HAL
open science

Architecture structurale de la ceinture de Gaspé (Canada) : Imagerie sismique intégrée et application à l'évaluation pétrolière

Martin Bêche

To cite this version:

Martin Bêche. Architecture structurale de la ceinture de Gaspé (Canada) : Imagerie sismique intégrée et application à l'évaluation pétrolière. Sciences de la Terre. Université de Cergy Pontoise, 2008. Français. NNT : . tel-00441620

HAL Id: tel-00441620

https://theses.hal.science/tel-00441620

Submitted on 16 Dec 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Cergy-Pontoise
École doctorale Sciences et Ingenierie
Département des sciences de la Terre et de l'Environnement
&
La Faculté des études supérieures de l'Université Laval, Québec
Département de géologie et de génie géologique

THÈSE

Réalisée en cotutelle
et
Présentée pour obtenir le grade de docteur d'université
Spécialité : Sciences de la Terre

le 8 Décembre 2008

Architecture structurale de la ceinture de Gaspé (Canada) : Imagerie sismique intégrée et application à l'évaluation pétrolière

Martin Bêche

Devant le jury composé de :

Dominique Frizon de Lamotte	Président
Jean-Pierre Gratier	Rapporteur
William Sassi	Rapporteur
Donna Kirkwood	Directrice de thèse
Siegfried Lallemant	Directeur de thèse
Anne Jardin	Examinatrice
Michel Malo	Examinateur
François Roure	Examinateur

© Martin bêche, 2008

Résumé

La péninsule de la Gaspésie (Québec, Canada) présente un potentiel pétrolier dans les roches datées de l'Ordovicien tardif au Dévonien inférieur. Dans l'est de la ceinture de Gaspé, des puits producteurs de gaz prouvent la présence de réservoirs pétroliers. Des nouvelles études structurales et des études de bassin dans la ceinture de Gaspé permettent de mieux évaluer le potentiel pétrolier de cette région.

Nous présentons ici une nouvelle méthodologie pour la prospection d'hydrocarbures dans les régions de piémont de type « fold and thrust belt » comme la ceinture de Gaspé.

Nous avons développé cette méthodologie en la testant au niveau de la partie centrale de la ceinture de Gaspé. Nous avons intégré les données géologiques et géophysiques disponibles pour l'étape d'imagerie sismique 2D afin de construire une image sismique directement en profondeur, ce qui a permis d'améliorer l'interprétation structurale, notamment la caractérisation des structures profondes et des failles majeures. Ce travail est suivi d'une modélisation de bassin afin d'évaluer le potentiel pétrolier.

Cette étude s'effectue en plusieurs étapes :

1) La construction du modèle structural : L'intégration des données géologiques dans l'étape de la migration en profondeur avant sommation permet d'améliorer le rendu des images sismiques. Ces nouvelles images sont plus fiables et, étant migrées directement en profondeur, rendent les interprétations plus proches de la géometrie réelle du sous-sol. Ces informations permettent de construire un modèle géologique plus complexe et de mieux contraindre le modèle structural de la ceinture acadienne. Les nouvelles interprétations ont permis en particulier, de mieux comprendre la relation entre les ceintures acadienne et taconienne.
2) L'évolution du modèle structural : il a été possible de valider la cohérence de la géométrie structurale grâce aux techniques de restauration. Cependant ce procédé n'a été appliqué qu'au niveau du Synclinal du Lac des Huit-Miles sur les successions stratigraphiques siluro-dévoniennes de la ceinture acadienne : les formations cambro-ordoviciennes ont été déformées par les orogenèses taconiennes et acadiennes ce qui rend impossible leur restauration. Ce scénario cinématique a été utilisé pour comprendre l'évolution géodynamique de la ceinture de Gaspé et ainsi permettre de proposer une nouvelle géométrie plus favorable à la production et à la migration des hydrocarbures.

3) Évaluation du système pétrolier : Suite à l'étape de restauration, la modélisation de bassin avec le logiciel **Temis2D®** a été appliquée à la succession stratigraphique Silurien-Dévonien du synclinal du Lac des Huit-Milles et à l'anticlinal de Causapscal. **Temis2D®** a permis de prédire l'évolution de la roche mère et le degré de maturation ainsi que la génération et l'expulsion des hydrocarbures, en utilisant le modèle structural et les données géochimiques des puits de la ceinture de Gaspé.

Abstract

The hydrocarbon potential of the Gaspé Peninsula is mostly restricted to the Late Ordovician to Early Devonian rocks and favourable signs indicate the presence of an active petroleum system. In thrust belt settings, both structural geology and basin modelling studies are required to evaluate the petroleum system. A new workflow integrating 2D seismic and geological data is proposed to improve the structural model and kinematic evolution of the Acadian fold belt, which are then used to for basin modelling. This feasibility study, applied across the central part of the Gaspé peninsula, aims at proposing innovative ways of going from seismic imaging to basin analysis to assessment of the hydrocarbon potential by combining advanced geophysical and geological techniques:

1. Current structural model building: the seismic images are improved by integrating the geological knowledge into the pre-stack depth migration processing. Interpretation of the main structural features can be directly carried out on these more reliable depth seismic images. This information is combined with complex structural modelling to help constrain the structural model of the Acadian foreland thrust and fold belt.
2. Evolution of the structurale model through geological times: The geometrical consistencies of the subsurface are ensured by cross-section balancing. This step is complicated by the fact that the Gaspé belt is made up of two chronologically distinct imbricate fold and thrust belts (from Taconian and Acadian orogenies). However, in order to simplify this process, it is geologically feasable to restrict the kinematic modeling to the Silurian to Devonian stratigraphic succession and to balance the Acadian fold and faults. Balancing and forward modeling was successfully performed on a 10 km scale synclinal structure of the Connecticut Valley-Gaspé Synclinorium. Amount of tectonic erosion was estimated using these restoration techniques. This kinematic scenario is used to complete the understanding of the geodynamic evolution of the Gaspé Belt and provides a new geometry more favourable to hydrocarbon migration and trapping.
3. Petroleum system assessment : Temis2D® software is applied to the Silurian-Devonian stratigraphic succession of the Lac des Huit-Miles syncline and Causapscal anticline, where a piggy-back basin developed during the Acadian orogeny. Using the results from the structural model and geochemical data from neighbouring well and rock samples, it is possible with Temis2D® software to predict the pressure regime through time, the maturity of the source rock, and the HC generation and expulsion.

Remerciements

Je tiens à remercier mes encadrants, à commencer par Anne Jardin qui m’a encadré au sein de l’IFP durant toute ma période de thèse, Donna Kirkwood ma directrice de thèse qui m’a accueilli au département de Géologie et de Génie géologique de l’Université Laval dans le cadre de la cotutelle et Siegfried Lallemant, mon directeur de thèse du département des sciences de la Terre et de l’environnement de l’Université de Cergy Pontoise. Ils m’ont soutenu et conseillé tout au long de ma thèse pendant mes séjours en France et au Québec.

Je remercie Mrs Jean-Pierre Gratier et William Sassi d’avoir accepté d'être rapporteurs et Mrs Dominique Frizon de Lamotte, Michel Malo et François Roure pour avoir accepté de participer au jury.

Je remercie la direction Géologie-Géochimie-Géophysique de l’IFP pour m’avoir accueilli dans ses locaux et m’avoir permis de mener à bien mon travail. Mes remerciements vont tout particulièrement à Jean-Paul Callot et Muriel Thibaut pour leurs conseils et leurs différents points de vue, en géologie structurale et en modélisation de bassin. Je remercie tout particulièrement mes collègues du département de Géophysique avec qui j’ai passé des moments forts, merci aux personnes du second étage des Primevères et tous ceux qui y sont associés (dans les étages voisins et ceux qui ne sont passés à l’IFP que pendant mon séjour). Je tiens à remercier Judith pour ses bons petits plats et ses bons gâteaux.

Merci au laboratoire de géologie de l’Université Laval et à tous mes amis franco-québécois de Québec avec qui j’ai passé de merveilleux moments. Je remercie le laboratoire de Cergy Pontoise pour m’avoir permis d’effectuer les expériences voulues.

Je remercie la compagnie Pétrolia pour sa collaboration pendant ma thèse.

Je remercie tous mes amis sur Paris également en thèse. Merci à Élo et Stéph pour m’avoir supporté lors de notre colocation.

J’aimerais remercier mes parents, mes grands-parents, mes sœurs et mon frère pour m’avoir soutenu tout long de cette expérience.

Je voudrais finir en remerciant Émilie pour son soutien et pour avoir fait partie de cette grande aventure outre-Atlantique.

Je dédicace ma thèse à mes parents, à mon frère et mes soeurs

Table des matières

Résumé i
Abstract iii
Remerciements iv
Table des matières vi
Liste des figures viii
Partie I : Présentation générale viii
Partie II : Imagerie sismique ..... Erreur ! Signet non défini.
Partie III : Interprétation géologique ..... Erreur ! Signet non défini.
Partie IV : Modélisation de bassin ..... Erreur ! Signet non défini.
Liste des planches xiv
Introduction 1
Partie I : Présentation générale 5
A. Problématique et objectifs de la thèse 5
A.1. Évaluation du potentiel pétrolier en structures complexes 5
A.2. Choix du Cas réel : la Ceinture de Gaspé (Appalaches canadiennes) 7
A.3. Objectifs 9
B. Contexte géologique 12
B.1. Présentation de la géologie des Appalaches 12
B.2. Géologie régionale de la Gaspésie 24
B.3. Stratigraphie de la ceinture de Gaspé 28
Partie II : Imagerie sismique intégrée 47
A. Mise en contexte géophysique 49
A.1. Principes généraux de la sismique réflexion 49
A.2. Imagerie sismique profondeur 53
B. Étude de cas « Gaspésie » : Élaboration des modèles de vitesse et application des traitements de migration profondeur 69
B.1. Présentation des données sismiques de la Gaspésie 69
B.2. Imagerie sismique du profil 2001-MRN-10b 73
B.3. Imagerie sismique des profils 2001-MRN-08, 2001-MRN-10a et 2001-MRN-16 100
Partie III : Interprétation géologique 104
A. Présentation des connaissances actuelles sur l'évolution tectono-sédimentaire de la ceinture de Gaspé 106
A.1. Relations tectono-sédimentaires dans la ceinture de Gaspé 107
A.2. Synthèse bibliographique de l'évolution tectonique 113
B. Interprétation structurale des images sismiques 120
B.1. Présentation des travaux antérieurs 120
B.2. Interprétation structurale du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé 124
B.3. Interprétation de la ligne 2001-MRN-08 141
C. Synthèse de l'interprétation du transect nord-sud dans la partie centrale de la ceinture de Gaspé 150
Partie IV : Modélisation de bassin : l'exemple du Synclinal du Lac des Huit-Milles 154
A. Présentation du workflow d'une étude de bassin 156
B. Construction du modèle à l'âge actuel 160
C. Restauration géologique 162

C.1. Étape de restauration avec LOCACE® 162
C.2. Étape de restauration avec TEMIS2D® 164
D. Évaluation des paramètres pour la modélisation..... 167
D.1. Données géochimiques : Roches mères et réservoirs 167
D.2. Estimations des conditions thermiques à la base en flux 170
E. Modélisation de bassin 2D 174
E.1. Simulation de la maturité des roches-mères 174
E.2. Migration des hydrocarbures..... 177
F. Conclusion sur l'évaluation pétrolière de la partie centrale de la ceinture de Gaspé 181
Conclusion 183
Bibliographie 189
Annexes..... 200
Annexe 1 : Aperçus photographiques des affleurements (août 2005) 200
Annexe 2 : Mesures de la vitesse des ondes P à travers une roche en laboratoire. 203

Liste des figures

Partie I : Présentation générale

Figure I.1: Localisation de la péninsule de la Gaspésie (gris) dans les Appalaches canadiennes. 8
Figure I.2 : Schéma montrant les différentes étapes de la méthodologie suivie. 11
Figure I.3 : Carte géologique simplifiée de l'Amérique du Nord (Bourque, site internet : planète terre http://www.ulaval.ca/personne/bourque/intro.pt/planete_terre.html).....13
Figure I.4 : Zonation simplifiée dans la région des Appalaches canadiennes (Williams, 1995). 14
Figure I.5 : Tableau des subdivisions temporelles et spatiales des roches de la région des Appalaches Canadiennes ; Les régions colorées en bleu sont présentes dans la péninsule de Gaspésie (modifiée d'après Williams, 1995).....16
Figure I.6 : Carte des différentes zones au Paléozoïque inférieur définies par Williams (Williams, 1995).....17
Figure I.7 : Distribution des différentes zones et ceintures (subdivisions) dans les Appalaches canadiennes au Paléozoïque moyen (en gris) (Williams, 1995). 18
Figure I.8 : Modèle géodynamique de la formation de la plateforme laurentienne et de la chaîne Appalachienne et de l'océan Atlantique (modifiée d'après Brisebois et Brun, 1994). 22
Figure I.9 : Phases orogéniques affectant la péninsule de Gaspésie. 23
Figure I.10 : Carte géologique simplifiée des Appalaches et de la plateforme du saint-Laurent au québec (Brisebois et Brun, 1994).....25
Figure I.11 : Carte de la géologie régionale simplifiée de la péninsule de Gaspésie montrant les régions cambro-ordoviciennes. 27
Figure I.12 : Carte simplifiée de la Géologie de la ceinture de Gaspé et localisation des coupes stratigraphiques de la figure I.13 (tirée de Bourque *et al.*, 2001). SCVG : Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé ; AAP : Anticlinorium d'Aroostook-Percée ; SBC : Synclinorium de la Baie des Chaleurs ; SR : Synclinal de Restigouche. 30
Figure I.13 : Coupes stratigraphiques (1-22) des unités de la ceinture de Gaspé, voir localisation Figure I.12 (tirée de Bourque *et al*., 2001). 31
Figure I.14 : Corrélations lithostratigraphiques de la ceinture de Gaspé dans le Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé de l'ouest de la Gaspésie et comparaison avec la ceinture de Gaspé des autres secteurs de la Gaspésie (sauf indication contraire, les unités sont des formations ou des membres). DA =discordance éoacadienne; Dc =discordance carbonifère; DS =discordance salinique; DT =discordance taconique; DTA =discordance tardi-acadienne (tirée de Brisebois et Morin, 2004). 35

Partie II : Imagerie sismique

Figure II.1:Schéma d'organisation du travail de thèse, étape du travail de géophysique.....48
Figure II.2 : Principes de l'acquisition sismique terrestre 2D (Robison et Coruh, 1988) 49
Figure II.3 : Organisation des traces en sections sismiques en fonction de la source (S) et du récepteur (R). Chaque point symbolise une trace sismique (Modifiée d'après Cavalca, 2006). 51

Figure II.4 : Figure représentant les traces correspondant à une même distance point-milieu récepteur et la trace sommée après leur horizontalisation en temps.....52
Figure II.5 : Traitements de migrations sismiques appliquées en fonction de la complexité des structures géologiques et des variations de vitesses de propagation sismique.....54
Figure II.6: Schéma général montrant l'étape de conversion d'une image sismique temps en profondeur. 55
Figure II.7 : Schéma montrant les différentes étapes géophysiques appliquées dans cette étude : 1) Interprétation des sections sismiques en temps et des points de tir, 2) Construction du modèle de vitesse par inversion tomographique en intégrant les données géologiques ; 3) Construction d'une image sismique profondeur par migration profondeur. 56
Figure II.8: Deux exemples de représentation des modèles de vitesse : lissé (*smooth model*) et par bloc (*blocky model*).....58
Figure II.9 : La tomographie de réflexion. À partir de temps de trajet associés aux réflexions primaires majeures (pointés en couleur sur les collections source commune), on cherche à déterminer les variations de vitesse ainsi que la géométrie des principaux contrastes de vitesse du sous-sol (modèle de droite) (tirée de Broto, 1999).....60
Figure II.10: Modélisation des temps de trajet associées à des structures complexes, ici un diapir de sel. L'inversion des temps de trajet développée par l'IFP permet d'inverser ces réflexions complexes et de déterminer les caractéristiques des éléments structuraux (Cavalca et Lailly, 2006).....61
Figure II.11: Modélisation des temps de trajet (à droite) associées à des structures complexes, ici une zone de triangle (à gauche) (Chaker, 2006).....61
Figure II.12 : Représentation du modèle de vitesse « blocky » utilisé pour la tomographie de réflexion. Les interfaces et les limites du domaine définissent des blocs auxquels sont associées des lois de vitesse. La même vitesse de part et d'autre d'une partie d'une interface indique que cette partie est virtuelle (d'après Clarke, 1997).....63
Figure II.13 : Répartition des temps résiduels moyens (RMS). Les temps résiduels sont représentés par les histogrammes (gauche , RMS indique la valeur moyenne calculée pour l'ensemble des résidus). Les répartitions des RMS en fonction de l'offset (au centre) et les RMS en fonction des points d'impacts en surface (X,Y) (droite) sont utilisés pour valider le calcul.....64
Figure II.14: Modèle géologique schématique d'une ceinture de chevauchement comprenant la topographie. Les caractéristiques géométriques sont définies par des couches de fortes inclinaisons employées comme contraintes en tomographie de temps de trajet : ordre de grandeur des vitesses, épaisseurs, profondeurs (F. Delbos *et al*., 2006).....65
Figure II.16 : Collections de traces appelées « Iso-X » (à droite) obtenues après migrations des points de tir localisés en A, B, C, D et E (localisation sur le modèle présenté à gauche). Les réflecteurs horizontaux indiquent une vitesse considérée comme vraie et permettent de valider le modèle de vitesse utilisé pour la migration profondeur avant stack. Une forme concave indique une vitesse trop lente et une forme convexe, une vitesse trop rapide. 67
Figure II.17 : Exemples d'influence de la paramétrisation du modèle de vitesse dans les zones de « triangle » (Jardin et Chaker, 2007).....68
Figure II.18 : Carte de localisation des profils sismiques acquis en 2000, 2001 et 2003 par le MRNFQ. Les profils indiqués en rouge (2001-MRN-10b, 2001-MRN-10a, 2001-MRN-08, 2001-MRN-16, 2001-MRN-12) sont traités par les techniques développées dans le cadre de ce travail. Les autres profils sont utilisés comme information complémentaire. 70
Figure II.19 : Séquence de traitement de la compagnie GAPS.....71

Figure II.20 : Processus d'imagerie sismique appliqué à l'étude de cas « Gaspésie » : Construction du modèle de vitesse partir des données en temps pour effectuer la migration en profondeur.....73
Figure II.21 : Construction du modèle couche par couche (E. Desaulniers, 2006). 75
Figure II.22: Vitesses de propagation des formations géologiques du synclinal du lac des Huit-Milles issues des diagraphies de proche surface (tirée de Desaulniers, 2006).....76
Figure II.23 : Modèle de vitesse par bloc du Synclinal du Lac de Huit-Milles (profondeur du modèle de 0 à 6500 mètres) (tirée de Desaulniers, 2006).....76
Figure II.24 : Synclinal du lac des Huit-Milles (ligne 2001-MRN-10b) : Variations du résultat de la migration profondeur avant sommation suivant le modèle de vitesse pris : modèle lisse (haut), modèle par bloc (bas) (tirée de Desaulniers, 2006).....77
Figure II.25 : Analyse d'un panneaux *iso-X* pour un même point profondeur imageant une portion du coeur du synclinal du Lac des Huit-Milles. La réflexion à 2000 m de profondeur est correctement alignée. (tirée de Desaulniers, 2006). 78
Figure II.26 : Ligne 2001-NRN-10b (partie Nord) : Modèle de vitesse par bloc construit en intégrant le modèle de vitesse pour le synclinal du lac des Huit-Milles de 0 à 6 km (E. Desaulniers, 2006) et complété jusqu'à une profondeur de 15 km par un milieu à vitesse constante (ici 6000 m/s). 79
Figure II.26 : Ligne 2001-MRN-10b : Comparaison de l'image sismique profondeur (application avant sommation) et du modèle de vitesse (vitesse constante de 6000 m/s pour la partie profondeur de 6 à 15 km). Les limites de chaque vitesse du modèle sont marquées en traits noirs sur l'image sismique.....80
Figure II.28: Différentes images migrées en profondeur avant sommation avec des modèles de vitesse constante choisie entre 5250 et 6000 m/s pour la partie sous le synclinal. Des variations sont visibles sur la partie profonde des images, notamment atténuation de certains réflecteurs (partie centrale par exemple).....81
Figure II.28 : Résultat des migrations en profondeur avant sommation avec des valeurs de vitesse constante utilisée pour la partie inférieure de 5500 m/s et de 6000 m/s.....82
Figure II.29 : Application de la tomographie de réflexion pour déterminer les modèles de vitesse par bloc en particulier la géométrie de différents réflecteurs (en bleu, modèles de vitesse àn gauche et au centre) associées à des failles majeures et la base du synclinal du Lac des Huit-Milles (doublet Val Brillant-Sayabec, modèle de vitesse à droite). 84
Figure II.30 : Les structures géologiques mises en valeurs sur les images migrées en temps peuvent être retrouvées sur les points de tirs. La méthode d'inversion de temps de trajet pourra être utilisée afin de positionner ces structures en profondeur, notamment pour l'étude des failles qui génèrent des réflexions très pentées (en jaune sur le point de tir de gauche). 84
Figure II.31 : Élaboration d'un modèle de vitesse par inversion tomographique. Les temps observés sont pointés sur les points de tir (en haut à gauche), les vitesses et la profondeur des interfaces (faille et réflecteur) sont calculées par l'algorithme d'inversion (à droite), les temps résiduels (valeurs, histogrammes et répartition en fonction de l'offset) sont utilisés pour valider le calcul (en bas à gauche et échelles de droite). 85
Figure II.32 : Modèle de vitesse lisse du Synclinal du Lac des Huit-Milles construit à partir du modèle de vitesse par bloc. Pour la partie profonde (de 8 à 10km), la vitesse est constante et déduite des analyses de vitesses par scans. 87
Figure II.33 : Résultats de l'inversion tomographique du doublet Val-Brillant-Sayabec : avec un modèle par bloc (en haut) et un modèle lisse (en bas). Dans le cas du modèle lisse, on observe que les temps résiduels sont moins dispersés et plus faibles : on obtient un temps résiduel moyen d'une valeur RMS de 57ms pour le modèle lissé au lieu de 24ms dans le cas du modèle par bloc. Ce critère montre que la précision sur la profondeur et la

géométrie de la base du synclinal est plus fiable lorsqu'on utilise le modèle lissé (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord). 88
Figure II.34 : Hypothèse de l'existence d'une faille recoupant le synclinal de Lac des Huit-Milles. 89
Figure II.35 : Résultat de l'inversion de la faille et du réflecteur associé avec le modèle par bloc au niveau synclinal du Lac des Huit -Milles. L'inversion permet aussi d'estimer les variations de vitesse (gradient horizontal) sous le synclinal (modèle du haut) (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord) 91
Figure II.36 : Résultat de l'inversion de la faille et du réflecteur associé avec le modèle lisse du synclinal du Lac des Huit-Milles (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord) 92
Figure II.37 : Étude sur le contact taconien/acadien au niveau de la faille de Shickshock Sud 93
Figure II.38 : Résultat d'inversion de la faille de Shickshock Sud et du réflecteur associé avec le modèle de vitesse par bloc (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord) 94
Figure II.39 : Résultat d'inversion de la faille de Shickshock Sud et du réflecteur associé avec le modèle lisse. L'inversion permet aussi d'estimer les variations de vitesse (gradient horizontal) dans la zone sous le synclinal (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord).....95
Figure II.40 : Modèle de vitesse de *stack* utilisé pour la migration en temps avant sommation (traitement GAPS). L'axe vertical est exprimé en temps (de 0 à 5 secondes).....97
Figure II.41 : Modèle de vitesse utilisé pour les migrations profondeur avant sommation appliquées à l'IFP.....97
Figure II.42 : Modèle de vitesse par bloc pour la ligne 2001-MRN-10B (de 0 à 93 km du nord vers le sud). 98
Figure II.43: Ligne 2001-MRN-08 : Modèle de vitesse superposé à l'image sismique obtenue par migration profondeur 101

Partie III : Interprétation géologique

Figure III.1 : Schéma d'organisation du travail de thèse, étape de l'interprétation géologique. 105
Figure III.2 : Évolution tectono-sédimentaire de la ceinture de Gaspé (modifiée d'après Bourque *et al*., 2001). 108
Figure III.3 : Coupe reconstituée, à la fin du Taconien, montrant les imbrications sur l'avant-pays. Cette région est une source sédimentaire par son érosion pour l'avant-pays mais aussi pour le bassin Siluro-Dévonien qui se met en place à l'arrière (tiré de Malo *et al*., 2001). AP : plate-forme d'Anticosti ; LC : dépôt des cloridormes inférieur ; LL : ligne Logan ; SSG : Groupe de Shickshocks ; Qsg : Supergroupe de Québec ; BBL : ligne Brompton-Baie Verte ; Bs : Assemblage de Black Shale ; MAC : Complex du Mont Albert; RIM : Mélange du Ruisseau Isabelle (Malo *et al.*, 2001). 115
Figure III.4 : Blocs montrant les séquences de la déformation acadienne dans la ceinture de Gaspé (tirée de Kirkwood, 1999). 117
Figure III.5 : Interprétation schématique du développement séquentiel d'une ceinture de plis et de chevauchements Acadien (tirée de Kirkwood et al., 2004), identique à la figure I.8. 119
Figure III.6 : Carte de localisation des régions d'étude : interprétation des lignes sismiques (10B, 08 et 16) au niveau de la ceinture de Gaspé et au niveau de l'anticlinal de l'Aroostook Percé (ligne 10A) et localisation de la coupe AB (figure I.6), C090 :

localisation du Puit de La Vérendrye; LHMS : Synclinal du Lac des Huit-Milles; CA : anticlinal de Causapscal (modifiée de Bêche *et al*, 2007). 122
Figure III.7 : Interprétation structurale des lignes sismiques VB 06, VB 04C, VB 04B et VB 04C montrant un style structural de type de tectonique de couverture (tirée de Morin et Laliberté, 2002), identique à la figure I.7.....123
Figure III.8 : Interprétation sismique de la ligne 2001-MRN-12 montrant une géométrie de chevauchements de nappes (tirée de Saucier *et al*., 2006).....123
Figure III.9 : Image sismique profondeur du profil 2001-MRN-10B et schéma interprétatif des grands ensembles structuraux; MRI : mélange du ruisseau Isabelle équivalent temporel du Groupe de Matapédia-Honorat. 130
Figure III.10 : Image sismique profondeur du synclinal du lac des Huit-Milles avec la localisation des secteurs étudiés (a) et son interprétation (b). CDP compris entre 6039 et 3739.....132
Figure III.11 : Interprétation du cœur du synclinal montrant la faille qui a joué en premier en faille normale puis inverse, créant ainsi un pli de propagation (Bêche *et al.*, 2007). Sélection de CDP entre 4839 et 4239. 133
Figure III.12 : Image sismique profondeur comprise entre les CDP 4839 et 3939 et interprétation de l'anticlinal de Causapscal, la zone imbriquée.....137
Figure III.13 : Image sismique profondeur comprise entre les CDP 6039 et 4839 et image interprétée sous le synclinal au niveau de la faille de Shickshock Sud ; le doublet de Val Brilant-sayabec limite le synclinal avec le mélange du ruisseau Isabelle séparé de la ceinture taconienne par la discordance taconienne. MRI : Mélange du Ruisseau Isabelle. 138
Figure III.14 : Localisation de la ligne sismique 2001-MRN-08 sur la carte géologique. C090 : localisation du Puit de La Vérendrie. Dyr : Formation de York River ; Dyl : Formation de York Lake ; Dic : Formation d'Indian Cove ; Dsh : Formation de Shiphead ; Dfr : Formation de Forillon ; SDch(s) : Groupe des Chaleurs supérieurs ; Dbp : Formation de Battery Point ; Dfo et Dfo1 : Groupe de Fortin.....142
Figure III.15 : Image sismique de la ligne 2001-MRN-08 et grands ensembles géologiques. La ceinture acadienne (orange) recouvre la ceinture taconienne (gris). 145
Figure III.16 : Image sismique profondeur 2001-MRN-08 avec son interprétation structurale. Étape cinématique (1, 2, 3, 3' et 3''). 146
Figure III.17 : Détails au niveau de l'anticlinal de Causapscal avec le schéma cinématique de l'évolution de l'anticlinal. 148
Figure III.18 : Carte géologique modifiée d'après la carte géologique du ministère. Dyr : Formation de York River ; Dyl : Formation de York Lake ; Dic : Formation d'Indian Cove ; Dsh : Formation de Shiphead ; Dfr : Formation de Forillon ; SDch(s) : Groupe des Chaleurs supérieurs ; Dbp : Formation de Battery Point ; Dfo et Dfo1 : Groupe de Fortin.....148
Figure III.19 : Schéma structural à partir des interprétations des lignes 12 et 10b.....153

Partie IV : Modélisation de bassin

Figure IV.1 : Étapes du travail de thèse : la modélisation s'effectue après l'étape de l'interprétation géologique. 155
Figure IV.2 : Les différentes étapes nécessaires pour la modélisation de bassin. 156
Figure IV.3 : Migration primaire des hydrocarbures de la roche mère aux roches réservoirs et migration secondaire des roches réservoirs à d'autres réservoirs (Huc, 2004).....159

Figure IV.4 : Coupe structurale synthétique simplifiée suivant le trajet de la ligne sismique 2001-MRN-10b dans sa partie nord. Les pointillés rouges montrent la position des roches mères (modifiée d'après Bêche *et al*., 2007).....161
Figure IV.5 : Construction du modèle initial à l'âge actuel pris en compte par le logiciel LOCACE.....161
Figure IV.6 : Principaux modes de déformation (modifiée d'après Moretti *et al.*, 2007).....162
Figure IV.7 : Coupe restaurée avec le doublet Val-Brillant - Sayabec comme niveau de référence.....164
Figure IV.8 : Modèle avec la propriété lithologique de chaque formation (Bêche *et al.*, 2007). 165
Figure IV.9 : Modèle représenté avec le maillage vertical guidant la déformation (Bêche *et al.*, 2007). 165
Figure IV.10 : Reconstruction de l'évolution du bassin au cours du temps avec les différentes propriétés lithologiques des formations représentées jusqu'à l'âge actuel (Bêche *et al.*, 2007). 166
Figure IV.11 : Stratigraphie simplifiée avec les roches mères (le Groupe d'Honorat plus précisément le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle d'un âge équivalent et la Formation de Forillon) et les roches réservoirs potentielles (Formation de Val-Brillant et Formation de Saint-Léon) (modifiée d'après Bêche *et al.*, 2007).....168
Figure IV.12 : Coupe avec la représentation des roches mères : la roche mère contenue dans la Formation de Forillon est représenté en jaune et la roche mère dans le black shale du mélange de Ruisseau Isabelle dans la partie nord sous le synclinal du Lac des Huit-Milles et par extension dans le Groupe d'Honorat est représenté en rouge. Localisation des puits virtuels pour la modélisation 1D (modifiée d'après Bêche *et al.*, 2007).....169
Figure IV.13 : Zonation de la réflectance et des stades de génération des hydrocarbures de la vallée de Matapédia (Roy, 2003).....170
Figure IV.14 : Modélisation de puits virtuels dans la partie nord du synclinal et au centre du synclinal de Lac des Huit-Milles. À droite, le log stratigraphique représente les différentes formations géologiques traversées. Les différents carrés correspondent à la valeur de réflectance des échantillons de matières organiques trouvées. Les courbes représentent les résultats de % de réflectance calculée. Les courbes rouge et verte correspondent à deux méthodes disponibles pour le calcul de la réflectance. Localisation sur la figure IV.12.....172
Figure IV.15 : Résultat de la modélisation montrant l'évolution de la maturité des roches mères en % de réflectance (% Ro) du black shale du mélange du Ruisseau Isabelle et de la Formation de Forillon. 176
Figure IV.16 : Résultat de la modélisation du modèle avec faille ; saturation des roches mères en hydrocarbures puis migration des hydrocarbures du black shale du mélange du Ruisseau Isabelle et ses équivalents du Groupe Honorat par les failles perméables à partir de 417 Ma. Les hydrocarbures générés par les roches mères du Forillon migrent très peu. 179
Figure IV.17 : Résultat de la modélisation du modèle sans failles : les hydrocarbures ne migrent que dans les formations voisines des roches mères, il n'y a plus de chemins migratoires préférentiels. 180

Liste des planches

Planche 1 : Section sisimique migrée temps avant sommation (PSTM) – Ligne 2001-MRN-10b

Planche 2 : Section sisimique migrée temps avant sommation (PSTM) – Ligne 2001-MRN-10a

Planche 3 : Section sisimique migrée temps avant sommation (PSTM) – Ligne 2001-MRN-08

Planche 4 : Section sisimique migrée temps avant sommation (PSTM) – Ligne 2001-MRN-12

Planche 5 : Section sisimique migrée temps avant sommation (PSTM) – Ligne 2001-MRN-16

Planche 6 : Section sisimique migrée profondeur avant sommation (PSDM) – Ligne 2001-MRN-10b

Planche 7 : Section sisimique migrée profondeur avant sommation profondeur (PSDM) – Ligne 2001-MRN-10a

Planche 8 : Section sisimique migrée profondeur avant sommation (PSDM) – Ligne 2001-MRN-08

Planche 9 : Section sisimique migrée profondeur avant sommation (PSDM) – Ligne 2001-MRN-12

Planche 10 : Section sisimique migrée profondeur avant sommation (PSDM) – Ligne 2001-MRN-16

Introduction

Le travail de thèse présenté porte sur l'étude des structures géologiques de la région de la Gaspésie, vaste péninsule située au sud de l'estuaire du Saint Laurent, constituant l'extrémité septentrionale au Québec de la chaîne paléozoïque des Appalaches. Cette étude a pour but de préciser l'évolution tectono-sédimentaire et pétrolière de cette région en intégrant des données géophysiques et géologiques dans les opérations de traitement des profils sismiques notamment d'imagerie sismique profondeur et de construction de coupes structurales équilibrées. Pour mener à bien ce travail, deux types d'études conjointes sont menées qui permettent de poursuivre un objectif double :

- D'une part, enrichir les connaissances sur la Gaspésie et préciser les perspectives pétrolières de cette région par une modélisation de bassin;
- D'autre part, étudier comment combiner les technologies géophysique et géologique sur un même cas réel pour élaborer une stratégie d'imagerie d'interprétation sismique plus intégrée, plus précise et plus efficace pour l'exploration des zones structurales complexes.

Les données sismiques utilisées sont celles qui ont été acquises ces dernières années par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec (2000-2002). Elles fournissent une excellente base de données dont l'interprétation des coupes sismiques effectuée ensuite s'est avérée particulièrement délicate compte tenu des difficultés d'imagerie rencontrées en zone de piémont. La première partie de ce mémoire présente le contexte géologique régional des Appalaches et précise les enjeux de notre étude en termes d'interprétation structurale et d'évaluation pétrolière de la Gaspésie.

Afin d'améliorer notre connaissance du sous-sol gaspésien, notre premier travail présenté dans la deuxième partie, consiste donc à essayer d'obtenir de meilleures images sismiques grâce notamment à l'application de méthodes récentes de traitement sismique et de les adapter aux zones de tectonique compressive comme la Gaspésie. On cherche aussi à calculer directement en appliquant les techniques appropriées, des images sismiques "migrées profondeur" parce qu'elles restituent plus fidèlement la réalité géométrique des structures, qualité essentielle pour la reconnaissance précise des réservoirs pétroliers potentiels dans de tels environnements géologiques. Les traitements d'imagerie sismique sont effectués dans le département géophysique de l'IFP. Les outils et les paramètres utilisés sont mis au point d'abord sur une grande ligne 2D traversant la partie centrale de la ceinture de Gaspé et sont

ensuite étendus à plusieurs profils en fonction des zones étudiées de la péninsule de Gaspésie, de leur complexité structurale et de leur intérêt pétrolier.

Afin de compléter les données sismiques et de mieux appréhender la complexité structurale de cette région, des observations et des relevés sur le terrain ont été effectués pendant l'été 2005. Des échantillons de roches ont été prélevés à l'affleurement et ont été utilisés pour faire des mesures acoustiques au laboratoire de l'Université de Cergy-Pontoise et compléter ainsi les estimations de vitesse de propagation des ondes sismiques dans les formations superficielles. Suivant ce travail de terrain, l'interprétation géologique et les modélisations cinématiques des structures sont effectués aussi au Québec. L'élaboration des cartes et des modèles structuraux ainsi que les travaux de reconnaissance en Gaspésie ont été effectués avec les outils du laboratoire de modélisation géologique du département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval. Puis les résultats de la sismique réflexion sont intégrés aux données géologiques dans un logiciel de dépliage de l'IFP (LOCACE) pour construire une coupe géologique équilibrée de la sous-surface sur la partie centrale de la ceinture de Gaspé au niveau du synclinal du Lac des Huit-Milles. Les résultats de cette étude structurale combinant interprétation sismique et élaboration de modèles structuraux sont présentés dans la troisième partie de ce mémoire. Ce travail intégré permet de définir des liens entre les modèles géophysiques et géologiques et de valider un processus itératif entre imagerie sismique et interprétation structurale.

