, 26 (4): 174-188.

- Mosher, D. C. et Thomson, R. E. 2002. The Foreslope Hills: large scale, fine-grained sediment waves in the strait of Georgia, British Columbia. *Marine Geology*, 192 (1-3): 275-295.
- Muraour, P. 1970. *Éléments de Géophysique Marine*. Masson et Cie, Paris, 196 pages.
- Muto, T. et Steel, R., 2001. In defense of shelf-edge delta development during falling and lowstand of relative sea level. *Journal of Geology*, 110 (4): 421-436.
- Myrow, P. M. et Southard, J. B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (5): 875-887.
- Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S. et Edwards, B. D. 1979. A review of mass movement processes and acoustic characteristics, and contrasts in slope and bas-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *Dans Geology of Continental Slopes*. Édité par L. J. Doyle et O. H. Pilkey, SEPM Special Publication No. 27, pp.61-73.
- Neidell, N. S. 1993. Multiple reflections - a geologically based conjecture. *The Leading Edge*, 12 (11): 1068-1069.
- Novak, B. et Bjorck, S. 2004. A Late Pleistocene lacustrine transgression in the Fehmarn Belt, southwestern Baltic Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 93 (4): 634-644.
- Ò Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., Evans, J., Kenyon, N. H., Taylor, J., Mienert, J. et Wilken, M. 2004. Timing and significance of glacially influenced mass-wasting in the submarine channels of the Greenland Basin. *Marine Geology*, 207 (1-4): 39-54.
- Occhietti, S., Long B., Clet, M., Boespflug, X., et Sabeur, N. 1995. Sequence de la transition Illinoien-Sangamonien: forage IAC-91 de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 (11): 1950-1964.
- Olin Mann, K. et H. R. Lane 1995. *Graphic Correlation: the Method and its Application*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication #53, 263 pages.

- Olson, A. H. et Sutton, S. P. 1993. The physical-mechanisms leading to electrical breakdown in underwater arc sound sources. *Journal of the Acoustical Society of America*, 94 (4): 2226-2231.
- Orfanidis, S. J. 1995. *Introduction to Signal Processing*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 797 pages.
- Orsi, T. H. et Anderson, A. L. 1999. Bulk density calibration for X-ray tomographic analyses of marine sediments. *Geo-Marine Letters*, 19 (4): 270-274.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M. et Anderson, A. L. 1994. X-ray computed tomography: a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research*, 64 (3): 690-693.
- Orton, G. J. 1988. A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braided plain deltas, North Wales: A consequence of varying fluvial clastic input. *Dans Fan Deltas: Sedimentologic and Tectonic Setting. Édité par W. Nemic, and R. J., Steel*, Blackie, Glasgow and London, pp.23-49.
- Oti, M. N. et Postma, G. 1995. *Geology of Deltas*. Balkema Publishers, Lisse, 340 pages.
- Paillard, D., Labeyrie, L., et Yiou, P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 77 (37): 379.
- Parfenoff, A., Pomerol, C. et Tourenq, J. 1970. *Les Minéraux en Grains : Méthodes d'étude et détermination*. Masson et Compagnie, Paris, 578 pages.
- Park, J. O., Tsuru, T., Takahashi, N., Hori, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S. et Kaneda, Y. 2002. A deep strong reflector in the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for underplating and interseismic shear stress release. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 107 (B4): 3-16.
- Payton, C. E. 1977. *Seismic Stratigraphy : Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir #26, Tulsa, 516 pages.

- Peterson, R. A., Fillipone, W. R. et Cocker, F. B. 1955. The synthesis of seismograms from well log data. *Geophysics*, 20 (3) : 516-538.
- Pinet, N., Duchesne, M. J., Long, B. F., Lavoie, D. et Brouillette, P. 2004. Apports des données de sismique réflexion à haute résolution dans l'estuaire du Saint-Laurent sur la géométrie et la tectonique récente de l'avant-pays appalachien. *Dans Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Ministère des Ressources Naturelles, Faune et Parc, Québec, p.37*
- Piper, D. J. W. 2001. Cruise report Hudson 2001-043. Geological Survey of Canada Atlantic, Dartmouth, 29 pages.
- Piper, D. J. W., Letson, J. R. J., de Iure, A. M. et Barrie C. Q. 1983. Sediment accumulation in low-sedimentation, wave-dominated, glaciated inlets. *Sedimentary Geology*, 36 (2-4): 195-215.
- Plotnik, R. E. 1995. Introduction to fractals. *Dans Nonlinear Dynamics and Fractals New Numerical Techniques for Sedimentary Data*. Édité par G. V. Middleton, R. E. Plotnick et D. M. Rubin, SEPM Short Course No. 36, pp. 1-28.
- Pomar, L. 2001. Types of carbonates platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13 (3): 313-334.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H. K. et Droz, L. 2001, Late Quaternary channel avulsion on the Danube deep sea fan, Black Sea. *Marine Geology*, 179 (1-2): 25-37.
- Porebski, S. J. et Steel, R. J. 2003, Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. *Earth-Science Reviews*, 62 (3-4): 283-326.
- Posamentier, H. W. 2001. Lowstand alluvial bypass systems: Incised vs unincised. *AAPG Bulletin*, 85 (10): 1771-1793.
- Posamentier, H. W. 2003. Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6-8): 677-690.

- Posamentier, H. W. et Allen, G. P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86 (1-2): 91-109.
- Posamentier, H. W. et Vail, P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and systems tract models. *Dans* Sea-Level Changes: an Integrated Approach. Édité par C. K. Wilgus, B. S, Hastings, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C. A. Ross, et C. G. Kendall, SEPM Special Publication no. 42, pp.125-154.
- Praeg, D. B. et Syvitski, J. P. M. 1991. Marine geology of Saguenay Fjord. Geological Survey of Canada, Bedford Institute of Oceanography, Open File #2395, Ottawa, 14 cartes.
- Prior, D. B. et Hooper, J. R. 1999. Sea floor engineering geomorphology: recent achievements and future directions. *Geomorphology*, 31 (1-4): 411-439.
- Québec, 2003. Qualité des eaux des rivières aux Outardes, Manicougan et Moisie 1979-1996:
http://www.menv.gouv.qc.ca/eau/eco_aqua/outardes/descript.htm
- Ramming, H.-G. et Kowalik, Z. 1980. Numerical Modeling of Marine Hydrodynamics: Application to Dynamic Physical Processes. Elsevier Oceanography Series no. 26, Amsterdam, 368 pages.
- Ramsayer, G. R. 1979. Seismic stratigraphy, a fundamental exploration tool. *Dans* The 11th Annual Offshore Technology Conference Proceedings, OTC 3586, Houston, pp. 1859-1867.
- Rebesco, M., Della Vedova, B., Cernobori, L. and Aloisi, G. 2000. Acoustic facies of Holocene megaturbidites in the Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 135 (1-4): 65-74.
- Reinson, G. E. 1992. Transgressive barrier island and estuary systems. *Dans* Facies Models : Reponse to Sea Level Change. Édité par R. G. Walker et N. P. James. Association Géologique du Canada, St. John's, pp. 179-194.

- Rodriguez A. B. et Anderson, J. B. 2004. Contourite origin for shelf and upper slope sand sheet, offshore Antarctica. *Sedimentology* 51 (4): 699-711.
- Rossetti, D. D. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), Sao Luis Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 133 (3-4): 295-324.
- Ruppel, S. C. et Barnaby, R. J. 2001. Contrasting styles of reservoir development in proximal and distal chert facies: Devonian Thirtyone Formation, Texas. *AAPG Bulletin*, 85 (1): 7-33.
- Russ, J. C. 1999. *The Image Processing Handbook*. CRC Press, Boca Raton, 771 pages.
- Sabeur, N. 1994. Étude sédimentologique de la série sangamonienne de l'estuaire du Saint-Laurent. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski Rimouski, Québec, 180 pages.
- Sala, M. et Long, B., 1989 Évolution des structures deltaïques du delta de la rivière Natashquan, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43 (3), p.311-323.
- Saller, A. H., Noah, J. T. et Schneider, R. 2004. Linked lowstand delta to basin-floor fan deposition, offshore Indonesia: an analog for deep-water reservoir systems. *AAPG Bulletin*, 88 (1): 21-46.
- Sangree, J. B. et Widmer, J. M. 1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44 (2): 131-160.
- Schaaf, M. et Thurow, J. 1994. A fast and easy method to derive highest-resolution time-series datasets from drillcores and rock samples. *Sedimentary Geology*, 94 (1-2): 1-10.
- Schneider, J. L., Pollet, N., Chapron, E., Wessels, M. et Wassmer, P. 2004. Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology*, 169 (1-2): 75-91.
- Schroeder, M. 1991. *Fractals, Chaos, Power Laws*. W. H. Freeman, New York, 429 pages.

- Schwarzacher, W. 1975. Sedimentation models and quantitative stratigraphy. Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam, 382 pages.
- Senbush, R. L., Lawrence, P. L. et McDonald, F. J. 1961. Interpretation of synthetic seismograms. *Geophysics*, 26 (2) : 138-157.
- Shaw, J., Gareau, P. et Courtney, R. C., 2002, Paleogeography of Atlantic Canada 13-0 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 21(16-17): 1861-1878.
- Sheline, H. 2005. Don't abuse seismic attributes. *AAPG Explorer*, 26 (1): http://www.aapg.org/explorer/geophysical_corner/2005/01gpc.cfm
- Sheriff, R. E. 1977. Limitations on resolution of seismic reflections and geological detail derivable from them. *Dans Seismic Stratigraphy : Applications to hydrocarbon exploration*. Édité par C. E. Payton, AAPG Memoir #26, Tulsa, pp. 3-14.
- Sheriff, R. E. et Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, New York, 592 pages.
- Siemens, 1999. Somatom Volume Class DICOM Conformance Statement. Version A20A. Siemens AG, Medical Engineering Group, Computed Tomography, Forchheim, Germany.
- Simpkin, P. G. et Davis, A. 1993. For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology*, 34 (9) : 21-28.
- Skinner, L. C. et McCave, I. N. 2003. Analysis and modeling of gravity and piston coring based on soil mechanics. *Marine Geology*, 199 (1-2): 181-204.
- Sondi, I., Juracic, M. et Pravdic, V. 1995. Sedimentation in a disequilibrium river-dominated estuary –the Rasa River estuary (Adriatic Sea, Croatia). *Sedimentology*, 42 (5): 769-782.
- Stea R.R., Piper D.J.W., Fader G.B.J., et Boyd, R. 1998. Wisconsinan glacial and sea-level history of Maritime Canada and the adjacent continental shelf: A correlation of land and sea events. *Geological Society America Bulletin*, 110 (7): 821-845.
- Stine, S. et Stine, M. 1990. A record from Lake Cardiel of climate change in Southern South America. *Nature*, 345 (6277): 705-708.

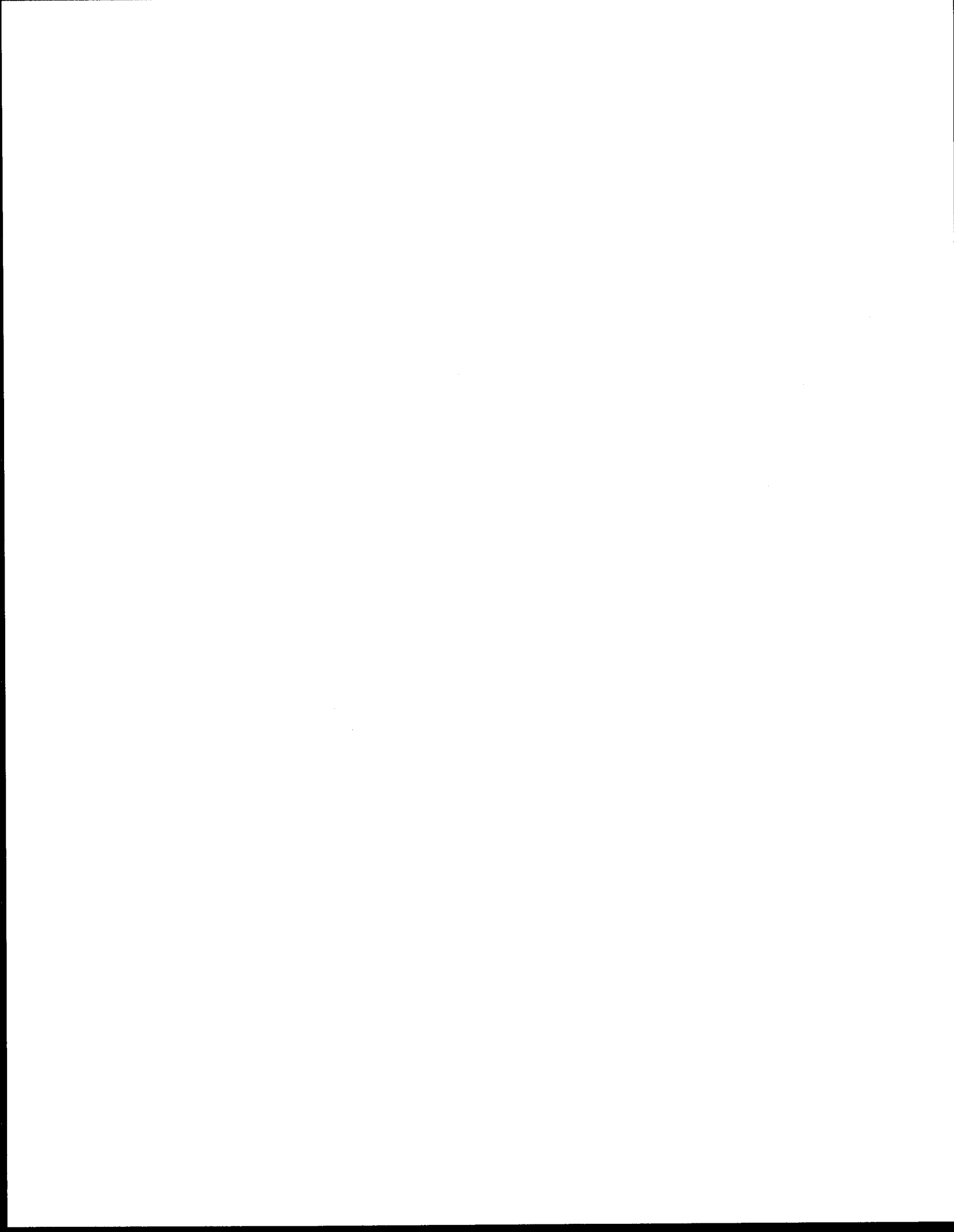
- Stocklassa, B. Aransay-Vitores, M., Nilsson, G., Karlson, C., Wiegleb, D. et Forslind, B. 2001. Evaluation of a new x-ray fluorescent analysis technique for the creation of a Nordic hair database: Elemental distributions within the root and the virgin segment of hair fibers. *Journal of Cosmetic Science*, 52 (5) 297-311.
- Stockwell, J. W. Jr. et Cohen, J. K. 2002. The new SU user's manual. Center for Wave Phenomena, Golden, 141 pages.
- St-Onge, G. de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Long, B. F. et Duchesne, M. J. 2004. Multiproxy evidence of late glacial to Holocene and of Sanguamonian millennial-to seasonal-scale climatic oscillations in the St. Lawrence Estuary, eastern Canada. *Dans International Geological Correlation Programme : Continental Shelves during the Last Glacial Cycle*, Rome, pp. 40-41.
- St-Onge, G. et Hillaire-Marcel, C. 2001. Isotopic constraints of sedimentary inputs and organic carbon burial rates in the Saguenay Fjord, Quebec. *Marine Geology*, 176 (1-4): 1-22.
- St-Onge, G. et Long, B. F., *à soumettre*. CAT-scan analysis of sedimentary sequences: an ultrahigh-resolution paleoclimatic tool. INRS-ETE, Québec, 23 pages.
- St-Onge, G., Duchesne, M. J., Long, B. F. et Cagnat, E. *soumis*. Contribution of CAT-scan analysis to the study of consolidation in Holocene sedimentary sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 15 pages.
- Syvitski, J. P. M. 1988. DAWSON 88-088 technical cruise summary. Geological Survey of Canada, Open File Report 1920, 60 pages.
- Syvitski, J. P. M. et Praeg, D. B., 1989. Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary and adjoint areas, eastern Canada : an overview based on high resolution seismo-stratigraphy. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43 (3): 291-310.
- Syvitski, J. P. M. et Schafer, C. T. 1996. Evidence of an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, 104 (1-4), 127-154.