En s'appuyant sur les modèles issus des travaux de géologie structurale, il est ensuite possible d'effectuer sur la zone du synclinal du Lac des Huit-Milles, une modélisation de bassin 2D, pour l'évaluation pétrolière qui est présentée dans la quatrième partie. La modélisation de bassin est effectuée avec le logiciel « Témis suite » industrialisé par IFP et Beicip-Franlab. Il est aussi possible de simuler l'évolution des roches mère dans le bassin au cours du temps, pour tenter de mieux comprendre la production et la migration des hydrocarbures. De plus la modélisation de bassin nous permet d'observer les chemins préférentiels de migration et les zones réservoirs.

La succession des différentes étapes nous sert de fil conducteur pour présenter nos travaux. Nous distinguons ainsi clairement les étapes à dominante géologique (synthèse des connaissances géologiques *a priori*, Partie I), des étapes à dominante sismique (imagerie sismique intégrée, Partie II). Les parties III et IV présentent principalement les travaux de modélisation géologique, soit structurale soit pour l'évaluation pétrolière, qui intègrent les

résultats des deux études précédentes. De plus, bien que cette séquence de travail soit décrite de façon séquentielle, la réalisation de ce travail requiert de nombreux allers et retours entre les différentes étapes ce que nous allons détailler maintenant dans la présentation de ces quatre parties.

Partie I : Présentation générale

Dans cette première partie, nous présentons la problématique et les objectifs de la thèse puis le contexte géologique des Appalaches et de la région d'étude, la Gaspésie.

A. Problématique et objectifs de la thèse

A.1. Évaluation du potentiel pétrolier en structures complexes

La nécessité économique et technique du XXIème siècle requiert d'explorer et de développer des zones de plus en plus complexes pour l'exploitation des hydrocarbures. Dans ce cadre, il est essentiel de comprendre la formation des systèmes pétroliers pour diminuer les coûts de leur exploration et disposer ainsi de réserves potentielles supplémentaires.

C'est pourquoi les nouvelles études pétrolières se tournent vers les bassins en système compressif, comme les zones de chevauchement et les régions de piémont, qui sont présentes sur la plupart des continents. Ces zones se caractérisent par des structures géologiques très complexes contrairement aux bassins sédimentaires déformés dans les zones en extension comme les bassins de la Mer du Nord qui possèdent des géométries plus simples.

Pour compléter l'étude dans ces zones complexes et réduire ainsi les risques d'échec, il est nécessaire de recourir à la modélisation de bassin pour l'évaluation du potentiel pétrolier. L'objectif de la modélisation de bassin est de reconstruire l'histoire géologique d'un bassin sédimentaire et de ses systèmes pétroliers afin de pouvoir prédire l'existence d'accumulations. Les modèles de bassin prennent en compte la compaction, les transferts de chaleur, la génération des hydrocarbures et la circulation des fluides. Cependant, les modèles de bassin disponibles actuellement sur le marché ne sont pas utilisables dans les zones de piémont où la géométrie est complexe[1].

Une des solutions pour remédier à ces difficultés est de prendre en compte l'ensemble des données disponibles sur la région étudiée. Il convient ensuite d'appliquer les techniques qui permettent d'intégrer toutes ces informations pour fournir les résultats les plus probables. Malheureusement les outils logiciels utilisables sont encore bien souvent des prototypes de

[1] Citons par exemple les logiciels de la base de produits TEMISFlow développés à l'IFP et commercialisés par BF

recherche et leur application dans des environnements géologiques aussi complexes n'a pu encore être testée.

L'étude devient donc plus difficile au niveau géologique mais aussi pour l'imagerie sismique profondeur. En effet, les méthodes de traitement de données sismiques n'ont pas pour but de directement déterminer l'emplacement de la zone pétrolifère mais de fournir une image sismique du sous-sol mettant en évidence les éléments structuraux majeurs. C'est ensuite à partir de l'interprétation de cette image et des connaissances sur les roches du sous-sol (lithologie, porosité, perméabilité, etc.) que l'on pourra délimiter les piéges à huile ou à gaz potentiels. Des difficultés particulières pour l'obtention et l'interprétation de ces images sismiques apparaissent dans les zones structuralement complexes :

- L'une des causes principales des échecs de l'exploration pétrolière dans ces zones à tectonique complexe tient à la difficulté à suivre et à imager des réflecteurs pentés permettant une reconnaissance précise du sous-sol.
- Une deuxième difficulté est de transformer en coupes profondeur les images sismiques enregistrées en temps, ce qui peut entraîner des erreurs de positionnement des structures géologiques car la géométrie n'est pas fiable dans les zones où la géologie est complexe. Ce mauvais positionnement peut entraîner d'importants surcoûts pour une compagnie pétrolière, notamment pour l'implantation des puits d'exploration.

La qualité et la précision de l'image sismique produite par le géophysicien sont donc capitales pour une exploration optimale d'un réservoir, tant du point de vue de sa reconnaissance que de la production du gisement. Ainsi l'obtention d'images sismiques, en profondeur, les plus réalistes possible est un problème dans les zones où la géologie est complexe ce qui en fait un objectif important au niveau des techniques géophysiques à développer. Pour cela, le projet visera à développer une méthodologie incluant un processus itératif entre le processus d'imagerie et l'interprétation géologique.

Cette étude doit aussi permettre de mettre en place les liaisons entre les différents logiciels utilisés tant en géologie structurale qu'en géophysique et en modélisation de bassin pour une meilleure évaluation du potentiel pétrolifère et pour une meilleure compréhension des systèmes pétroliers dans les régions où la géologie est complexe.

Ainsi on peut se poser les questions suivantes aux quelles ce travail tentera de répondre :

1) Quelles sont les difficultés de l'évaluation pétrolière dans les zones structurales complexes ?
1) Quelles sont les méthodes à développer pour permettre une meilleure intégration des données géophysiques et géologiques ?

A.2. Choix du Cas réel : la Ceinture de Gaspé (Appalaches canadiennes)

Ce travail de thèse doit aboutir au développement d'une méthodologie intégrée d'évaluation pétrolière dans les zones de chevauchement. Nous pensons que les tests méthodologiques font partie intégrante de la mise en place d'une nouvelle méthode et que son développement doit s'appuyer sur des études de cas réels pour mettre en évidence les difficultés opérationnelles et pour établir les liaisons entre les logiciels utilisés dans la réalisation des études. Pour cela, nous proposons de développer cette méthode en s'appuyant sur l'étude de la ceinture de Gaspé, une chaîne d'avant-pays située au Québec dans les Appalaches canadiennes.

Dans le cadre de la collaboration mise en place entre l'IFP et l'université Laval depuis 2003, le choix de l'étude de cas en tectonique compressive s'est porté sur la région de la Gaspésie. La reprise de l'exploration pétrolière depuis ces dernières années notamment sur l'initiative du Ministère des Ressources Naturelles du Québec a relancé des projets de recherche sur l'évaluation du potentiel en réservoir des carbonates et des séries silicoclastiques du Siluro-Dévonien et sur le potentiel roches mères de la péninsule. Le degré métamorphique des roches de la ceinture de Gaspésie est très faible et certaines unités sont encore dans la fenêtre à huile. C'est la première fois que des données pouvant imager les couches profondes du sous-sol de cette région sont accessibles grâce à ce nouveau programme d'acquisition sismique. Il est possible alors de mieux définir son architecture ce qui contraindra le modèle structural et tectonique (Figure I.1).

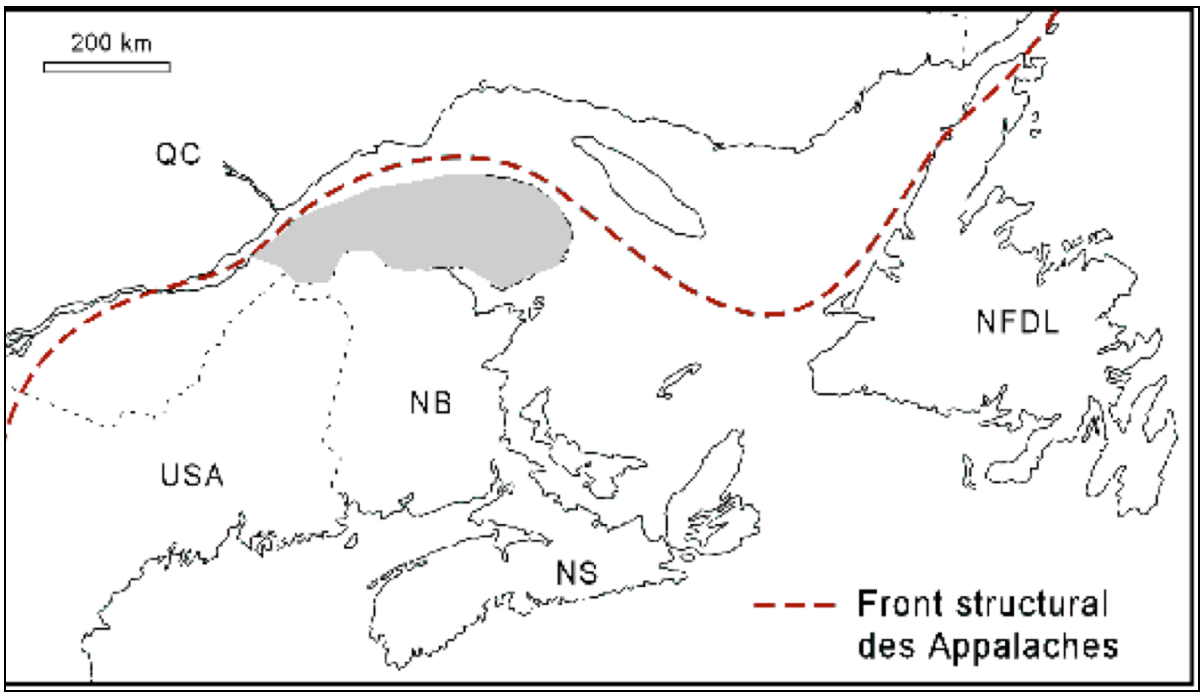


Figure I.1: Localisation de la péninsule de la Gaspésie (gris) dans les Appalaches canadiennes.

Dans ce cadre, une meilleure définition de l'architecture crustale et de l'évolution tectono-sédimentaire de cette région est essentielle pour la compréhension du système pétrolier et la poursuite des projets d'exploration. Ainsi si ces travaux confirment le modèle structural de ceinture de plis et de chevauchements proposé par Kirkwood et *al.* (2004), la péninsule de la Gaspésie verrait un arrangement géologique prometteur pour les pièges structuraux et de nouveaux potentiels pétroliers.

Pour pouvoir atteindre nos différents objectifs, plusieurs étapes sont nécessaires et nous procéderons d'une manière itérative dans un premier temps en géophysique puis en géologie puis un va-et-vient entre les études géophysiques et géologiques sera nécessaire pour valider les différents modèles élaborés. Une séquence d'étude divisée en plusieurs étapes est proposée et servira de guide pour la présentation de ce rapport

Compte tenu de la faible densité de calage aux puits notamment pour les zones profondes, ce travail s'appuie bien sûr sur des données existantes, par exemple des coupes, des cartes et des synthèses régionales publiées, des données de puits (carottes et diagraphies disponibles), mais comporte aussi une phase importante d'acquisition de données géologiques sur le terrain, afin de compléter et valider les résultats de l'étude sismique. Ainsi, avec les nouvelles données et des nouvelles techniques à notre disposition, il est maintenant envisageable de construire un modèle structural et tectonique cohérent pour la Gaspésie. Ce présent travail

apporte des informations supplémentaires pour mieux définir la géologie en profondeur de la Gaspésie.

A.3. Objectifs

Nous précisons les principaux objectifs de notre travail tout d'abord d'un point de vue régional (I):

I.1) Obtenir, à partir des enregistrements de terrain déjà acquis, des images sismiques profondeur qui seront calibrées et validées en s'appuyant sur un travail de géologie structurale (coupes équilibrées et modélisations) sur la ceinture de Gaspé (Figure I.2, partie II).

I.2) Élaborer un modèle structural à partir de l'interprétation des résultats des différentes lignes sismiques disponibles et des données géologiques, équilibrés en appliquant les techniques de restauration dans la partie centre (Figure I.2, partie III);

I.3) Préciser la géométrie des zones de chevauchement et de décollement, l'architecture des dépôts synorogéniquess, des discordances avec différents scénarios d'évolution tectonique depuis le dépôt des séries cambro-ordoviciennes jusqu'aux phases ultimes de déformation du Paléozoïque supérieur (Figure I.2, partie III).

I.4) Effectuer une modélisation de bassin sur une partie de la zone d'étude pour y faire une première évaluation du potentiel pétrolier et en déduire des études futures (Figure I.2, partie IV).

Puis, d'un point de vue méthodologique (II):

II.1) Mise au point d'une méthode intégrée en imagerie sismique profondeur dans les zones à structure complexe avec la prise en compte des informations géologiques disponibles (Figure I.2, partie II).

II.2) Construction des modèles structuraux 2D actuels comme première approche pour l'élaboration du modèle structural actuel en 3D (Figure I.2, partie III).

II.3) Travail préliminaire de modélisation de bassin en 2D pour l'évaluation pétrolière 3D adaptée aux zones complexes (Figure I.2, partie IV).

L'ensemble des ces objectifs permet d'établir les besoins futurs en recherche et développement pour la prochaine génération de logiciels d'évaluation du potentiel pétrolier dans les régions encore peu explorées. Cette recherche s'est intégrée successivement aux projets en imagerie sismique, puis en modélisation de bassins tous les deux orientés vers l'exploration en zones complexes.

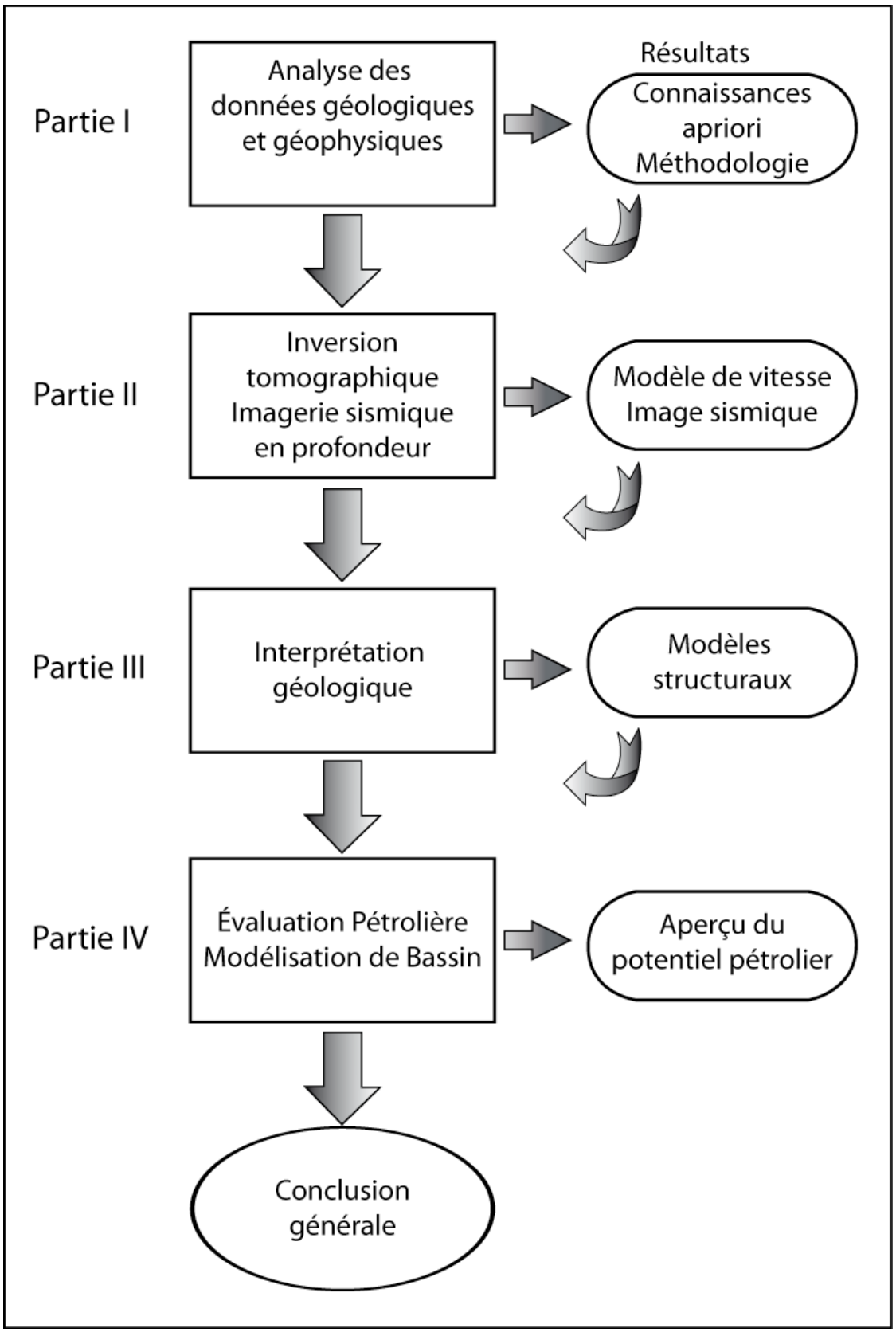


Figure I.2 : Schéma montrant les différentes étapes de la méthodologie suivie.

B. Contexte géologique

B.1. Présentation de la géologie des Appalaches

L'orogène Appalachien s'étend sur plus de 2500 km, de l'Alabama jusqu'à Terre-Neuve, dans l'est de l'Amérique du Nord. Cet orogène s'est développé au cours de trois phases orogéniques successives; les orogenèses taconienne, acadienne et alléghanienne, sur une période de 200 millions d'années.

Les Appalaches se sont mis en place au Paléozoïque le long de la marge orientale du continent laurentien, par la collision répétée avec des arcs volcaniques puis avec le continent gondwanien. La chaîne appalachienne peut être divisée géographiquement en plusieurs zones en fonction du degré de préservation de ses éléments (Figure I.3) :

- Les Appalaches du Nord au Canada et en Nouvelle-Angleterre,
- Les Appalaches du Centre et du Sud dans le reste des États-Unis.

Les Appalaches appartiennent à la ceinture des terrains paléozoïques, qui subsistent encore aujourd'hui distribués en périphérie du bouclier canadien. Le Paléozoïque de l'est du continent s'est assemblé lors d'un cycle orogénique majeur basé sur le cycle de Wilson d'ouverture et de fermeture des océans dont les principaux épisodes sont (Brisebois et Brun, 1994):

- Le démembrement d'un super continent précambrien, Laurentia, groupant tous les cratons précambriens actuels et centrés autour du pôle sud, avant l'ère Phanérozoïque;
- La création d'un rift continental qui donna naissance à l'océan Iapetus, et bordé au nord par le continent Laurentia correspondant au bouclier canadien;
- La fermeture graduelle mais complexe de cet océan à partir de l'Ordovicien, fermeture qui est la cause des 3 principales phases orogéniques qui ont déformé les terrains d'âge paléozoïque.

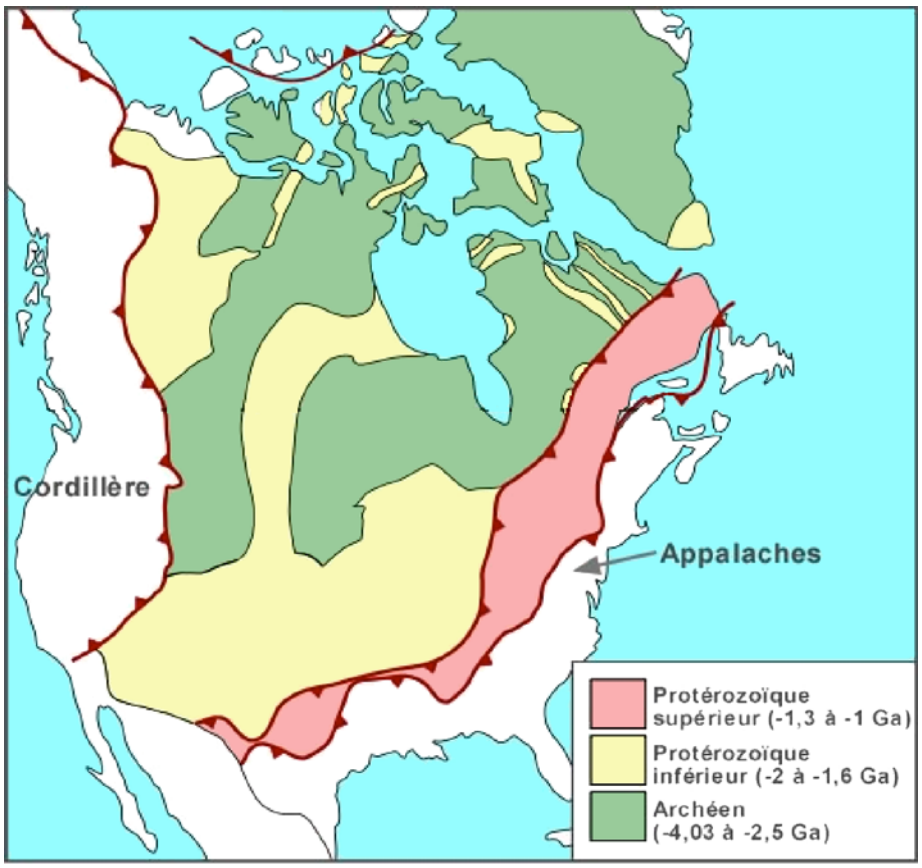


Figure I.3 : Carte géologique simplifiée de l'Amérique du Nord (Bourque, site internet : planète terre http://www.ulaval.ca/personne/bourque/intro.pt/planete_terre.html).

1. a) Découpage de la chaine en unités

1. a. i) Principes généraux des découpages

Les roches de l'Orogène appalachien sont principalement d'âge paléozoïque et recouvrent le socle gneissique du Grenville et les roches de couverture de la plateforme autochtone du Saint Laurent. Cependant les roches paléozoïques de l'orogène sont épaisses et sont composées d'unités sédimentaires et volcaniques de la marge, de la pente et du glacis continental déposées entre la fin du Néoprotérozoïque et celle de l'Ordovicien qui contraste avec des calcaires de plate-forme d'environnements peu profonds et des sables quartziques matures de plateforme. Cette partie de l'orogène correspond à l'ancienne marge d'âge Paléozoïque inférieur. À l'Est, des zones limitées par des failles contenant des roches du Paléozoïque supérieur sont découpées et présentent des changements de faciès rapides. Les roches volcaniques sont communes à toutes ces zones et recouvrent des séries ophiolitiques à certains endroits. Dans d'autres endroits, les mélanges de roches sédimentaires et volcaniques recouvrent des roches continentales qui sont différentes de celles de la province structurale du Grenville. Les contrastes dans les roches du Paléozoïque inférieur sont couplés avec les

contrastes dans le socle, ce qui conduit à la définition d'un nombre de zones géologiques distinctes ou terranes qui se sont accolées à la marge comme on peut le voir au niveau des Appalaches canadiennes.

La limite entre l'orogène appalachien et la plateforme du Saint Laurent est dessinée le long du front structural entre les roches déformées de l'orogène et les roches non-déformées de la plateforme. Cette limite coïncide avec un accident majeur connu sous le nom de la ligne Logan ou faille Logan (Figure I.4).

Les analyses stratigraphiques et sédimentologiques des Appalaches canadiennes et américaines indiquent que les terranes se sont accrétés durant trois événements principaux. Les accrétions coïncident avec les trois épisodes orogéniques majeurs qui ont eu lieu pendant l'Ordovicien précoce et moyen pour l'orogenèse taconienne, pendant le Silurien-Dévonien pour l'orogenèse acadienne et au Permien-Carbonifère pour l'orogenèse alléghanienne. La plupart des terranes étaient d'origine marine sur la marge du craton nord américain. La forme sinueuse de la marge canadienne se retrouve sous forme d'une ondulation du front de déformation (réentrant de Québec, promontoire du Saint Laurent et réentrant de Terre-Neuve) reflétant probablement une structuration de la marge continentale en baïonnette par des rifts et des failles transformantes (Figure I.4).

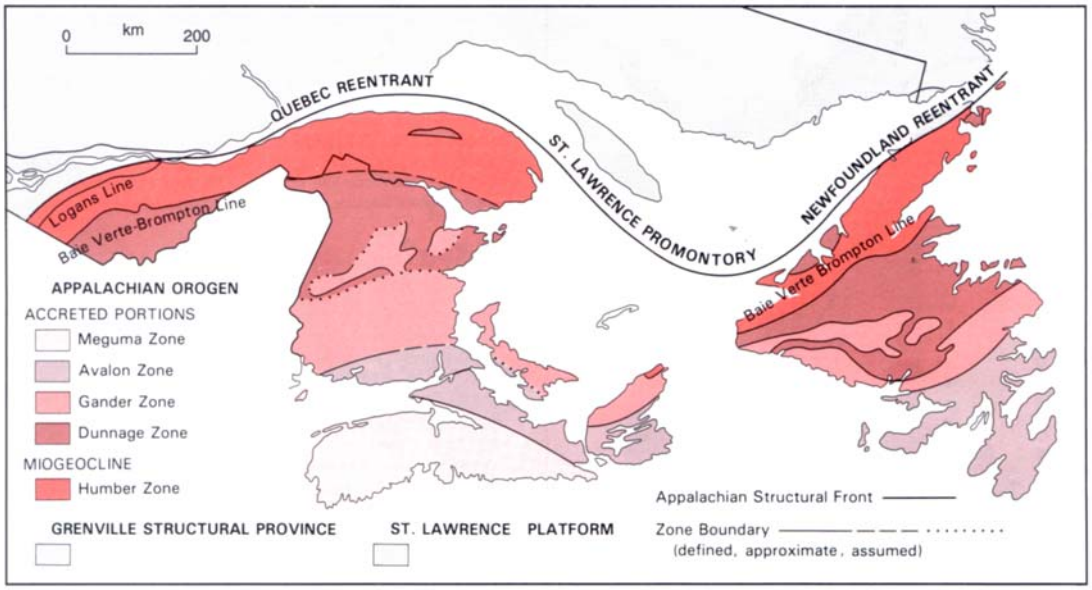


Figure I.4 : Zonation simplifiée dans la région des Appalaches canadiennes (Williams, 1995).

Du fait de la superposition de deux orogenèses, une combinaison des divisions temporelles et spatiales est nécessaire pour décrire les terranes des Appalaches canadiennes. En effet, les entités géographiques de l'orogenèse taconienne (Cambro-Ordovicien) perdent

partiellement leurs caractéristiques structurales et leur forme pendant l'histoire acadienne (Siluro-Dévonien).

Les séquences sédimentaires de la région des Appalaches canadiennes sont divisées en 4 grandes catégories temporelles : Le Paléozoïque inférieur, le Paléozoïque moyen, le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque (Figure I.5), séparées par des discordances majeures. Au sein de chaque unité temporelle, des subdivisions ont été établies sur des critères lithologiques et structuraux et elles ont été nommées à partir de localités types. Par exemple, les zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Meguma sont utilisées pour définir les subdivisions du Paléozoïque inférieur. Elles sont utilisées pour cartographier les lithofaciès (Williams, 1995) et elles sont bien connues et largement utilisées au Canada (St-Julien et Béland, 1982). La figure I.5 synthétise les subdivisions et les systématiques nécessaires pour décrire les relations stratigraphiques et structurales. Ces subdivisions sont souvent subtiles et donc parfois difficiles à établir pour des non-spécialistes de la chaîne.

Pour la période du Paléozoïque inférieur, la zone de Humber représente la partie de l'orogène qui est liée stratigraphiquement aux dépôts sur l'avant-pays des Appalaches (ou craton canadien). Les autres représentent les parties accrétées de l'orogène.

Pour la période du Paléozoïque moyen, les ceintures représentent les séquences sédimentaires déposées en discordance sur les terrains accrétés lors de l'orogenèse taconienne. Ces séquences sont redécoupées en ceintures limitées par des failles lors de la déformation acadienne et sont redistribuées suivant les directions obliques à la marge d'origine. Ces mouvements obliques amènent certaines de ces ceintures à recouvrir des domaines non affectés par l'orogenèse taconienne.

Les roches des bassins du Paléozoïque supérieur représentent principalement une couverture continentale à travers l'ensemble de la chaîne appalachienne avec localement des variations importantes d'épaisseur dues à la subsidence ou aux soulèvements de blocs. Les grabens Fundy et Chedabucto du rifting atlantique ont déjà fonctionné comme des bassins Le graben de Fundy limite les zones Avalon et Meguma.

MESOZOIC (Graben)						
Fundy				Chedabucto		
LATE PALEOZOIC (Basins)						
Ristigouche St. Andrews Plaster Rock Carlisle Marysville Central	Moncton Sackville Cumberland	Magdalen	Western Cape Breton Central Cape Breton Sydney Antigonish Stellarton Minas		Bay St. George Deer Lake	
MIDDLE PALEOZOIC (Belts/Divisions)						
Gaspé	Fredericton	Mascarene	Arisaig	Cape Breton	Annapolis	
Aroostook-Percé Chaleurs Bay Connecticut Valley-Gaspé		Nevepis Letete Ovenhead Campobello Oak Bay				
Clam Bank	Springdale	Cape Ray	Badger	Botwood	La Poile	Fortune
	White Bay Halls Bay Micmac Lake Cape St. John		Eastern New World Island Bay of Exploits New Bay Badger Bay			
EARLY PALEOZOIC AND OLDER (northwest) (Zones/Subzones) (southeast)						
Humber	Dunnage		Gander	Avalon		Meguma
External Internal Blair River	Notre Dame Exploits Twillingate Indian Bay Dashwoods Belledune Elmtree Popelogan	Armstrong Brook Bathurst Hayesville Estrie-Beauce Mégantic Témiscouata Gaspésie	Gander Lake Mount Cormack Meelpaeg Aspy Miramichi St. Croix	Burgeo Bras d'Or Mira Antigonish Cobequid		

Figure I.5 : Tableau des subdivisions temporelles et spatiales des roches de la région des Appalaches Canadiennes ; Les régions colorées en bleu sont présentes dans la péninsule de Gaspésie (modifiée d'après Williams, 1995).

Au Paléozoïque inférieur, les divisions principales sont découpées en subdivisions structurales. Le Paléozoïque moyen est divisé en ceintures qui sont elles-mêmes divisées en régions structurales. Le Mésozoïque est divisé en 2 grabens principaux où les bassins se sont développés.

1. a. ii) Divisions pour le Paléozoïque inférieur (orogenèse taconienne)

Les divisions en zones pour les roches du Paléozoïque inférieur (Humber, Dunnage, Gander, Avalon, et Meguma) ont été introduites par Williams (1979) et reprises dans sa synthèse de 1995 (Figure I.6). Il faut retenir que le premier ordre de division des régions dans les Appalaches canadiennes coïncide avec les failles entre les zones. Les zones sont différenciées par leurs contrastes structuraux, lithologiques, stratigraphiques. Les zones sont basées sur les roches plus anciennes de l'orogène. La zonation du Paléozoïque inférieur s'applique à l'ensemble de l'orogène appalachien même dans les régions des Appalaches

canadiennes qui ont été recouvertes entièrement par le Paléozoïque moyen ou par des roches plus jeunes.

Les blocs continentaux correspondant à ces zones étaient dans la plupart des cas largement séparés par des domaines océaniques. Depuis elles se sont télescopées jusqu'à devenir des ceintures montagneuses, leurs limites sont tectoniques. La plupart des limites ordoviciennes sont représentées par des complexes ophiolitiques et des mélanges. Ceci s'applique à toutes les zones sauf à la limite des zones Dunnage-Gander où sont mélangées des roches sédimentaires et des roches volcaniques appartenant à la zone Dunnage, déposées sur des roches de la zone Gander.

Les zones de Humber et de Dunnage des Appalaches canadiennes représentent, respectivement, la marge passive du Paléozoïque inférieur de Laurentia et son domaine océanique adjacent, l'océan Iapetus, (Williams 1979). Les zones Humber et Dunnage ont été juxtaposées à l'Ordovicien (Williams et St-Julien, 1982). Les limites Dunnage-Gander sont aussi interprétées comme des limites tectoniques ordoviciennes dans la plupart des cas mais elles sont souvent reprises par une déformation ductile du Paléozoïque moyen (Piasecki, 1988 ; Currie et Piasecki, 1989). Les limites entre les zones Gander-Avalon et Avalon-Meguma sont plus tardives d'âge siluro-dévonien. Elles sont marquées par des zones de mylonites ou par des failles cassantes et discordantes aux unités lithologiques ou aux structures adjacentes plus anciennes.

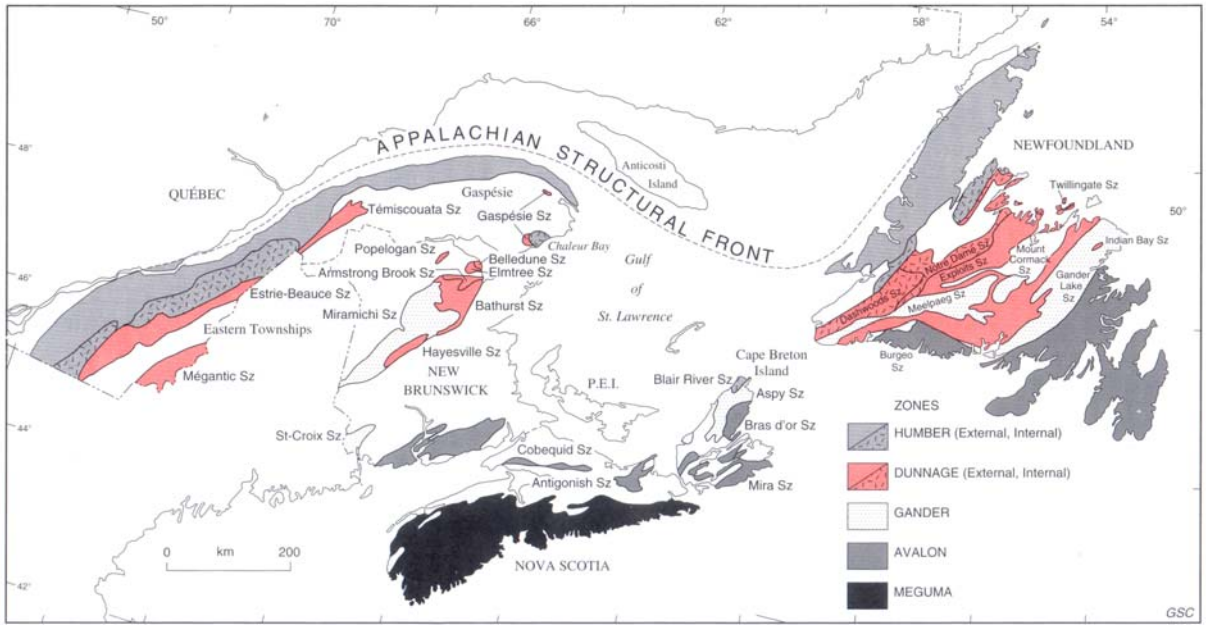


Figure I.6 : Carte des différentes zones au Paléozoïque inférieur définies par Williams (Williams, 1995)

1. a. iii) Divisions pour le Paléozoïque moyen (Orogenèse acadienne)

Le second niveau de division de Williams (1995) concerne les roches du Paléozoïque moyen qui montrent aussi des variations de la lithologie et de la stratigraphie à travers l'orogène et comme dans le cas des zones paléozoïques inférieures, définissent les ceintures paléozoïques (Figure I.6, Figure I.7).

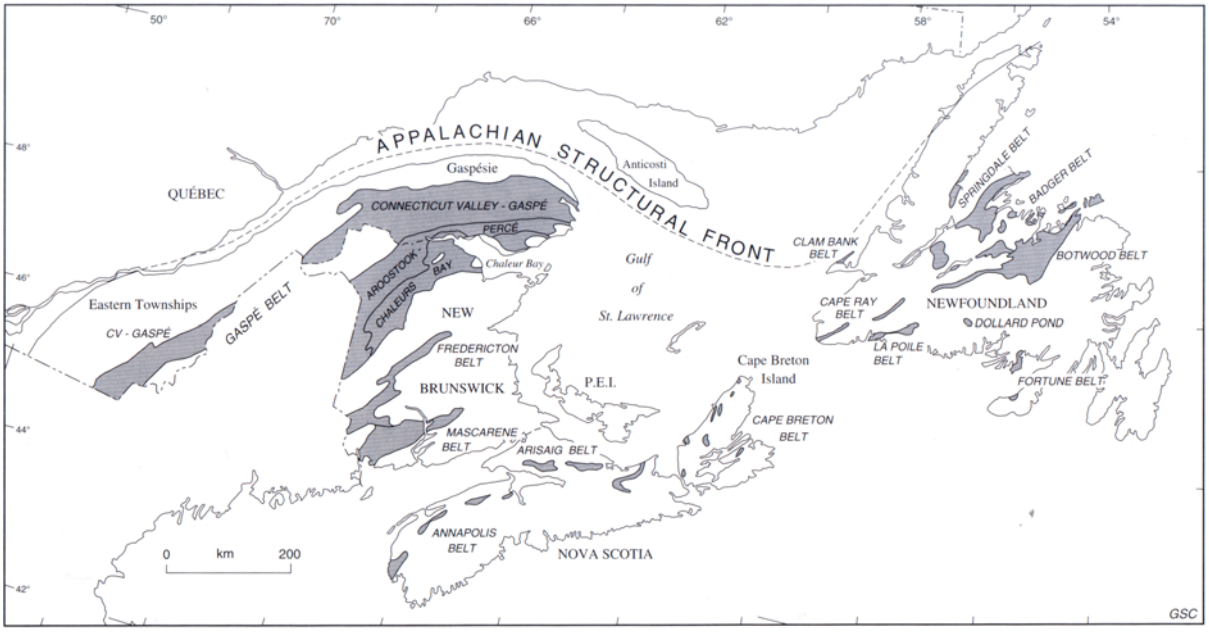


Figure I.7 : Distribution des différentes zones et ceintures (subdivisions) dans les Appalaches canadiennes au Paléozoïque moyen (en gris) (Williams, 1995).

Le contraste structural entre les roches des différentes ceintures du Paléozoïque moyen est moins marqué comparé aux zones du Paléozoïque inférieur. Les contrastes lithologiques et stratigraphiques sont plus importants. Dans les régions affectées par les déformations ordoviciennes, les ceintures du Paléozoïque moyen recoupent les zones du Paléozoïque inférieur. Ainsi dans la région Gaspésie-Nouveau Brunswick, la ceinture de Gaspé recoupe les zones de Humber, Dunnage et Gander, indiquant que ces zones du Paléozoïque inférieur étaient déjà à proximité pendant le Paléozoïque moyen. Dans les régions non affectées par la déformation ordovicienne, les roches du Paléozoïque moyen reposent en concordance sur celles du Paléozoïque inférieur et les ceintures du Paléozoïque moyen coïncident avec les zones du Paléozoïque inférieur. C'est le cas pour la ceinture d'Annapolis et la zone de Meguma qui définissent la même région, de même avec la ceinture de Badger à Terre-Neuve recouvrant la zone Dunnage.

1. a. iv) Divisions post-acadiennes

Les séries du Paléozoïque supérieur constituèrent le troisième niveau de divisions de Williams sont principalement des séquences de bassins continentaux qui recouvrent de façon discontinue les roches déformées du Paléozoïque moyen. Le principal bassin est celui des Maritimes comprenant des roches du Carbonifère. Les séries sont essentiellement composées de lits détritiques rouges et localement d'unités volcaniques vers la base des sections. Leurs épaisseurs définissent un nombre de bassins, principalement localisés dans le Nouveau-Brunswick et la Nouvelle-Écosse. Cette distribution est sans rapport avec la géométrie des ceintures et des zones, mais coïncide avec d'anciennes limites de ceintures. Les bassins du Paléozoïque supérieur se sont développés sur les roches déjà déformées des ceintures et des zones.

Les roches du Mésozoïque, principalement Triassiques et Jurassiques, sont des lits rouges et des basaltes recouvrant les couches déformées et plus anciennes. Il y a une continuité à travers toutes les zones et les ceintures à partir du Nord du Québec jusqu'à l'Est de la Nouvelle-Écosse. Les affleurements présents sont le reste de l'érosion d'une couverture plus ou moins continue.

Le graben Fundy d'âge mésozoïque coïncide avec la limite entre les zones Avalon-Meguma et contient des lits rouges et des roches volcaniques mafiques qui recouvrent les roches du Carbonifère et plus vieilles.

Des dykes d'âge mésozoïque recoupent les zones du Paléozoïque inférieur, les ceintures du Paléozoïque moyen et les bassins du Paléozoïque supérieur sans discrimination.

1. b) Évolution tectonique

Les divisions temporelles des roches dans de nombreux endroits sont séparées par des événements structuraux, bien qu'ils ne soient pas tous contemporains, et contrôlent peut-être les régions les unes aux autres. L'orogenèse taconienne (Ordovicien précoce à moyen) affecte la zone de Humber et la partie Ouest de la zone de Dunnage. La déformation taconienne (ordovicienne) affecte aussi les zones de Gander et la partie Est de la zone de Dunnage, plus petite sur Terre-Neuve. Elle est absente dans les zones d'Avalon et de Meguma et dans la partie Nord de la zone de Dunnage à Terre-Neuve. L'orogenèse acadienne (Paléozoïque moyen) affecte entièrement la chaîne appalachienne exceptée la zone d'Avalon à Terre-Neuve. Elle est d'âge Dévonien avec un début plus précoce à Terre-Neuve et dans l'île du Cap-Breton où l'orogenèse débute au Silurien tardif. L'orogénèse alléghanienne d'âge

Carbonifère-Permien affecte seulement des régions avec des dépôts épais. Elle coïncide avec la frontière entre les zones d'Avalon et de Meguma en Nouvelle-Écosse et à la limite entre les zones de Humber et de Dunnage à Terre-Neuve.

Dans le cas général, les variations structurales, plutoniques et métamorphiques correspondent aux contrastes lithologiques et stratigraphiques visibles sur les roches des quatre divisions temporelles, ce qui amplifie leur importance. Ceci est respecté, comme chaque division représente un changement dans les environnements de dépôts et dans l'histoire tectonique : les séries sont entièrement marines pour les zones du Paléozoïque inférieur. Pour les ceintures du Paléozoïque moyen, les roches sont un mélange de dépôts marins et terrestres, et sont principalement terrestres pour les bassins du Paléozoïque supérieur, et entièrement terrestre pour les grabens mésozoïques.

Les ceintures du Paléozoïque moyen sont pour la plupart des régions séparées par des affleurements de roches plus anciennes sous-jacentes.

1. c) Synthèse géodynamique

La plate-forme laurentienne, la chaîne des Appalaches et l'océan Atlantique ont été affectés par plusieurs phases tectoniques en extension ou en compression (Figure I.8, Figure I.9).

- La première phase tectonique d'âge Hadrynien (entre ~625 Ma et ~555 Ma) correspond à une période d'extension et de dislocation continentale (Bond et al., 1984), c'est à l'époque de l'ouverture de l'océan Iapétus (Figure I.8b);
- La seconde phase, l'orogenèse penobscotienne, au Cambrien (entre ~530 et ~480 Ma), correspond à la première phase de compression et d'accrétion (Boone et Boudette, 1989), (Figure I.8c), qui résulte de la collision entre les microcontinents de Chain Lake et de Gander. Au même moment la marge passive de Laurentia se développait;
- La troisième phase, taconienne, correspond à une seconde période d'accrétion d'îles volcaniques lorsqu'un complexe d'îles en arc érigé lors de la fermeture d'Iapetus est entré en collision avec Laurentia; (Zen, 1983) pendant l'Ordovicien (entre ~480 et ~430 Ma), (Figure I.8d et Figure I.9);
- La quatrième phase, acadienne, au Dévonien (entre ~400 et ~360 Ma), correspond à une troisième période de collision et d'accrétion continentale (Zen, 1983), les microcontinents Avalonia et Baltica se sont butés sur la marge de Laurentia nouvellement transformée par l'orogénie taconique; (Figure I.8);
- La cinquième phase, alléghanienne, pendant le Carbonifère-Permien (entre ~300 Ma et ~250 Ma) correspond à une quatrième période de compression et d'accrétion

continentale (Zen, 1983), (figure I.8f), période où le Gondwana s'est accrété à Laurentia pour former la Pangée;

- Enfin la sixième phase tectonique, du Trias au Crétacé (entre ~220 et ~120 Ma), correspond à une seconde période d'extension et de dislocation continentale (Figure I.8j), création de l’océan Atlantique.

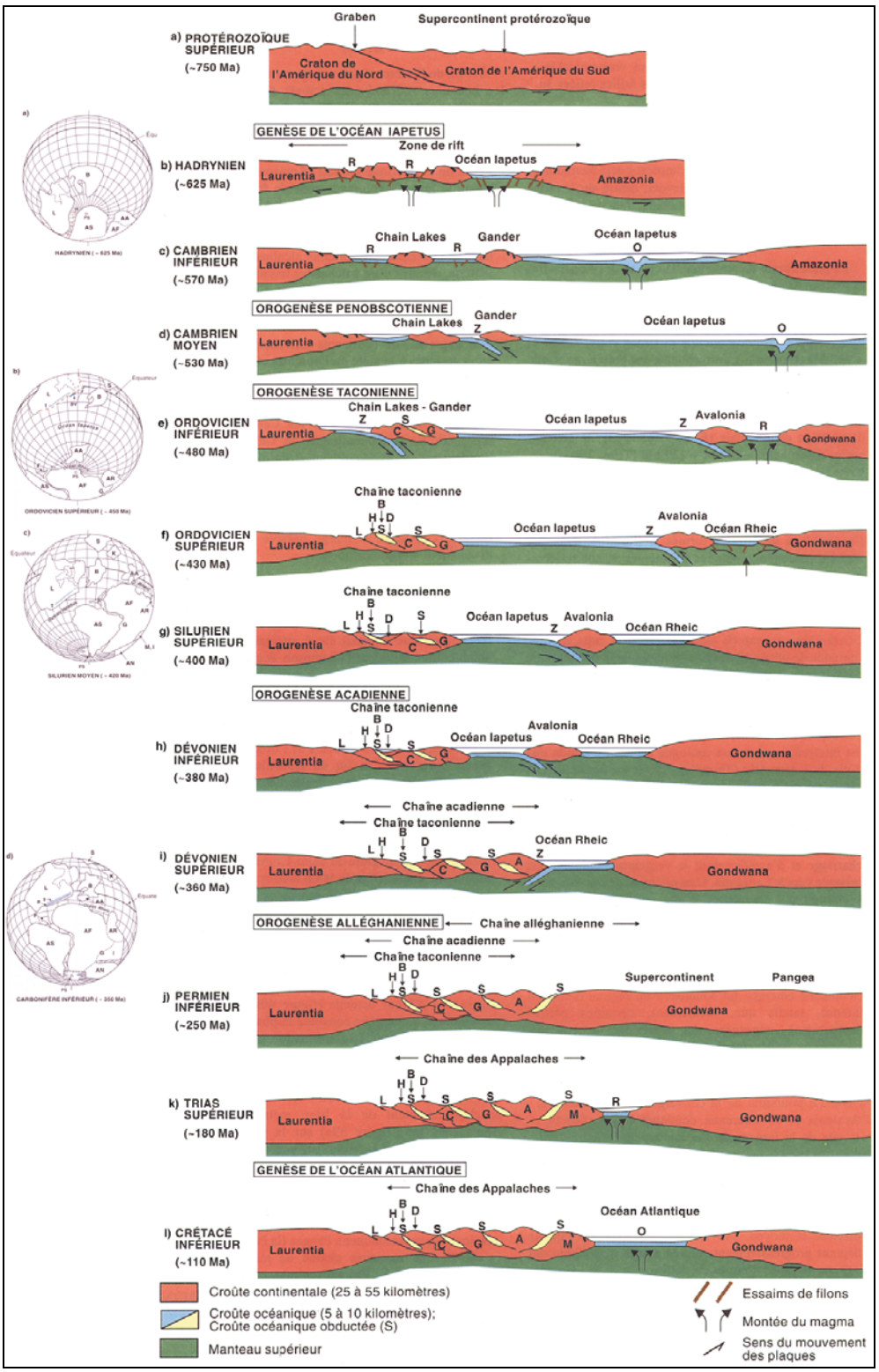


Figure I.8 : Modèle géodynamique de la formation de la plateforme laurentienne et de la chaîne Appalachienne et de l'océan Atlantique (modifiée d'après Brisebois et Brun, 1994).

Zone Humber (H), Zone de Dunnage (D), terrain de Chain Lake (C), terrain de Gander (G), terrain d'Avalonia (A), terrain de Meguma (M). Zone de rift (R), zone de subduction (Z), zone de dorsale océanique (O), zone de suture de plaques (S). Faille (L), ligne de Baie Verte-Brompton (B).

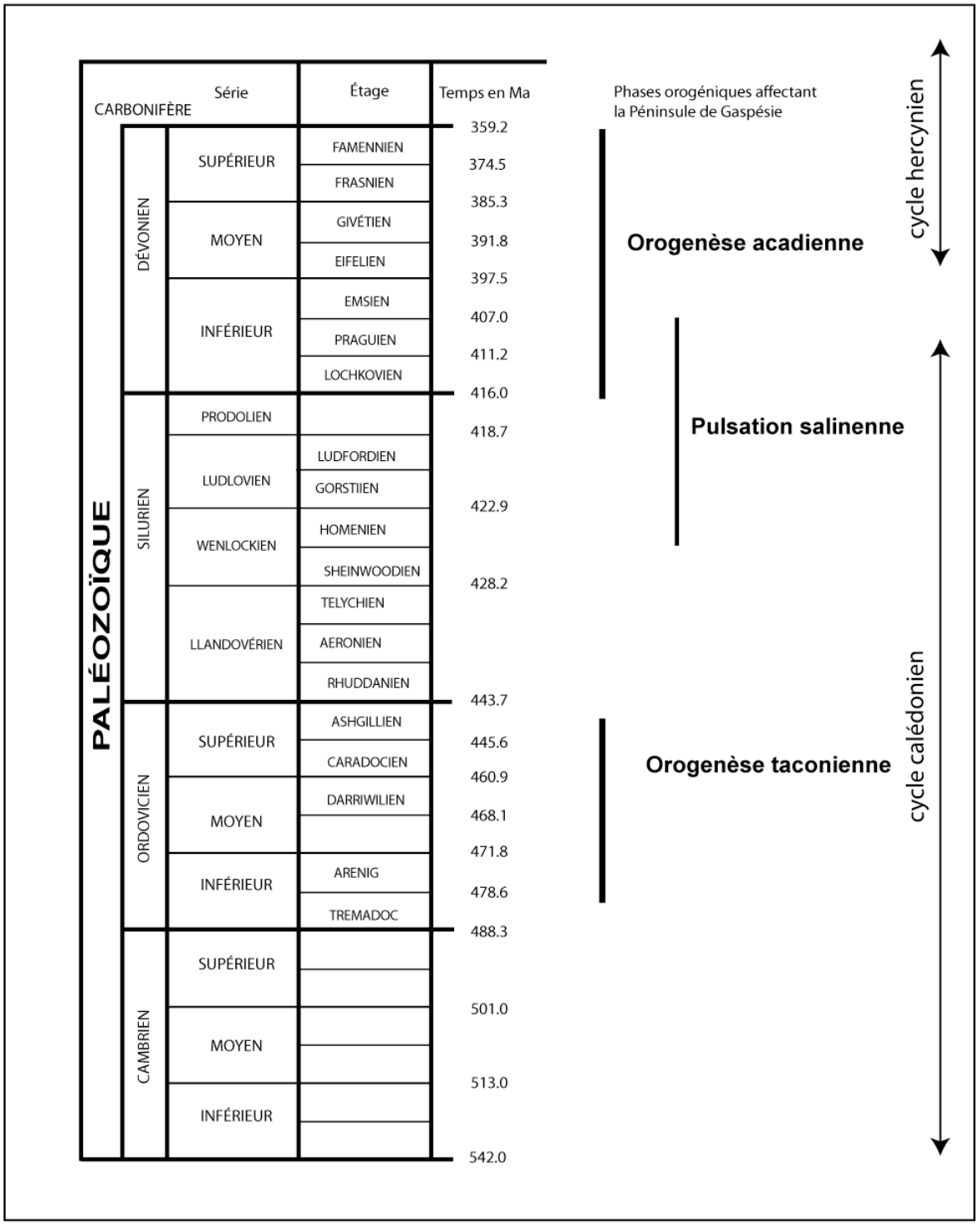


Figure I.9 : Phases orogéniques affectant la péninsule de Gaspésie.

B.2. Géologie régionale de la Gaspésie

Dans la péninsule de Gaspésie, on retrouve les trois principaux assemblages temporels de roches des Appalaches canadiennes définis par Williams (1995): (1) Paléozoïque inférieur incluant des roches plus anciennes, (2) Paléozoïque moyen, et (3) Paléozoïque supérieur.

Les roches cambro-ordoviciennes des zones de Humber et de Dunnage sont présentes sur une bande étroite dans le Nord de la péninsule et sous forme de fenêtre au Sud-Est de la péninsule et sont séparées par une discordance majeure (discordance taconienne) des roches du Paléozoïque moyen sus-jacentes de la ceinture de Gaspé (Ordovicien supérieur – Dévonien moyen) ou sont en contact de failles (faille de Shickshock Sud). L'assemblage du Paléozoïque inférieur a été affecté par les orogenèses taconienne (Ordovicien moyen à tardif) et acadienne (Dévonien moyen). L'assemblage paléozoïque moyen, la ceinture de Gaspé, a été déformé principalement par l'orogénie acadienne, mais les roches contiennent également les indices structuraux attribués à la pulsation extensive salinique comme la discordance d'érosion, intrasilurienne ou discordance salinique qui tronque par endroits les strates antérieures jusqu'aux assises cambro-ordoviciennes (Bourque *et al.*, 2000).

Dans le Sud et le Sud-est de la Gaspésie, les roches dévoniennes et carbonifères supérieures sont peu déformées ou non déformées. Les trois assemblages des roches du Paléozoïques en grande partie n’ont pas été affectés par l’orogenèse alléghanienne (Pennsylvanien tardif – Permien).

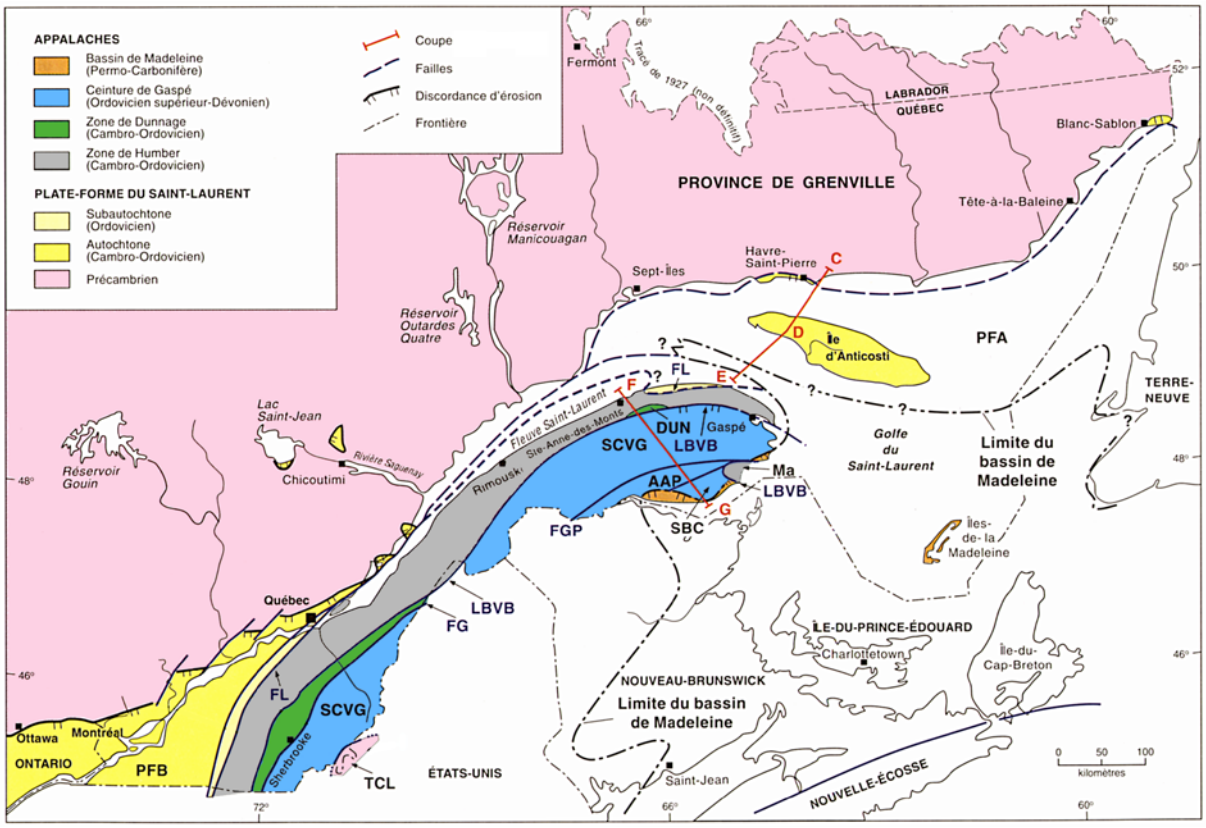


Figure I.10 : Carte géologique simplifiée des Appalaches et de la plateforme du saint-Laurent au québec (Brisebois et Brun, 1994).

AAP : Anticlinorium d'Aroostook-Percée ; DUN : zone de Dunnage ; FGP : faille du Grand Pabos ; FL : faille de Logan ; FG : faille de la Guadeloupe ; LBVB : ligne Baie Verte-Brompton ; Ma : boutonnière de Mauquereau-Mictaw ; PFA : plateforme d'Anticosti ; PFB : plateforme des Basses-Terres du Saint Laurent ; SBC : Synclinorium de la Baie des Chaleurs ; SCVG : Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé ; TCL : Terrain de Chain Lake ;

La péninsule de la Gaspésie s'étend dans la partie nord-est du ré-entrant du Québec et comprend la séquence stratigraphique la plus complète du Paléozoïque moyen des Appalaches canadiennes (Figure I.10). Stratigraphiquement les roches s'échelonnent de l'Ordovicien supérieur au Dévonien moyen reposant en discordance sur celles du Cambrien-Ordovicien des zones de Humber et de Dunnage et sont recouvertes en discordance par les roches du Carbonifère.

La péninsule de la Gaspésie a été affectée essentiellement par l'orogenèse taconienne à l'Ordovicien tardif et l'orogenèse acadienne au Dévonien. La structuration de la chaîne acadienne s'est donc superposée à celle de l'avant-pays taconien ce qui rend la géométrie de la Gaspésie complexe. La phase salinique au Silurien est aussi considérée comme un événement important en Gaspésie.

La ceinture taconienne est présentée brièvement afin de bien comprendre la complexité géologique de la péninsule de la Gaspésie. Peu d'informations existent en surface,

soit le contact entre la ceinture taconienne et la ceinture acadienne se manifeste par une faille, soit les roches siluro-dévoniennes reposent en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes de la ceinture taconienne. D'une part, la ceinture taconienne s'étend vers le sud sous la ceinture acadienne, mais son extension en sous-surface est mal connue. D'autre part, l'orogenèse acadienne a affecté l'ensemble des roches de la péninsule, mais peu d'informations permettent de montrer si les structures taconiennes ont été reprises lors de l'orogénèse acadienne.

Dans le nord de la péninsule de la Gaspésie, la zone de Humber est constituée de roches sédimentaires et volcaniques cambro-ordoviciennes, déposées dans le rift initial de la marge de Laurentia, ainsi que des lambeaux de la croûte océanique d'Iapetus qui ont été déformés au Taconien lorsqu'ils ont été chevauchés sur les sédiments de la plate-forme du Saint-Laurent. Structuralement cette zone est divisée du nord vers le sud en trois domaines tectono-stratigraphiques (Sacks *et al*, 2004) (Figure I.11):

- Le domaine parautochtone constitué de grès et de calcaires silteux et des shales de l'Ordovicien moyen à supérieur;
- Le domaine des nappes externes contenant des roches du Cambrien à l'Ordovicien supérieur du mélange de Cap-Chat ainsi que les nappes de la Rivière Sainte-Anne et de Marsoui;
- Le domaine des nappes internes constitué de roches métamorphisées, des basaltes et arkoses du Néoprotérozoïque au Cambrien appartenant à la nappe de Logan.

On retrouve aussi quelques fenêtres de roches de la zone Humber qui percent les séquences les plus jeunes dans l'Est et le Sud de la péninsule. Par exemple la boutonnière de Maquereau-Mictaw (Figure I.10, Figure I.11) comprend des roches sédimentaires et volcaniques d'âge Néoprotéorozoïque à Cambrien inférieur déposées sur le socle grenvillien déformées et métamorphisées dans le faciès des schistes verts (De Broucker, 1987). La zone de Dunnage (Williams, 1979) est représentée par des sédiments terrigènes océaniques, des mélanges et des roches ultramafiques et affleurent ici et là le long des failles majeures, comme la faille de Shickshock Sud, la faille du Grand Pabos, et la faille de la Rivière Port-Daniel. Ces roches ont subi un métamorphisme prograde de faible gradient (schiste vert) (Sacks *et al*., 2004). La zone de Dunnage est séparée de la zone de Humber par la ligne Baie Verte - Brompton (LBB ou BBL) interprétée comme l'expression en surface de la suture entre la marge laurentienne et le domaine océanique adjacent chevauché (Williams et St-Julien, 1982).

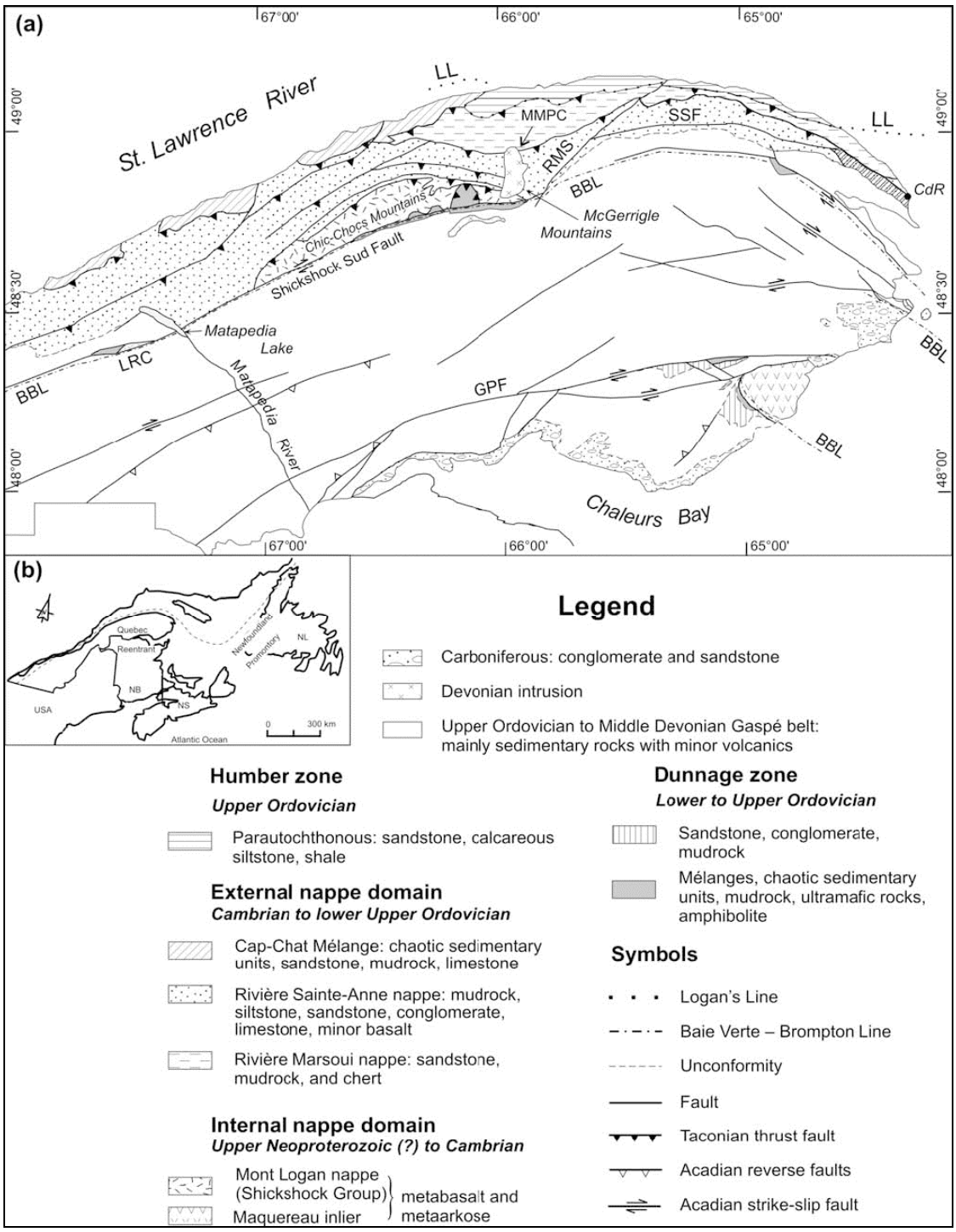


Figure I.11 : Carte de la géologie régionale simplifiée de la péninsule de Gaspésie montrant les régions cambro-ordoviciennes.

BBL, Baie Verte – Bromption Line; CdR, Cap des Rosiers; GPF, Grand Pabos fault; LL, Logan's Line; LRC, La Rédemption Complex; MMPC, McGerrigle Mountains Plutonic Complex; NB, New Brunswick; NL, Newfoundland; NS, Nova Scotia; RMS, Rivière Madeleine Sud fault; SSF, Shickshock Sud fault (tiré de Sacks *et al*., 2004).

B.3. Stratigraphie de la ceinture de Gaspé

Au sud de la zone de Humber et couvrant la plus grande partie de la Gaspésie et du nord du Nouveau-Brunswick, on retrouve la ceinture de Gaspé constituée d'un assemblage de roches sédimentaires, volcaniques et intrusives déposées dans un bassin successeur développé sur un socle taconien (Figure I.10) entre l'Ordovicien tardif et le Dévonien moyen (Bourque *et al*., 1993, 1995, 2000 et 2001). On trouve également son prolongement dans le Sud du Québec et au Maine. Au sud de la zone de Humber et couvrant la plus grande partie de la Gaspésie et du nord du Nouveau-Brunswick, la ceinture de Gaspé forme une large ceinture régionale de dépôt, qui a évolué à partir d'un « bassin successeur » taconien pendant l'Ordovicien tardif et le Silurien précoce, en un bassin en transtension salinique du Silurien tardif au Dévonien précoce, et à l'Acadien en un bassin d'avant-pays au Dévonien précoce à moyen (Bourque et al., 2000 ; Malo, 2001). La ceinture de Gaspé est limitée au Nord-Ouest par les roches du supergroupe de Québec appartenant à la zone de Humber et, au Sud, au Nouveau-Brunswick par l'anticlinorium de Miramichi formé en partie des roches volcaniques de l'océan Iapetus. Les roches de la ceinture de Gaspé recouvrent en discordance les unités sous-jacentes, bien que les limites actuelles de la ceinture soient en plusieurs endroits des failles. L'âge des unités basales varie de l'Ordovicien tardif, dans le centre de la Gaspésie et le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, à Silurien précoce, dans le Nord et le Sud-Est de la péninsule.

En Gaspésie, la ceinture de Gaspé est composée de plusieurs assemblages de roches silicoclastiques, de calcaires et de volcanites formant une séquence stratigraphique continue sauf là où les discordances salinique et acadienne ont tronqué une partie des strates sous-jacentes (Figure I.12 et Figure I.13). L'âge des unités basales de la ceinture varie de l'Ordovicien tardif, dans le centre de la Gaspésie et le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, à Silurien précoce, dans le nord et le sud-est de la péninsule (Figure I.12) (Bourque *et al*., 1993, 1995 et 2001).

La séquence sédimentaire de la ceinture de Gaspésie se caractérise au Siluro-Dévonien par une succession de cycles transgression-régression développés sur une plate-forme marine profonde à peu profonde composée de calcaires et de silicoclastites et pouvant aller à des dépôts continentaux, comme des sabkha côtières (Bourque *et al*., 1993, 1995 et 2001).

La ceinture de Gaspé est divisée en trois unités structurales principales du Nord au Sud : le Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG), l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé (AAP) et le Synclinorium de la Baie des Chaleurs (SBC)(Figure I.12).

Au nord, le SGCV forme une grande structure synclinale représentant les deux tiers de la ceinture de Gaspé et au sein de laquelle affleurent les roches des formations du Groupe de Chaleurs, des Calcaires Supérieurs de Gaspé et les trois formations inférieures des Grès de Gaspé. Au sud de la Faille de Sainte-Florence, le Groupe de Fortin affleure jusqu'à la faille de Restigouche qui délimite le SCVG de l'AAP.

Les roches les plus anciennes affleurent au sein de l'AAP et du SBC. Plus particulièrement les roches des groupes de d'Honorat-Matapédia affleurent le long des failles de Restigouche et de Sellarsville. Dans le sud du SBC, nous retrouvons les roches des groupes de Chaleurs et des Grés de Gaspé qui sont recouvertes en discordance par les roches du Carbonifère.

La stratigraphie de ces différentes unités peut être définie en différents groupes lithologiques et temporels (Figure I.12 et Figure I.13), selon Bourque *et al*. (1993, 1995 et 2001) qui sont:

1) les Groupes d'Honorat-Matapédia,
2) le Groupe de Chaleurs,
3) les Calcaires Supérieurs de Gaspé et le Groupe de Fortin et,
4) les Grès de Gaspé.

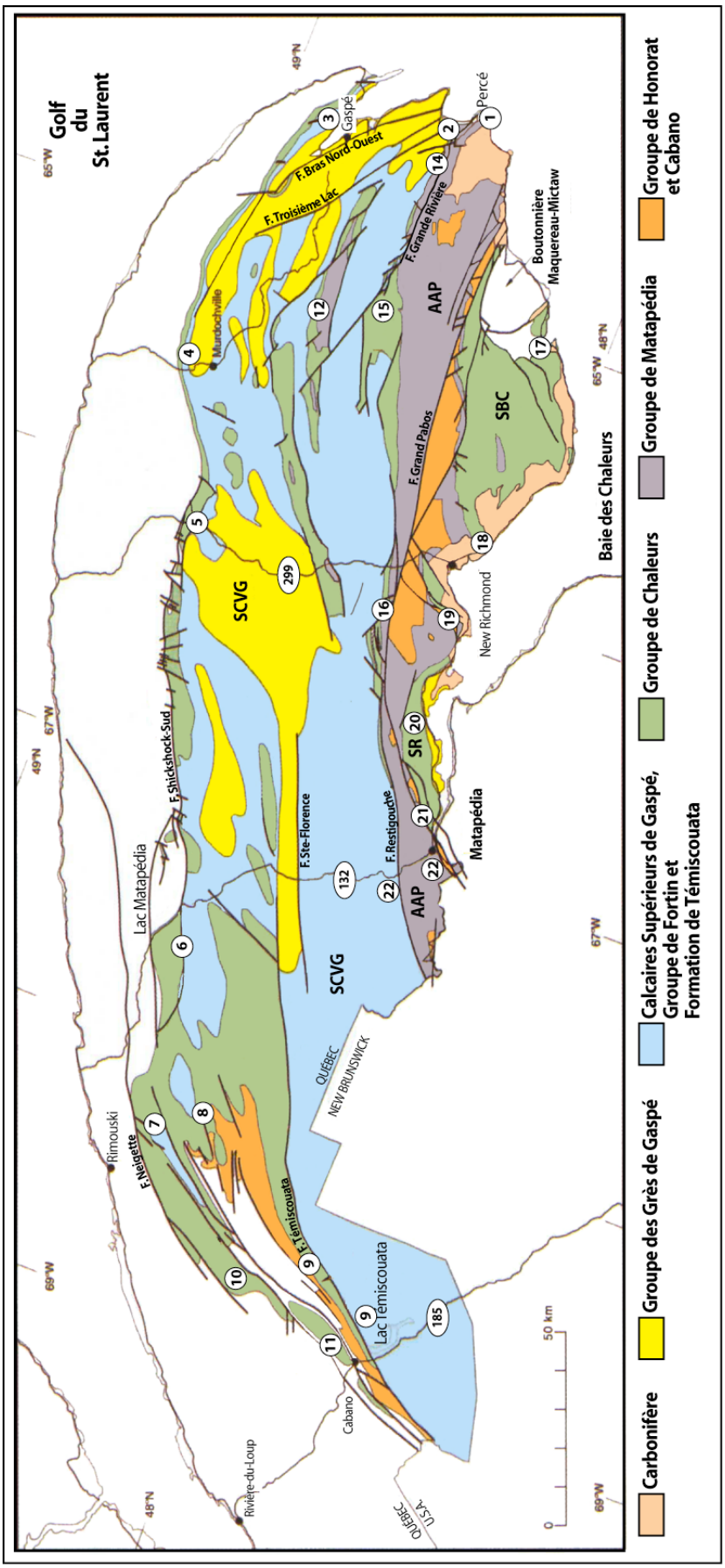


Figure I.12 : Carte simplifiée de la Géologie de la ceinture de Gaspé et localisation des coupes stratigraphiques de la figure I.13 (tirée de Bourque *et al.*, 2001). SCVG : Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé ; AAP : Anticlinorium d'Aroostook-Percée ; SBC : Synclinorium de la Baie des Chaleurs ; SR : Synclinal de Restigouche.