- Syvitski, J. P. M. Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves. *Continental Shelf Research*, 11 (8-10): 897-937.
- Syvitski, J. P. M., Burrell, D. C. et Skei, J. M. 1986. *Fjords : Processes and Products*. Springer-Verlag, New York, 379 pages.
- Székely, N., Bassinot, F., Balut, Y., Labeyrie, L et Pagel, M. 2004. Oversampling of sedimentary series collected by giant piston corer: evidence and corrections based on 3.5 kHz chirp profiles. *Paleoceanography*, 19 (1): 1-8.
- Taner, M. T. 2001. Seismic attributes. *Recorder* 26 (9) : 48-56.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. et Keys, D. A. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, London, 790 pages.
- Todd, B. J., Fader, G. B. J., Courtney, R. C. et Pickrill, R. A. 1999. Quaternary and surficial sediment processes, Browns Bank, Scotian Shelf, based on multibeam bathymetry. *Marine Geology*, 162 (1): 165-214.
- Tovey N.K. et Yim W.W.S. 2002. Dessiccation of Late Quaternary inner shelf sediments: microfabric observations. *Quaternary International*, 92 (1): 73-87.
- Trabant, P. K. 1984. *Applied High-Resolution Geophysical Methods : Offshore Geoengineering Hazards*. International Human Resources Development Corporation, Boston, 265 pages.
- Tremblay, A., Long, B. et Massé, M. 2003. Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Quebec: kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data. *Tectonophysics*, 369 (3-4): 231-252.
- Trentesaux, A., Stolk, A. et Berne, S. 1999. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology*, 159 (1-4): 253-272.
- Tsuchiyama, A., Hanamoto, T., Nakashima, Y. et Nakano, T. 2000. Quantitative evaluation of attenuation contrast of minerals by using a medical X-ray CT scanner. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 95 (6): 125-137.

- Tucker, P. M. 1982. Pitfalls Revisited. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 23 pages.
- Tucker, P. M. et Yorston, H. J. 1973. Pitfalls in Seismic Interpretations. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 56 pages.
- Tyce, R., Ferguson et Lemond, P. 1988. NECOR Sea Beam data collection and processing development. Marine Technology Society Journal, 21 (2): 80-92.
- Urgeles, R., Duchesne, M. J. and Héroux, M.-C. 2001. Betsiamites and Outardes rivers mission report. Rapport interne, Université Laval, Département de géologie et de génie géologique, Sainte-Foy, 43 pages.
- Urgeles, R., Locat, J., Lee, H. J. et Martin F. 2002. The Saguenay Fjord, Quebec, Canada: integrating marine geotechnical and geophysical data for spatial seismic slope and hazard assessment. Marine Geology, 185 (3-4): 319-340.
- Urgeles, R., Masson, D. G., Canals, M., Watts, A. B. et Watts, A. B. 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west bank of La Palma, Canary Islands. Journal of Geophysical Research – Solid Earth 104 (B11): 25331-25348.
- Urick, R. J. 1975. Principles of Underwater Sound. McGraw-Hill Book Company, New York, 423 pages.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, S. et Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Dans* Sea-Level Changes: an Integrated Approach. Édité par C. K. Wilgus, B. S. Hastings, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C. A. Ross et C. G. Kendall, SEPM Special Publication no. 42, pp. 40-45.
- Verbeek, N. H. et McGee, T. M. 1995. Characteristics of high-resolution marine reflection profiling sources. Journal of Applied Geophysics, 33 (4): 251-269.
- Verrechia, E. P. 2004. Multiresolution analysis of shell growth increments to detect natural cycles. *Dans* Image analysis, sediments and

- paleoenvironments. *Édité par* P. Francus, Kluwer, Dordrecht, pp. 273-293.
- Von Shulthness, G. K. et Smith, H.-J. 1998. The Encyclopedia of Medical Imaging Vol. 1: Physics, Techniques and Procedures. ISIS Medical Media, London, 464 pages.
- Walker, R. G. et James, N. P. 1992. Facies Models : Response to Sea Level Change. Association Géologique du Canada, St. John's, 454 pages.
- Walker, R. G. et Plint, G. A., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. *Dans* Facies Models: Response to Sea Level Change . *Édité par* R. G., Walker, et N. P., James, Geological Association of Canada, pp. 219-238.
- Walsh, J. P. et Nittrouer, C. A. 2003. Constrasting styles of off-shelf sediment accumulation in New Guinea. *Marine Geology*, 196 (3-4): 105-125.
- Weber, M. E., Nissen, F., Kuhn, G. et Wiedicke, M. 1997. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology*, 136 (3-4): 151-172.
- Weedon, G. P. 2003. Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy. Cambridge University Press, London, 274 pages.
- Wellington, S. L. et Vinegar, H. J. 1987. X-ray computerized tomography. *Journal of Petroleum Technology*, 39 (8): 885-898.
- Wenzens, G. 2002. The influence of tectonically derived relief and climate on the extent of the last Glaciation east of the Patagonian ice fields (Argentina, Chile), *Tectonophysics*, 345 (1-4): 329-344.
- Wenzens. G. 2004. Comment on "modelling the inception of the Patagonian icesheet". *Quaternary International*, 112 (1): 105-109.
- White, R. E. et Hu, T. 1998. How accurate can a well tie be? *The Leading Edge*, 17 (8): 1065-1071.
- Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. et St. C. Kendall, C.G. 1988. Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication #42, Tulsa, 407 pages.

- Woodside, J. M., Modin, D. I et Ivanov, M. K. 2003. An enigmatic reflector on subbottom profiler records from the Black Sea- the top of shallow gas hydrate deposits. *Geo-Marine Letters*, 23 (3-4): 269-277.
- Wright, L. D. 1995. *Morphodynamics of Inner Continental Shelves*. CRC Press, Boca Raton, 241 pages.
- Wright, L. D., Friedrichs, C. T. et Scully, M. E. 2002. Pulsational gravity-driven sediment transport on two energetic shelves. *Continental Shelf Research*, 22 (17): 2443-2460.
- Yamaguchi, I. et Morimoto, A. 2003. Influence of the rotation speed of x-ray computed tomography on image quality. *Japanese Journal of Radiological Technology*, 60 (1): 79-86.
- Yilmaz, O. 2001. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*. *Édité par* S. M. Doherty, Society of Exploration Geophysicists: Investigations in Geophysics No.10, Tulsa, 2027 pages.
- Yoo, D. G., Lee, C. W., Kim, S. P., Jin, J. H., Kim, J. K. et Han, H. C. 2002. Late Quaternary transgressive and highstand systems tracts in the northern East China Sea mid-shelf. *Marine Geology*, 187 (3-4): 313-328.
- Zampetti, V., Schlager, W., van Konijnenburg, J. H. et Everts, A. J. 2004. 3-D seismic characterization of submarine landslides on a Miocene carbonate platform. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (6): 817-830.
- Ziolkowski, A., Underhill, J. R. et Johnston, R. G. K. 1998. Wavelets, well ties, and the search for subtle stratigraphic traps. *Geophysics*, 63 (1) : 297-313.
- Zolitschka, B., Mingram, J., van der Gaast, S., Jansen, J. H. F. et Naumann, R. 2001. Sediment logging techniques. *In* *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*. *Édité par* W. M. Last and J. P. Smol, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 137-154.



TROISIÈME PARTIE

APPENDICES



Liste des appendices

Appendice A : Duchesne, M. J., Long, B. F., Urgeles, R. et Locat J. 2003. <i>New evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area, Québec, Canada</i> . <i>Geo-marine Letters</i> , 22 (4): 233-242	335
Appendice B : Duchesne, M. J., Long, B. F., Locat, P., Locat, J. et Massé, M. <i>The Point-du-Fort mass movement deposits, Upper Saguenay Fjord, Canada : a multiphase build-up</i> . Dans <i>Submarine Mass movements and their Consequences</i> , Éditeurs J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic Publisher, The Netherlands, pp. 499-508 ..	361
Appendice C : Paramètres d'acquisition des images scanographiques	377
Appendice D : Filtres bidimensionnels passe-haut utilisés lors de la reconstruction des topogrammes	379
Appendice E : Fonction d'interpolation cubique discrète des traces sismiques	383
Appendice F : Fonction utilisée pour normaliser l'amplitude de la trace sismique	387
Appendice G : Fonction utilisée pour simuler l'impulsion d'une source sismique de type boomer	391
Appendice H : Fonction utilisée pour simuler l'impulsion du transducteur GeoPulse Model 5430A	397
Appendice I : Fonction de corrélation pour les données sismiques et scanographiques	401



Appendice A

Duchesne, M. J., Long, B. F., Urgeles, R. et Locat J. 2003. *New evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area, Québec, Canada.* Geo-marine Letters, 22 (4): 233-242

Abstract

The Outardes Bay delta constitutes one of the best sites to study the formation of failure deposits in a modern lowstand environment. These deposits are located in a pseudo-shelf-edge position along the northern part of the Laurentian Channel in the St. Lawrence Estuary. The site has been investigated over the past 20 years with a Raytheon model RTT1000 boomer (3.5 kHz, 400 J) on the shelf, and with a Simrad model EM 1000 multibeam sonar (95 kHz) on the slope to provide high-resolution seismic and bathymetric data. The seismic data show wavy, chaotic and contorted reflectors which are typical in marine environments characterized by instability features. The multibeam sonar data have revealed many slope instability features such as creep folds, channel incisions, debris flows, and rotational slide scars. Thus, these interpreted features are in direct relationship with the seismic interpretation of the data collected upslope. These geomorphological and geophysical signatures express both past and present sedimentological processes.

1 Introduction

Some Canadian Holocene deltas formed after a relative sea level fall of 100 m and are thus good examples of modern lowstand deltas. Many of these have been studied intensively over the past decade; e.g. the Rupert Bay, Fraser, Natashquan, Moisie and Outardes deltas (Hart and Long 1990a; Hart and Long 1990b; Michaud 1990; Hart et al. 1992; Hart and Long 1996; Christian et al. 1997; Hart et al. 1998). Sea-level fluctuations, sediment supply, basin morphology, and hydrodynamic parameters such as tides and currents (Sala and Long 1989) control the progradation. These modern lowstand system environments show geomorphologic evidence of slope instability, such as creep folds, collapse depressions, bottom water scarp systems, shallow rotational slides, channel erosion caused by mass wasting, submarine channel systems, turbidity currents, apron, fans, and distal debris flow deposits, mainly caused by the progradation of these systems (Hart et al. 1992; Hart and Long 1996). Elsewhere, slope instability

has generated important submarine landslides which are responsible for tsunamis and damage to infrastructure, such as the rupture of submarine telecommunication cables (Hampton et al. 1996).

One of these deltas, the Outardes Bay delta, is one of the best sites to study failure deposits in a modern lowstand environment. This system also represents a good analogue for continental margin settings. The Outardes Bay delta is located on the North Shore of the St. Lawrence River, Quebec, Canada, approximately 20 km west of Baie Comeau (Fig. 1). The Outardes River drains an area of 18,780 km² and is bordered on both sides by the large Betsiamites and Manicouagan rivers (Hart 1987). These three rivers have been dammed for hydroelectric purposes. The average discharge of the Outardes River is 555 m³ s⁻¹ and the tidal range is 2 to 3 m (Hart and Long 1996). Dam construction in the mid-1970s on the Outardes River has considerably reduced bedload transport. Since then, suspension load constitutes most of the sedimentary discharge (~300 000 m³ yr⁻¹). Mechanical erosion of the beach cliffs (clay) caused by wave action has led to a retreat of the shoreline of ~0.5 m yr⁻¹ in the Ragueneau area (Allard 1982). Thus, wave action has more influence on the sedimentary budget than the river discharge itself.

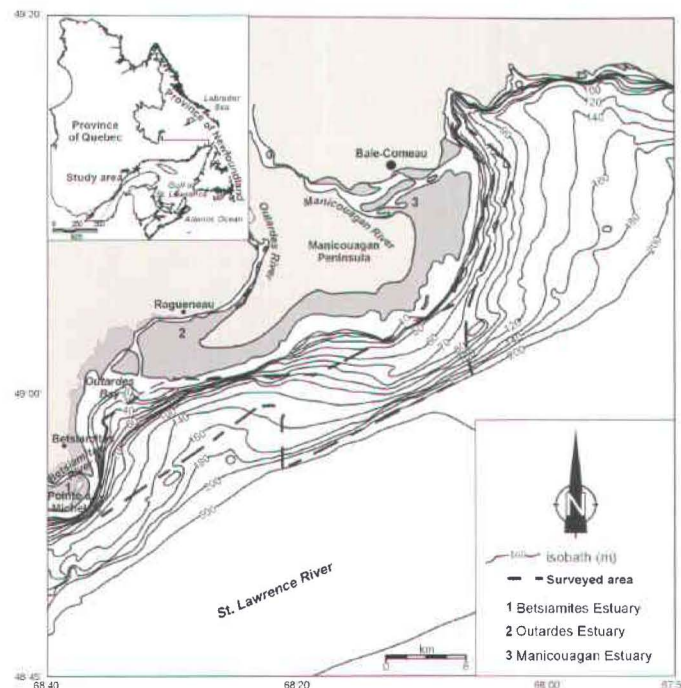


Figure 1. Location of the swath bathymetry area.