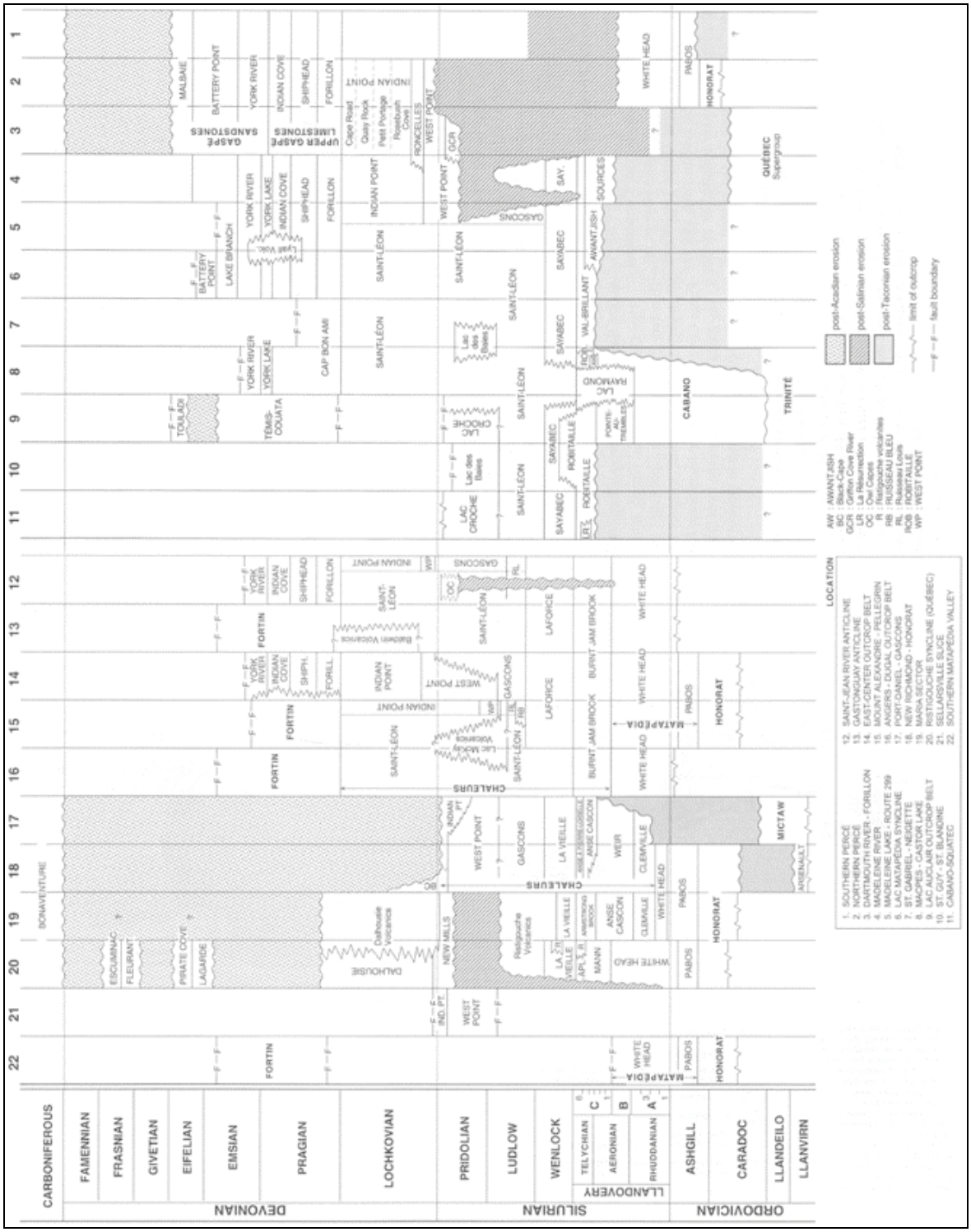


Figure I.13 : Coupes stratigraphiques (1-22) des unités de la ceinture de Gaspé, voir localisation Figure I.12 (tirée de Bourque *et al*., 2001).

1) *Les Groupes Honorat et de Matapédia* sont composés de silicoclastites, à la base (Groupe d'Honorat), qui passent à des calcaires au sommet (Groupe de Matapédia) (Malo, 1986a et b; Bourque et al., 1993 et 2001). Ce sont des turbidites (Malo, 1988) d'environnements marins profonds, déposées de l'Ordovicien tardif au Silurien

précoce, dans un bassin successeur à la fin et peu après l'orogenèse taconienne. Ces groupes affleurent au sein de l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé.

2) *Le Groupe de Chaleurs* représente une séquence de plate-forme profonde à peu profonde (Bourque *et al*., 1993, 2001). Il est composé de silicoclastites, de volcanites et de calcaires, localement récifaux. Les laves sont des basaltes tholéiitiques ou alcalins accompagnés d'essaims de dykes et de quelques stocks mafiques de composition similaire des faciès de plateforme et de bassin plus profond d'âge Silurien à Dévonien inférieur. Ce groupe est subdivisé en trois grands ensembles lithologiques (Bourque *et al.*, 1993; 2001) : à la base un ensemble terrigène variant de fin (argilite, calcilutites) à grossier (grés, conglomérats) ; surmonté d'un ensemble de carbonate de milieux marins ouverts à des calcaires de plateforme ; et au niveau supérieur une séquence de terrigènes fines (mudstones, siltstones et grès fins) contenant des masses de calcaires récifaux et de volcanites.

3) *Les Calcaires Supérieurs de Gaspé et le Groupe de Fortin,* d'âge Dévonien inférieur, succèdent en concordance au Groupe de Chaleurs et affleurent au niveau du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Ils sont composés d'une séquence dans le Nord du synclinorium de calcaires, de mudrocks et de volcanites (Calcaires Supérieurs de Gaspé) déposés sur une plate-forme marine profonde représentant des faciès silicoclastiques et carbonatés. Dans le sud et dans la partie ouest du synclinorium, les calcaires sont remplacés graduellement par des silicoclastites composés essentiellement de turbidites, le Groupe de Fortin (Bourque *et al., 2001*).

4) *Le Groupe des Grès de Gaspé*, d'âge Dévonien inférieur et moyen, est composé essentiellement de silicoclastites et, dans le centre de la Gaspésie, de volcanites et de volcanoclastites mafiques et felsiques. Cette séquence à granulométrie croissante passe d'un environnement marin à deltaïque, à la base, à des milieux supradeltaïques et fluviatiles, au sommet (Bourque *et al.*, 1993, 2001). Les unités sommitales de cet assemblage contiennent des conglomérats dont la provenance locale indique l'âge des premiers soulèvements orogéniques acadiens en Gaspésie. Dans le Synclinorium de la Baie des Chaleurs, des sédiments carbonifères se retrouvent en discordance sur le Groupe de Chaleurs et sur le Groupe des Grès de Gaspé.

3. a) Les groupes d'Honorat-Matapédia

La séquence stratigraphique de la ceinture de Gaspé débute par une succession de roches terrigènes et carbonatées, qui appartiennent aux groupes d'Honorat et de Matapédia d'âge tardi à post-taconienne de l'Ordovicien supérieur à Silurien inférieur (Ducharme, 1979 ; Malo, 1988 ; Malo et Bourque, 1993) (Figure I.14). Ces groupes sont composés de sédiments terrigènes à carbonatés déposés dans un bassin successeur post-taconien, le bassin de la Gaspésie. Les groupes d'Honorat et de Matapédia reposent en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes (discordance taconienne) et sont recouverts par celle du Groupe de Chaleurs. Les sédiments des groupes d'Honorat et de Matapédia sont des faciès carbonatés et silicoclastiques à grain fins, et affleurent principalement dans l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. Ces groupes semblent moins épais dans le Synclinorium de la Baie des Chaleurs que dans l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé bien que la base du Groupe d'Honorat n'y soit pas connue. La base de l'Honorat (Formation d'Arsenault) n'a pas été déformée par l'orogénie taconienne (Malo et Bourque, 1993) bien que les roches soient de même âge Ordovicien moyen que des unités fortement déformées par le Taconien dans le nord de la Gaspésie.

Le Groupe d'Honorat est une unité terrigène déposée à l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur (Caradocien à Llandovérien), qui regroupe une formation constituée de claystone, de mudstone, de silstone, de calcaire lithique, de conglomérat et de calcaires silteux (Malo, 1986 ; Malo, 1988 ; Malo et Bourque, 1993 ; Bourque *et al*., 2001, 2003) :

- *La Formation de Garin*, d'âge Caradocien-Ashgillien, est composée de claystone, de mudstone, de siltstones et de quartzarénite calcareux, de litharénite, de conglomérat et de calcaire dolomitique silteux. Les terrigènes à grains fins constituent la majeure partie de cette formation. Les litharénites et les conglomérats se situent dans la partie inférieure de l'unité, tandis que les siltstones et les quartzarénites calcareux, de même que les calcaires dolomitiques se retrouvent dans la partie supérieure (Bourque *et al*., 1993).

Le Groupe de Matapédia est dominé par les calcaires qui se sont déposés de l'Ashgillien au Llandovérien. L'unité inférieure, *la Formation de Pabos*, comprend des roches détritiques calcareuses très variées, tandis que l'unité supérieure, la *Formation de White Head*, est en majeure partie constituée de calcaire à grains fins (Malo, 1986).

- *La Formation de Pabos*, d'âge Ashgillien, est divisée en deux unités. L'unité inférieure est une succession uniforme de mudstone et de siltstone calcareux. L'unité supérieure comprend surtout des calcaires argileux, des calcaires silteux et des mudstones calcareux

avec des intercalations de grès calcareux, de conglomérats, de calcarénites et des calcilutites au sommet. Plusieurs structures sédimentaires s'y observent telles que des granoclassements, des lamines parallèles, obliques et en volutes. Le conglomérat se présente souvent en remplissage de chenaux. La Formation de Pabos est reconnue partout ou presque dans la région de Matapédia et a été interprétée par Ducharme (1979) dans l'Anticlinal d'Aroostook Percé comme des turbidites sur la partie médiane d'un cône sous-marin.

- La *Formation de White Head* est composée de quatre membres, le Membre de Burmingham, le Membre de Côte de la Surprise, le Membre de L'Irlande et Le Membre de Des Jean (Lespérance *et al*., 1987). On trouve à la base le Membre de Burmingham, une unité dominée par les calcaires à grains fins constituée de calcilutite, de mudstone peu calcareux, et de calcaire argileux (Bourque *et al.*, 1993). Le faciès le plus typique du Membre de Burmingham est l'alternance de calcilutite rubanée et de mudshale. À l'occasion, des calcaires argileux ou silteux et des calcarénites peuvent remplacer les calcilutites. Le Membre de Burmingham est recouvert par le Membre de Côte de la Surprise qui est composé de mudstone, quelques mètres de mudshale gréseux, et les trois derniers mètres sont composés d'une quartzarénite calcareuse. On peut retrouver des quartzarénites au sommet. Le Membre de L'Irlande est une unité de calcilutite très semblable au Membre de Burmingham et, si l'unité de mudstone du Membre de Côte de la Surprise ne les séparait pas, il serait difficile de les distinguer (Bourque *et al.*,1993). Le Membre de L'Irlande est une unité de calcilutite rubanée avec interlits de mudshale calcareux, de calcaire argileux, de calcarénite et de conglomérat calcaire. Le sommet de la formation, le Membre de Des Jean, est une unité de roches calcaires composée de calcaires argileux et silteux laminaire et de mudshale calcareux (Bourque *et al,*1993). On y retrouve également des lentilles de calcarénite. La partie basale est constituée de conglomérat calcaire avec des calcarénites, des calcilutites et des calcaires gréseux.

Les grès du Groupe d'Honorat, les silicoclastites de la partie supérieure du Groupe de Matapédia et les siltites calcaires et calcarénitiques de la partie supérieure du Groupe de Matapédia (Formation de White Head) possèdent communément des structures sédimentaires internes typiques aux turbidites ayant été déposées dans un bassin relativement profond (Bourque *et al.*, 2001). La région source pour le Groupe d'Honorat est située au Sud-Est (Ducharme, 1979 ; Malo, 1988). La plate-forme carbonatée d'Anticosti a été identifiée comme région source pour les calcaires de Matapédia (Ducharme, 1979 ; Malo, 1988). Le changement progressif des roches terrigènes profondes (Groupe d'Honorat) aux calcaires peu profonds (Groupe de Matapédia) reflète le remplissage de ce bassin profond.

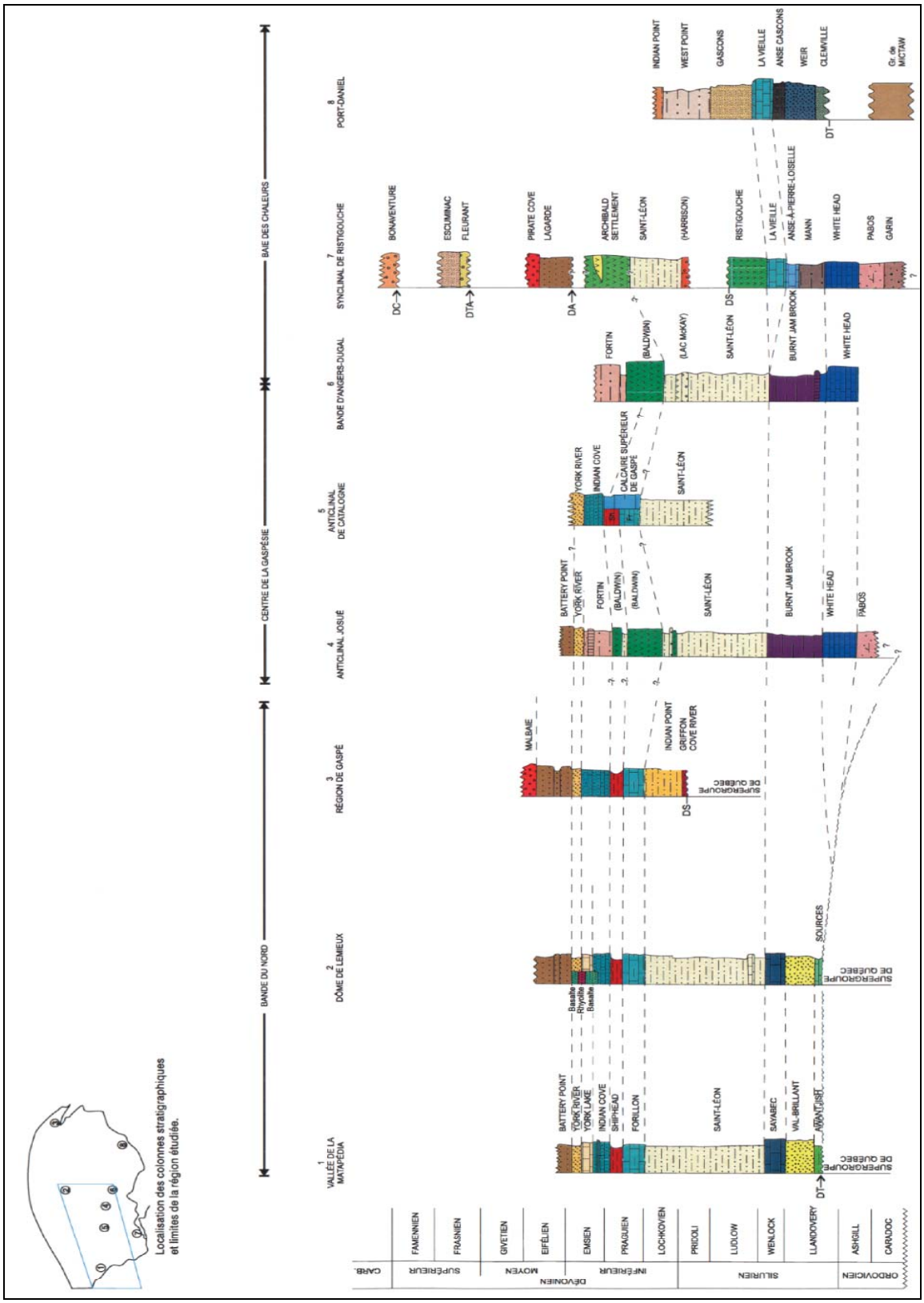


Figure I.14 : Corrélations lithostratigraphiques de la ceinture de Gaspé dans le Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé de l'ouest de la Gaspésie et comparaison avec la ceinture de Gaspé des autres secteurs de la Gaspésie (sauf indication contraire, les unités sont des formations ou des membres). DA =discordance éoacadienne; Dc =discordance carbonifère; DS =discordance salinique; DT =discordance taconique; DTA =discordance tardi-acadienne (tirée de Brisebois et Morin, 2004).

3. b) Le Groupe de Chaleurs

Le Groupe de Chaleurs d'âge Silurien à Dévonien inférieur (Llandovérien au Lochkovien) présente des faciès de plate-forme d'eau profonde à un bassin profond qui affleure principalement au sein des synclinoria de Connecticut Valley-Gaspé et de la Baie des Chaleurs (Figure I.12). Ce groupe repose en concordance sur le Groupe de Matapédia et passe graduellement aux Calcaires Supérieurs de Gaspé et au Groupe de Fortin.
On peut décrire adéquatement la lithologie du Groupe de Chaleurs en trois grands ensembles lithologiques superposés (Bourque, 1993 ; Bourque *et al.*, 2001) :

1) **L'assemblage inférieur**

À la base, on trouve un ensemble terrigène variant de fin à grossier d'âge Llandoverien (Figure I.13) d'épaisseur variable latéralement : les argilites/calcilutites de l'Awantjish-Sources sont surmontées des grès du Val-Brillant dans le nord et le nord-ouest de la péninsule. Les argilites et mudstones/siltstones du Burnt Jam Brook se retrouvent dans le centre et le sud de la Gaspésie (Synclinorium de la Baie des Chaleurs et synclinal de Ristigouche) où affleurent des mudstones, des grès et des conglomérats.

L'assemblage inférieur du Groupe de Chaleurs est de nature terrigène dans la partie nord et la partie sud de la ceinture de Gaspé et généralement représenté par une séquence de mudstone (boue) ou claystone (argilite) de granulométrie croissante et des grès variant jusqu'aux conglomérats, dans la partie centrale de la ceinture. La séquence de la Formation de Burnt Jam Brook suggère un environnement de dépôt d'eau profonde, avec des argiles graptolitiques (calcaires) et avec un peu de grès fin. Cette séquence granulométrique croissante est bien représentée dans la partie sud de la ceinture de Gaspé ; on trouve des faciès allant des tempestites silicoclastiques à grain fins (Formation de Clemville) avec une faune de type benthique, jusqu'au sable et gravier (Formation d'Anse Cascon) (Bourque, 1981). On lui attribue environ 400 mètres de strates (Bourque *et al., 1993).* Au nord de la péninsule, la séquence se compose des argiles d'eau peu profonde (Formations d'Awantjish) ou de mudstone, recouvert par des sables de plage ou terrestre (respectivement le Val-Brillant et le Robitaille). La Formation de Val-Brillant repose le plus souvent en discordance angulaire sur les couches du Cambro-Ordovicien. L'épaisseur maximale de la Formation d'Awantjish d'après Lachambre (1987) est de 30 à 40 mètres environ selon les régions et la Formation de Val-Brillant a une épaisseur qui varie de 50 à 90 m (Lachambre, 1987).

2) **L'assemblage médian**

L'assemblage médian d'âge Llandoverien au Wenlockien (Figure I.13) est un niveau calcaire quasi continu à l'échelle de la ceinture, correspondant au niveau Sayabec-LaVieille-Laforce. La Formation de Sayabec est répartie dans le Témiscouata, la région du lac Matapédia-Rimouski et le nord de la Gaspésie. La Formation de La Vieille est présente dans le sud de la Gaspésie, dans le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et le Synclinal de Ristigouche, et la Formation de Laforce affleure dans le centre de la Gaspésie.

Dans l'assemblage médian du Groupe de Chaleurs, on trouve plusieurs niveaux distincts de calcaires correspondants à des calcaires de plate-forme et/ou d'eau profonde affleurant dans l'ensemble de la ceinture de Gaspé. La plate-forme carbonatée, appelé Sayabec dans la partie nord et La Vieille dans le sud de la ceinture, est composée de faciès péritidaux, récifaux et subtidaux, et constitue un bon marqueur chronologique (Llandovérien-Wenlokien) (Bourque et al., 1986; Lavoie *et al.*, 1992). La Formation de Sayabec succède graduellement à la Formation de Val-Brillant et elle est recouverte par la Formation de Saint-Léon. Les équivalents latéraux légèrement plus jeunes (Wenlockien-Ludlovien inférieur) sont des calcaires d'eau profonde de la Formation de Laforce, affleurant dans la partie centrale est de la ceinture, dans l'Anticlinal de la Rivière Saint-Jean et dans le synclinal du Mont Alexandre. Elle est composée de calcarénites sableuses lithoclastiques et de calcilutites. L'épaisseur de l'unité varie de 80 à 150 m environ (Lachambre, 1987). Les faciès du Sayabec suggèrent un environnement de dépôt d'arrière-récif (Brisebois et Morin, 2004).

Le couple Val Brillant-Sayabec forme un doublet qui a une bonne signature sismique avec un très bon contraste. Ce doublet constitue un réflecteur majeur que l'on retrouve à l'échelle de la ceinture de Gaspé marquant la base du Groupe de Chaleurs et permettant d'identifier la limite avec le Groupe de Matapédia sous-jacent.

2) L'assemblage supérieur

L'assemblage supérieur est assez homogène et constitué de terrigènes fines dont des mudstones, siltstones et grès fins. Il comprend les formations de Saint-Léon, Gascons et Indian Point, ainsi que des monticules de calcaire récifal de la Formation de West Point et des volcanites des membres de Black-Cape, Ristigouche, Maria, Lac McKay, Baldwin (Doyon et Berger, 1997). Cette partie de la séquence de la ceinture de Gaspé affleure dans le Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, dans le Synclinal de Ristigouche et dans le Synclinal de la Baie des Chaleurs. En plus des terrigènes fins, l'assemblage contient trois

lithotypes distincts : des conglomérats, des roches volcaniques et des calcaires de plate-forme. Les corps conglomératiques de New Mills au synclinal de Ristigouche, de Owl Capes à l'anticlinal de la Rivière Saint-Jean et de Griffon Cove River dans l'est de la bande du Nord sont présents dans la partie supérieure de l'assemblage terrigène du Groupe de Chaleurs (Bourque *et al*., 1993). Les conglomérats sont communément associés au faciès de plage ou terrestres, comme les calcaires péritidaux et les lits rouges silicoclastiques.

Le Groupe de Chaleurs contient, dans son ensemble supérieur, une discordance, la discordance salinique (Bourque *et al*., 2000). Cette dernière est soit une discordance d'érosion qui, par endroits, a creusé jusqu'au Cambro-Ordovicien (bande du Nord et bande Centre-Est), soit une discordance angulaire (Synclinal de Ristigouche), soit une para-conformité (bande du Nord et anticlinal de la Rivière Saint-Jean). Elle est soulignée localement par le niveau de conglomérats.

La Formation de Saint Léon succède graduellement à la Formation de Sayabec et est suivie soit par la Formation de Forillon des Calcaires Supérieurs de Gaspé, soit par le Groupe de Fortin. La Formation de Saint-Léon pourrait atteindre plus de 2200 m d'épaisseur par endroits (Lachambre, 1987). La Formation de Saint-Léon se compose de silicoclastites fines variant du mudstone au grès fin, gris verdâtre à vert, et d'un membre de volcanites, le Membre de Baldwin dans sa partie supérieure. Ce dernier est décrit par Bourque et Lachambre (1980) qui est constitué principalement de laves andésitiques vertes foncé, porphyriques, localement en coussinets, et de brèches volcaniques et localement des rhyolites, des tufs et des basaltes. Le membre de Baldwin possède une épaisseur de plus de 900 m dans le secteur occidental de l'anticlinal de Gastonguay où il est surmonté par les Calcaires Supérieurs de Gaspé ou le Groupe de Fortin (Carbonneau, 1959). Sans qu'on puisse en faire des divisions formelles, quatre faciès sédimentaires y sont reconnus dans la Formation de Saint Léon : le faciès laminaire, le faciès "structuré", le faciès de calcaire argileux et le faciès de mudstone.

Le faciès laminaire se compose de siltstone et de grès fin laminaires dans la moitié orientale de la région, et de mudstone et siltstone à l'Ouest. Il compte pour la presque totalité de la formation. Le faciès "structuré" se compose de 20 à 50% de grès fin à moyen, plus ou moins calcareux. Les lamines parallèles, entrecroisées et en volutes sont abondantes. On y rencontre aussi des lits de calcaire gréseux et de siltstone très calcareux. Le faciès de calcaire argileux se compose de calcaires argileux et de mudstone très calcareux, gris, d'altération chamois, très fossilifères et possède une épaisseur de 21 m (Bourque et Lachambre, 1980). Le faciès de mudstone est constitué de mudstone verts et rouges en proportion variable, en bancs épais et

massifs. Quelques lits de tuf à lapillis ont été observés. Ce faciès de mudstone a été retrouvé au sommet de la formation, très près du contact avec le Groupe de Fortin.

Tous les corps volcaniques observés dans le Groupe de Chaleurs sont interprétés comme résultant d'un épisode de volcanisme intraplaque dans un régime d'extension et/ou dans un régime tectonique de transtension (Doyon et Dalpé, 1993).

On retrouve des corps récifaux de la Formation West Point dans l'assemblage supérieur principalement dans le Synclinorium de la Baie des Chaleurs, ces groupes peuvent atteindre 800 m d'épaisseur (Bourque *et al.*, 1986). Les calcaires récifaux sont similaires dans toute la région et contiennent des éponges et des monticules microbiens, des talus de crinoïdes, des récifs et des fragments de stromatopores, des laminites microbiens, et des lits rouges de mudrocks (Bourque *et al.*, 1986). Les constructions récifales se terminent au Pridolien tardif dans le Synclinal de la Baie de Chaleurs pouvant atteindre 800 m d'épaisseur, mais persistent jusqu'au Lochkovien affleurant dans les parties centre est et nord de la ceinture de Gaspé. Lachambre (1987) a observé près du Lac Madeleine une grande variation d'épaisseur de la Formation de West Point au niveau d'une faille NNE-SSW, le West Point passant, d'est en ouest, de 35 à 275 m. Il a noté que l'épaississement du West Point correspond essentiellement à une augmentation d'épaisseur des dépôts de conglomérat calcaire (calcidébrite) du West Point.

3. c) Les Calcaires Supérieurs de Gaspé et le Groupe de Fortin

Les Calcaires Supérieurs de Gaspé et le Groupe de Fortin se sont déposés au Dévonien inférieur (Pragien-Emsien) et affleurent seulement au sein du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Ces deux assemblages sédimentaires reposent la plupart du temps en concordance sur le Groupe de Chaleurs (Figure I.13, colonne 1-16). À de rares endroits, ces assemblages se retrouvent en contact de faille avec les unités du Groupe de Chaleurs.

Les Calcaires Supérieurs de Gaspé ont été déposés sur une plate-forme marine dont la profondeur, dans la partie orientale de la péninsule, augmente du nord vers le sud (Lavoie, 1992). Les calcaires et les roches détritiuques des Calcaires Supérieurs de Gaspé sont remplacés graduellement vers le sud par des mudstones et des grès qui appartiennent à une séquence flyshique du Groupe de Fortin (Figure I.13). Les relations entre le Groupe de Fortin et les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont les mieux connues dans la région est de la ceinture de Gaspé où l'on observe une transition latérale des Calcaires Supérieurs de Gaspé jusqu'au Fortin le long d'un transect nord-sud à partir de la Péninsule de Forillon jusqu'à la Faille de

Grande Rivière dans la partie est de la ceinture de Gaspé (Lavoie 1992). Ce contact est observable dans d'autres régions de la ceinture près des zones de failles (failles de Gastonguay, de Ste-Florence ou de la Faille de Témiscouata).

Les roches des Calcaires Supérieurs de Gaspé s'étendent du Praguien jusqu'à l'Emsien inférieur (Lespérance, 1980) et formant une séquence continue composée essentiellement de mudstone calcaires, de wackestone et de mudstone calcareux. Cette séquence est recouverte soit en concordance par les Grès de Gaspé, soit par la Formation de York Lake (Brisebois, Morin, 2004). Les Calcaires Supérieurs de Gaspé ont été déposés sur une plate-forme marine dont la profondeur, dans la partie orientale de la péninsule, augmente du nord vers le sud (Lespérance, 1980; Lavoie, 1992) et passent graduellement vers l'ouest et le sud à des mudstones et des grès du Groupe de Fortin (Hesse et Dalton, 1995).

Les Calcaires Supérieurs de Gaspé ont une épaisseur variant de 500 m au Nord de la péninsule (Lavoie, 1992) à plus de 2500 m au centre. Les Calcaires Supérieurs de Gaspé décrit par Lespérance (1980) sont subdivisés de la base au sommet en trois formations (Lespérance, 1980) : la Formation de Forillon, la Formation de Shiphead et la Formation d'Indian Cove.

La Formation de Forillon est composée essentiellement de mudstone calcaire et de wackestone à spicules d'éponges et débris de coquilles plus ou moins silto-argileux et dolomitisé. Les lits varient de très épais à minces et la stratification est généralement mal définie. On y observe à l'occasion des lamines parallèles diffuses. Dans la partie supérieure de l'unité, on observe des calcaires dolomitiques ou des dolomies calcareuses en lits moyens à épais. Lespérance (1980) a estimé une épaisseur variant de 290 m dans la coupe côtière au niveau de Forillon à 470 m sur la route 132, à une dizaine de kilomètres à l'ouest du cap Gaspé.

La Formation de Shiphead est caractérisée par son hétérogénéité lithologique (Lespérance, 1980a). Elle est constituée essentiellement de calcaire argileux, de mudstone et de calcaire siliceux avec un peu de grès lithiques, de calcarénite et de minces lits de volcanoclastite (Lespérance, 1980). Dans l'ouest et le sud de la ceinture de Gaspé, la Formation de Shiphead contient une plus forte proportion de mudstones, de grès, de dolomies et de volcanoclastites. On y observe à la base de l'unité, un calcaire assez pur formé d'une calcilutite massive que l'on compare à un calcaire sublithographique. On peut aussi observer

dans la Formation de Shiphead des langues de mudstone et de grès semblables aux roches silicoclastiques du Groupe de Fortin (Rouillard, 1986). À l'ouest, le Shiphead est constitué d'arénite quartzitique conglomératique et de mudstone calcareux. Dans le Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, la Formation de Shiphead contient deux lithofaciès aisément identifiables sur la totalité de son étendue en plus de lithologies moins distinctives que l'on trouve aussi dans la Formation de Forillon ou la Formation d'Indian Cove. Le premier lithofaciès, à la base de la formation, est un calcaire sublithographique, gris moyen, en lits massifs, qui mesure deux ou trois mètres d'épaisseur. Ce calcaire n'affleure qu'en de rares occasions, mais il est caractéristique. Le second lithofaciès permet en fait de reconnaître le Shiphead sur presque toute l'étendue de la péninsule gaspésienne. Il s'agit d'un mudstone gris, peu stratifié, à patine verdâtre, plus ou moins calcareux, de 36 m d'épaisseur environ. Ce mudstone contient souvent les traces d'une bioturbation intense. On y trouve des lits minces de grès et de conglomérat épiclastiques à granules, des dolomies siliceuses en lits épais à très épais, des lits minces à moyens de calcaire siliceux, des lits moyens de cherts blanchâtre et des bentonites.

Dans la région de l'Anticlinal de Causapscal, la Formation de Shiphead contient aussi des niveaux de basaltes, les volcanites de Lyall (Doyon et Dalpé, 1993). Trois ou quatre coulées de 10 à 15 m d'épaisseur, le plus souvent à coussins, sont intercalées avec les mudstones (Doyon et Dalpé 1993). On ne retrouve pas ces volcanites ailleurs dans le Shiphead du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé bien que des grès épiclastiques et des bentonites soient communément présents.

L’épaisseur de la formation de Shiphead varie de 101 mètres à 695 m, mais l'épaisseur de la formation se maintiendrait plutôt entre 50 et 100 mètres dans le Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, sauf là où des coulées de basalte sont intercalées dans les sédiments (Brisebois et Morin, 2004).

La Formation d'Indian Cove est un assemblage de calcaires siliceux, silteux ou gréseux accompagnés de grès quartzeux ou lithique, de mudstone et de volcaniclastites variées que l'on retrouve dans toute la moitié nord du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Dans l'est de la Gaspésie, l'unité est constituée en majeure partie de calcaire siliceux et cherteux en lits décimétriques (Lespérance, 1980). On y observe aussi un peu de mudstone siliceux, de grès quartzitique et de calcarénite, ces dernières lithologies étant présentes surtout au sommet de l'unité. Cette composition se maintient presque partout où affleure l'unité dans la partie orientale de la péninsule de Gaspé, bien que localement l'unité contienne de

nombreux lits de grès grossiers, entre autres à l'Anticlinal de la Rivière Saint-Jean. Dans le centre du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, la Formation d'Indian Cove contient beaucoup plus de silicoclastites que dans l'est de la péninsule. On y retrouve des wacke feldspathique et mudstone semblables à ceux de la Formation de York River. La formation peut contenir également des coulées de basaltes et des lits de tuf à lapillis mafiques.
L'épaisseur de la Formation d'Indian Cove, oscille autour de 175 m, mais elle augmente considérablement vers le sud (Lespérance, 1980).

Le Groupe de Fortin est l'une des unités stratigraphiques les plus étendues de la Gaspésie, mais aussi celle dont la stratigraphie interne est la plus mal connue (Brisebois et Morin, 2004). Le Groupe de Fortin est épais, monotones, et largement non-fossilifères. Les séquences sont bien litées alternant des siltstones noirs et des shales avec des intercalations d'intervalles de grès et un peu de roches volcaniques (Kirkwood et St-Julien, 1987; Hesse et Dalton, 1995). Hesse et Dalton (1995) reconnaissent 7 lithofaciès dans le Groupe de Fortin et les interprètent comme des marges sous-marines et des dépôts de chenaux de glissement en bordure bassin ou de bassin profonds.

Dans sa région type, le Fortin s'insère entre la partie inférieure des Calcaires Supérieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé (McGerrigle, 1950; Brisebois, 1981) dans une position stratigraphique probablement équivalente à une partie de la Formation d'Indian Cove et à la Formation de York Lake. Le Groupe de Fortin est constitué surtout d'un mudstone ou d'un mudshale gréseux gris foncé, plus ou moins calcareux et dolomitique, en lits très minces à épais. Le mudstone est interstratifié d'arénite et de wacke feldspathique en lits minces à très épais et de bancs de conglomérat polygénique à granules et cailloux de quartz, de chert, de jaspe, de volcanites felsiques et mafiques et autres lithologies. On observe aussi des niveaux de quelques mètres d'épaisseur de calcaire siliceux à cherteux en lits minces à moyens.
Vers l'ouest, le Groupe de Fortin semble remplacer latéralement tous les Calcaires Supérieurs de Gaspé (McGerrigle, 1950) et la Formation de York Lake, mais comme les contacts avec les unités adjacentes sont le plus souvent des failles, les relations exactes entre le Groupe de Fortin, les Calcaires Supérieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé sont parfois difficiles à préciser. Les rares fossiles trouvés dans le Fortin de l'est de la Gaspésie indiquent toutefois une correspondance entre une partie du Fortin et les formations de Shiphead et d'Indian Cove.
Dans le Synclinal de Connecticut Valley-Gaspé, le Groupe de Fortin occupe tout le territoire situé entre la Faille de Sainte-Florence et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé.

Les roches du Groupe de Fortin repose en concordance sur le Groupe de Chaleurs au niveau de l'Anticlinal de la Rivière Saint Jean et du Mont Alexandre (Bourque *et al*., 2001) (Figure I.13) ou encore au niveau de l'Anticlinal de Josué.

Dans le Synclinal de Restigouche, les Calcaires Supérieurs de Gaspé, le Groupe de Fortin et la partie inférieure des Grès de Gaspé sont absents et sont remplacés par un empilement de plus de 2000 m d'épaisseur d'andésite, de dacite, de basalte, de volcanoclastite, de conglomérats, de grès et de mudrocks rouges et verts appartenant à la Formation d'Archibald Settlement (Brisebois et al., 2002).

3. d) Les Grès de Gaspé

Les Grès de Gaspé constituent le groupe le plus jeune (Emsien-Eifelien) du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, du Dévonien inférieur supérieur au Dévonien supérieur (Figure I.13). Il occupe grossièrement la moitié nord de la ceinture de Gaspé. Dans le sud, il est remplacé par la partie supérieure du Groupe du Fortin.

Dans le Synclinorium de Connecticut Gaspé, les Grès de Gaspé sont composés de 4 formations détritiques de plus en plus grossières qui sont de la base au sommet la Formation de York Lake, la Formation de York River, la Formation de Battery Point et la Formation de Malbaie. Il comprend les formations de Lagarde, de Pirate Cove, de Fleurant, et d'Escuminac affleurant au sein du synclinal de Restigouche et à l'ouest de la Baie des Chaleurs. La Formation de Malbaie est recouverte localement en discordance par des roches du Carbonifère (Rust, 1981).

La *Formation de York Lake* est présente entre les formations d'Indian Cove et de York River (Brisebois et Morin, 2004). Elle est constituée de deux bandes de calcaire alternant avec deux bandes de grès sur une épaisseur d'environ 400 m et peut atteindre près de 1300 m d'épaisseur. Les calcaires de la Formation de York Lake sont des mudstones calcaires et des wackestones en lits minces à épais semblables à ceux de la Formation d'Indian Cove. La proportion de silicoclastites fines disséminées dans le calcaire est plus faible que dans la Formation d'Indian Cove. Ils sont généralement fossilifères contenant essentiellement des brachiopodes et des trilobites. Les grès sont des wackes feldspathiques gris-vert, à grain fin à grossier, en lits minces à très épais. Les mudstones sont gréseux en lits minces à très épais. Localement, la formation contient également des coulées de basaltes (Doyon et Dalpé, 1993). Les faunes à brachiopodes sont généralement semblables à celles de la Formation d'Indian

Cove et suggèrent un environnement comparable, c'est-à-dire une plate-forme marine profonde.

La Formation de York River recouvre les calcaires et les mudstones de la Formation de York Lake. Elle affleure dans toute la moitié-nord du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et dans la région de la rivière Matapédia (Brisebois et Morin, 2004). La limite inférieure est fixée au sommet du dernier calcaire de la Formation de York Lake. La limite supérieure de la Formation de York River est fixée à l'apparition soit du grès à feldspath rose, soit du mudstone rouge, typique de la Formation de Battery Point. La Formation de York River comprend une partie basale constituée d'une alternance de niveaux de wacke lithique à feldspathique, à grain moyen à grossier, et de niveaux de grès fin et de mudstone (Brisebois, 1981) et une partie sommitale de grès moyen et grossier. Dans la partie inférieure de la formation, on trouve localement des calcarénites et des conglomérats polygéniques. Les fossiles, relativement abondants, indiquent que la formation est d'âge Emsien (Lespérance, 1980). Dans l'est de la Gaspésie, la formation peut avoir une épaisseur d'environ 600 m.
Aux environs du Dôme de Lemieux, la partie supérieure de la Formation de York River est formée surtout de roches volcaniques comprenant deux ou trois séquences de basalte d'étendue régionale et deux séquences de laves et de tufs rhyolitiques formant des complexes volcaniques d'une superficie de quelques kilomètres carrés et quelques centaines de mètres d'épaisseur, mais les volcanites ne s'étendent pas jusqu'à la Formation de Battery Point (Doyon et Berger, 1997).

La Formation de Battery Point repose sur la Formation de York River et est recouverte par la Formation de Malbaie seulement dans la région de Gaspé. La limite supérieure de l'unité dans l'est de la Gaspésie est fixée au premier conglomérat à fragments de calcaire endogène de la Formation de Malbaie (Figure I.12). L'âge de la Formation de Battery Point est Emsien supérieur à Eifelien inférieur.
Elle comprend une séquence de près de 3000 m d'épaisseur de grès, de conglomérat, de mudrock et d'un peu de calcaire. Dans la région de Gaspé, la formation a été subdivisée en trois membres (le Membre de Petit-Gaspé et le Membre de Cap-aux-Os et le Membre de Fort Prével) (Brisebois, 1981) comprenant chacun plusieurs lithofaciès : les deux membres inférieurs sont gréso-conglomératiques avec des intercalations de mudrock rouge ou vert et de rares carbonates (généralement dolomitiques); le membre supérieur, le Membre de Fort Prével, est constitué de grès fin et de mudstone rouges (Sikander, 1978).

La présence de fossiles marins dans les deux tiers inférieurs de la formation démontre que cette partie de l'unité a été déposée essentiellement en milieu marin variant de normal à saumâtre. Par contre, les lits rouges de la partie supérieure de la formation ne contiennent pas de fossiles et pourraient être continentaux. Dans sa partie orientale, la séquence comprend des termes continentaux à plusieurs niveaux stratigraphiques (Cant et Walker, 1976) alors que, dans sa partie occidentale, les éléments marins dominent la partie inférieure de l'unité et les termes continentaux sont prépondérants dans la partie supérieure.

Dans le Synclinal de Restigouche, on trouve des unités équivalentes temporellement aux Grès de Gaspé. Le cœur du synclinal de Restigouche dans l'ouest de la Baie des Chaleurs est représenté par une séquence de roches clastiques terrestres de l'Emsien au Frasnien, qui recouvrent des roches volcaniques mafiques à intermédiaires de la Formation de Dalhousie du Dévonien inférieur. La séquence est composée par 4 unités conglomératiques (Zaitlin et Rust, 1983) :

- Les *conglomérats de Lagarde* sont composés d'épais bancs, de galets bien ronds et de conglomérats de gros galets interlités avec des grès verts, grossiers à fins, des grès entrecroisés et moins de mudstone ;
- Les *conglomérats de Pirate Cove* sont constitués majoritairement de siltstones sableux rouge et vert et mudstone avec des lentilles de chenaux gréseux, et par complément de conglomérats de calcaires avec des clastes provenant essentiellement du groupe de Matapédia exposé au Nord ;
- Les *conglomérats de Fleurant*, gris, des galets ronds et rochers et des cailloux de conglomérats sableux, dans lequel les clastes sont majoritairement calcaires, avec moins de monticules volcaniques, de grès, et une minorité de roches plutoniques :
- Les *conglomérats d'Escuminac*, composés de lits fins de grès gris vert, de siltstones et des mudstones « varve like », avec une abondance de soles marks, des lamines parallèles, des rides de courant et des fossiles de poissons et de plantes (e.g. Fossiles de Miguasha).

Les formations de Battery Point et de Lagarde semblent être d'âge similaire, et approximativement de lithologie similaire. La Formation de Malbaie et les conglomérats de Pirate Cove sont aussi similaires en âge et de lithologie similaire superficiellement, les deux contiennent des conglomérats des galets calcaires. Cependant, les mudrocks sont essentiellement absents de la Formation de Malbaie, mais abondants dans la Formation de

Pirate Cove. La variation locale de lithologie dans les conglomérats de la Formation de Pirate Cove fait penser à des dépôts de deltas alluviaux, alors que la consistance interne de la Formation de Malbaie indique des dépôts larges et uniformes des tresses de plaines (Rust, 1981).

Partie II : Imagerie sismique intégrée

Dans cette deuxième partie, nous présentons la méthode d'imagerie sismique mise au point dans le cas de zones de foothills à partir de l'étude de cas Gaspésie ainsi que les résultats de son application sur plusieurs profils sismiques de Gaspésie. La séquence de traitement sismique est divisée et présentée en deux étapes principales: la première étape concerne la construction du modèle de vitesses qui sert à définir les relations entre les temps sismiques et les profondeurs des formations dans le sous-sol. La deuxième étape est celle de la migration sismique dont l'objectif est d'obtenir une image sismique profondeur représentant au mieux la géologie du sous-sol (Figure II.1).

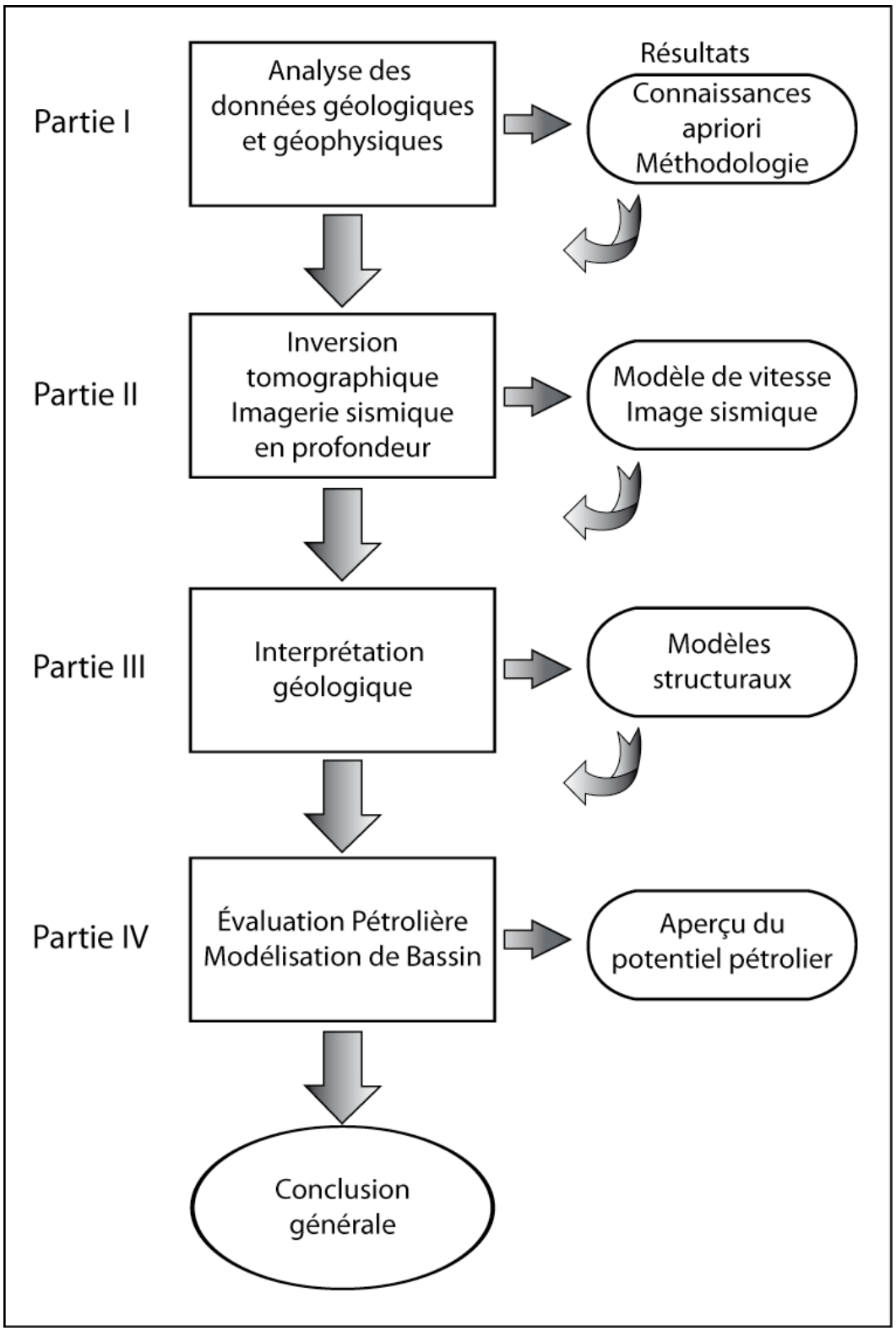


Figure II.1:Schéma d'organisation du travail de thèse, étape du travail de géophysique

A. Mise en contexte géophysique

Les méthodes géophysiques sont utilisées pour investiguer les caractéristiques géologiques du sous-sol. On peut différencier d'une part les méthodes potentielles qui ont pour but de mesurer directement les réponses gravimétriques et magnétiques des formations géologiques et d'autre part les méthodes sismique qui exploitent les réponses du sous-sol aux ébranlements artificiels provoqués en surface. Dans cette étude, nous nous appuierons plus particulièrement sur les données de sismique réflexion, mais en raison de la complexité structurale du terrain d'étude, nous intégrerons les résultats disponibles des études de gravimétrie et de magnétisme. L'ensemble de ces données ont été acquises en 2000-2001 par la Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec (MRNFQ) en Gaspésie, constituant ainsi une base de données géophysiques nécessaire à notre étude.

A.1. Principes généraux de la sismique réflexion

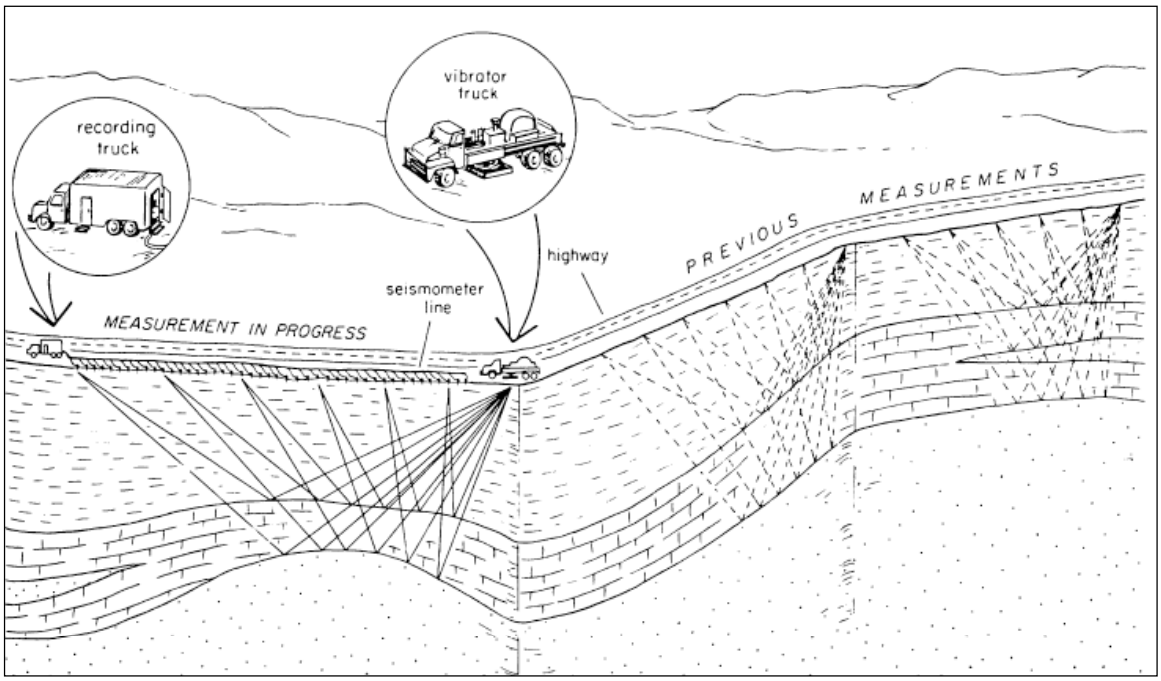


Figure II.2 : Principes de l'acquisition sismique terrestre 2D (Robison et Coruh, 1988)

Parmi les méthodes géophysiques, la sismique réflexion est la plus employée dans le domaine pétrolier (Figure II.2). Une expérience de sismique réflexion consiste tout d'abord à faire exploser ou vibrer une source en surface. Les ondes sismiques se propagent par différents chemins au niveau de la sous-surface, se réfléchissent sur les interfaces séparant des

formations ayant des vitesses différentes et à leur retour en surface sont enregistrées par des capteurs disposés au voisinage de la source émettrice. Les récepteurs enregistrent dans un laps de temps donné après l'émission de la source (ou "tir"), l'amplitude du champ d'onde qui sera représentée en fonction du temps ; cela forme une trace sismique. Avec la répétition des tirs et le déplacement du dispositif source-récepteur, on enregistre l'ensemble des informations pour une zone donnée. Ces traces sont traitées puis regroupées en section sismique 2D ou 3D pour faire apparaître des événements caractéristiques du sous-sol ainsi mis en évidence par les ondes émises en surface et donner, au final, une image du sous-sol.

Les données sismiques sont définies expérimentalement dans l'espace d'acquisition (surface-temps de propagation) et sont régulièrement échantillonnées en temps et en espace. Les paramètres qui caractérisent la dimension de la surface peuvent être définis :

1) dans une seule dimension : c'est le cas de la sismique 2D où l'on se rapporte toujours à des points de « surface » localisé le long d'un profil ;
2) dans deux dimensions : c'est le cas de la sismique 3D ou les traces sismiques enregistrées sont regroupées dans les zones de surfaces élémentaires repérées dans l'espace.

Les coordonnées du point-milieu sont les coordonnées de base du traitement et de l'interprétation sismique. Les données sismiques ainsi repérées forment un cube de données, la dimension verticale étant les temps de propagation des ondes sismiques dans le sous-sol, enregistrés au point récepteur. À partir des données enregistrées, on peut constituer les groupes de traces sismiques suivantes (Figure II.3):

- Les groupes de traces enregistrées à une même position par rapport au point de tir (collection de traces en point de tir commun),
- Les groupes de traces enregistrées à une même position par rapport au récepteur (collection de traces en point récepteur commun) ;

Les groupes de traces correspondant à une même position milieu (collection de traces en point milieu commun, CMP).

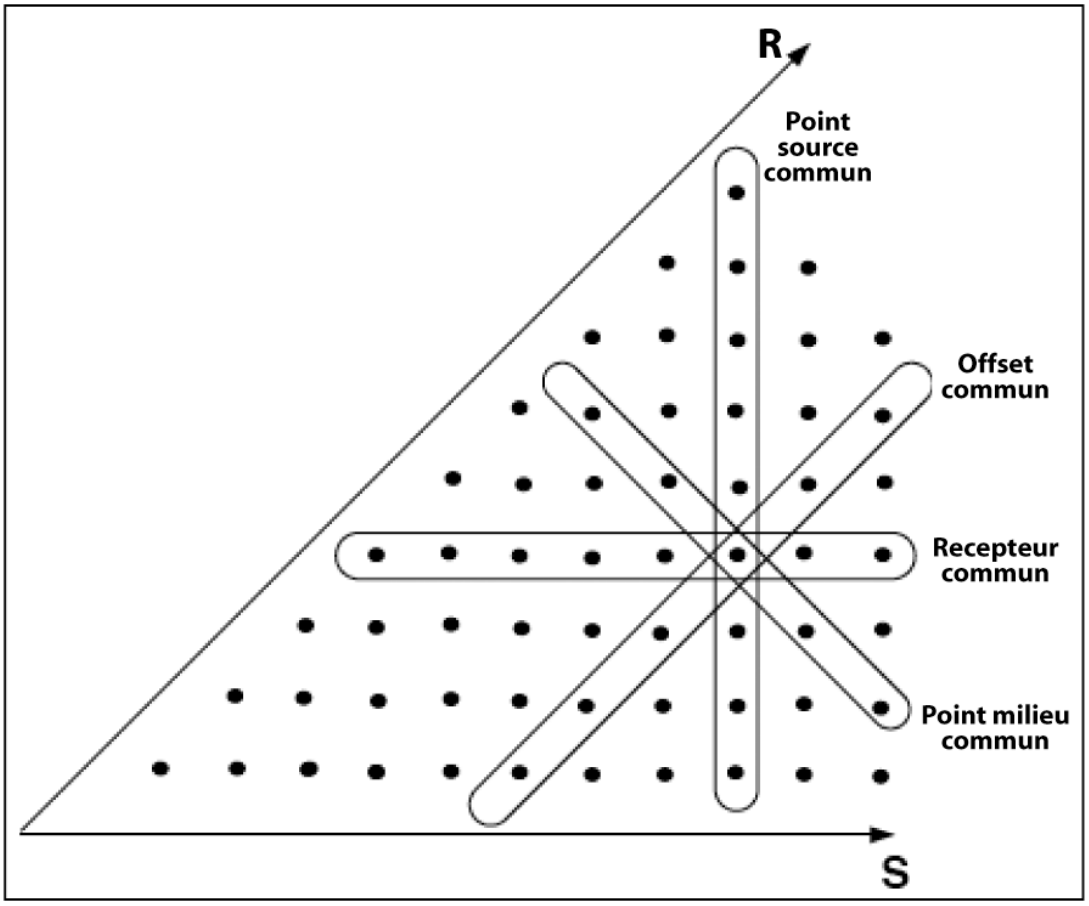


Figure II.3 : Organisation des traces en sections sismiques en fonction de la source (S) et du récepteur (R). Chaque point symbolise une trace sismique (Modifiée d'après Cavalca, 2006).

À partir des traces sismiques élémentaires, on construit des coupes sismiques suivantes (Figure II.4) :

- Les coupes sismiques regroupant les traces correspondant à une même distance point-milieu / récepteur (coupe sismique à déport constant), en particulier les sections regroupant les traces les plus proches de la position du point milieu (coupe sismique à déport proximum), les plus éloignées (coupes sismiques à déport remotum) ;
- Les coupes à distance émetteur-récepteur nulle (coupe sismique à déport nul). Ces coupes sont les images de référence interprétées géologiquement. Elles sont souvent assimilées aux coupes sismiques « sommes » résultant de l'addition des traces correspondant à un même point milieu (coupe sismique somme ou stack).

L'ensemble de ces données pourra subir un certain nombre d'opérations de traitement (filtrage, déconvolution, sommation de traces, etc.…) et en particulier des migrations sismiques. Si cette migration est effectuée dans le domaine temps, nous obtenons une coupe

migrée-temps. Si cette migration est effectuée dans le domaine profondeur, nous obtenons une coupe migrée-profondeur.

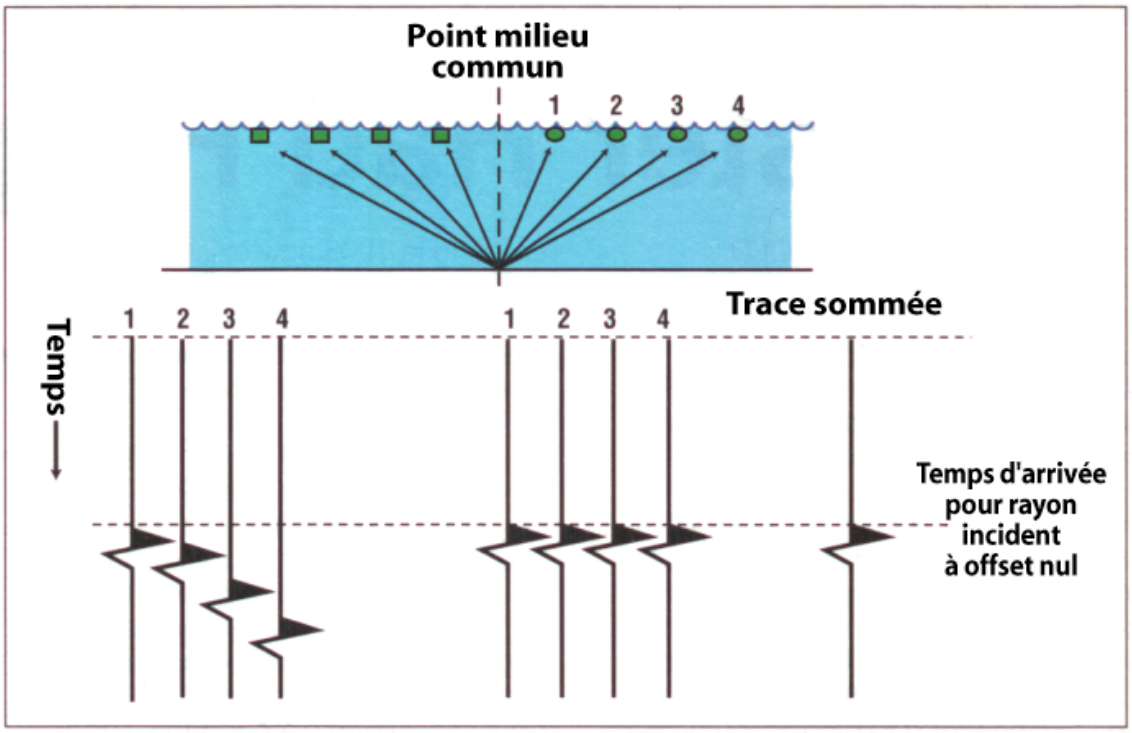


Figure II.4 : Figure représentant les traces correspondant à une même distance point-milieu récepteur et la trace sommée après leur horizontalisation en temps.

A.2. Imagerie sismique profondeur

2. a) Présentation du traitement d'imagerie

L'imagerie sismique profondeur consiste à transformer les données temporelles en une section profondeur, après leur avoir fait subir un premier traitement en temps (corrections d'amplitudes, filtrage du bruit, déconvolution, élimination des multiples, corrections statiques, etc.). Cette étape nécessite la détermination de la loi physique liant le domaine temps et le domaine profondeur, c'est-à-dire d'un modèle de vitesse du sous-sol. À l'heure actuelle, différentes méthodes permettent de résoudre le problème de la conversion temps-profondeur des images sismiques, car suivant la complexité géologique de la région étudiée, une méthode sera mieux adaptée qu'une autre pour représenter le sous-sol.

La Figure II.5 récapitule les différentes méthodes utilisées en fonction de la complexité géologique du cas d'étude. Soulignons que :

- La technique de migration après sommation en temps est suffisamment performante pour des terrains avec une structure géologique simple et sans inversion des vitesses de propagation sismique (Figure II.5A).
- Si le sous-sol présente une certaine complexité structurale mais avec des variations de vitesse limitées, alors la migration avant sommation-temps (appelée PSTM ou Pré Stack Time Migration) sera recommandée (Figure II.5B).

Il faut préciser que, quand les migrations sont appliquées dans le domaine temps, il y a seulement correction des déformations de l'image liées à la propagation des ondes dans le sous-sol et amélioration de l'image sismique. La conversion des informations cinématiques dans le domaine profondeur est ensuite effectuée par une technique de conversion relativement simple. Dans ce cas, la conversion peut se faire uniquement verticalement en fonction de lois linéaires (du type $Z = V_x \cdot T_s$), la vitesse V pouvant varier linéairement verticalement et latéralement en fonction de la géologie, mais indépendamment de la propagation réelle des rais sismiques.

À partir du moment où il y a des variations de vitesse (inversions de vitesse ou variations latérales fortes) d'un milieu géologique à l'autre, la migration en profondeur est la technique de conversion qui fournira l'image sismique la plus exacte du point de vue de la géométrie des interfaces, verticalement et horizontalement. La migration profondeur après sommation sera utilisée si la structure du sous-sol reste simple, sinon pour des structures complexes (comme

les tectoniques salifère et compressive), la migration avant sommation-profondeur (appelée PSDM ou *Pre Stack Depth Migration*) sera la plus appropriée pour représenter au mieux le sous-sol (Figure II.5, C et D).

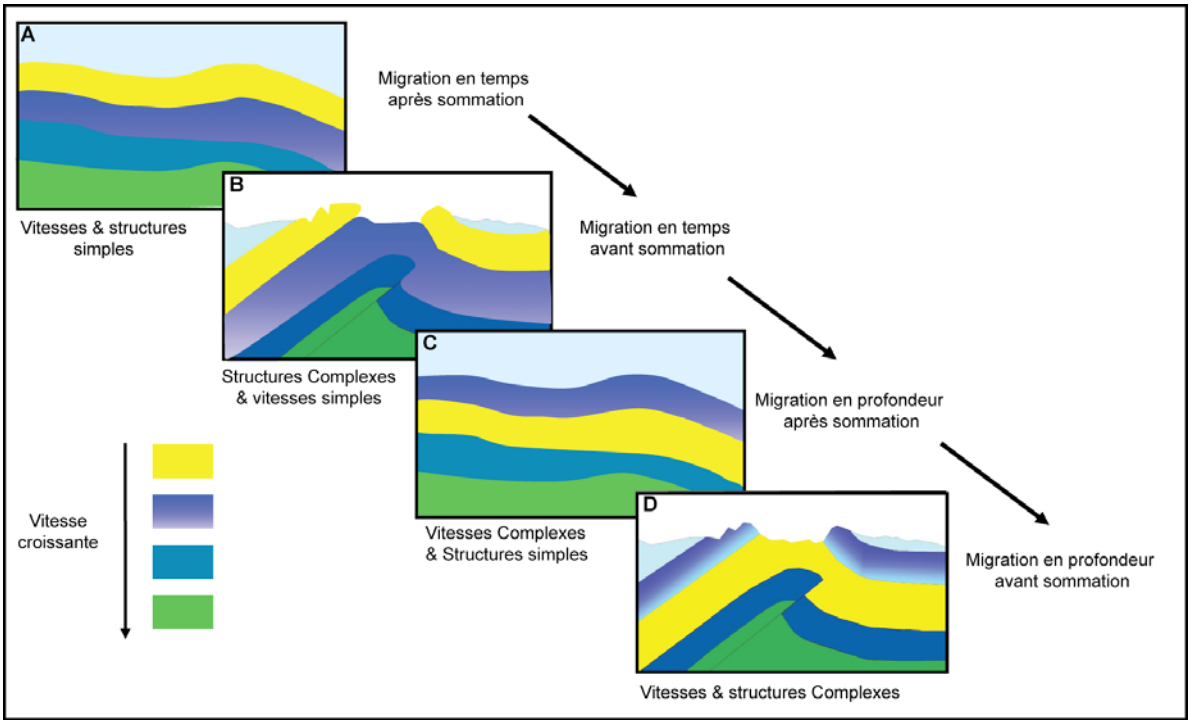


Figure II.5 : Traitements de migrations sismiques appliquées en fonction de la complexité des structures géologiques et des variations de vitesses de propagation sismique.

Ainsi, dans le cas de milieux présentant des réflecteurs à géométrie complexe et/ou des vitesses variant latéralement, c'est la migration profondeur avant sommation qui est recommandée pour replacer les images temporelles des réflecteurs à leur position latérale et verticale réelle dans le sous-sol (Robein, 2004). L'objectif est d'obtenir des images sismiques directement interprétables en profondeur par les géologues structuralistes ; ces images sont plus conformes à la réalité géologique et représentables avec fiabilité à l'échelle 1/1.

Dans le cadre de ce travail, nous allons évaluer les conditions d'application de la migration profondeur avant sommation dans le cas des structures de Gaspésie et les possibilités offertes par une meilleure intégration géologie-géophysique, pour déterminer la géométrie des structures.

Cependant, malgré de nombreux progrès, la difficulté principale de l'imagerie sismique en profondeur dans le cas des structures complexes réside dans la détermination d'un modèle de vitesse fiable (Gray *et al.*, 2002). Ces traitements nécessitent en effet, la détermination d'un modèle de vitesse précis, prenant en compte les variations latérales et verticales de vitesse en fonction de la profondeur et des lithologies (Figure II.6). Il est

nécessaire de connaître les vitesses de propagation des ondes dans le sous-sol pour convertir les données du domaine temps vers le domaine profondeur. Ces vitesses sont à priori inconnues au départ de l'exploration et leur estimation représente un défi pour le géophysicien dans les régions structuralement complexes comme les régions des foothills. Les conséquences des hétérogénéités de surface dans ces zones sont, d'une part, l'apparition de larges zones dites aveugles ou sourdes à la sismique, et d'autre part la discontinuité des événements sismiques (réflexions ou autres) interprétables sur les sections sismiques traitées ce qui rend particulièrement difficile la détermination des vitesses à partir des données sismiques seules.

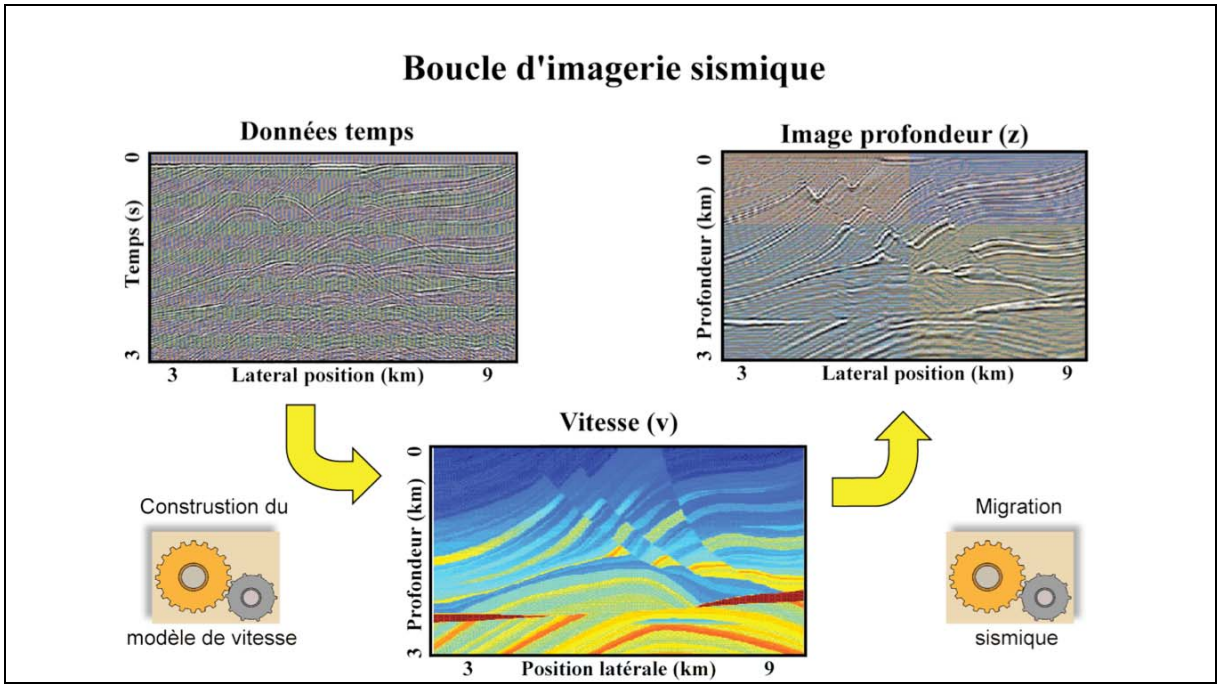


Figure II.6: Schéma général montrant l'étape de conversion d'une image sismique temps en profondeur.

2. a. i) Le modèle de vitesse pour la migration profondeur

La détermination du modèle de vitesses pour des sous-sols à structures compressives reste compliquée. Nous proposons de suivre plusieurs étapes qui permettent de préciser les variations latérales et verticales de vitesse et qui sont adaptées à la complexité de la tectonique compressive. C'est cette méthodologie que nous allons présenter (Figure II.7). Elle sera testée, améliorée et validée sur les données réelles de Gaspésie. Les outils employés sont ceux qui résultent des études d'imagerie sismique en tectonique salifère et qui ont été réalisés

à l'IFP notamment dans le cadre des consortia PSI (*Prestack Structural Interpretation*) et KIM (*Kinematic Inversion Methods*)[2].

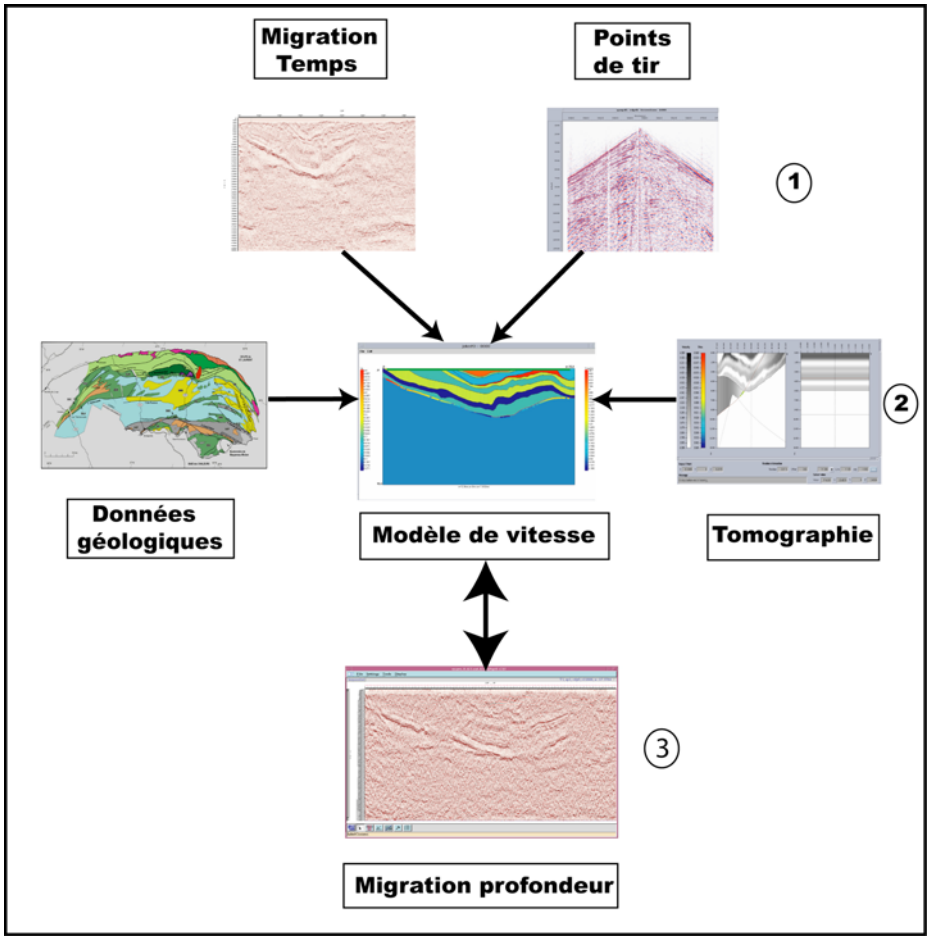


Figure II.7 : Schéma montrant les différentes étapes géophysiques appliquées dans cette étude : 1) Interprétation des sections sismiques en temps et des points de tir, 2) Construction du modèle de vitesse par inversion tomographique en intégrant les données géologiques ; 3) Construction d'une image sismique profondeur par migration profondeur.