The Outardes Bay delta has formed after a drop of the relative-sea-level of approximately 140 m since the last glaciation (Wisconsinian) 10 000 ka ago. A palaeo-shelf break developed 12 km north of the present river mouth during the late glacial highstand on Precambrian bedrock. According to Dubois (1979) and Michaud (1990), the relative sea level of the higher portion of the St. Lawrence Estuary have been stable since 2.00 ka BP. Cagnat (*in press*) has calculated a sedimentation rate of $\sim 1,5 \text{ mm yr}^{-1}$ for the last 2.290 ka BP based on ^{14}C dates obtained on shells sampled from a long core taken off Rimouski (MD992220; MD: denotes the Marion-Dufresne core number). MD992220 core is located at $48^{\circ}38'24''\text{N}, 68^{\circ}37'48''\text{W}$ in the Laurentian Channel in 320 m of water depth ~ 30 km SW of the study site. Glacio-isostatic rebound was particularly important in the first millennia following glacial retreat. Since 5.50-6.00 ka BP, the glacio-isostatic rebound is on average $\sim 3 \text{ mm yr}^{-1}$ (Dubois, 1980). The Outardes Bay delta is located in the Lower St. Lawrence seismic zone (LSLSZ). The LSLSZ is not known historically for seismic events of high magnitude (GSC 2001). In fact, only two events have reach a seismic magnitude (M_s) exceeding 5 (GSC 2001). Most of the earthquakes in the LSLSZ occur along or between the mapped Iapetan faults (or St. Lawrence paleo-rift faults), beneath the Logan line and the Appalachians (GSC 2001). The Logan line consists of thrust fault which follows the demarcation between slightly deformed autochthonous rocks which were formed the continental shelf of the Iapetus ocean (Late Proterozoic), and the allochthonous rocks which have been thrust on to the shelf (Saint-Julien 1977).

The Outardes Bay delta has been investigated in the past with high-resolution geophysical tools: a single channel Raytheon RTT1000 (3.5 kHz, 400 J) and an EM 1000 multibeam sonar (Hart and Long 1996; Urgeles et al. 2001). This delta is a forced regression delta lying in a pseudo-shelf-edge position along the northern part of the Laurentian Channel in the St. Lawrence Estuary. The Laurentian Channel is a glacially excavated trough ~ 300 m deep. The present study is based on seismic data collected by Long (1981) interpreted in Hart and Long (1996) and multibeam data collected by Urgeles et al. (2001). The purpose

of the study is to present new evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area, mainly based on multibeam coverage and to establish relationships between this coverage and the seismic profiles published by Hart and Long (1996).

2 Seismic data

An earlier seismic survey was carried out in 1981 over 220 km² in 5 to 120 m water depths (Long 1981; Hart and Long 1996) (Fig. 2). The seismic data sets revealed several slope failure features such as wavy, incoherent, truncated, incised and chaotic reflectors on subbottom profiles averaging 10 m below the seafloor (Fig. 2). The D-D' profile shows wavy, disturbed, and oblique reflectors. The undulating reflectors represent the draping of 12-m-thick sediments over bedrock. A lobe which reaches a maximum thickness of 7.5 m can also be seen on this profile. The C-C' section intersects the D-D' segment at D'. The C-C' section shows a bedrock signature represented by undulating, chaotic, and steep oblique reflectors. The bedrock is 3 m deep near point C, and 7.5 m below the seafloor at the slope break. The failure deposits are 4.5 m thick and they are capped by 1.5 m of new submarine lobe sediments. Because of the steep slope gradient, the B-B' subbottom profile exhibits steep oblique reflectors. Wavy and contorted reflectors are also present in this segment. A 1-m-thick seismic facies showing wavy reflectors overlies the stratified strata slides deposits. The line A-A' shows seismic characteristics such as oblique, discontinuous and incised reflectors.

On the D-D' profile, the strong oblique reflector which can be traced over 2,500 m has been interpreted as the prograding surface (10° dip) of a new submarine lobe (Hart and Long 1996). The weaker oblique reflectors within the new submarine lobe correspond to the progradation fronts of the system, and the disturbed reflector near the upslope break of the progradation surface represents slumped strata. The strong reflector identified on the D-D' line, and interpreted as a progradation surface, can be followed on the C-C' profile. The weaker oblique reflectors are interpreted as truncated clinoforms. The chaotic reflectors at the

base of the lobe slope are typical of failure deposits. The undulating seafloor on the top of these deposits has been identified as compression dunes on the Fraser Delta foreslope (e.g. Christian et al. 1997), although this interpretation has been questioned by Mosher and Thomson (2002). On the B-B' section, the strong and discontinuous reflector which can be observed near the point B, corresponds to a reworked layer. Contorted reflectors show that slumping has occurred on most of the slope. At the base of the slope, a series (approx. 3 m thick) of slides of stratified strata is suggested by the gently undulating reflectors. The wavy reflectors correspond to erosion features induced by bottom current circulation. On the A-A' line, the oblique reflectors at the top of the seafloor slope indicate truncated clinoforms. The discontinuous strong reflectors are reworked layers. The undulating sea bottom slope reflector is interpreted in this paper as an erosional signature caused by sea bottom currents. The small incisions at the top and bottom of the strong discontinuous reflector can channel incision. Thus, beside the incisions, the A-A' line reflectors express stratigraphic features which are similar to those recorded along the B-B' line, i.e. eroded strata, reworked layers, and truncated clinoforms.

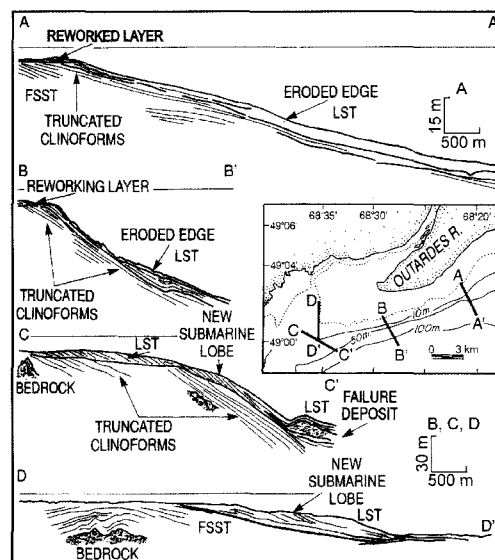


Figure 2. Line drawings of seismic profiles from the Outarides Delta (adapted after Hart and Long, 1996). FSST=falling stage system track and LST=lowstand system track.

From their seismic facies interpretation, Hart and Long (1996) proposed the following palaeogeographic reconstruction. During the last forced regression, the main fluvial channel of the Outardes River eroded deltaic and prodeltaic sediments of the highstand system tract (HST) and of the falling stage system tract (FSST). During this period, the forced-regression delta plain was incised. For this reason, the raised delta plain of the modern coastline is characterised by an incised channel system and numerous low terraces. The present active delta feeds a submarine fan which is over 50 m thick in water deeper than 300 m (Syvitski and Praeg 1989).

3 Bathymetric data

High-resolution bathymetric mapping of the Outardes Bay delta seabed was carried out by means of an EM 1000 echosounder installed on board the CSS FG Creed, a Canadian Hydrographic Service vessel. The vessel is a catamaran designed to reduce wave motion and resistance to the ship's forward motion, making it a very stable platform for high-speed surveys (Urgeles et al., 2001). A stabiliser system controls the pitch and roll of the vessel and allows adjustment of the heel and trim of the catamaran in real time. During the cruise, positioning was by differential positioning system. The multibeam echosounder has permitted determination of the geomorphology of the seafloor and the sedimentary transport axis. The EM 1000 operates at 95-kHz frequency with 60 beams spaced at 2.5° for a total coverage of 150° or 7.5. times the water depth (Hughes-Clarke et al. 1996).

The data were collected during the 3 to 5 September 2000 cruise. The data sets were processed onboard, using University of New-Brunswick Ocean Mapping Group software (OMG) to correct artifacts and errors introduced during data collection. During post-processing, tidal correction were merged into the survey data files (Urgeles et al., 2001). The grid resolution of the maps is 5 m.

The study area is part of a deltaic prism which contains the Betsiamites and Outardes river deltas. In this sector, the principal geomorphologic structures are

creep folds, submarine landslide scars, and debris flows. The pseudo-shelf is cut by anthropogenic channels and sinuous to meandering natural channels. The anthropogenic channels consist in two straight trenches which have been created when electric cables were retrieved at the end of the 1950s (Fig. 3). These electrical cables were installed in the mid-1950s to test a potential electrical transport route to serve the south shore population of the St. Lawrence River (Hydro-Quebec, pers. comm.. 2001).

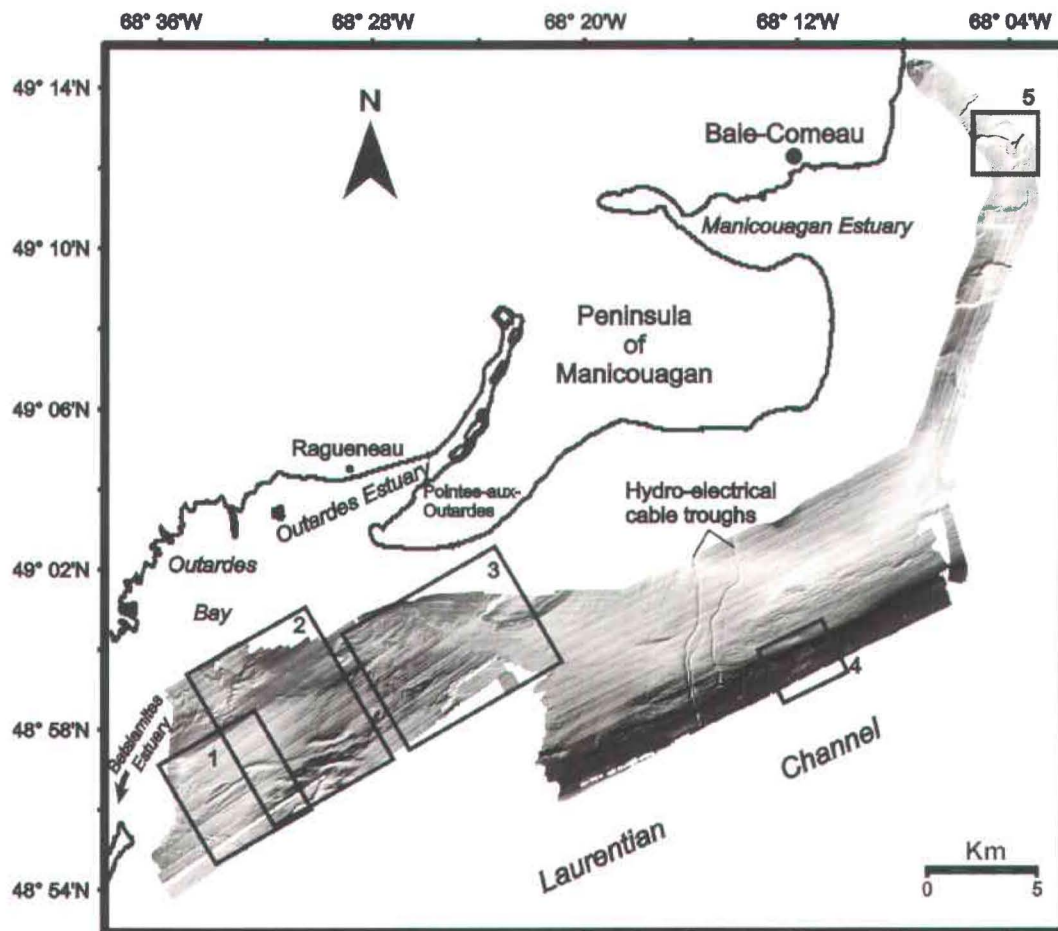


Figure 3. Swath bathymetry of the surveyed area (shaded relief). The zones 1 to 5 denote areas of detailed analysis. Vertical scale is in m.

Five zones (zones 1 to 5 in Fig. 3) were investigated in more detail because of the high concentration of failure signatures (figure 3).

The first zone presents a three-dimensional projection of submarine landslide features approximately 3.6 km NE of the Betsiamites Estuary (Fig. 4). This survey is located in 20 to 120 m water depths and reveals geomorphologic evidence of creep folds, braided channels, and a sinuous channel. The field of creep folds can be observed in an area extending 2 km² in a NE direction. The wavelength (λ) of the folds is 90 m. The field of creep folds is formed on a 1.5° slope. The braided channel incision extends 3.3 km in a north-easterly direction. The main channel is 90 m wide. The most distal part of the channel (from the Betsiamites Estuary) is filled with sediments. The sinuous channel is 300 wide at most and corresponds to a relict feature which can be followed for 1.8 km along an ESE/WNW axis on a 1° slope.

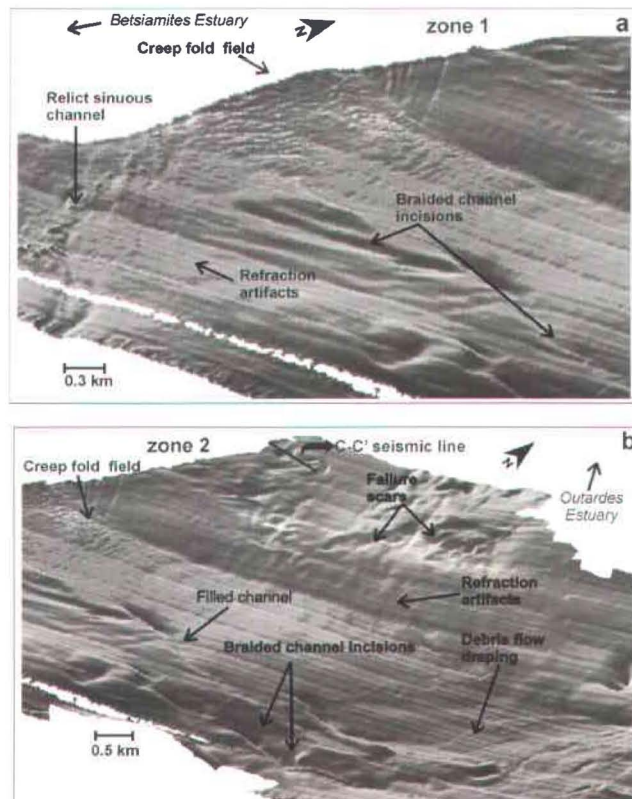


Figure 4. a) Zoom and three-dimensional projection of the multibeam coverage in zone 1 showing a sector in the Betsiamites Estuary area. b) Zoom and three-dimensional projection of different submarine landslide features in zone 2. Vertical scale is in m.

The field of creep folds and the channel incision suggest that the sedimentary discharge of the Betsiamites River plays a major role in the formation of the slope. In addition, we cannot ignore the impact of the Outardes River sedimentary discharge on the geomorphic signature in this sector. Partial lateral filling processes of the braided channel incision probably result from minor submarine slides induced by the sedimentary discharge from the Outardes Estuary. The apparently constant vertical filling of the entire sinuous channel suggests that it is relict. The two channel-incision patterns were formed by different mass wasting events and by fluvial supply coming from the palaeo-Betsiamites River. The creep fold field was induced by creeping activity induced by sediment input.

The second zone is influenced by both the Betsiamites (SW of zone 2) and the Outardes (NEE of zone 2) estuaries (Fig. 4). This area contains two slopes almost perpendicular to each other; one dipping in the north-east (1°) and the other to the south (1°). In the northern part of this zone, several failure scars can be seen. These scars are on average 150 to 250 m wide, occurring sparsely in water depths of 20 to 80 m. In this area, the incised braided channel system (Fig. 4) runs through the deepest part in a SW-NE trend. Similarly to the proximal part of this system in the Betsiamites Estuary (box 1), the channels are partially filled along long axes. A debris flow, drapes a 0.8-km-wide sector and seems to bypass and fill the distal part of the braided channel system.

Multibeam imagery (Fig. 4) reveals the effects of the two slopes on the sedimentation and geomorphic record of the second zone. This sector indicates that influence of the Betsiamites Estuary is no longer predominates in the area but that the sedimentologic conditions are now dominated rather by the Outardes estuarine system. This interpretation is corroborated by the partial filling of channels which may have been triggered by the steepness of the south dipping slope. The large dimensions of the braided channel system clearly indicate that this system was once drained by important sediment supply. The failure scars

suggest that several minor submarine landslides took place on this slope. These submarine landslides were caused by the instability generated by the steepness of the slope in conjunction with the high sediment supply from the Outardes Estuary.

The third zone, located 4.8 km south of the present Outardes Estuary in 80 to 160 m water depths (Fig. 5a), covers an area of approximately 20 km² and shows different types of slope instability features: a rotational slide, a channel incision, and a debris slide. The rotational slide is almost 3 km long and 0.7 km wide. The head scar left by the slide is 15 m high. The volume of material displaced by the event represent a 2 to 4 million m³.

The channel incision is sinuous and lies on the steeper part of the slope (9°). This v-shaped geomorphic element is 1.2 km long and 0.2 km wide. The channel ends on a thick ridge at its most southern point.

The maximum length of the debris lobe slide corresponds to a distance of 320 m. The debris slide has a main scarp 760 m long by 40 m high. The volume of the slide is estimated to about 10⁶ m³. Two transverse ridges can also be observed on Fig. 5. The left ridge can be seen only in part. The right one is ~1.5 km long and 0.24 km wide. The two ridges are located at the base of the slope (170 m water depth). In the top right-hand corner of this zone, numerous minor slide scars are found on the upper and steeper part of the slope. The rotational slide and the debris slide present fresh scars with no evidence of sediment draping. The low heights of the main (~10 m) and lateral scarps (<5 m) clearly indicate that this mass wasting event is related to a shallow displacement. The instability factors responsible for this slide may have been controlled by the Outardes Estuary discharge, erosion upslope, and the angle of the slope. The short runoff distance of the debris slide lobe and the seafloor physiography of the debris slide sector indicate that gravity was not the main cause of this slide. Earthquakes should be considered as main triggering mechanism for this debris slide.

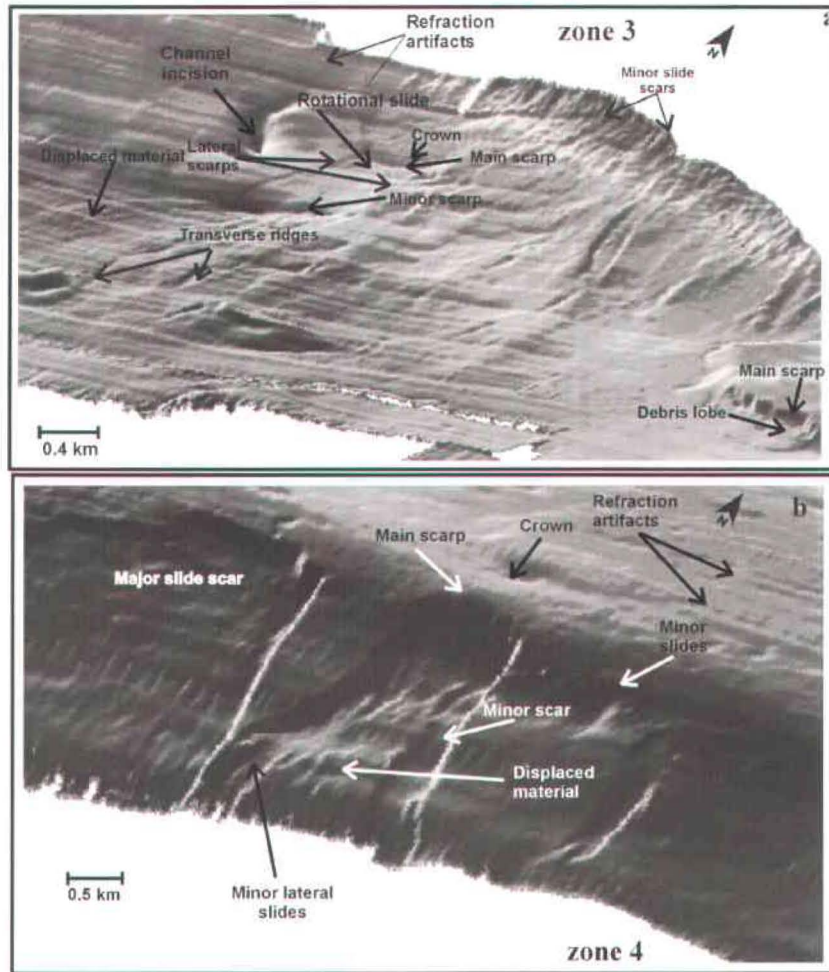


Figure 5. a) Zoom and three-dimensional projection of the multibeam coverage in zone 3 showing three types of slope instability features. b) Zoom and three-dimensional projection of box 4 showing a detailed description of a rotational slide. Vertical scale is in m.

The predominant v-shape of the channel incision support the theory of an erosional canyon induced by the wasting of displaced material coming from the upper part of the slope. The thick ridge located at the southward segment of the channel may represent the deposition zone of the channel-drained material. The fact that this channel did not show fresh scars when the data were collected reveals that it has not been active for some time. Two hypotheses can be proposed to explain the presence of the transverse ridges. The two ridges can be linked to the braided channel system shown in zones 1 and 2 and may represent the distal part of the Betsiamites Estuary system. The two ridges may correspond to

compression “mega-bulges” formed in the front of displaced material fans which were build-up by recent Outardes Estuary sedimentary input. The overview of the study area (Fig. 3) seems to support the first hypothesis but the lack of multibeam imagery data in this portion of the study area does not permit a clear conclusion. The minor upper slope slide scars show active processes occurring in this sector. The important number of scars and their small sizes suggest to high-frequency processes. The steep slope of this area prevents the accumulation of major sediment volumes. The Outardes Estuary must play a significant role on the sedimentary evolution of this sector.

The fourth zone, located along the Laurentian channel in the deepest part of the surveyed area (Fig. 5), shows a major rotational slide on a 5° slope. The slide is 3 km long and 2 km wide at its toe. The main scarp is 80 m high, and the volume of the slide is evaluated at 1 to $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. This major slide is characterized on both sides by the presence of minor lateral slides. Minor slides are also present on the NE side of the slope. Other major slide geomorphologic evidence can be seen on the SW side of the rotational slide described above.

Based on the multibeam data published in this paper, the steep slope of the pseudo-shelf edge is thought to induce frequent submarine landslides because of the fresh character of the slide scars, and also because of the number and dimensions of these scars. Three mechanisms can be proposed to explain the presence of instability elements in this zone : 1) the steep slope gradient 2) gas expansion, and 3) earthquakes. In the case of gas expansion, Cagnat (2002) has documented: 1) two important degassing phases related to the presence of biogenic gases in a core (MD992220) between depths of 17.5 and 21.5 m beneath the subsurface and, 2) the presence of measurable amounts organic matter (>2 wt%) on the upper section of the same core. Thus, even though core site MD992220 is located ~30 km SW of the study area, it is difficult to dismiss the possibility that the burial of organic matter (by “normal” or catastrophic sedimentation processes) and its subsequent decomposition, could generate

biogenic gases which may contribute to instability on the Outardes Bay delta's slope.

The fifth zone corresponds to the shallower part of the study area (Fig. 6). Figure 6 (two-dimensional) shows an active meandering channel, ~3 km long by 0.6 km wide in the E-W axis. The depositional zones cover 180 000 and 144 000 m² respectively at the top and the bottom of the zone 5. Another depositional zone, external to the main channel and interpreted as levee deposits, represents an area of ~200 000 m². A relict, SW-NE oriented braided channel system can also be observed in zone 5 and is partly filled by sediments. Some wave-induced bedforms can be seen in an area of 2.2 km². The bedforms are oriented in a NW direction and have wavelength of about 240 m.

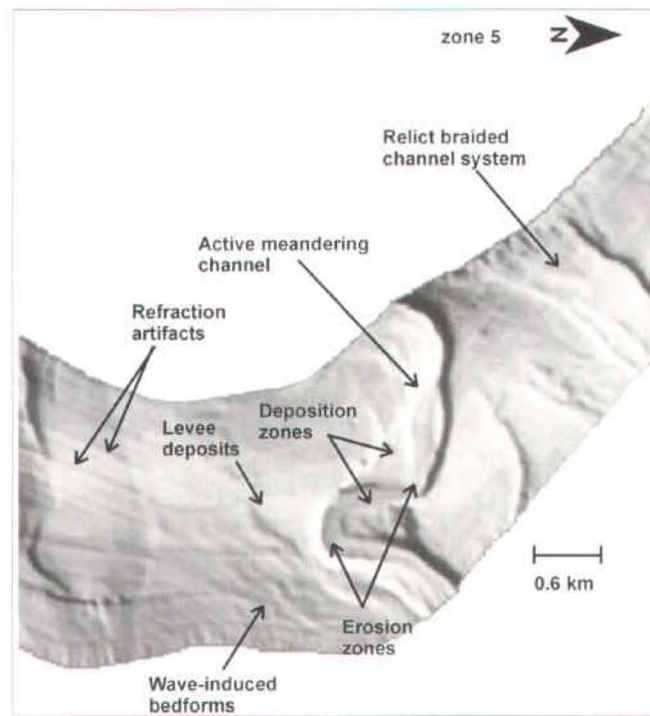


Figure 6. Zoom and two-dimensional projection of the multibeam coverage in zone 5 showing a details of an active meandering channel. Vertical scale is in m.

The meandering channel and the Manicouagan Estuary have a similar W-E azimuth. This is evidence that the active character of the meandering channel is closely linked to the Manicouagan Estuary dynamics. This channel drains sedimentary discharge generated by upper system submarine slope failures. When the channel cannot contain the volume of the flow, it presumably overflows and forms levee deposits. The relict braided channel may therefore indicate the hydrodynamic evolution of this part of the study area. The formation of the bedforms is related to modern bottom currents coming from the south-east (Crémer et al., 2001).

4 Refraction artifacts

Refraction artifacts (see figures 4 to 6) are present in most (if not all) of the multibeam-processed data because of sound velocity variations in the water column (Hughes-Clarke 2000a). Such variations are due to water-column structural changes which are a function of the local seabed physiography, in both space and time (Hughes-Clarke 2000b). In this study, the sound velocity profile was measured every 4 min to calibrate the multibeam sonar data (Urgeles et al. 2001; Furlong, pers. comm., 2001). This may have caused poor estimation of the water column profile and then contributed to the generation of artifacts because of the delay between sound velocity acquisition and the application of the appropriate correction factor onboard. The sound velocity fluctuations in the water causes the distortion of the outer beam ray paths. The refraction artifacts can be observed as parallel tracks which look like small-scale ridges along the ship's track (figures 4 to 6). Two types of artifacts were encountered during the post-processing: 1) point-like bathymetric lows and 2) small-scale parallel ridges. The first was easily removed with the SwatEd "refraction editor" tool created by the OMG. By contrast, it was difficult to completely remove the second type because of the more subtle signal. These artifact features are mostly related to the outer beam patterns. This problem was partly solved during post-acquisition processing by using the SwathEd "refraction editor". The "refraction editor" allows an empirical estimate of systematic biases due to imperfect measurement

of the water column (as a function of time). In the present case, these artifacts have not been considered as a problem for the geomorphologic interpretation of submarine landslide signature because of their small dimensions and their constant presence.

5 Discussion

5.1 Evolution of the deltaic system

Many truncated clinofolds show a basinward progradation of the deltaic system during the Holocene forced regression (Hart and Long, 1996). The steepness of the clinofolds ($\sim 25\text{-}30^\circ$) reveals important fluvial sediment input. The Manicouagan Peninsula is interpreted as Holocene prodeltaic deposits generated in part by the Outardes system (Hart, 1987). The fluctuations of this system reveal processes which have played a strong role in the evolution of sedimentation. Waves remobilized the sediment distribution around the Manicouagan Peninsula. Bedform orientation is created by bottom currents (SE) (figure 6). The important sea-level drop that has occurred during the past 10 ka, has generated fluvial channel incisions in the deltaic and prodeltaic deposits and a direct sediment supply to the slope. The different subsurface morphologies indicate that erosion mechanisms are still active on the Outardes Bay delta. These mechanisms are believed to be partly related to submarine landslides because of the observed seismic signature of failure deposits (figure 2, B-B' profile). Other mechanisms such as wave and tide currents and, storm waves can also explain the sediments reworking.

5.2 Modern system dynamics

The steepness and the sedimentary discharge of the system have led to the generation of submarine landslide features in the shallow parts of the delta front. An understanding of sedimentation rates is problematic in this sector. Cagnat (*in press*) has demonstrated that, in this sector, St. Lawrence River sedimentation rates have been weak for the last ~ 2 ka BP. Also, in the mid-1970s the Outardes River discharge has been regulated by two dams. Since then, the sedimentary

budget of this river consists mostly of suspension load. Thus, both the St. Lawrence River and the Outardes River sedimentation rates cannot be cited as a main causes for the triggering of recent submarine mass movements in the study area. However, besides these fluviially derived sedimentation rates, the shoreline cliffs mainly composed of marine clays, act as the principal source for sediment input to the pseudo-shelf located ~10 km north of the study area (Cataliotti and Long, 1984). After having been eroded, the cliff material is redistributed on the Outardes Bay delta sector by the Outardes River discharge. The amount of eroded material that is redistributed on the upper slope section constitutes an additional load on that part of the system. Thus, the resedimentation of the eroded material on the top of the delta's foresets, can represent an aggravating factor that can explain, in part, the occurrence of instability elements on this part of the delta slope.

Glacio-isostatic rebound has increased slope instability in this area. Dubois (1980) has demonstrated that this rebound is still important in the study sector (~3 mm y⁻¹). Elsewhere, the isostatic rebound in south-western Norway ranges approximately from 3.2 to 5.85 mm yr⁻¹ (Bakkelid, 1986). Bøe et al., (2000) have shown that some sediment failures in South-western Norway, were probably triggered by seismic reactivation of a local fault by postglacial regional isostatic rebound. Thus, major glacio-isostatic rebound can destabilise non-cohesive material on a slope. Thus, the re-equilibration of the crust in the Outardes Bay delta area could be a possible cause of many slope instability features in this sector.

It seems unlikely however, that the low-magnitude but high-activity of the LSLSZ can be linked to a reactivation of the Logan line due to a re-equilibration of the crust after the withdrawal of the ice-sheet (Lamontagne, pers. comm., 2001). According to Lamontagne (1999), the Logan line is not active and earthquake epicentres in the LSLSZ originate well below the Logan line; i.e. in the Canadian shield. In addition, there is no high-resolution structural map of the study area (A.

Tremblay, pers. comm., 2002). The only structural interpretations available for this sector have been published in Stanford and Grant (1990). These interpretations are based on an extrapolation of a wide-meshed seismic grid that is well below the resolution of the present study. So, it is hard to rely on this geological map to pin-point the Logan line as a reason to explain instability evidence observed on the Outardes Bay delta area. Therefore, in this area, the glacio-isostatic rebound results mostly from homogeneous crustal uplift independent of regional faulting. A relation can be established between the erosion of the shoreline cliffs by wave action and glacio-isostatic rebound. Effectively, the height of the glacio-isostatic rebound per year is equal to the height of the "new" exposed cliff that is available for erosion and thus, for re-sedimentation on the delta. This situation will last until the state of equilibrium of the system is reinstated. The cliff's eroded material thus constitutes an additional "stress" applied on the slope.