2. a. ii) Étape 1 : Base de données sismiques

Il est souhaitable de disposer des données sismiques non seulement après sommation mais aussi avant- sommation afin d'établir de façon fiable un modèle de vitesse pour la migration profondeur. En effet si l'on souhaite valider la conversion en profondeur des sections sismiques en temps, l'analyse de « l'horizontalisation » des réflexions sur les collections de traces avant sommation est la seule technique permettant de déterminer les vitesses puis de valider leur estimation : l'information de la vitesse ne peut être appréhendée que sur les traces non sommées quel que soit leur type de regroupement (Figure II.3).

[2] Les études réalisées dans le cadre de ces consortia sont consultables sur le site http://consortium.ifp.fr/KIM

2. a. iii) Étape 2 : Détermination des contraintes géologiques

Notre étude permet d'évaluer, sur un cas réel, les possibilités d'intégration d'un maximum d'informations géologiques pour la détermination de modèles de vitesses fiables, qualité essentielle pour le processus d'imagerie. Le travail consiste à partir des informations géologiques et des données de diagraphie disponibles pour élaborer des modèles de vitesse simples en affectant une valeur constante à chaque formation géologique, puis à évaluer l'importance des variations latérales de vitesse en effectuant des migrations sismiques profondeur avec des vitesses constantes (*scan* de vitesses).

Dans ces zones complexes, le petit nombre de puits disponibles en contexte exploratoire associé à la mauvaise qualité de la sismique, conduit à rechercher l'intégration des données géologiques dès les phases de traitement sismique, notamment pour établir et valider le modèle de vitesse utilisé dans la migration profondeur. Ces données proviennent à la fois d'observations de terrain, de mesures en laboratoire, de modélisations géologiques et s'appuient sur des connaissances géologiques régionales et locales. Dans la mesure du possible, les données diagraphiques, gravimétriques et magnétiques disponibles, seront aussi intégrées pour la validation des modèles de vitesse. L'analyse critique des résultats permettra une estimation des possibilités et des limites de cette technique dans le contexte complexe des zones d'avant-pays.

2. a. iv) Étape 3 : Paramétrisation du modèle de vitesse

Pour construire un modèle de vitesse profondeur, on effectue une représentation du sous-sol découpée en plusieurs parties qui ont des caractéristiques de propagation des ondes différentes. Ces unités définies peuvent ou non correspondre aux unités géologiques. Chacune des couches sont caractérisées par une vitesse de propagation constante Vi ou par un gradient de vitesse vertical ou latéral. Certains modèles de vitesse peuvent tenir compte de l'anisotropie des roches pour plus de réalisme, mais ce ne sera pas le cas pour ce projet.

Deux types de modèles de vitesse peuvent être construits et ont chacun des avantages (Figure II.8):

- Le modèle par bloc (ou *blocky*) est constitué avec différentes surfaces délimitées et définies par une vitesse; il a l'avantage de restituer après migration la géométrie exacte du sous-sol. Pour la représentation *blocky*, le sous-sol est divisé en blocs par des interfaces et chaque bloc est caractérisé par sa propre distribution de vitesse. Pour un

cas réel, il n'est pas toujours possible de construire ce modèle car il est difficile de connaître la géométrie exacte avant d'avoir une bonne image sismique.

- Le modèle lisse (*smooth)* revient à créer un modèle de vitesse représentées par des fonctions lisses ce qui a l'avantage de ne pas nécessiter la connaissance exacte des limites des différentes unités délimitées par les contrastes de vitesse. Pour la représentation lisse (Delprat-Jannaud, 1991), la distribution de vitesse peut être définie sur tout le domaine par une seule fonction, au moins continûment dérivable. Les interfaces simulant les réflecteurs sont également représentées par des fonctions lisses et peuvent être indépendantes des variations de vitesse.

Ces modèles de vitesse seront créés avec le logiciel *John*, développé par l'IFP. Les horizons définis sont approchés par des fonctions de type *B-spline* et les blocs définis (pouvant représenter des couches géologiques mais pas nécessairement) sont délimités par ces interfaces. Divers paramètres mécaniques (la vitesse des ondes P et S, la densité, ...) peuvent être définis dans chaque bloc. Le logiciel permet de définir une courbe ou une interface paramétrée par des fonctions *B-spline* qui passe au mieux par l'ensemble des points rentrés préalablement ou importés du pointé sismique. Si celle-ci ne correspond pas à des horizons sismiques désirés, il est toujours possible de corriger le pointé en ajoutant des points pour chaque horizon. Le modèle de vitesse construit dans *John* peut être en 2D ou en 3D, avec une géométrie complexe. Dans chaque bloc, les paramètres mécaniques peuvent avoir des variations latérales et verticales en introduisant des gradients.

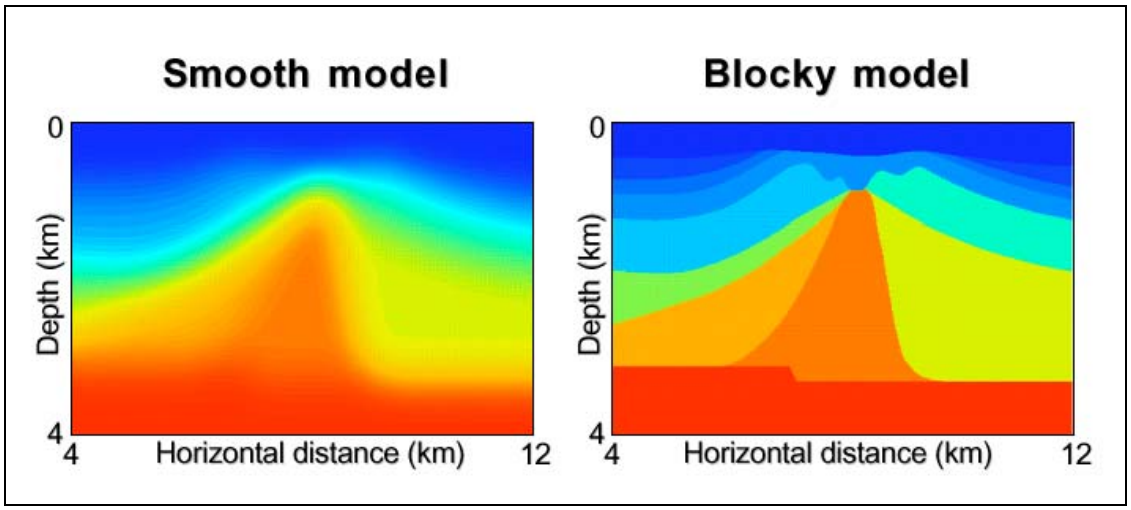


Figure II.8: Deux exemples de représentation des modèles de vitesse : lissé (*smooth model*) et par bloc (*blocky model*).

2. a. v) Étape 4 : Détermination du modèle de vitesse par tomographie de réflexion

Les méthodes de détermination du modèle de vitesse appliquées dans les traitements standard supposent une variation hyperbolique des événements sismiques dans les collections point milieu commun. Dès que l'on ne se trouve plus dans le cas d'une seule couche plane et horizontale, cette hypothèse n'est au mieux vérifiée que pour les faibles déports. Or la considération d'une faible gamme de déports ne permet pas de lever correctement l'ambiguïté de la vitesse en profondeur : plusieurs hyperboles caractérisées par des vitesses et profondeurs différentes peuvent alors permettre d'ajuster la courbure d'un événement sismique. Par ailleurs, pour que cette hypothèse soit vérifiée, le milieu ne doit pas présenter de variations latérales des vitesses à l'intérieur des couches ou des pendages structuraux trop importants. Ces méthodes sont donc impropres à la détermination du modèle de vitesse dans le cas de structures complexes, qui sont précisément caractérisées par des variations latérales de vitesse et/ou par des réflecteurs qui peuvent être fortement inclinés et/ou à géométrie complexe. C'est pourquoi nous proposons d'appliquer les méthodes de tomographie de réflexion mises au point pour les problèmes liés à la tectonique salifère.

2. b) Présentation de la méthode de tomographie appliquée

2. b. i) La tomographie de temps de trajet de réflexion

La tomographie de réflexion apparaît donc comme un outil adéquat, puisqu'elle ne demande aucune hypothèse quant aux variations des temps de trajet en fonction du déport. L'avantage de la tomographie de réflexion sur les autres méthodes de détermination du modèle de vitesse oeuvrant dans le domaine temporel (correction NMO, correction DMO), réside dans le fait que les temps observés sont comparés individuellement à leur temps calculés respectifs. Cette méthode est ainsi adaptée pour déterminer un modèle de vitesse composé de structures complexes puisqu'elle permet de s'affranchir des hypothèses 1D interdisant toute variation latérale de vitesse et toute interface non horizontale. Cette méthode a été développée à travers plusieurs travaux de thèse effectués à l'IFP (voir notamment les mémoires de thèse présentées par Broto, K. (1999), Sinoquet, D. (1995), Delbos (2004) et Cavalca M. (2005)). Nous utiliserons les outils mis au point au cours de ces études.

Dans la pratique, pour la tomographique de réflexion, on se limite la plupart du temps, pour des raisons liées au pointé des temps observés sur les points de tir, aux temps de trajet des évènements sismiques associés aux contrastes de vitesse majeurs du sous-sol (Figure II.9).

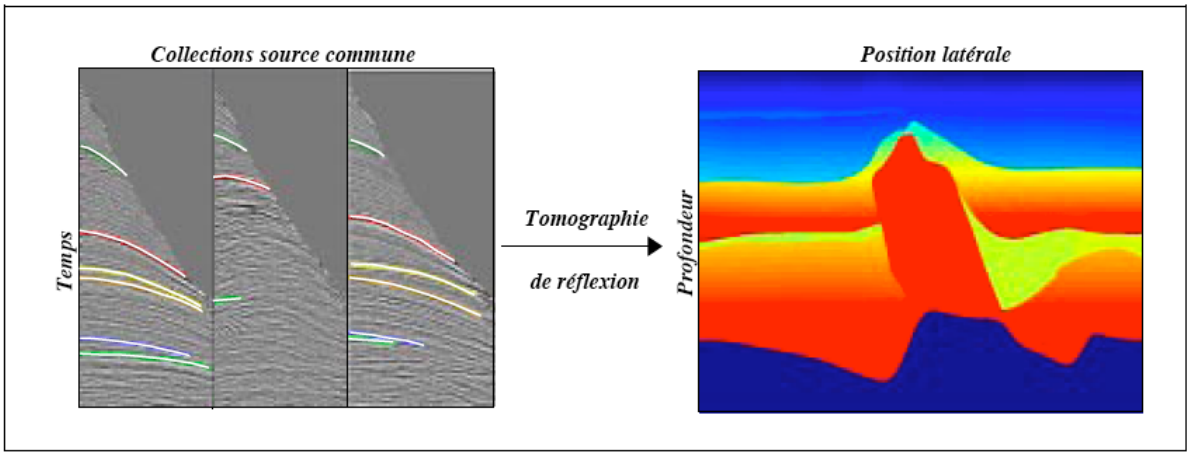


Figure II.9 : La tomographie de réflexion. À partir de temps de trajet associés aux réflexions primaires majeures (pointés en couleur sur les collections source commune), on cherche à déterminer les variations de vitesse ainsi que la géométrie des principaux contrastes de vitesse du sous-sol (modèle de droite) (tirée de Broto, 1999).

2. b. ii) Résolution du problème direct

L'objectif du problème direct de la tomographie de réflexion consiste à calculer les temps de trajet des réflexions primaires sur les interfaces d'un modèle de vitesse du sous-sol. Dans ce problème, nous cherchons à déterminer le rayon qui relie une source et un récepteur donnés selon le principe de Fermat : on parle de « tracé de rayons point à point ».

À partir du modèle de vitesse, on cherche à calculer le temps de trajets des ondes se propageant dans la distribution de vitesse et se réfléchissant sur une ou plusieurs interfaces.

Pour ce problème, on donne les positions en surface de la source et du récepteur. Le tracé de rayons repose sur une approximation haute fréquence de la solution de l'équation d'ondes. Par conséquent, pour que le tracé de rayons puisse correctement modéliser la propagation des ondes, il faut que les longueurs d'onde des variations spatiales des vitesses soient « grandes » comparées aux longueurs d'onde du signal sismique qui se propage dans le milieu. Le calcul de tracé de rayons est effectué avec le logiciel **Jerry** développé à l'IFP qui permet de simuler et calculer les temps de propagation de différents types d'ondes générées par des points source à la surface topographique, arrivant sur une interface choisie, se réfléchissant et remontant à la surface. Le logiciel permet de calculer des trajets complexes qui tiennent compte des variations de vitesse latérales et verticales. De nombreux exemples synthétiques ont été effectués qui ont montré la flexibilité et l'étendue des possibilités offertes par le tracé de rais

(Figure II.10 et Figure II.11). Il s'avère particulièrement adapté aux structures compressives de Gaspésie.

En disposant les sources et les récepteurs à déport petit, voir nul, la carte des temps d'arrivée calculés sur le modèle doit être semblable à la section sismique en temps à déport nul, si le modèle de vitesse est vrai. Cette fonction offre une possibilité de vérifier le modèle de vitesse avant de lancer une migration qui ferait perdre du temps si ce modèle est loin de la réalité.

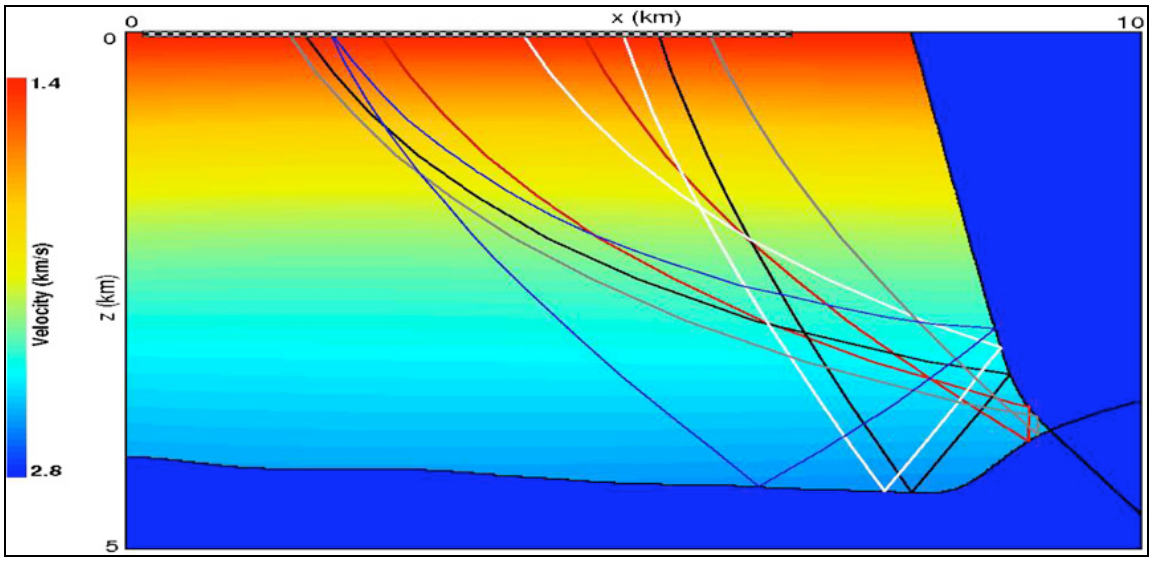


Figure II.10: Modélisation des temps de trajet associées à des structures complexes, ici un diapir de sel. L'inversion des temps de trajet développée par l'IFP permet d'inverser ces réflexions complexes et de déterminer les caractéristiques des éléments structuraux (Cavalca et Lailly, 2006).

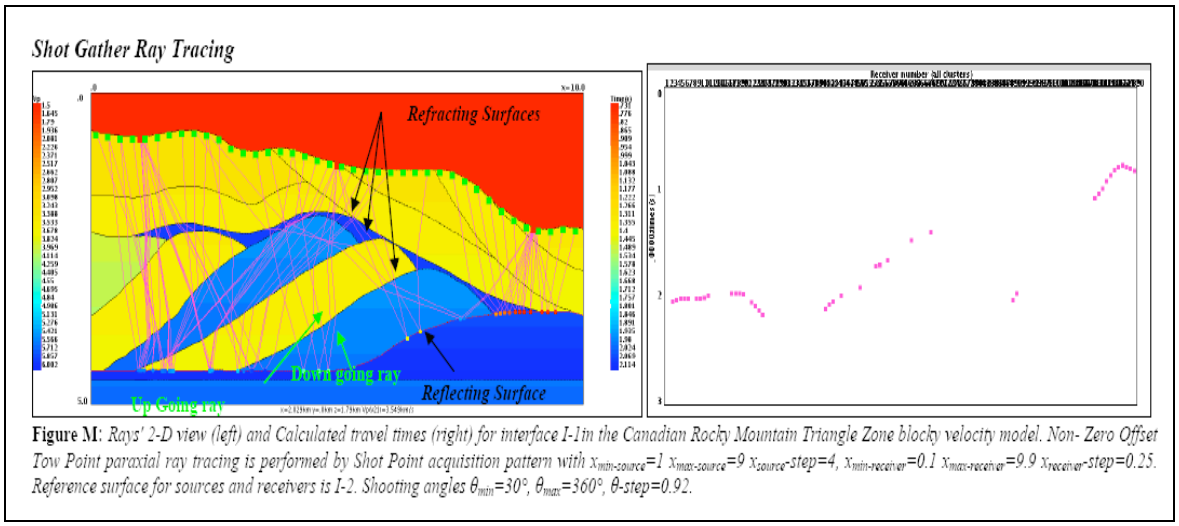


Figure II.11: Modélisation des temps de trajet (à droite) associées à des structures complexes, ici une zone de triangle (à gauche) (Chaker, 2006).

Comme toute méthode de détermination du modèle de vitesse, la tomographie de réflexion nécessite de choisir au préalable une représentation mathématique des variations spatiales des vitesses du sous-sol. Les types de paramétrisation du modèle de vitesse définis ci-dessus peuvent être utilisés : les modèles de vitesse lisse et les modèle de vitesse *blocky* (« par blocs »). La représentation lisse présente des avantages sur la représentation *blocky* pour la tomographie de réflexion (Lailly et Sinoquet, 1996). En effet, la représentation lisse assure la continuité et la stabilité de la résolution du problème direct de la tomographie de réflexion, c'est-à-dire le tracé de rais. Par contre dans le cas d'une représentation *blocky* du modèle de vitesse, il se peut que les familles de rais soient discontinues et il peut ne pas exister de rais pour certains couples source-récepteur, ce qui risquerait d'entraver la convergence de l'algorithme d'optimisation.

Mais la représentation lisse présente un inconvénient majeur pour la détermination du modèle de vitesse dans les structures complexes. En effet, elle ne permet pas de représenter de fortes variations latérales de vitesse telles que celles qui peuvent être rencontrés au niveau de failles (Figure II.12).

En théorie, il n'y a aucune limite explicite à la complexité du sous-sol qui peut être retrouvée par la tomographie réflexion, puisque aucune hypothèse sur la forme de la variation des temps de trajet dans les collections point milieu commun n'est formulée. Cependant la paramétrisation du modèle de vitesse choisie peut être plus ou moins propre à mettre en évidence des éléments structuraux et de fortes variations latérales de vitesse et peut constituer une limite à la reconstruction réelle du milieu étudié.

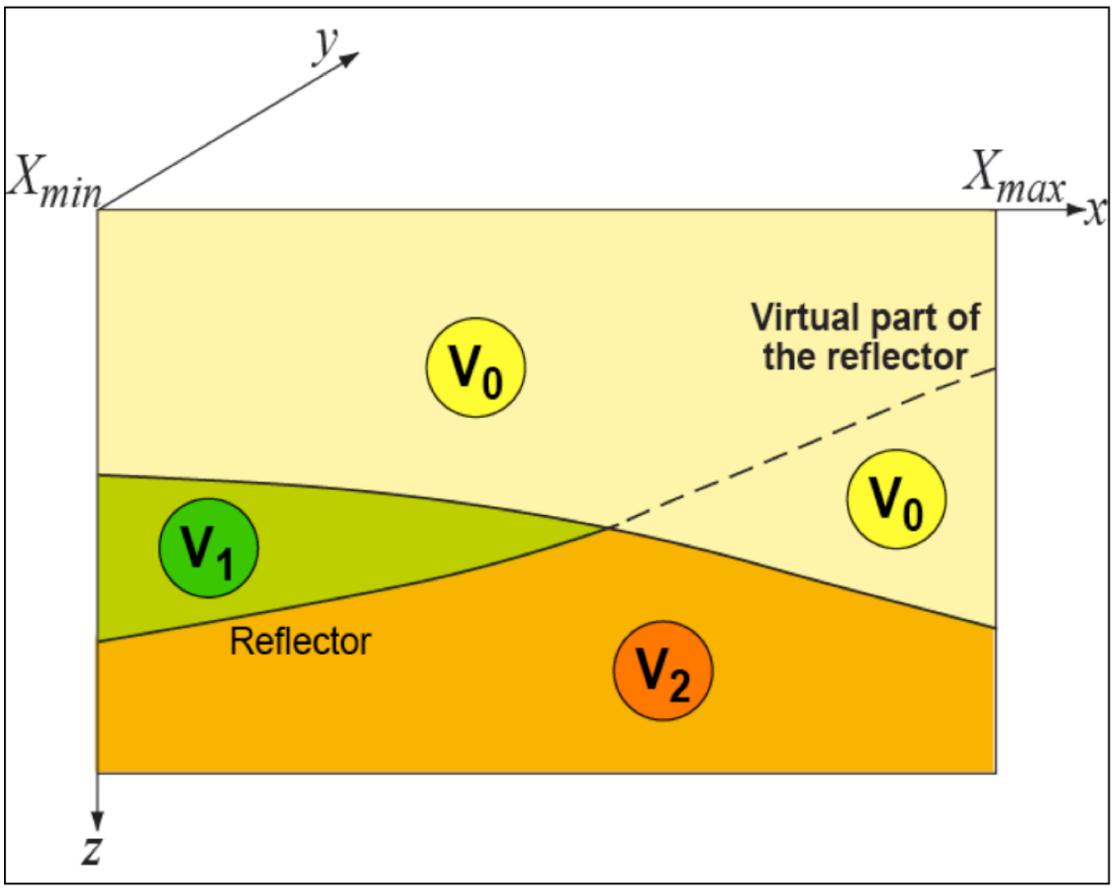


Figure II.12 : Représentation du modèle de vitesse « blocky » utilisé pour la tomographie de réflexion. Les interfaces et les limites du domaine définissent des blocs auxquels sont associées des lois de vitesse. La même vitesse de part et d'autre d'une partie d'une interface indique que cette partie est virtuelle (d'après Clarke, 1997).

2. b. iii) Résolution du problème inverse

Après avoir calculé les temps synthétiques sur un modèle de vitesse initial, un modèle de vitesse optimal est calculé par résolution du problème inverse en minimisant les différences entre les temps calculés et les temps observés. La solution obtenue après plusieurs itérations est seulement un des modèles possibles dans l'espace des solutions. L'inversion est d'abord développée et basée sur une approche couche par couche, puis une inversion globale finale est réalisée. Les principales mesures de qualité utilisées sont les résidus RMS et les histogrammes de répartition et sont calculés avec le logiciel *Jerry* et visualisés par le logiciel *Jeronimo* développés par l'IFP (Figure II.13).

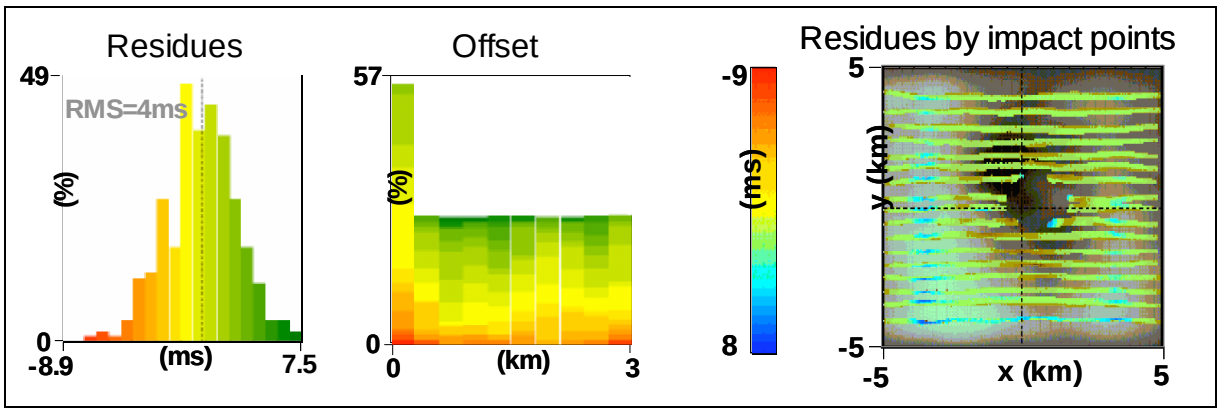


Figure II.13 : Répartition des temps résiduels moyens (RMS). Les temps résiduels sont représentés par les histogrammes (gauche , RMS indique la valeur moyenne calculée pour l'ensemble des résidus). Les répartitions des RMS en fonction de l'offset (au centre) et les RMS en fonction des points d'impacts en surface (X,Y) (droite) sont utilisés pour valider le calcul.

Pour obtenir les temps observés, une interprétation des données sismiques est nécessaire. Cette interprétation est délicate, notamment pour les structures complexes, puisque les données peuvent être entachées d'erreurs d'interprétation. Il est évident à ce stade, que la confiance que l'on aura dans le modèle solution de la tomographie de réflexion est directement liée à la qualité des données interprétées et que l'on aura à inverser. Ces données dépendant elles-même de la qualité des données sismiques enregistrées. Cette étape d'interprétation des données sismiques, qui consiste à identifier dans les enregistrements sismiques les événements correspondant à des réflexions primaires, est délicate dans les zones géologiquement structurées. Pour un cas réel, les données fournies pour la tomographie de réflexion peuvent comporter des erreurs d'interprétation importantes. En effet, la principale difficulté de la tomographie de réflexion dans le cas de structures complexes, réside dans l'obtention des données à inverser. Dans des milieux complexes, la propagation des ondes peut conduire à des enregistrements sismiques dont les énergies correspondant à des réflexions primaires sont difficilement identifiables et donc interprétables. Cela peut conduire alors à une absence d'information cinématique, généralement pour les réflecteurs à géométrie complexe et/ou pour les réflecteurs à géométrie simple mais surplombés par un milieu complexe. La conséquence de ce manque de données cinématiques associées à certaines parties du sous-sol est que le modèle de vitesse ne peut être déterminé de façon complète. Par ailleurs, la tomographie de réflexion requiert la connaissance du temps de trajet associé aux réflexions sismiques primaires majeures. Or, dans le cas d'une propagation des ondes dans un milieu complexe, il n'est pas toujours évident d'interpréter le même événement sismique d'une position latérale à une autre et d'un déport à un autre. Il se peut donc que la base des données cinématiques que l'on fournit à la tomographie de réflexion manque de cohérence.

En d'autres termes, il se peut que l'on fournisse des informations fausses à la tomographie de réflexion, ce qui, bien évidemment, va fortement gêner la détermination d'un bon modèle de vitesse du sous-sol.

Ainsi, de façon à limiter l'impact de ces erreurs et réduire l'espace des solutions possibles, on cherche à ce que la solution satisfasse non seulement les données observées, mais qu'elle soit également cohérente avec l'information à priori sur le sous-sol (information provenant de la géologie régionale, de données de puits, ...). La formulation du problème de tomographie de réflexion telle que celle proposée par l'IFP et qui correspond à la minimisation dans le processus d'inversion d'une fonctionnelle des moindres carrés, permet une intégration facile d'informations de différents types (vitesses au puits, profondeurs ou pendages d'interfaces). L'algorithme d'inversion de l'IFP a été adapté afin de prendre en compte des contraintes géologiques adaptées aux géologies complexes : contraintes sur les profondeurs, sur les gradients de vitesse, sur les valeurs maximum et minium des vitesses et des profondeurs, … (Figure II.14, F. Delbos et al., 2006).

Figure II.14: Modèle géologique schématique d'une ceinture de chevauchement comprenant la topographie. Les caractéristiques géométriques sont définies par des couches de fortes inclinaisons employées comme contraintes en tomographie de temps de trajet : ordre de grandeur des vitesses, épaisseurs, profondeurs (F. Delbos *et al.*, 2006).

2. c) Application de migration profondeur avant sommation.

Le processus de l'imagerie sismique comprend la sommation et la migration des données sismiques :

La sommation désigne l'addition des traces sismiques d'un même réflecteur afin de renforcer le signal sismique. Cela est possible car lors de l'acquisition sismique, les sources et les réflecteurs sont positionnés de telle manière qu'un réflecteur soit « illuminé » plusieurs fois par un couple source-réflecteur (trace sismique). La redondance d'un même résultat est essentielle et montre un double avantage lors de la superposition des traces ; cela permet de renforcer le signal des réflexions par superposition conducteur du signal cohérent et de diminuer la valeur relative du bruit inhérent à tout enregistrement dans un milieu naturel par superposition destructrice du signal incohérent.

On parle de « migration » pour indiquer le processus de repositionnement des réflexions à leur position « véritable » en prenant en compte la vitesse du milieu traversé et la géométrie d'acquisition. Comme nous l'avons rappelé au début de cette partie, deux types d'algorithmes de migration sont disponibles : la migration profondeur après sommation et la migration profondeur avant sommation qui sera suivie d'un traitement d'addition des traces migrées.

- Les migrations profondeur après sommation (*post stack depth migration)* appliquées directement sur la section *stack* en temps sont effectuées avec le module DPMIG de *Geocluster* (logiciel de traitement sismique développé par CGG-Veritas).
- Les migrations en profondeur avant sommation 2D (*PSDM ou pre stack depth migration*) sont effectuées avec le logiciel **Wave Equation** (WE) développé par l'IFP, basé sur la méthode de calcul à partir de l'équation d'onde. Ces migrations vont nous permettre d'une part d'effectuer une première interprétation de l'image sismique migrée et d'autre part de contraindre le modèle de vitesse en faisant un va-et-vient entre le modèle de vitesse et la migration compte tenu de la rapidité de calcul du logiciel. La migration avant sommation est plus efficace en cas de variations de vitesse importantes et la répétition des traces sismiques pour illuminer un même point profondeur permet de vérifier la validité du modèle de vitesse utilisé dans la migration. Les modèles de vitesse, utilisés dans les programmes de migration sismique 2D avant sommation, sont validés, d'un point de vue sismique, par le contrôle de l'horizontalité des événements dans les collections de traces migrées mais non sommées appelées « iso-X ». Les « iso-X » sont des groupes de traces correspondant à un déport nul d'un point profondeur à imager à une coordonnée X en surface. Après migration ce point profondeur est situé à la verticale du point surface. Si la vitesse définie par le modèle donne des réflexions horizontales sur les collections « iso-X »

observées alors celle-ci est considérée comme la vitesse réelle du sous-sol (Figure II.15). Si les traces constituant la collection « iso-X » a une forme concave, alors la vitesse appliquée est considérée trop lente et si sa forme est convexe alors la vitesse appliquée est supérieure à la réalité.

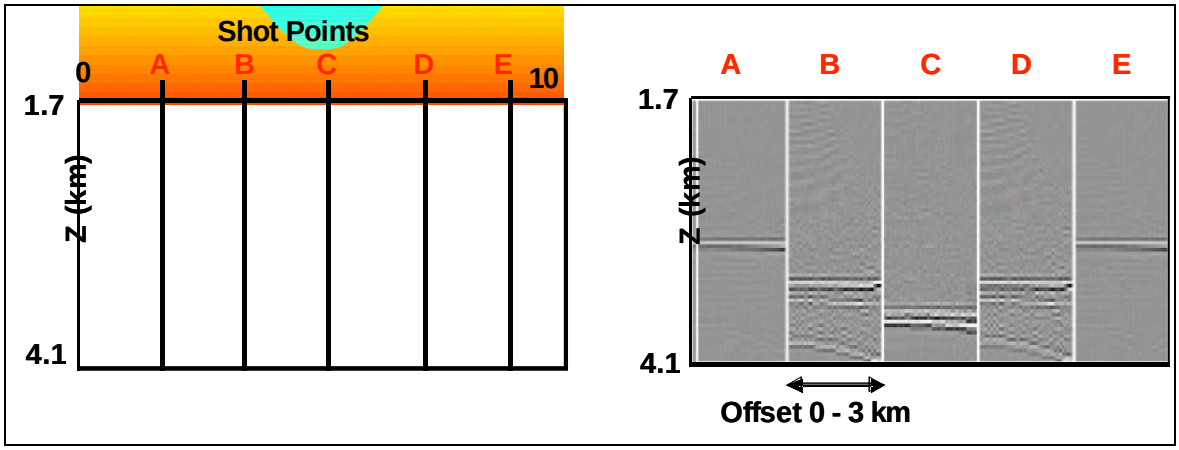


Figure II.15 : Collections de traces appelées « Iso-X » (à droite) obtenues après migrations des points de tir localisés en A, B, C, D et E (localisation sur le modèle présenté à gauche). Les réflecteurs horizontaux indiquent une vitesse considérée comme vraie et permettent de valider le modèle de vitesse utilisé pour la migration profondeur avant stack. Une forme concave indique une vitesse trop lente et une forme convexe, une vitesse trop rapide.

Le modèle de vitesse est très important pour obtenir une bonne image sismique comme le montre la figure suivante qui représente des résultats de migrations avec des modèles de vitesse différents. Différents types de modèles de vitesse peuvent être employés: le modèle par bloc et le modèle lisse, ce qui peut influencer le résultat de la migration comme le montre la figure suivante (Figure II.16). Ces deux types de modèles montrent leurs avantages :

Le modèle par bloc est constitué de différentes surfaces délimitées et définies par une vitesse. Il a l'avantage de restituer après migration la géométrie exacte du sous-sol comme ci-dessus avec un modèle synthétique (Modele A). On notera que pour un cas réel, il est plus difficile de connaître la géométrie exacte avant d'avoir une première image sismique.

Le modèle lisse revient à créer un modèle de vitesse sans aucune limite de surface et avec une variation de vitesses moyennes On peut alors se permettre de ne pas connaître exactement les limites des différentes unités (Modèle C).

Dans le cadre de cette étude, nous avons testé les deux approches et obtenu des images sismiques que nous avons analysées comme cela est décrit dans le chapitre suivant.