The geomorphologic evidence of instability in the deeper part of the system, especially along the pseudo-shelf-break, may have been caused by storm wave action and probably seismic activity if gas content is important. According to Hampton et al. (1996) and to the Geological Survey of Canada (GSC 2001), it is unlikely that earthquakes, as a single triggering factor, can be blamed recent submarine landslide in this region. In fact, to induce a submarine landslide, $M_S \sim 6$ earthquakes are necessary (Hampton et al., 1996). However, it is very likely that earthquakes, in conjunction with other factors (e.g. high gas content), can trigger submarine landslides. In the LSLSZ, no event of $M_S > 5.1$ have been recorded in the past century (GSC, 2001). On the other hand, it is hard to overlook the effects of the great 1663 Charlevoix earthquake ($M_S \sim 7$) in the study area (GSC 2001). The strong ground motions induced by this earthquake were felt in Boston (USA) (~800 km from the epicentre) where houses were shaken so badly that tops of several stone chimneys were broken (GSC, 2001). Therefore, some observed instability features may be linked to this event, especially zone 4 major rotational slide (Fig. 7). Thus, it is not impossible that the 1663 earthquake, in conjunction

with other factors, for example gas, could have triggered mass movements on the study area. Because of the high organic matter content of the sediments (Cagnat, *in press*), the decay of this organic matter could have formed expansive interstitial gas. The formation of this gas can be related to the degassing phases observed by Cagnat (*in press*) on core MD992220. The presence of gas has been identified in previous studies (Hampton et al. 1996; Christian et al. 1997) as a factor that can predispose slopes to instability. The gas weakens static shear strength of the material. Thus, the weakened deposit can move down on nearly flat surfaces driven by small gravitational forces produced, for example, by floods and high river sediment discharge or by cyclic loading generated by earthquakes (Hampton et al., 1996).

The maximal magnitude recurrence curve for the Charlevoix-Kamouraska seismic zone (Maximum seismic magnitude=7.5) shows that for an earthquake of $M_S=7$, the recurrence is ~800 years. The last time a $M_S\sim 7$ occur in the Charlevoix-Kamouraska seismic zone was in 1663 (Adams et al., 1999). Thus, the assumption that the $M_S\sim 7$ 1663 Charlevoix earthquake was the last seismic event capable of initiating large sea floor failures as shown as in figures 5a and 5b can be made. If Cagnat's (*in press*) average sedimentation rate is taken as sediment accumulation on the site of study between 1663 and 2000, (which is the year of the multibeam data acquisition) the thickness of the sedimented layer is ~50 cm. So, it can be assumed that the principal morphologic elements of the bigger slides (e.g. scarps and resedimented failed masses of figures 5a and 5b) would be preserved after the draping of ~50 cm of "normal" sedimentation.

The multibeam imagery shows submarine channels that may have been used as pathways to drain mass wasting material down the slope. The main submarine channel features are located near Pointe-à-Michel in the Bestiamites Estuary area. Those features represent an ancient submarine braided channel system that was fed by slope failure material coming from the paleo-Betsiamites Delta. The draping and filling of these channels show that the Outardes River delta is now the

dominating system in this sector. In the Manicouagan Estuary zone, the channels seems to have migrated northward. The active meandering drainage pattern suggests that the channel incision occurred on a gently dipping slope. The southern part of the channel exhibit sediment filling and thus demonstrate that they were inactive when the data were collected. The lack of data in this sector limits the interpretation of the dynamic processes that control the evolution of this part of the system. It can be hypothesised, that those channels may have fed (for the inactive ones) or are feeding (for the active one) fan(s) eastward in deep marine settings as is the case for the Outardes system (Syvitski and Praeg, 1989). The quasi-absence of bedforms and the omni-presence of submarine landslide signatures in the study area clearly indicate that the sedimentation mechanisms are linked to mass wasting events.

The interpreted features based on the multibeam data for the slope and on the seismic data for the pseudo-shelf, show that these two parts of the system are controlled by the same sedimentation mechanisms and, thus dominated by mass wasting events. Seismic and multibeam data have both shown evidence of instability. Although, the seismic and the multibeam data mostly cover two distinct areas of the system, ~800 m of the seaward portion of the C-C' seismic line (Fig. 2) is overlapped by some multibeam data (Fig. 4b). This section shows, at the base of the lobe slope, chaotic reflectors overlain by a strong undulating reflector, typical of failure deposits. On the multibeam imagery (Fig. 4b), the portion of the surveyed area corresponding to the section of the same seismic line, shows a hummocky seafloor that represents a succession of failure deposits (Hampton et al., 1996).

6 Conclusion

The present paper has highlighted past and modern sedimentation processes related to submarine landslides in the Outardes Bay delta sector. Seismic data show, in part, the prograding evolution of the delta in relation to relative-sea-level fluctuations. Seismic lines have also contributed in underscoring the strong

erosional activity imposed on the system. Bathymetric data have shown geomorphologic elements generated by active hydrodynamic conditions in this area. Because of the steep regional slope these geomorphologic constituents are constantly susceptible to be reworked by mass wasting events. The three-dimensional view permitted a better appreciation of the two different slope vectors over the field of study. Even more, this view has helped to see the encroachment of the Outardes system over the Betsiamites system.

Different factors can be cited as causes for the observed submarine landslide features : 1) sediment input due to cliff erosion by wave action, 2) high slope gradients, 3) gas, 4) earthquakes, 5) glacio-isostatic rebound and 6) storm events. Earthquakes are not believed to be a contributing factor for recent (i.e. during the past century) mass wasting generation in the field of study because of their insufficient magnitude to trigger landslides. However, the great $M_S \sim 7$ 1663 Charlevoix earthquake is a very likely event that can be cited as responsible, in conjunction with other factors, for some of the mass movement signatures observed in the surveyed area.

Acknowledgement

The authors would like to express their gratitude to the following organisations: the Coastal-Stability-Canada project for the financial support, Fisheries and Oceans Canada (CSS FG Creed) for the September 2000 multibeam survey, University of New Brunswick's Ocean Mapping Group for helping Roger Urgeles and Mathieu J. Duchesne to process the multibeam data, and David J. W. Piper (Bedford Institute of Oceanography) for his constructive comments.

References

Adams, J., Weichert, D. H. and Halchuk, S. 1999. Trial Seismic Hazard Maps of Canada -1999: 2%/50 Year Values for Selected Canadian Cities. Geological Survey of Canada, Open-File 3724, Ottawa.

- Allard, J. D. 1982. Zone exposée aux mouvements de terrain, région de Chutes-au-Outardes. Service de la géotechnique, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- Bakkeliid, S. 1986. The determination of rates of land uplift in Norway. *Tectonophysics*, 130 (1-4): 307-326.
- Bøe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L. and Vasshus, S. 2000. Submarine slide scars and mass movemns in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, 167 (1-2): 147-165.
- Cagnat, E. 2003. Étude sédimentologique de la série postglaciaire-Holocène de l'estuaire moyen du Saint-Laurent: apport de la scanographie. Unpublished M. Sc. Thesis. Institut National de la Recherche Scientifique Eau-Terre-Environnement, Québec, 214 pages.
- Cataliotti-Valdina, D. and Long, B. F. 1983. Evolution of liquid and solid discharges of a subboreal estuary; St. Jean River, Quebec, Gulf of St. Lawrence north coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (2): 184-194.
- Christian, H.A., Mosher, D.C., Mulder, T., Barrie, J.V. and Courtney, R.C. 1997. Geomorphology and potential slope instability on the Fraser River delta foreslope, Vancouver, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 34 (3): 432-446.
- Crémer, J.-F., Long, B. and Roy, S. 2001. Effet d'une tempête sur le remaniement sédimentaire du front deltaïque de la rivière Manicouagan. Influence sur un cycle sédimentaire saisonnier: corrélations entre les paramètres hydrodynamiques et les variations du régime sédimentaire. *In Proceedings of the 2001 Canadian Coastal Conference, 16-19 May, Edited by B. F. Long, Canadian Coastal Science and Engineering Association, Ottawa, pp.265-279.*
- Dubois, J. M. M. 1980. Géomorphologie du littoral de la côte nord du St-Laurent. *In The Coastline in Canada. Edited by S.B. McCann. Geological Survey of Canada, paper 80-10, pp.215-238.*

- Dubois, J. M. M. 1979. Environnements quaternaires et évolution post-glaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier Canadien: La moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. Ph. D. Thesis, Ottawa University.
- Geological Survey of Canada, 2001. Major earthquakes in Canada – 20th century. National Earthquake Hazards Program. http://www.seismo.nrcan.gc.ca/major_eq/majoreq_e.html
- Hampton, M.A., Lee, H.J. and Locat, J. 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34 (1): 33-59.
- Hart, B. S., Hamilton, T. S. et Barrie, J. V. 1998. Sedimentation rates and patterns on deep water delta (Fraser Delta, Canada) : integration of high-resolution seismic stratigraphy, core lithofacies, and ¹³⁷Cs fallout stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 68 (4): 556-568.
- Hart, B.S. and Long, B.F. 1990a. Storm deposits from the Quaternary Outardes delta, Quebec, Canada. *Sedimentary Geology*, 67 (1): 1-5.
- Hart, B. S. et Long, B. F. 1990b. Recent evolution of the Outardes Estuary, Quebec, Canada : consequences of dam construction on the river. *Sedimentology*, 37 (3): 495-507.
- Hart, B.S. and Long, B.F. 1996. Forced regressions and lowstand deltas: Holocene Canadian examples. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (4): 820-829.
- Hart, B.S., Prior, D.B., Barrie, J.V., Currie, R.G. and Luternauer, J.L. 1992. A river mouth submarine channel and failure complex, Fraser Delta, Canada. *Sedimentary Geology*, 81 (1): 73-87.
- Hart, B.S. 1987. The evolution of the Outardes River estuary. M.Sc. Thesis. Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 194 pages.
- Hughes-Clarke, J.E. 2000a. Present-day methods of depth measurement. *In Continental Shelf Limits; The Scientific and Legal Interface. Edited by Cook, P.J. and Carleton, C.M., Oxford University Press, Oxford, pp. 139-159.*

- Hughes-Clarke, J.E. 2000b. Acoustic seabed surveying – Meeting the new demands for accuracy, coverage and spatial resolution. Internal Report, Ocean Mapping Group, University of New Brunswick, Fredericton, 24 pages.
- Hughes-Clarke, J.E., Mayer, L.A. and Well, D.A. 1996. Shallow water imaging multibeam sonars: a new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Research*, 18 (3): 607-629.
- Lamontagne, M. 1999. Rheological and geological constraints on the earthquake distribution in the Charlevoix Seismic Zone, Québec, Canada. Ph.D. thesis. Carleton University, Ottawa, 353 pages.
- Long, B.F. 1981. Mission dans l'estuaire de la rivière Outardes. Geophysical data Report. Université du Québec à Rimouski, Rimouski.
- Michaud, L. 1990. Structure d'un lobe deltaïque en milieu régressif. Unpublished M.Sc. thesis. Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 209 pages.
- Mosher, D.C., Thomson, R.E. 2002. The Foreslope Hills: large scale, fine-grained sediment waves in the strait of Georgia, British Columbia. *Marine Geology*, 192 (1-3): 275-295.
- Sala, M. and Long, B. 1989. Évolution des structures deltaïques du delta de la rivière Natashquan, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43 (3): 311-323.
- Saint-Julien, P. 1977. Région de Québec. Carte géologique au 1/500 000. Département de géologie, Université Laval.
- Sanford, B.V. and Grant, A.C. 1990. Bedrock geological mapping and basin studies in the Gulf of St. Lawrence. *In Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 90-1B*, pp. 33-42.
- Syvitski, J. P. M. and Praeg, D. B. 1989. Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary and adjoining areas, Eastern Canada; an overview based on high-resolution seismo-stratigraphy. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43 (3): 291-310.

Urgeles, R., Duchesne, M. J. and Héroux, M.-C. 2001. Betsiamites and Outardes rivers mission report. Report Université Laval, Département de géologie et de génie géologique, Ste-Foy, 43 pages.



Appendice B

Duchesne, M. J., Long, B. F., Locat, P., Locat, J. et Massé, M. *The Point-du-Fort mass movement deposits, Upper Saguenay Fjord, Canada : a multiphase build-up. Dans Submarine Mass movements and their Consequences, Éditeurs J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic Publisher, The Netherlands, pp. 499-508*

Abstract

The Pointe-du-Fort deposits have been previously interpreted as the result of a single sedimentation event triggered by the 1663 $M_s \sim 7$ Charlevoix earthquake. It has been proposed that these deposits represent the spread of a failed mass coming from the south fjord wall. This paper presents multibeam, seismic and CAT-scan imagery evidences revealing that the Pointe-du-Fort deposits are the result of a multiphase build-up which includes many episodes of erosion and sedimentation by debris flows. These processes were induced by bottom slope erosion caused by the passage of a major debris flow coming upstream from the surveyed area, which was previously triggered by the 1663 $M_s \sim 7$ earthquake.

Keywords: submarine, mass wasting, multiphase, multibeam, seismic, CAT-scan

1 Introduction

The Saguenay Fjord basin has been greatly influenced by the Wisconsinian glaciation (~15 000 B.P.) and by the following marine transgression (i.e. Laflamme Sea, ~10 300 B.P.) (Lasalle and Tremblay, 1978). The Fjord consists in an overdeepened glacial valley that sits into the Saguenay graben (Du Berger et al., 1990). The Upper Saguenay Fjord basin, Canada, has been struck in the last ~400 yrs by catastrophic sedimentation episodes (Crémer et al., 2002; Locat et al., 2001; Locat et al., 2000; Syvitski and Schaffer, 1996; Praeg and Syvitski, 1991). Many features related to mass wasting activity were observed on and below the seafloor of the Upper Saguenay Fjord area (Crémer et al., 2002; Locat et al., 2001; Locat et al., 2000; Praeg and Syvitski, 1991). Some authors have hypothesized that most of the seafloor failures and mass wasting deposits located in this area, are the result of the 1663 $M_s \sim 7$ Charlevoix earthquake (Locat et al., 2000; Syvitski and Schafer, 1996; Schafer and Smith, 1987). According, to Syvitski and

Schafer (1996) this event has generated an amalgamation of 100 m thick mass wasting deposits on the basin floor.

Locat et al. (2000) describe many features related to sea-floor failures in *Ha! Ha!* Bay. The main feature is a 7 to 8 m high U-shaped escarpment which covers approximately one half of the bay width approximately 5 km upstream of the Pointe-du-Fort area. A series of debris slides can be observed on both walls of the fjord downstream of the escarpment. Upstream of this feature, no evidence of mass movement has been observed either on the seafloor or the fjord walls.