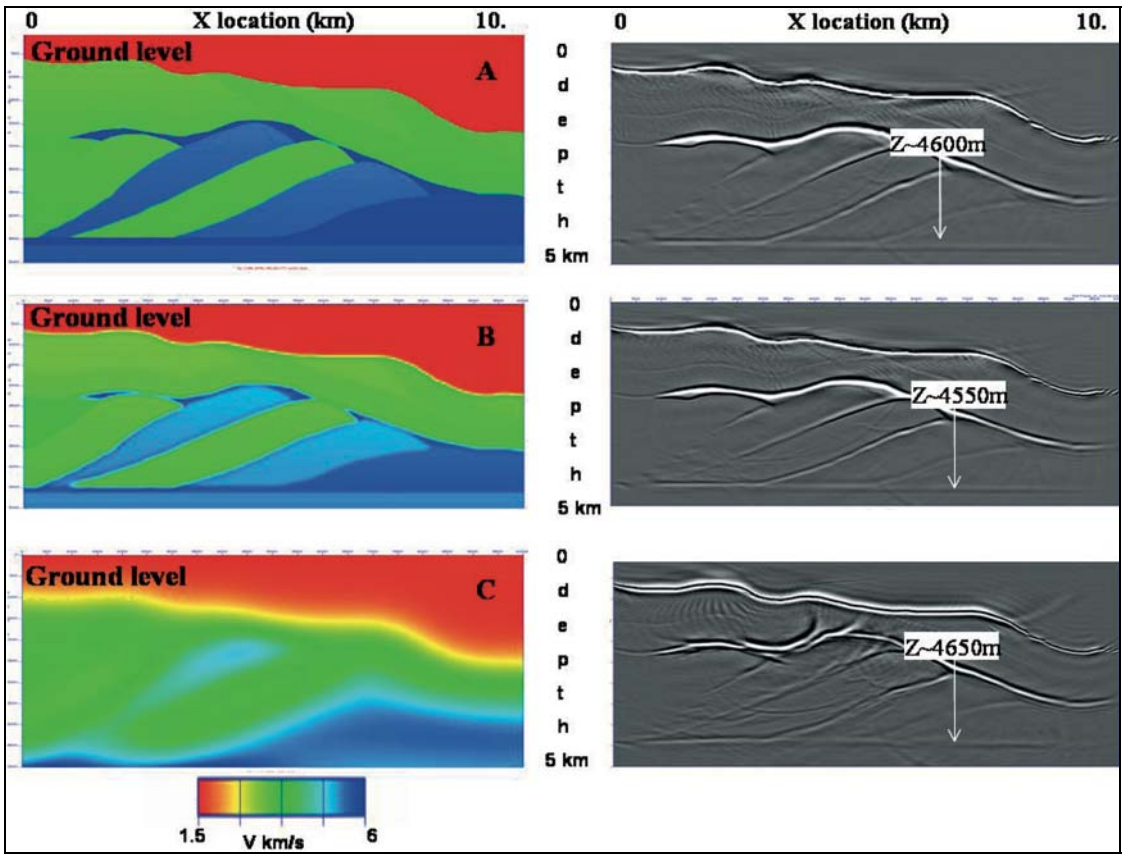


Figure II.16 : Exemples d'influence de la paramétrisation du modèle de vitesse dans les zones de « triangle » (Jardin et Chaker, 2007)

B. Étude de cas « Gaspésie » : Élaboration des modèles de vitesse et application des traitements de migration profondeur

Nous avons cherché, par notre étude du cas Gaspésie, à élaborer une méthode en effectuant de manière itérative les différentes étapes du processus, qu'elles soient géologiques ou géophysiques. On a aussi voulu vérifier qu'une telle application sur des données réelles peut servir à mettre en évidence les apports de l'intégration des données géologiques, tout en mesurant la difficulté que cela peut engendrer, dans le processus de l'imagerie sismique.

Les résultats de l'application sur les données sismiques et géologiques de la ceinture de Gaspé sont détaillés dans les paragraphes suivants, en particulier les modèles de vitesses obtenus en partant des modèles les plus simples vers les modèles les plus détaillés. Les images sismiques calculées par application des différents traitements de migration profondeur disponibles à l'IFP, sont analysées afin de mettre en évidence les apports et les limites de chaque traitement, ainsi que l'influence des modèles de vitesse sur les images sismiques obtenues.

B.1. Présentation des données sismiques de la Gaspésie

Lors de ce travail, nous avons utilisé les données de sismique réflexion du Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNFQ) acquis en 2001 et 2002. Les lignes étudiées représentent un total de 181,7 km réparties sur les tracés suivants : 2001-MRN-08 (26,7 km), 2001-MRN-10A (13,4 km), 2001-MRN-10B (90,0 km), 2001-MRN-16 (51,6 km).

La répartition de ces différents tracés a permis d'obtenir des coupes sismiques traversant du nord au sud la ceinture de Gaspé. En complétant ces lignes avec la ligne 2001-MRN-12 traitée et interprétée par D. Saucier (D. Saucier *et al.*, 2006) nous disposons donc d'un transect traversant la partie centrale de la Gaspésie et pouvant montrer les relations entre la ceinture acadienne et la ceinture taconienne. (Figure II.17).

Nous avons effectué le retraitement des données sismiques acquises par le MRNFQ avec différentes hypothèses tout en intégrant les données géologiques existantes. Les données sismiques ont été retraitées à l'IFP, afin de pouvoir construire des images migrées profondeur. Pour cela, à partir des images temps, des données géologiques et des techniques d'inversion tomographique, un modèle de vitesse sera construit comme expliqué auparavant.

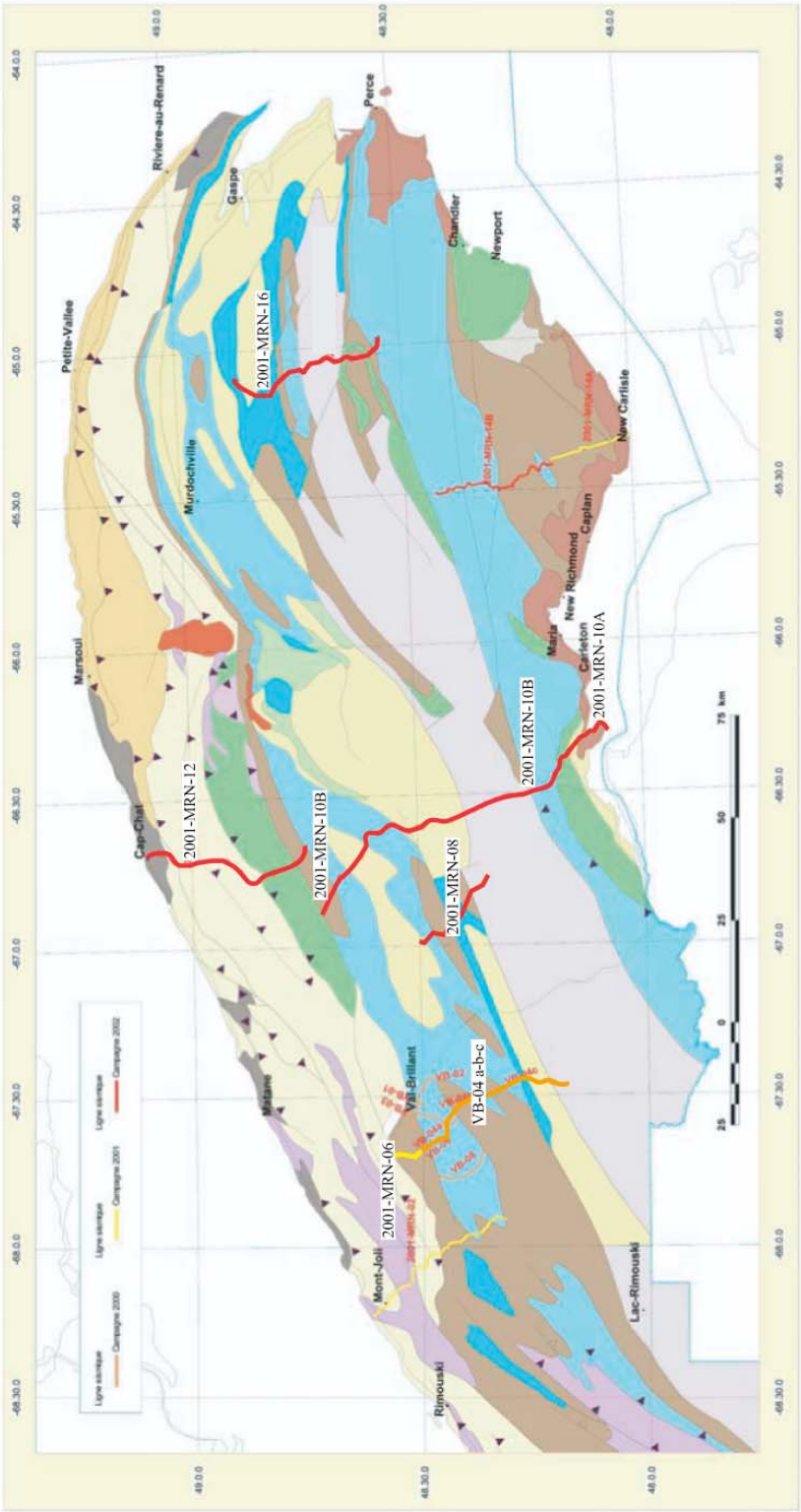


Figure II.17 : Carte de localisation des profils sismiques acquis en 2000, 2001 et 2003 par le MRNFQ. Les profils indiqués en rouge (2001-MRN-10b, 2001-MRN-10a, 2001-MRN-08, 2001-MRN-16, 2001-MRN-12) sont traités par les techniques développées dans le cadre de ce travail. Les autres profils sont utilisés comme information complémentaire.

L'acquisition des données a été confiée au consortium formé de GPR International Inc., Boyd PetroSearch Inc., Kinetex Inc. et le MRNFQ. Ils ont choisi les différents paramètres d'acquisition qui sont les mêmes pour toutes les lignes. Le dispositif émetteur est constitué de quatre camions vibrateurs distants de 15 mètres. Les coordonnées du tir sont ramenées au centre des quatre vibrateurs et la distance entre les tirs est de 60 mètres. Douze à seize vibrations sont effectuées, d'une durée de 10 secondes chacune. Les fréquences générées vont de 12 à 96 hertz. Le dispositif récepteur a été organisé en antennes de 30 mètres, chacune composée de 12 géophones réglés à 14 Hz. Chaque antenne correspond à une trace distante chacune de 30 mètres l'une de l'autre ; il y a 202 traces au total. Le déport varie de -3015 à 3015 mètres avec un intervalle entre traces de 30 m. Le temps d'écoute est de 5 secondes et les données sont échantillonnées à 2 ms.

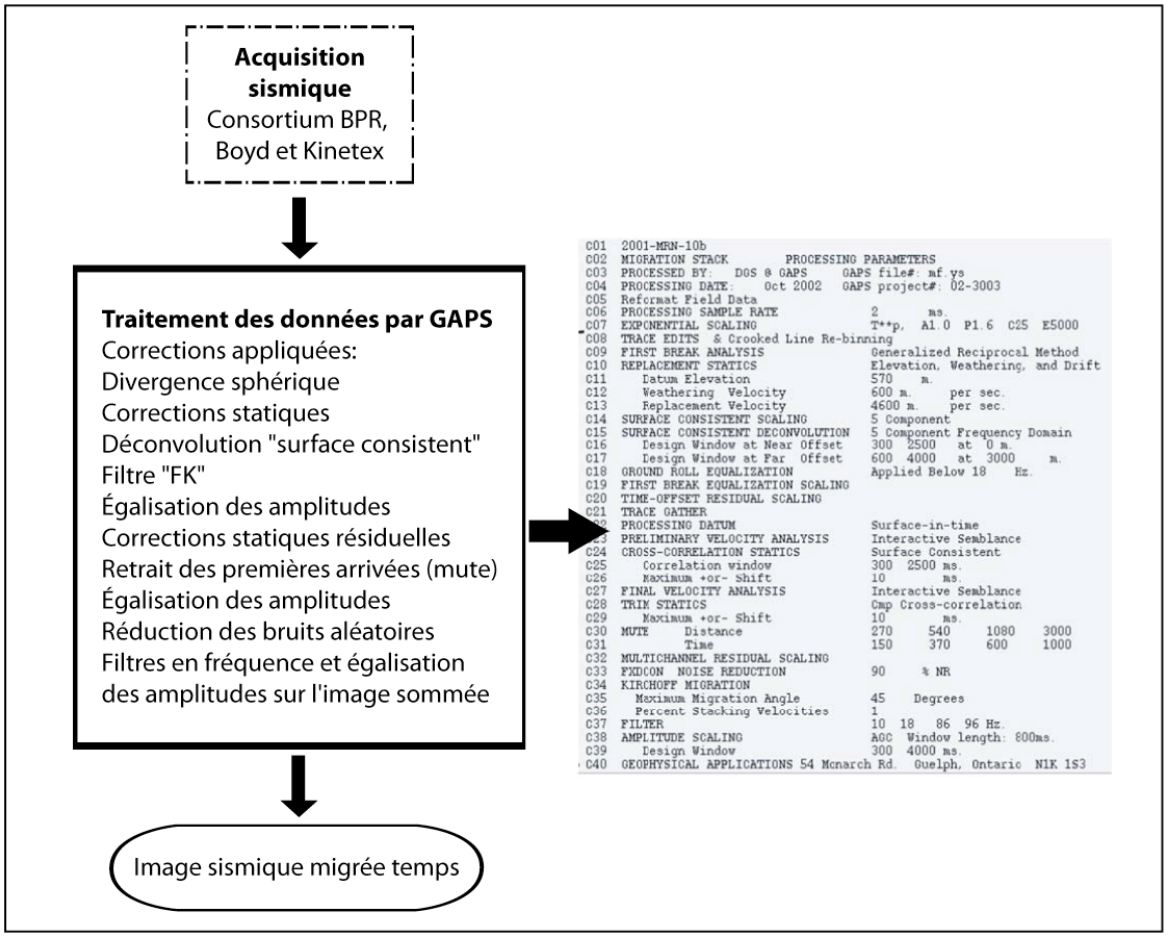


Figure II.18 : Séquence de traitement de la compagnie GAPS.

La Figure II.18 montre les prétraitements spécifiques des données sismiques « terrestres », en milieu difficile, effectués par la Société GAPS détaillés plus amplement par Desaulniers, 2006. Une première série de traitement corrige les erreurs d'amplitude provenant de la propagation dans les premières séries géologiques (divergence sphérique, corrections

statiques, déconvolution, correction statique résiduelle). Une seconde série de traitement permet d'améliorer le rapport signal/bruit (Filtre « FK », réduction des bruits aléatoires, retrait des premières arrivées, égalisation des amplitudes). Après les étapes de pré-traitement sismique, un travail supplémentaire a été apporté lors du traitement GAPS afin d'améliorer la qualité de l'image obtenue. Un filtre en fréquence a été appliqué sur l'image afin de réduire le bruit, nuisible pour l'interprétation, dans les basses (10 à 18 Hz) et les hautes (86 à 96 Hz) fréquences. GAPS a effectué une migration de Kirchhoff pour obtenir des images sismiques en temps avant sommation (PSTM) qui sont de meilleure qualité que la section sommée ayant ensuite subi une migration temps (voir annexes, planches 1 à 6).

L'ouverture de la migration lors du traitement temps GAPS est de 45° et le champ de vitesse utilisé correspond aux vitesses de sommation déterminée par analyse de semblance. Nous utiliserons ces images de migration temps avant sommation comme données initiales pour notre étude d'imagerie. Nous utiliserons pour les études d'imagerie sismique, les données prétraitées mais non migrées pour construire nos images profondeurs avant sommation (PSDM).

Cette méthodologie est testée sur la ligne 2001-MRN-10B qui traverse du nord au sud la ceinture de Gaspé. En complétant cette ligne vers le nord avec la ligne 2001-MRN-12[3] et vers le sud, avec la ligne 2001-MRN-10a, on constitue ainsi un premier transect, qui recoupe toute la partie centrale de la péninsule de la Gaspésie (Chapitre B.1). Le second transect est localisé dans l'Est de la Gaspésie, le long du profil 2001-MRN-16 (Chapitre B.2) (Figure II.17).

[3] La construction du modèle de vitesse et le traitement d'imagerie sismique pour la ligne 2001-MRN-12 a été effectuée par D. Saucier (2006), en appliquant les mêmes outils et les mêmes méthodes que celles que nous proposons dans ce travail.

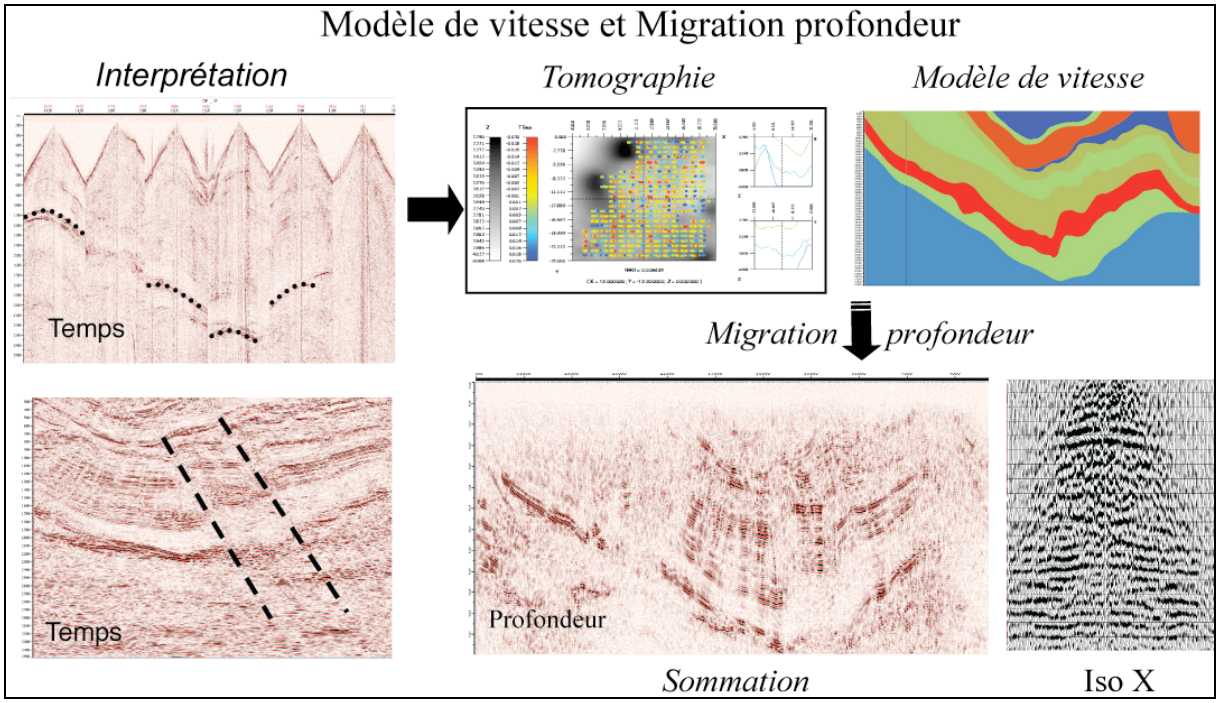


Figure II.19 : Processus d'imagerie sismique appliqué à l'étude de cas « Gaspésie » : Construction du modèle de vitesse partir des données en temps pour effectuer la migration en profondeur.

B.2. Imagerie sismique du profil 2001-MRN-10b

Les paramètres utilisés et la stratégie d'application des méthodes disponibles, à la fois pour l'élaboration du modèle de vitesse et l'application de la migration profondeur, ont été mis en place sur la partie nord de la ligne 2001-MRN-10b. Cette portion de ligne qui image le synclinal du Lac des Huit-Milles est la région la plus documentée et sur laquelle nous avons le plus d'informations pour construire un modèle de vitesse *a priori*.

Le retraitement des données sismiques acquises par le MRNFQ a été effectué avec différentes hypothèses tout en intégrant le travail qui a été effectué par E. Desaulniers (2006) et les données géologiques déjà existantes. Les données sismiques fournies par le MRNFQ ont subi un prétraitement par la société GAPS afin de créer des images migrées en temps que nous allons aussi utiliser (voir le chapitre précédent pour le détail des pré-traitements sismiques).

Pour pouvoir atteindre nos différents objectifs, plusieurs étapes ont été suivies (Figure II.19) ; en premier lieu, l'interprétation des sections sismiques en temps et pointé des temps de trajet observés, puis l'élaboration des modèles de vitesse, et enfin l'application des migrations profondeur. Au cours de ce travail, nous allons progresser de manière itérative, dans un premier temps en traitement géophysique puis en interprétation géologique pour établir les

premiers modèles et les premières images sismiques en profondeur. Enfin un va-et-vient entre les études géophysiques et géologiques sera nécessaire pour valider les différents modèles élaborés.

2. a) Construction du modèle de vitesse initial

2. a. i) Travaux préliminaires sur le synclinal des Huit-Milles

Ces travaux utilisent, dans un premier temps, les principaux résultats obtenus dans l'étude préliminaire par Eric Desaulniers (2006). Il a construit un premier modèle de vitesse au niveau du synclinal du Lac des Huit-Milles que nous avons complété d'abord en profondeur puis le long de toute la ligne sismique 2001-NRN-10B.

L'élaboration du modèle couche par couche se fait en obtenant d'abord des images migrées avec une vitesse constante, sur laquelle la limite inférieure du premier horizon est pointée. La vitesse d'intervalle choisie correspond dans un premier temps à celle du premier horizon. Pour ajouter une autre couche aux modèles, une migration est réalisée à l'aide du modèle partiel composé du premier horizon pointé et de différentes vitesses constantes sous cette limite (Figure II.20).

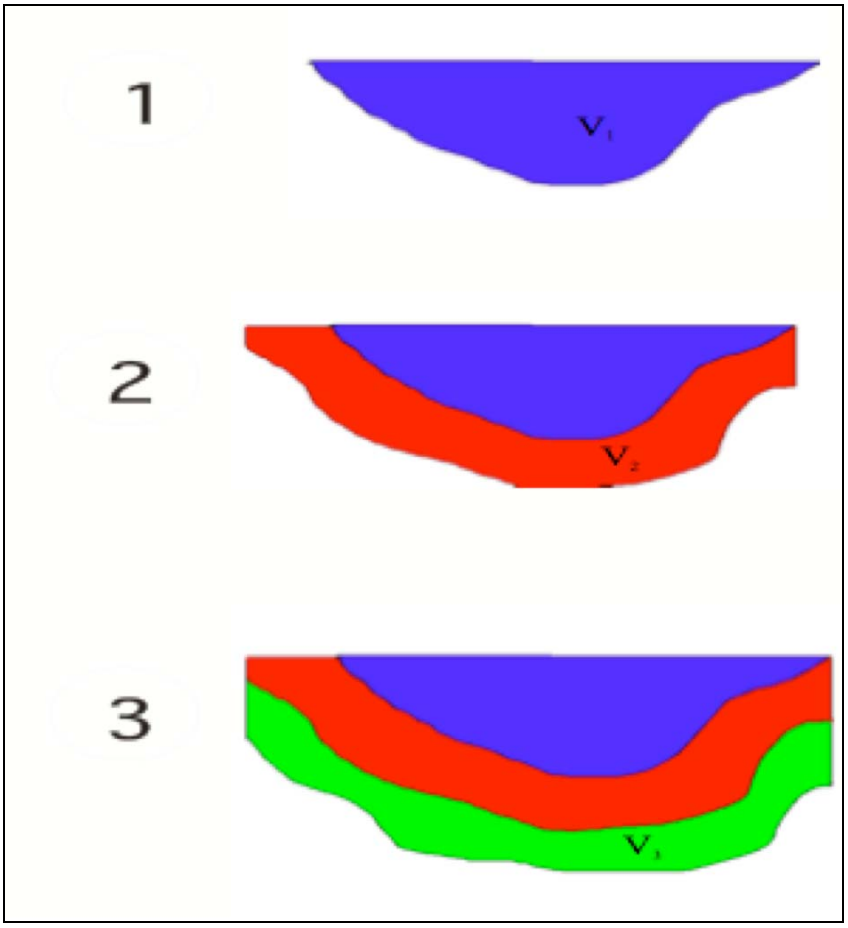


Figure II.20 : Construction du modèle couche par couche (E. Desaulniers, 2006).

La limite inférieure du premier horizon est pointée sur l'image migrée à vitesse constante V_0. Par la suite, la limite inférieure du second horizon est pointée sur une image migrée avec une vitesse V_1 pour le premier horizon et V_2 pour le reste de l'image. On procède de la même manière pour chaque nouvelle couche.

Avant l'ajout d'une nouvelle couche plus profonde, les différentes images obtenues par migration en profondeur après sommation sont comparées en faisant varier la vitesse choisie pour la couche à ajouter. Des critères de focalisation des diffractions et de continuité des réflexions déterminent si l'image est améliorée ou détériorée par l'ajout ou la modification d'une ou plusieurs couches. Par contre, le choix des horizons et des vitesses d'intervalles à tester ne se fait pas au hasard; ce sont les connaissances géologiques qui guident la construction du modèle. Dans la présente étude, la géologie de surface est relativement bien connue ainsi que des vitesses d'intervalles sismiquse qui sont estimées à partir des diagraphies de proche surface (échelon WZ) qui ont servi à construire le modèle initial (Figure II.21).

Nom de la Formation	Vitesse de propagation (m/s)	Épaisseur estimée (m)
York River	4750	400 à 800
York Lake	5600	100 à 200
Indian Cove	6000	100 à 300
Shiphead	4500	25 à 50
Forillon	6000	100 à 300
	5500	200 à 1000
St-Léon	5750	200 à 1000
	6200	200 à 1000
Shiphead (basalte)	4500	???

Figure II.21: Vitesses de propagation des formations géologiques du synclinal du lac des Huit-Milles issues des diagraphies de proche surface (tirée de Desaulniers, 2006).

L'analyse des différentes images interface par interface a fourni un modèle de vitesse initial par bloc (Figure II.22).

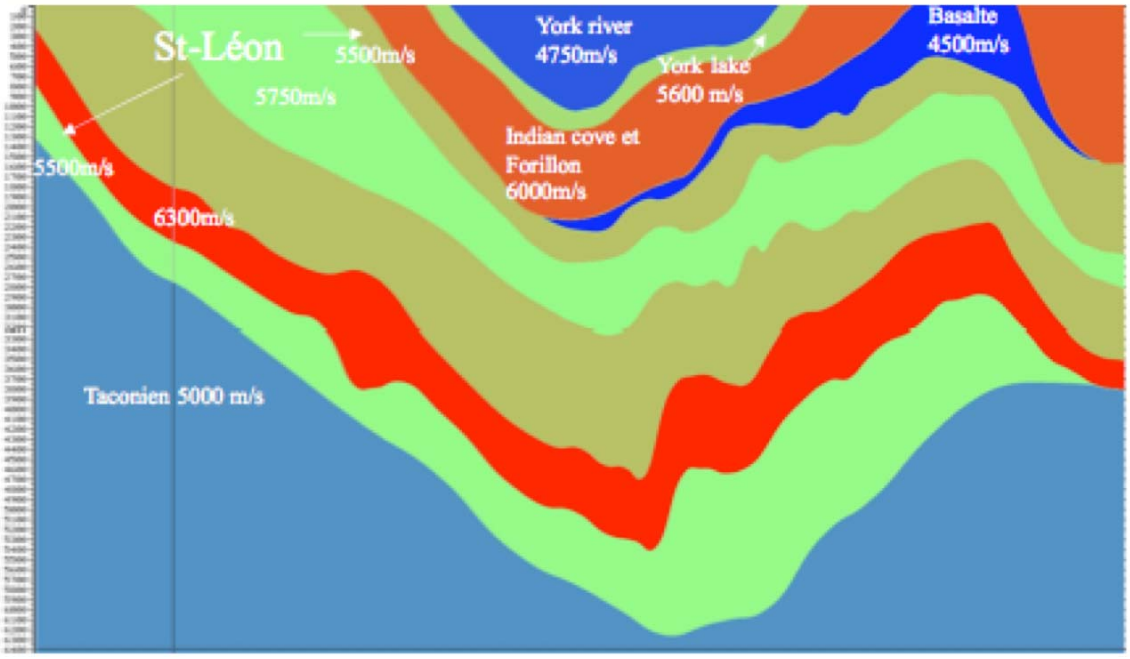


Figure II.22 : Modèle de vitesse par bloc du Synclinal du Lac de Huit-Milles (profondeur du modèle de 0 à 6500 mètres) (tirée de Desaulniers, 2006).

Après cette première estimation d'un modèle de vitesse par bloc, il est intéressant, d'un point de vue méthodologique, de tester l'approche d'un modèle lisse. C'est pourquoi on

a créé un modèle possédant un gradient vertical de 0,3 s^{-1} et une vitesse initiale de 4500 m/s (vitesse estimée des basaltes de la Formation de Shiphead) et simulant l'accroissement proportionnel de la pression lithostatique avec la profondeur. Avec un tel gradient, les vitesses varient de 4500 m/s en surface jusqu'à 6450 m/s à 6500 mètres de profondeur. Aucun gradient horizontal n'a été pris en compte. Le modèle de vitesse est très important pour obtenir une bonne image sismique comme le montre la figure suivante qui représente des résultats de migration avec les deux modèles de vitesse : modèle lisse avec gradient constant, modèle par bloc intégrant les vitesses estimées pour chaque formation choisie.

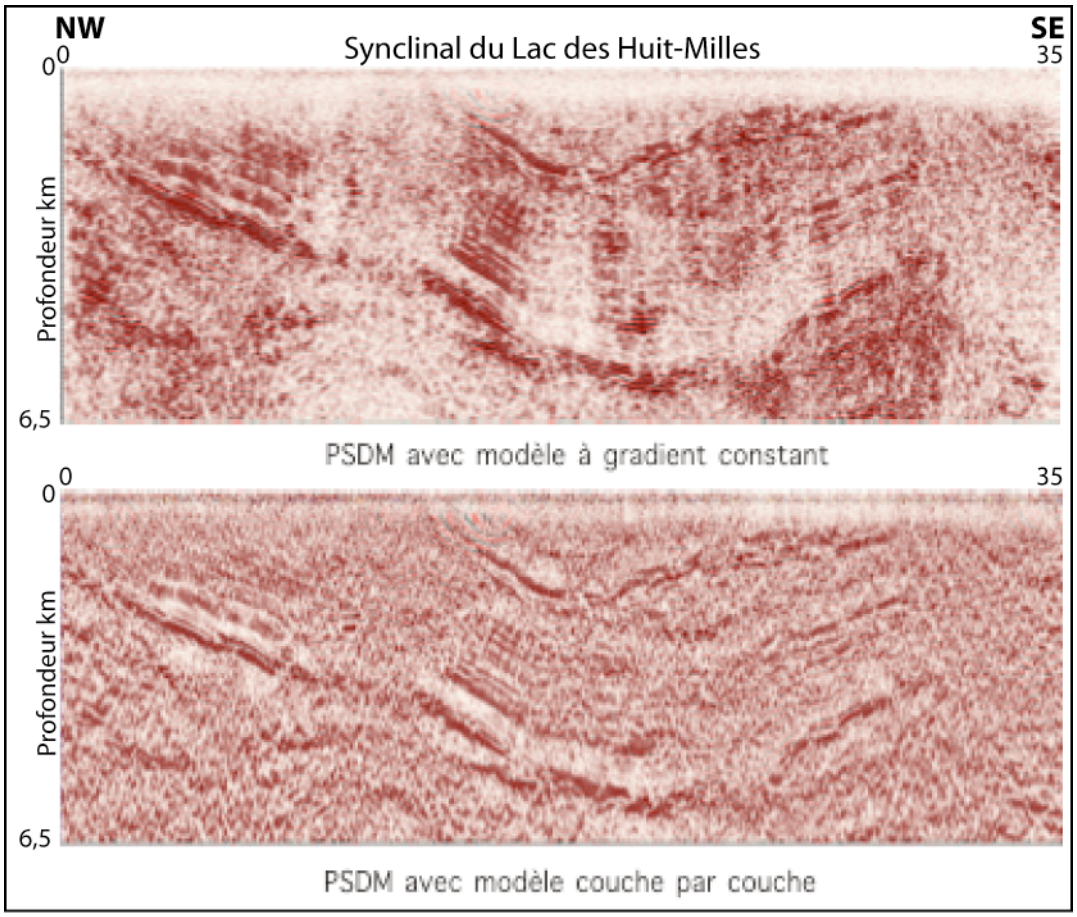


Figure II.23 : Synclinal du lac des Huit-Milles (ligne 2001-MRN-10b) : Variations du résultat de la migration profondeur avant sommation suivant le modèle de vitesse pris : modèle lisse (haut), modèle par bloc (bas) (tirée de Desaulniers, 2006)

La Figure II.23 montre l'apport de précision du modèle couche par couche sur l'image migrée en profondeur avant sommation par rapport au modèle à gradient vertical constant, les zones transparentes sont atténuées et le suivi des dépôts sédimentaires est plus facile sur l'image sismique migrée avec le modèle couche par couche (appelé aussi par bloc). En effet dans ce cas, le modèle de vitesse par bloc prend en compte la variation géométrique des interfaces et modélise plus précisément les variations de vitesse quelquefois importantes entre les couches

géologiques présentes (par exemple, une couche de basalte à 4500m/s entre deux couches de 5750 m/s et de 6000m/s).

Comme nous l'avons rappelé dans les chapitres précédents, une méthode pour valider le choix du modèle est d'analyser chacun des points miroirs à la suite d'une migration profondeur avant sommation. La figure suivante reflète l'analyse effectuée pour un panneau *iso-X* dans le cas du choix du modèle par bloc (Figure II.24).

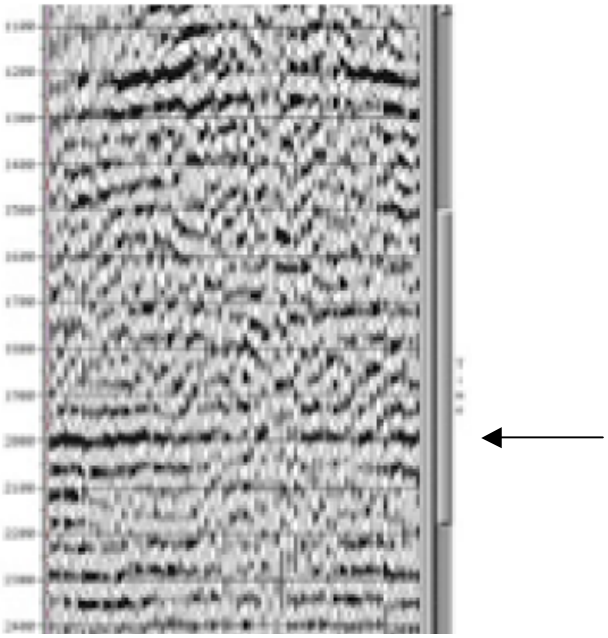


Figure II.24 : Analyse d'un panneaux *iso-X* pour un même point profondeur imageant une portion du coeur du synclinal du Lac des Huit-Milles. La réflexion à 2000 m de profondeur est correctement alignée. (tirée de Desaulniers, 2006).

2. a. ii) Extension du modèle de vitesse à tout le profil 2001-MRN-10b

À partir des données sismiques brutes et des images migrées en temps et en intégrant le travail de E. Desaulniers (2006) sur la partie supérieure du synclinal, il a été possible d'élaborer un premier modèle de vitesse pour l'ensemble du profil. En effet, le modèle de vitesse que nous avons construit, reprend les valeurs trouvées par Desaulniers (2006) pour le synclinal en prenant en compte les principales structures géologiques et les vitesses de propagation des différentes formations géologiques et assigne une valeur constante pour la partie sous le synclinal jusqu'à une profondeur maximale de 15km (Figure II.25). Pour établir cette valeur constante, nous avons choisi de construire une gamme de modèles de vitesse constante variant de 5000 m/s à 6300 m/s par pas de 250 m/s, valeurs définies à partir des informations géologiques disponibles concernant la nature des formations possibles. Nous

obtenons après application des migrations profondeur avant sommation (PSDM), quatre images qui sont regroupées sur la Figure II.27. Cette méthode permet de trouver un ordre de grandeur pour les vitesses afin de construire un modèle de vitesse initial sans utiliser d'algorithme trop long et sans appliquer une méthode itérative trop coûteuse en terme de temps d'analyse. Le choix des vitesses est fait d'une part à partir de la qualité de focalisation des événements diffractés sur l'image sismique migrée et sommée, indiquant ainsi une « bonne migration » des réflexions présentes sur la section, d'autre part en vérifiant l'horizontalisation des réflexions associées à un même point profondeur sur les *iso-X*. Afin de pouvoir contrôler le modèle de vitesse en surface et de pouvoir le compléter, il est possible de calquer le modèle de vitesse sur l'image migrée pour voir le décalage avec les réflecteurs utilisés pour construire le modèle de vitesse. Cela apporte un contrôle supplémentaire par rapport au contrôle des *iso-X* (Figure II.26).