In an effort to better understand the behavior of failed masses from the crown to the toe, a small portion of the geological panorama of this region, the Pointe-du-Fort area, has been chosen. In order to overcome the scale characterization problems often encounter within the study of larger slides (see Locat and Lee, 2002), its small size can help to understand more easily the behavior of failed masses.

This paper is the first step of more extensive study which consists in the determination of the genesis of seismic facies of the Pointe-du-Fort mass wasting deposits deduced by CAT-scan analysis (Duchesne and Long, *in press*). The objectives of the present paper are to use multibeam, seismic and CAT-scan data to image the geomorphology and the internal structures of the Pointe-du-Fort deposits and to determine the genesis of these deposits. For this purpose, Simrad EM 1000 (95 kHz) echosounder multibeam coverage of *Ha! Ha!* Bay, 2D high-resolution boomer seismic reflection profiles (IKB-Seistec, 175 J, 3.5 kHz, 0.2 m resolution) and 3 piston cores (Benthos) were collected over an area of 2 km by 1 km respectively on board of R/Vs Federick G. Creed, Denis Riverin and Martha L. Black (figure 1).

To achieve the objectives, the multibeam data were analyzed to characterize the geomorphology of the study area. Then, a seismic fence diagram was generated

by plotting manually 25 parallel (40 m spacing) seismic profiles. The three cores were run under a fourth generation Siemens Somatom Volume Access CAT-scan at the Multidisciplinary CAT-scan Laboratory of Quebec. It has provided 1 mm resolution axial topograms of the cores. For the imagery description, textures and density contrasts expressed by gray level variations were used.

1.1 The Pointe-du-Fort area

The Pointe-du-Fort deposits are located on the south shore of the fjord near the mouth of *Ha! Ha!* Bay (figure 1). The Pointe-du-Fort deposits are mainly constituted of remolded Laflamme Sea clays (Locat et al., 2001). They are observed in ~160 m of water depth and show a tongue-like morphology. Locat et al. (2000) have proposed that the Pointe-du-Fort deposits resulted from a spread coming from the south fjord wall.

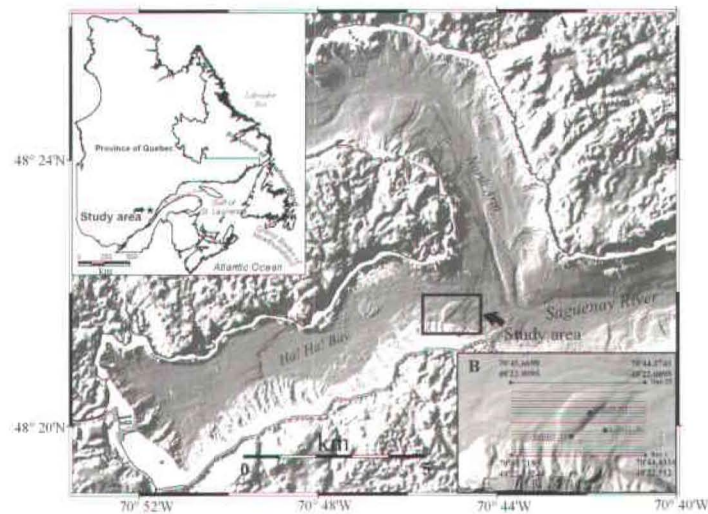


Figure 1: A) Location of the study area. B) Seismic lines and cores location.

2 Data sets observation

The multibeam data of the area reveals a bumpy seafloor and numerous v- shaped features on the fjord wall that have dimensions ranging from ~50 to ~400 m wide,

~150 to ~350 m long and ~5 to ~10 m deep (figure 2). The predominant morphology of the study area is the tongue-shaped element that is ~750 m long by ~300 m wide and ~10 m high. The tongue is thinner and narrower near the foot of the slope. Some superficial slide deposits were also observed as well as a small channel/fan system in the vicinity of the Pointe-du-Fort sector. The channel is the submarine counterpart of a subaerial intermittent stream

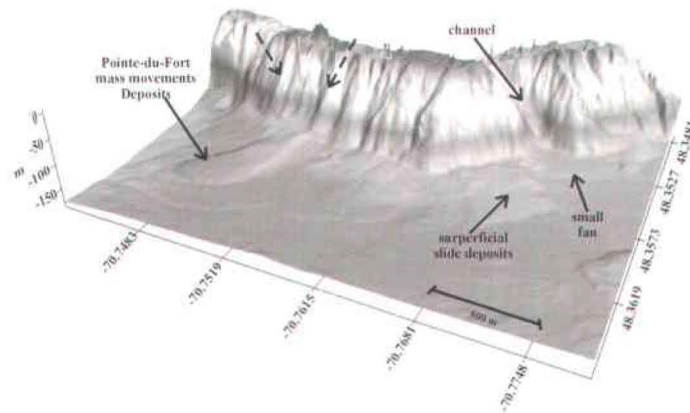


Figure 2: Multibeam surface map of the study area. The two dotted line arrows point out the geological features proposed by Locat et al. (2000) as the lateral scars of the failure area. Sun illumination is from N135, field of view is 45°, elevation is 31° and vertical exaggeration is 3.05.

Four different types of seismic facies were documented on the seismic profiles (figure 3). Type 1 is a disturbed reflection facies constituted by diffraction hyperbolae and by contorted reflectors. Type 1 facies mostly appears in the first 10 ms below the sea bottom. The Pointe-du-Fort lobe is mainly characterized by the type 1 facies. The type 2 facies corresponds to stratified parallel reflection patterns which were identified on most of the profiles at ~5 ms below the seafloor. The type 2 facies also includes a high amplitude reflection package composed of two reflectors that cross all the profiles. The package also contains some internal low amplitude laminated reflections. The type 3 facies consists of v or u-shaped

reflections of various amplitudes that have a limited lateral extent. Type 3 facies is present in the Pointe-du-Fort lobe as well as on both side of it on different profiles. The type 4 facies shows a broken or dislocated appearance. This facies can only be seen on the high amplitude package from profiles 23 to 25.

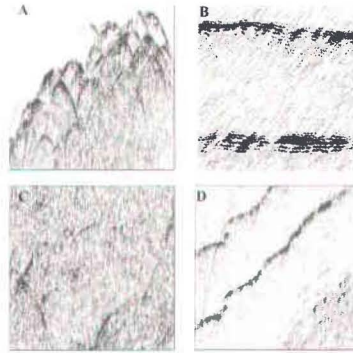


Figure 3: The four different types of facies observed in the surveyed area. A) type 1, B) type 2, C) type 3, and D) type 4.

The seismic fence diagram contained in this paper shows 8 lines selected to represent the spatial evolution of the Pointe-du-Fort deposits sedimentary architecture (figure 4). The diagram displays line drawings of the various seismic profiles because of the low signal to noise ratio of the profiles. The mound is a predominant feature in the diagram and it is mainly composed of type 1 facies. The diagram shows an overall decrease of the mound height and an increase of its lateral extent on sections 7 to 25. The lateral extent of the mound is more limited on profile 7. Four reflectors run across the entire model; reflectors A, B, C, and D. These reflectors disappear under the mound feature which reveals a hummocky surface morphology on sections 1 to 15. Throughout the diagram, reflector D morphology varies from undulated to contorted. On section 4, reflector D is incised. On profiles 12,14 and 17, reflector D is truncated on the east side of these profiles. Above reflector D, type 1 facies prevails. On profiles 13 to 25 a low to high amplitude hummocky shaped reflector (reflector E) is present ~8 ms above reflector D.

The 3 cores mostly show facies that correspond to coarse high density particles floating in a low density fine matrix; i.e. matrix supported facies (figure 5). All cores also present many sharp facies contacts that are sometimes undulating. In core MB01-01 and MB01-30, at ~1.5 m from the top of the core, a dense parallel laminated facies can be observed.

3 Interpretation of data sets

The tongue-shaped morphology of the Pointe-du-Fort-deposits is typical of high density mass wasting sedimentation over non-channelized seafloor (Duchesne et al., *in press*; Gardner et al., 2000). The gullies present on the fjord wall represent pathways that have drained a part of the displaced material to the sea bottom. Approximately 150 m from the wall, the deposits are thinner and narrower over ~125 m suggesting that this part of the deposits has been eroded.

The seismic facies analysis shows the chaotic nature of the mound deposits. The first 10 to 20 ms of the deposits below the sea bottom contains mainly type 1 facies features such as hyperbolae, contorted, chaotic reflections, related with mass wasting activity (Hart et al., 1992; Berryhill et al., 1987). The lithological nature of some high amplitude reflection package have been interpreted by different authors as turbidites (Popescu et al., 2001; Brunner et al., 1999; Torres et al., 1997). The type 2 facies, identified on most of the profiles at ~5 ms below the subsurface, is related to the settling out of suspended sediments. This reflection pattern is common in environments where gravity flow deposition are followed by suspended plume deposition (Lowe, 1982). The high amplitude reflection package is believed to be related with the sedimentation of high-density flows that came from the head of the bay because of their presence character over the entire study area. However, the exact lithological nature of these reflectors remains uncertain because they were beyond the reach of the coring device used. The type 3 facies represent channels. Some authors have documented the presence of various size channels in the sedimentary architecture of mass wasting deposits (Piper et al.,

1999; Masson et al., 1997). The two broken reflectors (type 4 facies) on profiles 23 to 25 are syn-sedimentary faults. This type of fault is often generated during rapid sedimentation episodes (e.g. debris flow sedimentation) which do not give

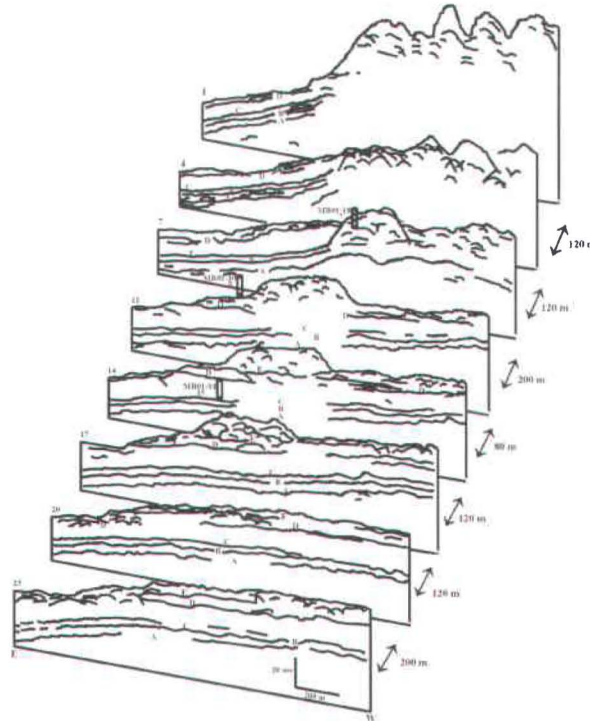


Figure 4: Seismic fence diagram of the surveyed area. The number below the core identification corresponds to the closest seismic line from the core location. Cores are not to scale.

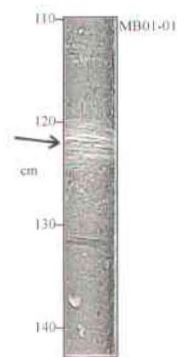


Figure 5: Example of CAT-scan imagery showing matrix-supported facies dominating character of the cores abruptly interrupted by a dense laminated facies (arrow).

time to the underlying layers to readjust to the new load imposed on the sedimentary column (Berryhill et al., 1987).

Seismic data illustrate a succession of sedimentation/erosion episodes in the Pointe-du-Fort deposits. Reflectors A, B and C are related to sedimentation episodes that are prior to the Pointe-du-Fort events. The seismic architecture includes several internal channels which have contributed to the formation of Pointe-du-Fort deposits. Line 17 shows four different channel erosion and channel filling episodes in the mound feature caused by the passage of debris flows (figure 6). The truncated character of reflector D and the overlying reflections (a stacking of type 1 facies) on the east side of the mound on lines 12 to 25, suggests that at least one erosional flow has dissected this part of the surveyed area after the multiple sedimentation/erosion events. This observation leads to the fact that reflector D is linked to a sedimentation episode that is prior to the construction of the mound. Reflector E correspond to a major scour surface induced by an erosional flow.

CAT-scan data has detailed the disturbed nature of the Pointe-du-Fort deposits. Cores MB01-01, MB01-18 collected on the mound and MB01-30 sampled on the east side of the mound, show characteristic textures of mass wasting; e.g. a series of matrix supported facies (Major, 1998; Major, 1997; Ghidaubo, 1992). These facies are sometimes abruptly interrupted by dense horizontally laminated facies. The horizontally laminated facies observed on the three cores are associated with deposition from suspended sediment plumes (Galloway, 1998). These plumes are generated when the energy released by the mass collapsing and its subsequent transformation into a debris flow, tends to push the fine and less consolidated sediments outward and upward in the water column. Then, these sediments are deposited from suspension. The sharp facies contacts which are sometimes undulating are scour surfaces. These scour surfaces represent the passage of various flows.

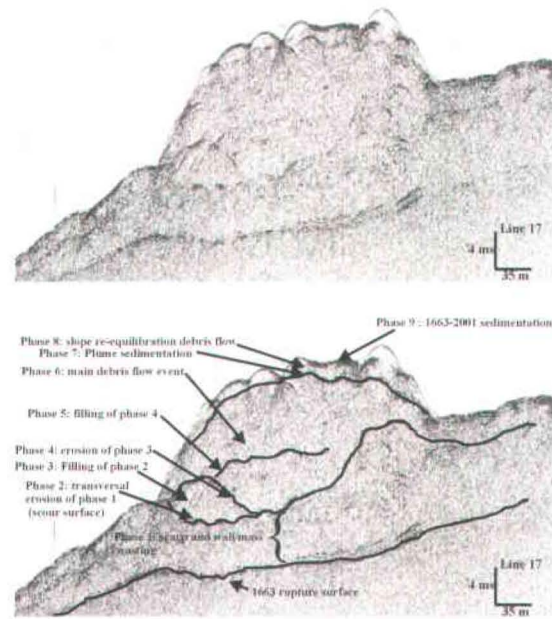


Figure 6: The different phases which have contributed to the Pointe-du-Fort deposits formation. A) non-interpreted profile and B) interpreted profile.

4 Multiphase build-up: the sequence of events.

The first phase corresponds to the deposition of mass wasting deposits (type 1 seismic facies) and matrix supported facies. The lower limit of this layer has been tentatively attributed to the 1663 rupture surface by Locat et al. (2001). The phase 1 consists in a composite layer including sediments that were deposited by a debris flow triggered by the earthquake along the bay axis and by the thin, draping of superficial slide deposits coming from the fjord wall. The source of the debris flow corresponds to the escarpment located ~5 km upstream (Locat et al. 2000). The passage of that debris flow might eroded the foot of slope and initiated a series of superficial slides normal to the bay axis. This phase explains the bumpy seafloor, the chaotic nature of the reflections and the debris flow facies which surrounds the Pointe-du-Fort deposits. The phase 1 mass wasting events destabilized the slope, paving the way to the subsequent phases. In phases 2 to 5, the flows were confined within channels and represent a series of erosion/filling episodes. Reflector E marks the base of phase 2. It represents the first flow

coming from the fjord wall, which incised the debris layer deposited during the first phase. Then, following phases (3 to 5) have led to the final filling of the channel system (hummocky reflector capping). The channel system was completely buried by the 6th phase, which is ~10 m thick and is the most voluminous one of the Pointe-du-Fort deposits (see Locat et al. this volume). This phase consists of type 1 seismic facies which corresponds to matrix supported CAT-scan facies. Phase 7 sits on top of it and has been documented on the CAT-scan imagery as dense horizontally laminated facies representing the settling of a suspended sediment plume generated by the previous phases. The 8th phase is the result of the slope re-equilibration and corresponds to debris flow material which is stacked on the mound. The 9th and final phase has been interpreted as the return of a calm sedimentation with possible superficial erosion episodes. However, it is difficult to define an accurate time gap in which the sequence of events has occurred (hours, days, months?). Nevertheless, the main triggering mechanism appears to be the 1663 $M_s \sim 7$ earthquake.

5 Discussion and conclusion

Locat et al. (2000) have proposed that the morphology of the deposits is the result of an unconfined spread that have turned downstream following the gentle regional slope after the mass has detached from the fjord wall. This assumption supposes a single sedimentation event and was mainly based on multibeam data and on a single seismic profile. Even if the multibeam data can suggest the spread hypothesis, a close look at the scar failure left by the detachment of the failed mass shows three distinct gullies within the scar. The gullies are also visible on seismic profiles 1 to 5 and present a predominant v-shape. The v-shape of the gullies suggests that they are erosional features that have cannibalized the slope. Their "within slope" character suggests that they followed a more important phase which is believed to be phase 6. Thus, these gullies represent the drainage of slope material during the re-equilibration of the slope (phase 8). The fact that mass movement features were only observed downstream the escarpment on the

multibeam data reinforces the idea that earthquake was not the sole trigger for the Pointe-du-Fort events. The triggering most be a conjunction of pore pressure augmentation generated by the earthquake and slope destabilization due to erosion caused by the passage of the debris flow resulting from the seafloor failure that has occurred ~5 km upstream from the Pointe-du-Fort area. Nevertheless, it should be kept in mind that the stability of a clayey slope depends on several parameters such as slope height, slope inclination, slope stratigraphy and shear strength. The analysis of geotechnical parameters is beyond the scope of this paper and the reader is referred to Locat et al. (this volume) for a discussion on geotechnical parameters of the study area. Concerning the sedimentary architecture of the deposits, the seismic and the CAT-scan data sets have shown features that confirmed the occurrence of different erosion/sedimentation episodes. These episodes have led to the present morpho-sedimentological architecture of the Pointe-du-Fort deposits. The Pointe-du-Fort deposits are thus the result of a multiphase build-up.

Acknowledgements

The authors would like to thank D. Perret and D. J. W. Piper for their constructive remarks. Many thanks to IKB technology for the field assistance during the 2001 seismic survey. Special thanks to R. Urgeles and to the University of New Brunswick's Ocean Mapping Group for the multibeam data processing as well as Seismic Micro-technology for providing the seismic interpretation software. The authors would also like to express their gratitude to the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada for the funding and the ship time allocation. Finally, "two thumbs up" for the crew members on board of R/Vs Martha L. Black, Denis Riverin and Frederick G. Creed.

References

- Berryhill, H. L. jr, Suter, J. R. and Hardin, N. S. 1986. Late Quaternary Facies and Structure, Northern Gulf of Mexico : Interpretation from Seismic Data. AAPG Studies in Geology #23, Tulsa, 289 pages.
- Brunner, C. A., Normark, W. R., Zuffa, G. G. and Serra, F. 1999. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River. *Geology*, 27 (5): 463-466.
- Crémer, J.-F., Long, B., Desrosiers, G., de Montety, L. and Locat, J. 2002. Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et à la caractérisation des structures sédimentaires: exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de 1996. *Canadian Geotechnical Journal*, 39 (2): 440-450.
- Du Berger, R., Roy, D., Lamontagne, M., Woussen, G., North, R. G. and Wetmiller, R. J. 1990. The Saguenay (Québec) earthquake of November 25 1988; seismological data and geologic setting. *Tectonophysics*, 186 (1-2): 59-74.
- Duchesne, M. J. and Long, B. F. 2003. Genesis of mass wasting deposits deduced by CAT-scan analysis. *In American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Salt Lake City, Utah, p.A45.*
- Duchesne, M. J., Long, B. F., Urgeles, R. et Locat J. New evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area, Québec, Canada. *Geomarine Letters*, 22 (4): 233-242
- Galloway, W. E. 1998. Siliclastic slope and base-of-slope depositional systems : component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin*, 82(4): 569-595.
- Gardner, J. V., Mayer, L. A. et Hughes-Clarke, J. H. 2000. Morphology and processes in lake Tahoe (California-Nevada). *Geological Society of America Bulletin*, 112 (5): 736-746.

- Ghibaubo, G. 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field interpretation and classification. *Sedimentology*, 39 (3): 423-454.
- Hampton, M. A., Lee, H. J., and Locat, J. 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34 (1): 33-59.
- Hart, B. S., Prior, D. B., Barrie, J. V., Currie, R. G. and Luternauer, J. L. 1992. A river mouth submarine channel and failure complex, Fraser Delta, Canada. *Sedimentary Geology*, 81 (1-2): 73-87.
- Lasalle, P. and Tremblay, G. 1978. Dépôts Meubles du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministère des Richesses Naturelles, Rapport Géologique 191, Québec, 61 pages.
- Locat, J. and Lee, H. J. 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39 (1): 193-212.
- Locat, J., Urgeles, R., Schmitt, T., Martin, F., Hoareau, L., Hill, P., Long, B., Simpkin, P., Kammerer, E. and Sanfaçon, R. 2000. The morphological signature of natural disasters in the Upper Saguenay Fjord area, Québec, Canada. *Dans Proceedings of the 53rd Canadian Geotechnical Conference*, Montréal: pp. 109-116.
- Locat, P., Leroueil, S., Duchesne, M. and Locat, J. Characterization of a submarine flow slide at Pointe-du-Fort, Saguenay Fjord, Quebec, Canada. *In Submarine Mass movements and their Consequences*, Edited by J. Locat et J. Mienert, Kluwer Academic Publisher, The Netherlands, pp. 521-529.
- Locat, P., Locat, J., Leroueil, S., Urgeles, R., Hart, B. and Long, B. Caractérisation préliminaire du glissement sous-marin de la Pointe-du-Fort, Fjord du Saguenay, Québec, Canada. *In Proceedings of 54th Canadian Geotechnical Conference*, Calgary, Alberta, pp.752-759.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 279-297.

- Major, J. J. 1997. Depositional Processes in large scale debris-flow experiments. *Journal of geology*, 105 (3): 345-366.
- Major, J. J. 1998. Pebble orientation on large, experimental debris flow deposits. *Sedimentary Geology*, 117 (3-4): 151-164.
- Masson, D. G., van Niel, B. and Weaver, P. P. E. 1997. Flow processes and sediment deformation in the Canary debris flow on the NW African continental rise. *Sedimentary Geology*, 110 (3-4): 163-179.
- Piper, D. J. W., Cochonat, P. and Morrison, M. L. 1999. The sequence of events around the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake : initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, 46 (1): 79-97.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H. Z. and Droz, L. 2001. Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan Black Sea. *Marine Geology*, 179 (1-2): 25-37.
- Praeg, D. B. and Syvitski, J. P. M. 1991. Marine geology of Saguenay Fjord. Geological Survey of Canada, Bedford Institute of Oceanography, Open File #2395.
- Schafer, C. T. and Smith, J.N. 1987. Hypothesis for a submarine landslide and cohesionless sediment flows resulting from a 17th century earthquake-triggered landslide in Quebec, Canada. *Geo-Marine Letters*, 7 (1): 31-37.
- Syvitski, J. P. M. and Schafer, C. T. 1996. Evidence of an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, 104 (1-4), 127-154.
- Torres, J., Droz, L., Savoye, B., Terentieva, E., Cochonat, P., Kenyon, N. H. and Canals, M. 1997. Deep-sea avulsion and morphosedimentology evolution of the Rhône fan valley and Neofan during the Late Quaternary, North-Western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 44 (3): 457-477.



Appendice C

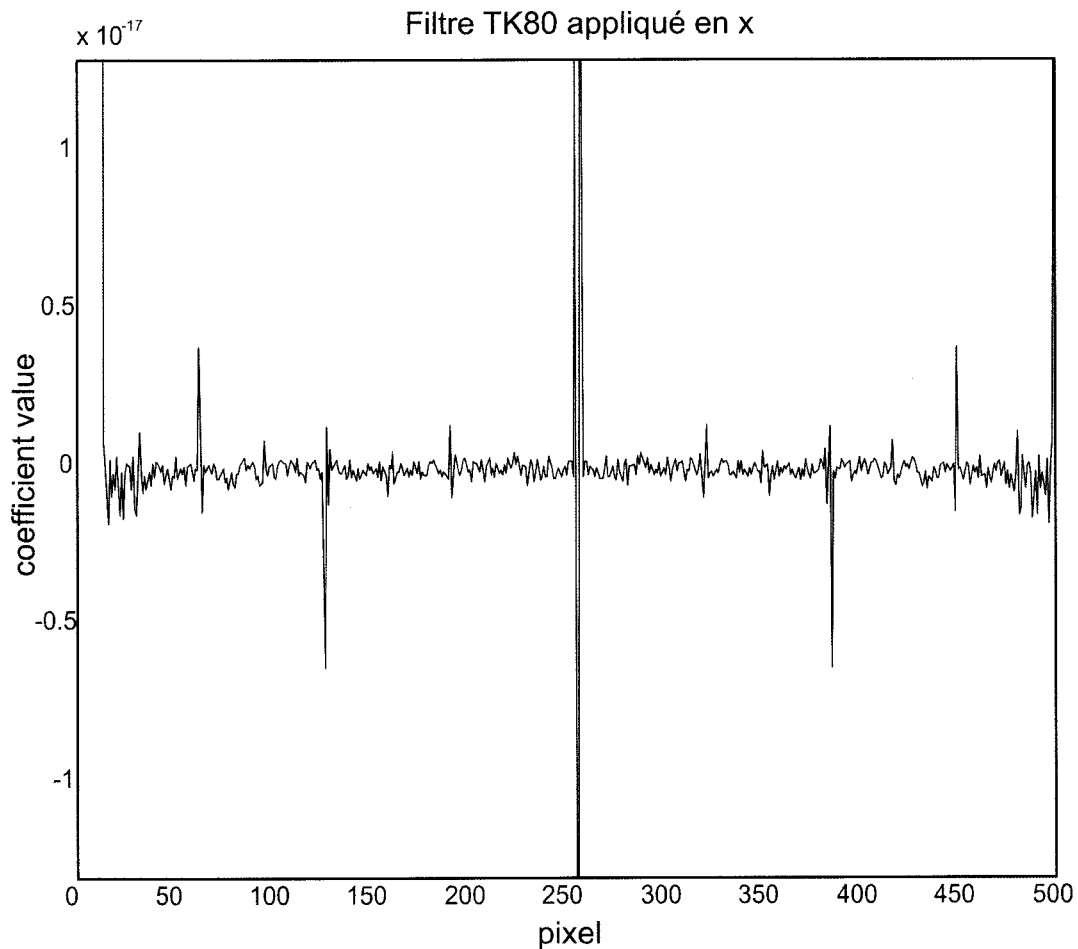
Paramètres d'acquisition des images scanographiques

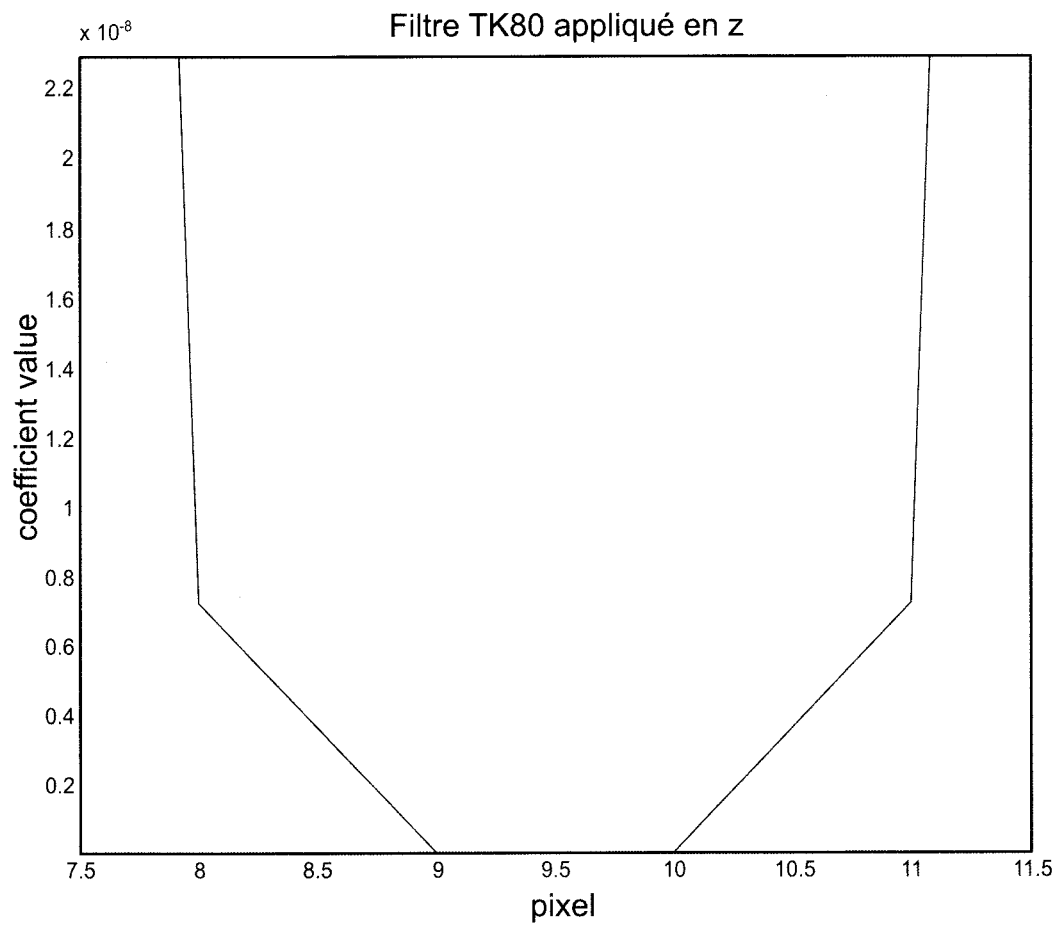
CT-scan model	Siemens Somatom Volume Access
CT-scan model generation	third
Images type	Topograms
Acquisition protocol name	SpineSpi
Pixel spacing	1;1
Samples per pixel	1
Rows	512
Columns	512
Bits allocated	16
Bits stored	12
High bit	11
Photometric interpretation	Monochrome 2
Rescale intercept	-1024
Rescale slope	-1
kvP	140
Data collection diameter	500
Reconstruction diameter	512
Distance source to detector	1040
Distance source to patient	570
Gantry/Detector tilt	0
Table height	125
Rotation direction	5190
X-ray tube current (mAs)	100
Exposure	519
Filter type	0
Generator power	14
Focal spot	1.2
Convolution kernel	T80s

Appendice D

Filtres bidimensionnels passe-haut utilisés lors de la reconstruction des topogrammes

Le noyau de convolution TK80 fut choisi pour le meilleur contraste en intensité qu'il offrait. Les noyaux de convolution de la série TK furent développés par Siemens et sont parties intégrantes de l'algorithme de reconstruction de l'imagerie scanographique. Le TK80 comprend deux filtres qui sont appliqués lors de la reconstruction des images afin de permettre la représentation en plan des valeurs intégrées en trois dimensions. Les filtres employés pour la reconstruction des topogrammes sont multiéchelles. Ces filtres furent appliqués en x et en z afin d'imager plus adéquatement les arêtes des objets ainsi que pour rehausser les contrastes. Voici la représentation graphique des deux filtres :







Appendice E

Fonction d'interpolation cubique discrète des traces sismiques

Cette fonction fut développée afin d'obtenir le même nombre d'échantillons dans les traces sismiques que dans les profils scanographiques corrélés entre eux au chapitre 2. L'interpolation cubique discrète de type hermitienne fut choisie pour sa grande précision et la fidélité de la représentation du vecteur devant être interpolé (Atkinson, 1988). Ce type d'interpolation est très performant pour les vecteurs contenant un grand nombre d'échantillons. Pour une interpolation discrète polynomiale hermitienne, une interpolation locale est effectuée à l'intérieur de laquelle le polynôme $p(x)$ pour chaque sous-intervalle $[x_{i-1}, x_i]$ est déterminé par sa valeur d'interpolation. Quant à l'interpolation cubique discrète de type hermitienne, elle possède des polynômes du 4^{ième} degré. L'algorithme permettant de trouver l'interpolation polynomiale discrète basée sur l'interprétation polynomiale hermitienne, utilise la division des différences pour $x \in [x_{i-1}, x_i]$ où $i=1, 2, \dots, n$ tel que:

$$xx = (x - x_{i-1})^2$$

$$F = \frac{f(x_i) - f(x_{i-1})}{x_i - x_{i-1}}$$

$$F_{i-1} = \frac{F - f'(x_{i-1})}{x_i - x_{i-1}}$$

$$F_i = \frac{f'(x_i) - 2F + f'(x_{i-1})}{(x_i - x_{i-1})^2}$$

$$H = f(x_{i-1}) + (x - x_{i-1})f'(x_{i-1}) + xx F_{i-1} + xx(x - x_i)F_i$$

où H est l'interpolation cubique discrète de type hermitienne et f' est une dérivée.

Le programme utilisant la fonction H fut écrit dans MatLab.

Référence

Atkinson, K. E. 1988. An Introduction to Numerical Analysis. John Wiley and Sons, New York, 710 pages.

```

%////////////////////////////////////
%/
%/ Fonction EgaliseSignal()
%/
%/ 5 décembre 2003
%/
%/ Francis Moore
%/
%/ Fonction utilisée pour rendre 2 vecteurs de la meme
%/ longueur en
%/ interpolant (interpolation cubique) le vecteur le
%/ plus court.
%/
%/ 'pchip'      - piecewise cubic Hermite interpolation
%/ (PCHIP)
%      'cubic'   - same as 'pchip'
%////////////////////////////////////

if length(in_signal1)>length(in_signal2);
    longueur=length(in_signal1);
    pas=double(length(in_signal2)-1)/double(longueur-
1);
    x=[1:pas:length(in_signal2)];
    out_signal2=interp1(in_signal2,x,'cubic');
    out_signal1=in_signal1;
else
    longueur=length(in_signal2);
    pas=double(length(in_signal1)-1)/double(longueur-
1);
    x=[1:pas:length(in_signal1)];
    out_signal1=interp1(in_signal1,x,'cubic');
    out_signal2=in_signal2;
end

```



Appendice F

Fonction utilisée pour normaliser l'amplitude de la trace sismique

Cette fonction, écrite dans MatLab, fut élaborée pour que les amplitudes des traces sismiques et celles des profils scanographiques puissent être comparées, ayant toutes les deux des échelles différentes. Pour y parvenir, les amplitudes des traces sismiques furent normalisées en multipliant les amplitudes de chaque échantillon de ces traces, par le rapport de l'amplitude maximale de la trace sismique et l'intensité maximale du profil scanographique.

```
%////////////////////////////////////  
%/   
%/ Fonction EgaliseSignal()  
%/   
%/ 3 octobre 2003  
%/   
%/ Francis Moore  
%/   
%/ Fonction utilisée pour normaliser l'amplitude des  
%/ deux vecteurs comparés.  
%/   
%////////////////////////////////////  
  
moyennescan=mean(in_signal1);  
out_signal1=in_signal1-moyennescan;  
amplitudescan=max(out_signal1);  
amplitudeson=max(in_signal2);  
out_signal2=(amplitudescan/amplitudeson).*in_signal2;
```



Appendice G

**Fonction utilisée pour simuler l'impulsion d'une source sismique de type
*boomer***

Cette fonction, utilisée pour les chapitres 2 et 4, emploie la commande GAUSSWIN de la boîte à outil *Signal Processing* de MatLab pour simuler l'impulsion du *boomer*, employé comme source sur le système d'acquisition de données sismiques Seistec. L'impulsion de cette source fut modélisée à partir des paramètres de la source (fréquence d'émission, durée de l'impulsion, amplitudes maximale et minimale de l'émission).

Par la commande GAUSSWIN, la dérivée d'une gaussienne est simulée en prenant le coefficient d'une fenêtre gaussienne à partir de l'équation suivante :

$$w[k+1] = e^{-\frac{1}{2} \left(\alpha \frac{k-n}{2} \right)^2}$$

où $0 \leq k \leq n$ et $\alpha \geq 2$ dans laquelle α est l'inverse de l'écart-type et une mesure de la largeur de sa transformée de Fourier et n est un entier positif. La largeur de la fenêtre est inversement reliée à la valeur α . Ainsi, plus la largeur de α est importante, plus la largeur de la fenêtre sera réduite. En d'autres termes, α contrôle la dilatation et la compression de la dérivée de la gaussienne.

```

%////////////////////////////////////
%/
%/ Fonction PulseGenerator()
%/
%/ 31 aout 2004
%/
%/ Francis Moore, Jacques Labrie & Mathieu Duchesne
%/
%/Ajustement d'une différentielle d'une gaussienne en
%/fonction d'un maximum d'amplitude voulu et d'un
%/facteur d'atténuation temporel.
%/
%////////////////////////////////////

%Definition des parametres empiriques

%duree=0.000312 %secondes
duree=0.000200 %secondes
resolution=0.000002 %secondes
alpha = 7 %alpha for gaussian, 2.5 default value 4.5
Best
vecteurTemps = 0.0;
intMaxWanted=2;
intMinWanted=-4;
intChiffreMagique=-5; %Facteur de l'exponentielle
default : 1
intSeuilMin=0.1;%Ou est coupee la differentielle pour
enlever le debut et la fin

%Definition du vecteur temps
for temps = 0.0:resolution:duree
vecteurTemps=[vecteurTemps,temps+resolution];
end

intNombreElement = numel(vecteurTemps);

%Générer une gaussienne
vecteurGauss = gausswin(intNombreElement,alpha);
%Différentielle de la Gaussienne
vecteurDiffGauss = diff(vecteurGauss);

intNombreElementDiff = numel(vecteurDiffGauss);
vecteurTempsDiff =
vecteurTemps(1:intNombreElementDiff);

vecteurDiffAttenuue=0;

%Atténuation de la différentielle en fonction du temps.
for indexElement=1:1:intNombreElementDiff;

```

```

vecteurDiffAttenué =
[vecteurDiffAttenué, (vecteurDiffGauss(indexElement)*exp
(-
intChiffreMagique*indexElement/intNombreElementDiff))];
end

```

```

%Ajustement de la courbe au premier maximum
intMaxElem = max(vecteurDiffAttenué);
intFacteur = intMaxWanted/intMaxElem;
vecteurDiffAttenué=vecteurDiffAttenué*intFacteur;

```

```

%Ajustement de la courbe au premier minimum
intMinElem=min(vecteurDiffAttenué);

```

```

%Découpe la section utile de la courbe selon les
parametres temporels
%demandés

```

```

vecteurZeros = find(vecteurDiffAttenué < intSeuilMin &
vecteurDiffAttenué > -intSeuilMin);
vecteurResultat=0.0;
intNombresCoupes=0;
boolFlag=0;
intMinimumIndice=0;
intMaximumIndice=numel(vecteurDiffAttenué);

```

```

for intIndex=1:1:numel(vecteurZeros)-1
    if (vecteurZeros(intIndex)+1 ==
vecteurZeros(intIndex+1))
        if boolFlag==0
            intMinimumIndice = vecteurZeros(intIndex);
        end

        if boolFlag==1
            intMaximumIndice = vecteurZeros(intIndex);
            boolFlag=2;
        end

        else
            boolFlag=1;
        end
    end
end

```

```

vecteurResultat =
vecteurDiffAttenué(intMinimumIndice:intMaximumIndice);
intSecondesResultat = numel(vecteurResultat);

```

```

%Pour affichage de la courbe, détermination du vecteur
temporel.

```

```

vecteurFinalTemps=0.0;
intDureeFinal=resolution*intSecondesResultat
frequence=1/intDureeFinal

```

```

for temps = 0.0:resolution:intDureeFinal
vecteurFinalTemps=[vecteurFinalTemps,temps+resolution];
end

[intMinimumValue,intMinimumIndice]=min(vecteurResultat)
intPositionMinimum=vecteurFinalTemps(intMinimumIndice)

vecteurSortie2=vecteurResultat(1);

figure
plot(vecteurFinalTemps(1+(numel(vecteurFinalTemps)-
numel(vecteurResultat)):end),vecteurResultat)

%Ecriture dans un fichier de sortie
fid = fopen('pulseGeopulse.txt','w');

for index=1:1:numel(vecteurResultat)
    fprintf(fid,'%1.6f
%3.6f\r',[vecteurFinalTemps(index),vecteurResultat(index)]);
end
fclose(fid);

```



Appendice H

**Fonction utilisée pour simuler l'impulsion du transducteur GeoPulse Model
5430A.**

La fonction utilisée dans les chapitres 2 et 4, a servi à modifier l'impulsion sonore du transducteur de la source sismique GeoPulse modèle 5430A échantillonnée sur une réflexion contenue sur une trace sismique. La modification fut rendue nécessaire parce que la fonction de transfert modifia la morphologie de l'impulsion initiale. Cette modification fut effectuée sur la base des paramètres d'émission du transducteur (fréquence d'émission, durée de l'impulsion, nombre de cycle, amplitudes maximale et minimale de l'émission).

```

%////////////////////////////////////
%/
%/ Fonction PulseMexicanGenerator()
%/
%/ 20 janvier 2005
%/
%/ Jacques Labrie & Mathieu Duchesne
%/
%/ Fonction utilisée pour modifier une ondelette de
%/ type "Mexican Hat"
%/ correspondant a l'impulsion de la source utilisée
%/ pour le systeme
% d'acquisition de données sismiques geopulse Modele
%/ 5430-A
%/
%////////////////////////////////////

%Définition de l'emplacement de l'ondelette
emplacement_fichier =
'D:\Projets\mexicanhat\mexican_20us.dat';

pulseDonnees = textread(emplacement_fichier,'%f');

tempsPulse = size(pulseDonnees,1) * inDblPasTemps;
tempsPulse = tempsPulse - inDblPasTemps;

pulseTemps=0.0;

%Adjustement de l'ondelette en fonction du pas de temps
demandé.
for temps = inDblPasTemps:inDblPasTemps:tempsPulse
    pulseTemps=[pulseTemps;temps];
end

```


Appendice I

Fonction de corrélation pour les données sismiques et scanographiques

Cette fonction, employée au chapitre 2, utilise une ondelette imitant l'impulsion émise par la source sismique afin de la convoluer avec les données scanographiques. Cette fonction de convolution agit en tant que filtre passe-bas permettant de faire ressortir, des profils scanographiques, le contenu fréquentiel correspondant à celui des traces sismiques. Les ondelettes ayant été utilisées pour les convolutions furent générées à l'aide des fonctions présentées aux appendices G (Seistec) et H (GeoPulse).

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%/
%/ Fonction fitting_sismique_scan()
%/
%/ 20 janvier 2005
%/
%/ Jacques Labrie & Mathieu Duchesne
%/
%/ Fonction qui utilise une ondelette afin de s'en
%/ servir comme fonction de convolution avec les
%/ données scanographiques pour faire ressortir le meme
%/ contenu fréquentiel que les données sismiques.
%/
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

% Définition de l'emplacement des répertoires et
% fichier de données a
% traiter
repertoireDonnees = 'D:\Projets\mexicanhat\lungern\';
fichierScan = 'wavelet_cor002.dat';
fichierSismique = 'ampl_cor002.dat';
fichierSismiqueTemps = 'time_cor002.dat';

donneesScan =
dlmread(strcat(repertoireDonnees, fichierScan));
donneesSismique =
dmlread(strcat(repertoireDonnees, fichierSismique));
donneesSismiqueTemps =
dmlread(strcat(repertoireDonnees, fichierSismiqueTemps))
;

%Générer donnees Pulse
%%On sait que dans le fichier de temps sismique le pas
est de 0.00002

[donneesPulseTemps, donneesPulse]=PulseMexicanGenerator(
0.00002);

%Egaliser les signaux scan et sismique
%Egaliser par rapport a la longueur des vecteurs

[donneesSismique, donneesScan] =
EgaliseSignal(donneesSismique, donneesScan);
[donneesSismiqueTemps, donneesScan] =
EgaliseSignal(donneesSismiqueTemps, donneesScan);

%Egaliser par rapport a l'amplitude

[donneesScan, donneesSismique]=egalise_amplitude(donnees
Scan, donneesSismique);

```

```

%Egaliser l'amplitude de l'ondulette par rapport a
l'amplitude des
%données scan

[donneesScan,donneesPulse]=egalise_amplitude(donneesSca
n,donneesPulse);

%Convolution des données
outConvolutionScan=conv(donneesScan,donneesPulse);

%On ré-égalise les vecteurs a la suite de la
convolution
[donneesSismique,outConvolutionScan]=
EgaliseSignal(donneesSismique,outConvolutionScan);
[donneesSismiqueTemps,outConvolutionScan]=
EgaliseSignal(donneesSismiqueTemps,outConvolutionScan);
[donneesSismique,outConvolutionScan]=egalise_amplitude(
donneesSismique,outConvolutionScan);

%Affichage des données
figure
plot(donneesSismiqueTemps,outConvolutionScan,'b-
',donneesSismiqueTemps,donneesSismique,'r-')

%Ecriture des données dans les fichiers de sortie.

%Ecriture du fichier de temps
dlmwrite(strcat(repertoireDonnees,'sortieTemps','.txt')
,donneesSismiqueTemps,'\r');
%Ecriture du fichier des données Sismiques
dlmwrite(strcat(repertoireDonnees,'sortieSismique','.tx
t'),donneesSismique,'\r');
%Ecriture du fichier des données Convoluées
dlmwrite(strcat(repertoireDonnees,'sortieCouvolutionSca
n','.txt'),outConvolutionScan,'\r');

```