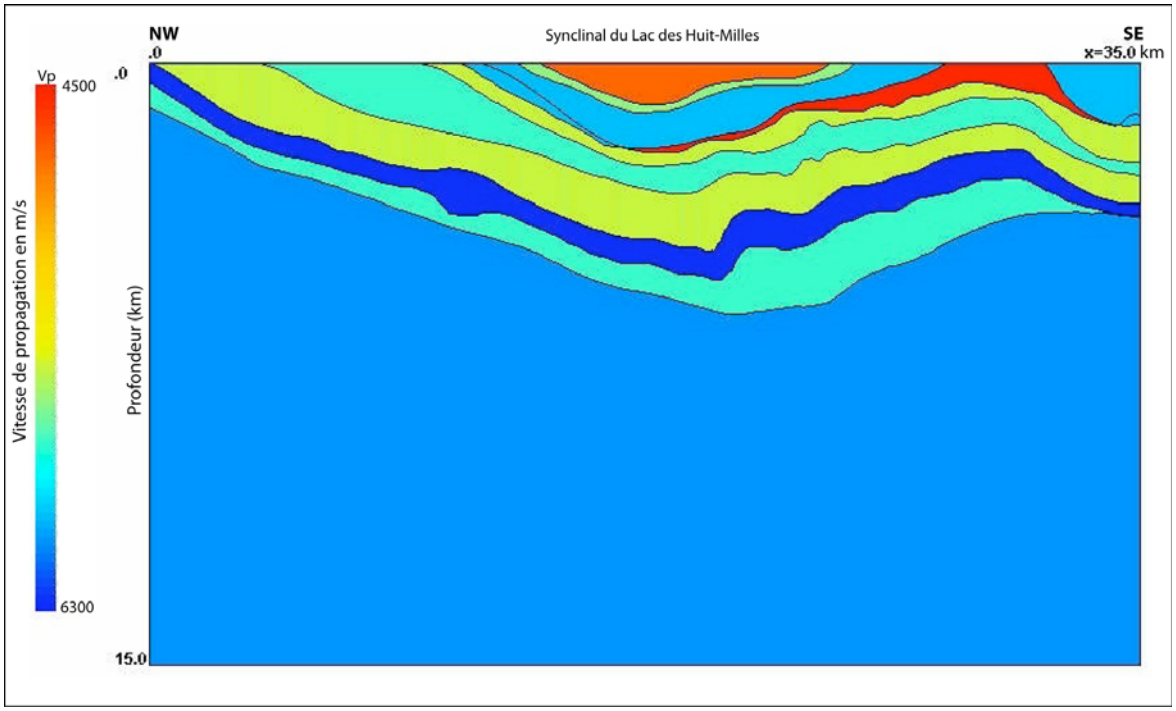


Figure II.25 : Ligne 2001-NRN-10b (partie Nord) : Modèle de vitesse par bloc construit en intégrant le modèle de vitesse pour le synclinal du lac des Huit-Milles de 0 à 6 km (E. Desaulniers, 2006) et complété jusqu'à une profondeur de 15 km par un milieu à vitesse constante (ici 6000 m/s).

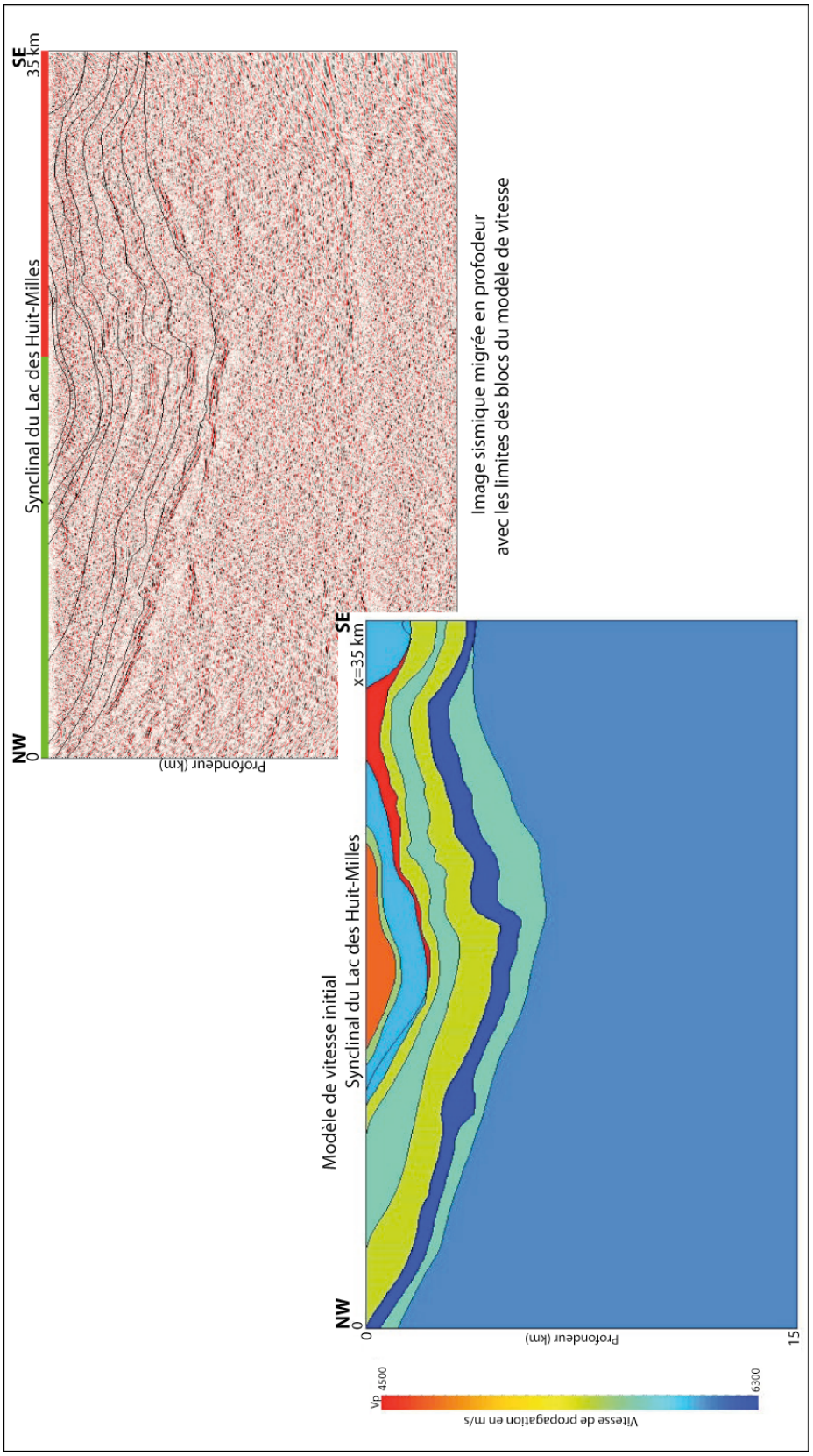


Figure II.26 : Ligne 2001-MRN-10b : Comparaison de l'image sismique profondeur (application avant sommation) et du modèle de vitesse (vitesse constante de 6000 m/s pour la partie profondeur de 6 à 15 km). Les limites de chaque vitesse du modèle sont marquées en traits noirs sur l'image sismique.

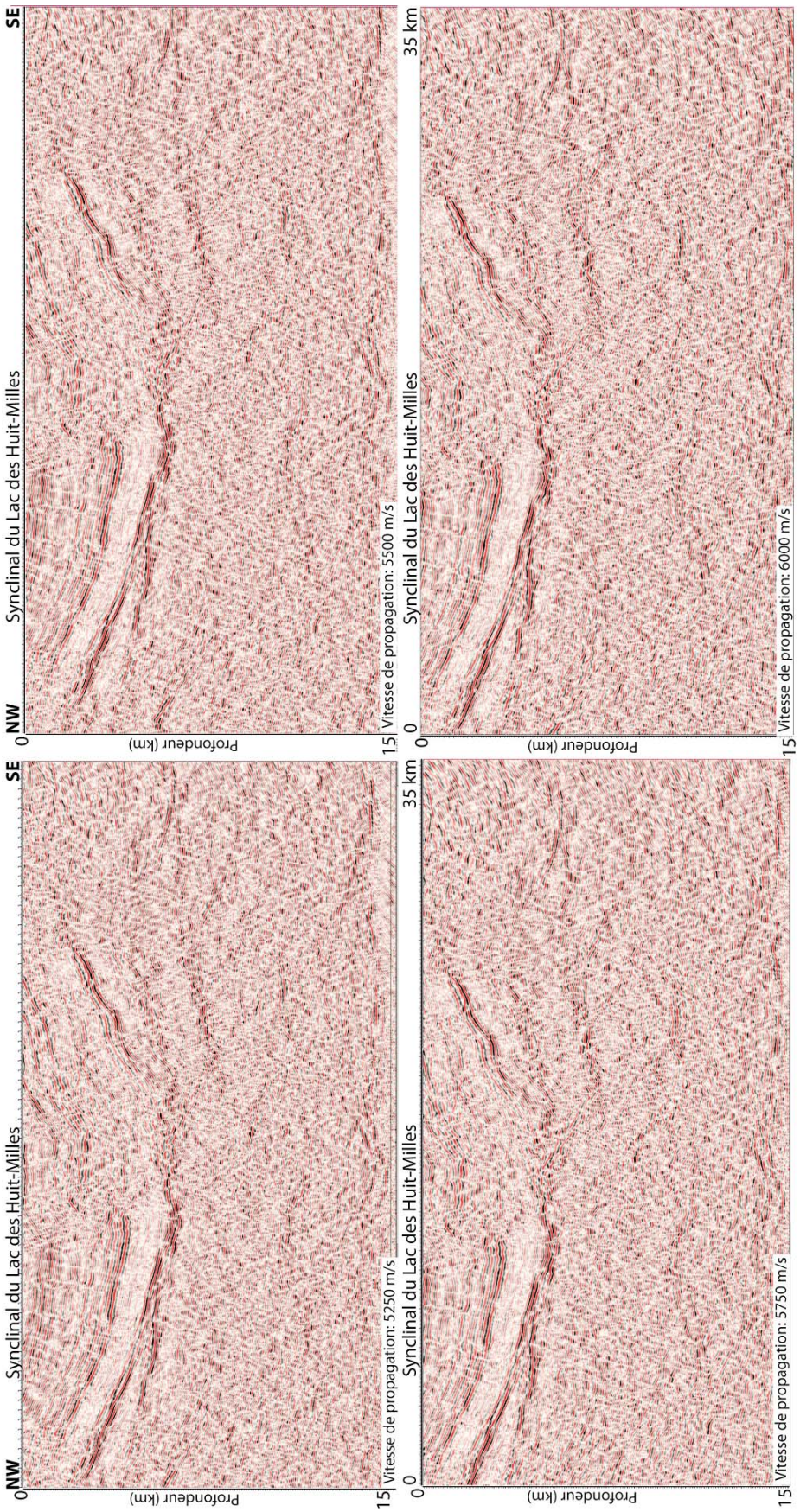


Figure II.27: Différentes images migrées en profondeur avant sommation avec des modèles de vitesse constante choisie entre 5250 et 6000 m/s pour la partie sous le synclinal. Des variations sont visibles sur la partie profonde des images, notamment atténuation de certains réflecteurs (partie centrale par exemple).

La Figure II.28 présente deux images complètes migrées avec respectivement une vitesse constante de 5500m/s et 6000m/s. Les différences, même si elles sont visibles, ne sont pas toujours faciles à repérer, les cercles relèvent deux zones où les réflecteurs sont mieux alignés et moins atténués sur l'image du bas (6000m/s). Cette vitesse a été choisie pour compléter le modèle de vitesse en profondeur dans les étapes suivantes d'inversion tomographique.

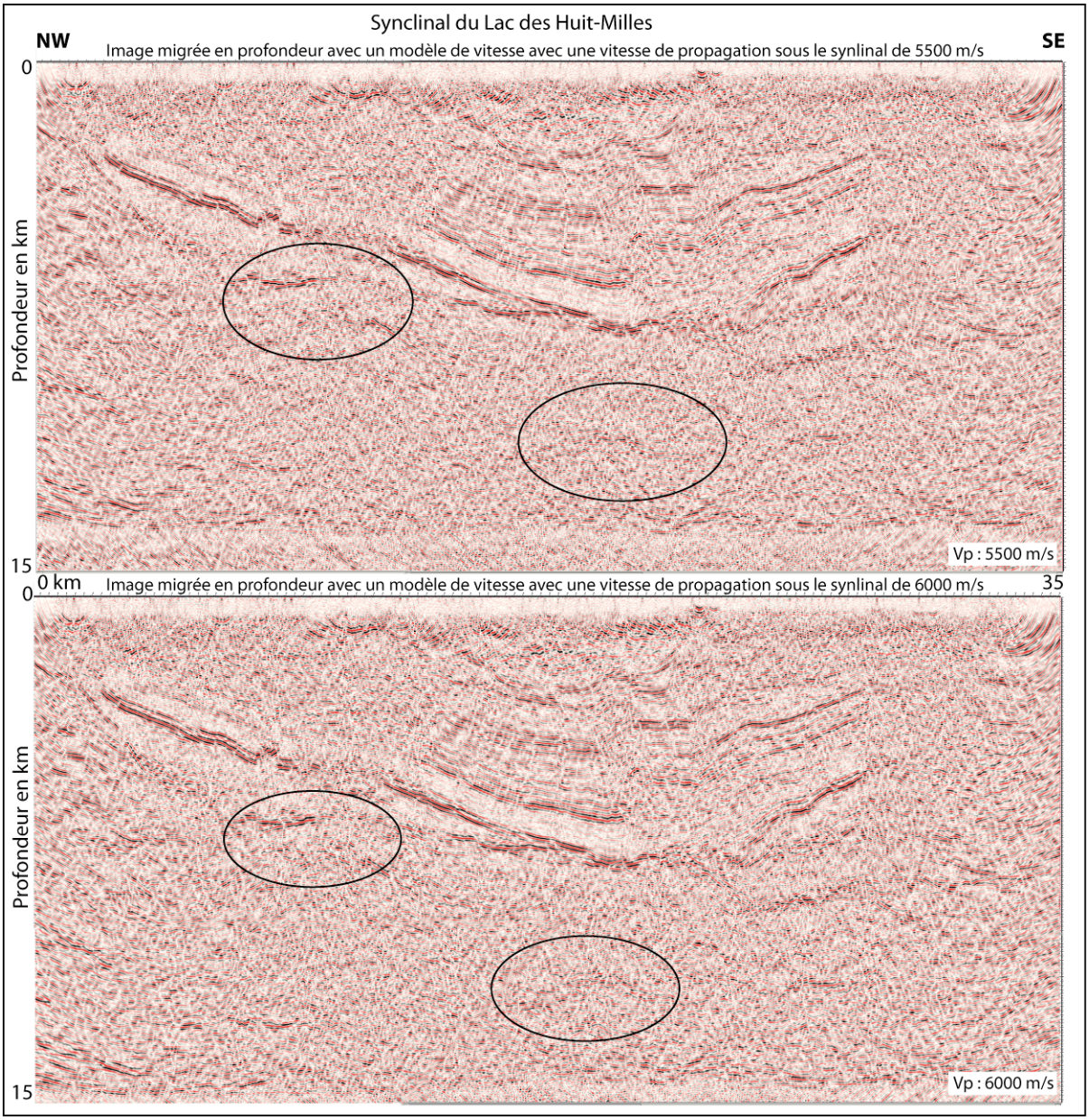


Figure II.28 : Résultat des migrations en profondeur avant sommation avec des valeurs de vitesse constante utilisée pour la partie inférieure de 5500 m/s et de 6000 m/s.

2. b) Détermination du modèle de vitesse par inversion de temps de trajet

2. b. i) Choix d'une séquence itérative

Afin de préciser et de compléter le modèle de vitesse dans la partie Nord de la ligne 2001-MRN-10b et ainsi améliorer l'image migrée, nous avons choisi d'utiliser la méthode de tomographie de réflexion sur différents éléments du synclinal du Lac des Huit-Milles. Pour affiner le modèle de vitesse, la tomographie de réflexion peut être utilisée pour déterminer la géométrie des réflecteurs et l'emplacement de certaines failles, à condition qu'elles aient généré des réflexions. Pour appliquer l'inversion tomographique, il est en effet nécessaire de repérer certaines interfaces importantes comme les failles ou les formations géologiques qui présentent un fort contraste sur les points de tirs et qui ainsi peuvent êtres suivies et apporter une information supplémentaire pour améliorer le modèle de vitesse en permettant de bien caler spatialement les formations ou les structures géologiques. La tomographie de réflexion à partir de réflecteurs visibles sur les points de tir mais atténuées sur l'image *stack* temps (car mal sommée), se révèle ainsi utile. Cette méthode a été appliquée plus particulièrement sur le synclinal du Lac des Huit-Milles qui présente de nombreuses structures visibles et à définir.

Tout d'abord, l'inversion se porte sur le doublet des formations de Val-Brillant et Sayabec qui va servir à caler le modèle de vitesse initial. Ensuite nous avons choisi un fort réflecteur sous le synclinal qui sera associé avec une faille, ceci permet de bien caler la faille et le réflecteur ainsi que de trouver la vitesse de propagation sous le synclinal.

Enfin, cette méthode est aussi appliquée à la faille de Shickshock Sud associée avec un fort réflecteur sous le synclinal. Ainsi on pourra trouver la vitesse de propagation au niveau du triangle entre le synclinal et la faille de Shickshock Sud et on pourra trouver l'emplacement exact de la faille de Shickshock Sud (Figure II.29 et Figure II.30).

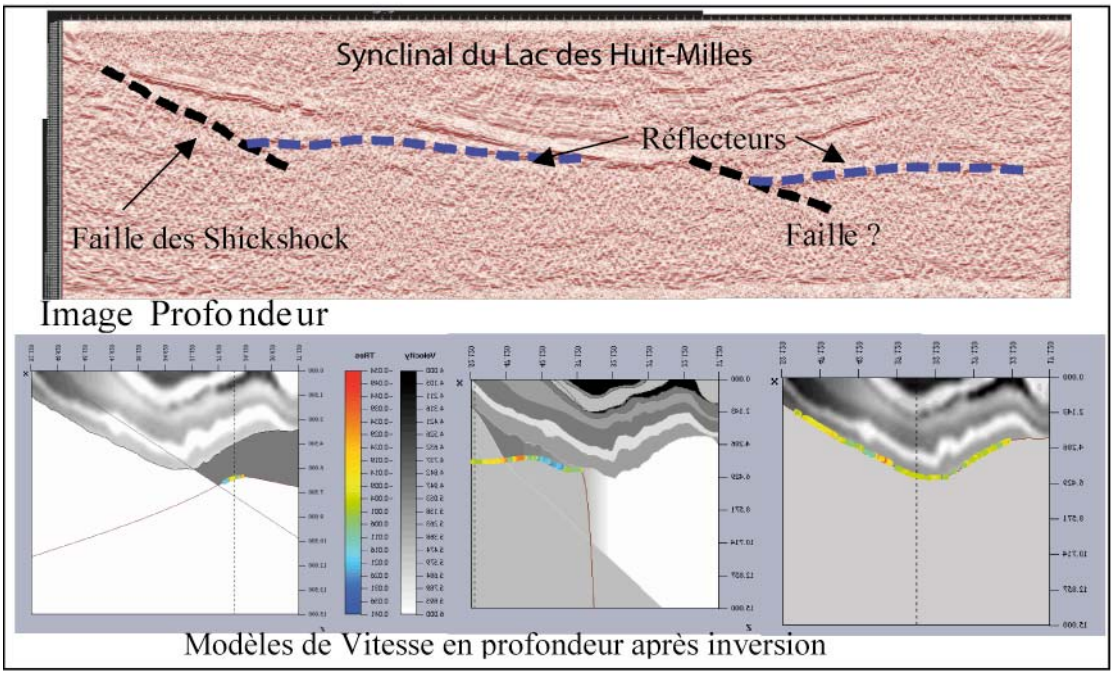


Figure II.29 : Application de la tomographie de réflexion pour déterminer les modèles de vitesse par bloc en particulier la géométrie de différents réflecteurs (en bleu, modèles de vitesse àn gauche et au centre) associées à des failles majeures et la base du synclinal du Lac des Huit-Milles (doublet Val Brillant-Sayabec, modèle de vitesse à droite).

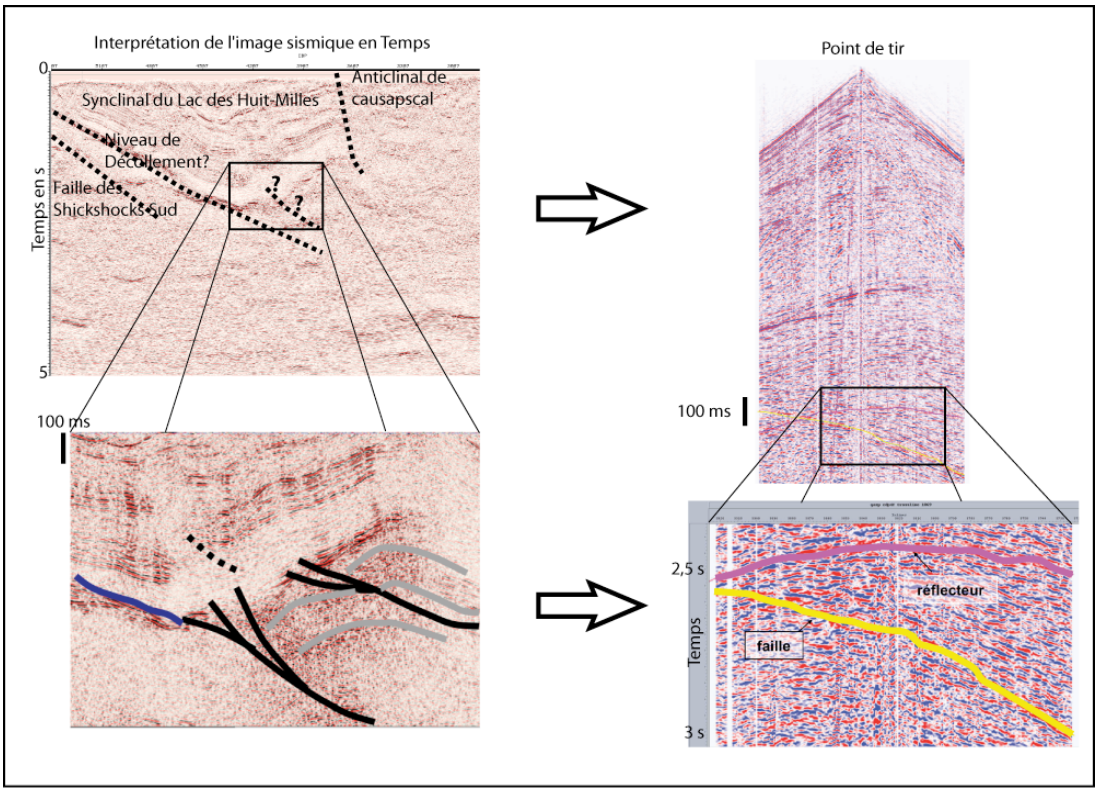


Figure II.30 : Les structures géologiques mises en valeurs sur les images migrées en temps peuvent être retrouvées sur les points de tirs. La méthode d'inversion de temps de trajet pourra être utilisée afin de positionner ces structures en profondeur, notamment pour l'étude des failles qui génèrent des réflexions très pentées (en jaune sur le point de tir de gauche).

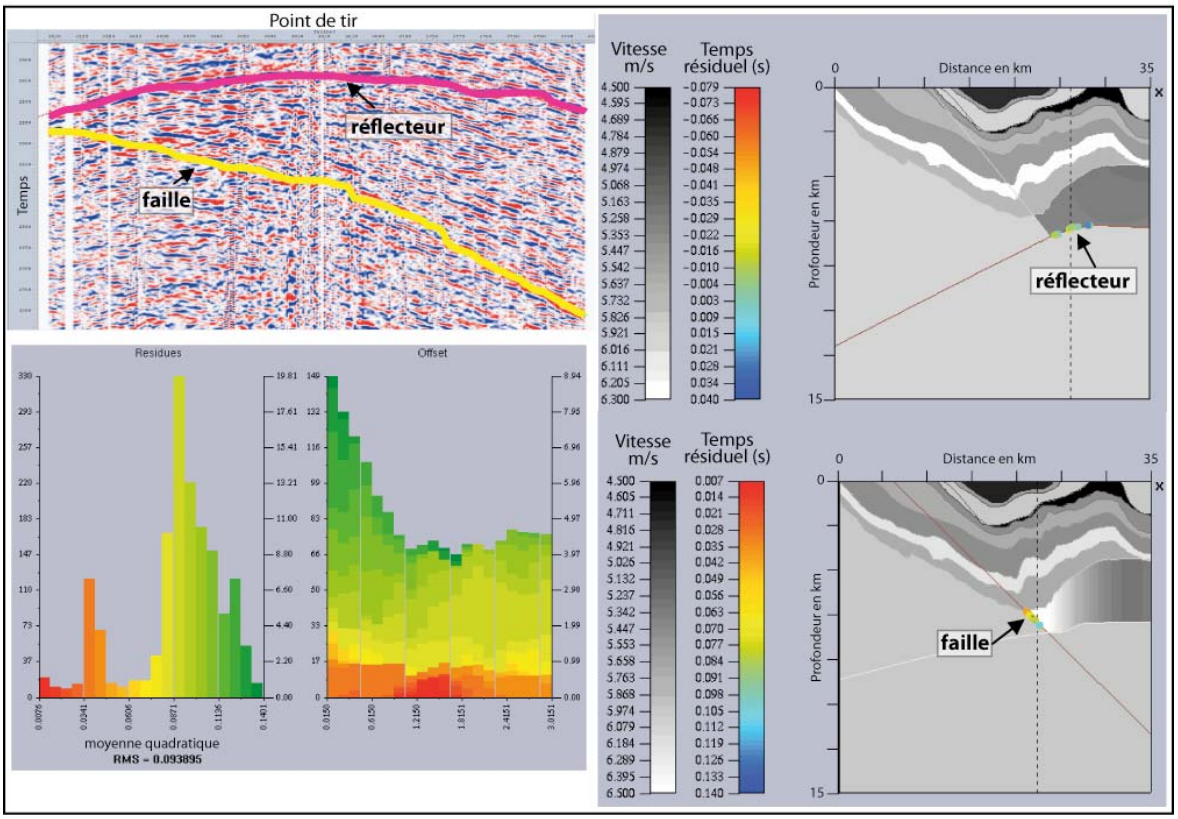


Figure II.31 : Élaboration d'un modèle de vitesse par inversion tomographique. Les temps observés sont pointés sur les points de tir (en haut à gauche), les vitesses et la profondeur des interfaces (faille et réflecteur) sont calculées par l'algorithme d'inversion (à droite), les temps résiduels (valeurs, histogrammes et répartition en fonction de l'offset) sont utilisés pour valider le calcul (en bas à gauche et échelles de droite).

Les résultats de l'application de la tomographie de réflexion pour une paire reflecteur/faille sont présentés sur la Figure II.31. Les histogrammes et la répartition des temps résiduels sont utilisés pour contrôler les vitesses et les pendages calculés.

2. b. ii) Prise en compte des contraintes géologiques

Ainsi que nous l'avons expliqué dans le chapitre A de cette partie II, le logiciel d'inversion tomographique **Jerry** de l'IFP est particulièrement adapté à la prise en compte de données géologiques pour contraindre et contrôler le processus d'inversion. Cette méthode est testée pour la première fois pour un cas en tectonique compressive comme celui de la Gaspésie. Cette technique est utilisée seulement dans les zones complexes pour préciser la géométrie de certains réflecteurs clés et pour limiter les instabilités dans le calcul des vitesses. L'information à priori est introduite comme contrainte pour la profondeur des interfaces et l'ordre de grandeur des vitesses. Elle est déduite des connaissances régionales (profondeurs limites, vitesses de certaines formations). Afin de compléter cette base de données a priori, nous avons effectué des analyses de vitesse sur plusieurs échantillons de roche (dont 6 dans la zone de notre étude) récoltés lors de la compagne de terrain de l'été 2005. La description de

ces mesures et le résultat des analyses de vitesse sont détaillées en annexe 4 de ce mémoire. Ces mesures confirment la forte valeur des vitesses même pour les formations proches de la surface et fournissent une estimation des variations de vitesse en conditions sèches ou imprégnées. Les mesures de vitesse selon trois axes principaux (X, Y et Z) donnent une estimation de l'anisotropie de vitesse et sont utilisées pour contraindre les valeurs maximales et minimales des vitesses calculées par inversion tomographique quand ces formations sont présentes.

De plus, les tracés de rayons avec le logiciel **Jerry** permet de calculer, sur le modèle construit, les temps de propagation de différents types d'ondes générées par des points source à la surface topographique, arrivant sur une interface choisie, se réfléchissant et remontant à la surface. En disposant les sources et les récepteurs à déports petits, voir nuls, la carte des temps d'arrivées calculés sur le modèle par les tracés de rayon avec *Jerry* doit être semblable à la section sismique en temps à déport nul, si le modèle de vitesse est bon. Cette utilité offre une possibilité de valider le modèle de vitesse avant de lancer la migration.

2. b. iii) Inversion du doublet Val-Brillant – Sayabec

Tout d'abord, grâce à la tomographie de réflexion, il a été possible de caler le modèle de vitesse élaboré jusqu'alors à partir des données géologiques et par itération de *scans* de vitesse. L'inversion a porté sur le réflecteur correspondant au niveau géologique du doublet Val-Brillant - Sayabec qui forme la base du synclinal du lac des Huit -Milles. Le calcul s'est effectué à partir du pointé du réflecteur et des modèles de vitesse initiaux par bloc construit lors des étapes précédentes (Figure II.31).

Ensuite, nous calculons une version lissée de ce modèle par bloc pour disposer d'un nouveau modèle lissé (Figure II.32), ce type de modèle pouvant offrir un calcul plus rapide pour l'algorithme d'inversion tomographique.

Pour bien caler le modèle de vitesse du synclinal, nous avons utilisé les deux modèles de vitesse, par bloc et lisse, pour la tomographie de réflexion ce qui permettra d'observer les différents résultats et d'améliorer l'image sismique.

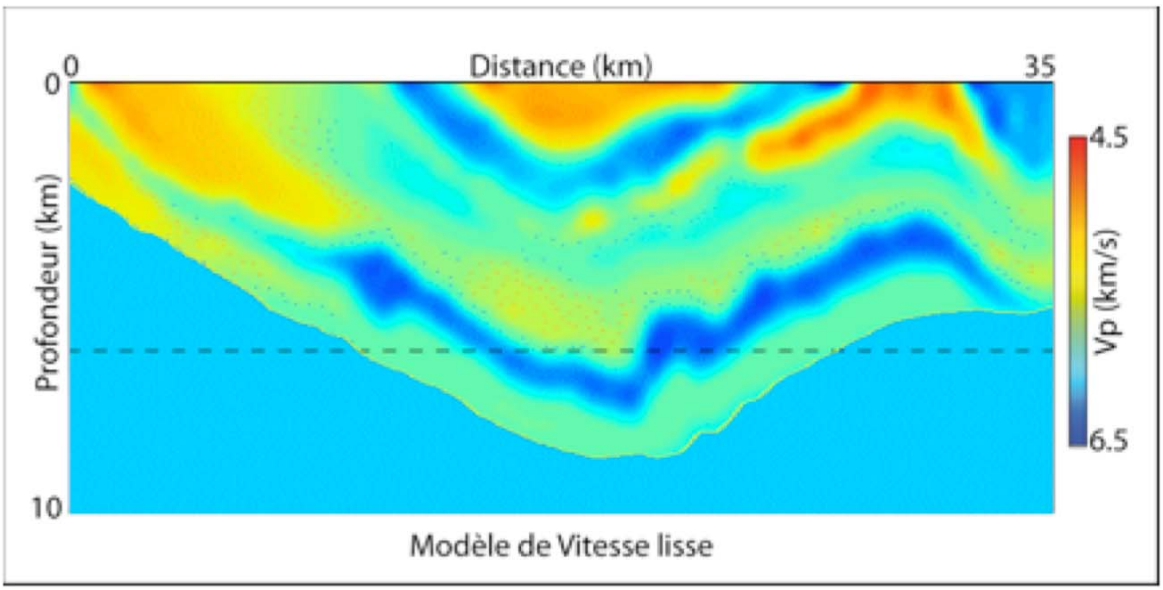


Figure II.32 : Modèle de vitesse lisse du Synclinal du Lac des Huit-Milles construit à partir du modèle de vitesse par bloc. Pour la partie profonde (de 8 à 10km), la vitesse est constante et déduite des analyses de vitesses par scans.

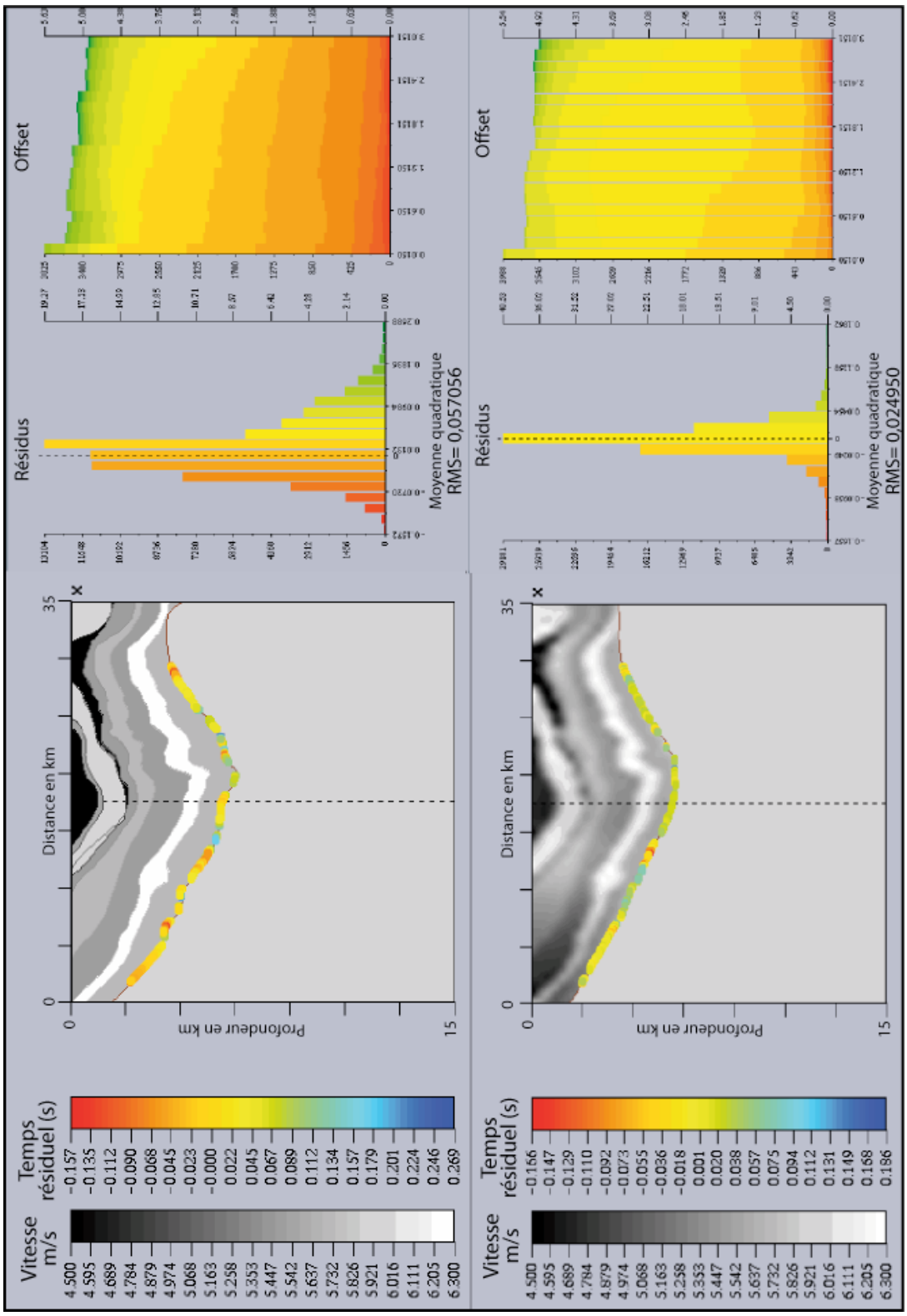


Figure II.33 : Résultats de l'inversion tomographique du doublet Val-Brillant-Sayabec : avec un modèle par bloc (en haut) et un modèle lisse (en bas). Dans le cas du modèle lisse, on observe que les temps résiduels sont moins dispersés et plus faibles : on obtient un temps résiduel moyen d'une valeur RMS de 57ms pour le modèle lissé au lieu de 24ms dans le cas du modèle par bloc. Ce critère montre que la précision sur la profondeur et la géométrie de la base du synclinal est plus fiable lorsqu'on utilise le modèle lissé (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord).

Les deux résultats (Figure II.33) nous donnent sensiblement la même chose, ce qui prouve la bonne position de ce réflecteur. Avec le modèle de vitesse lisse, les temps résiduels (Valeurs RMS et répartition en fonction de l'offset) sont inférieurs à ceux obtenus avec le modèle «blocky ». On choisira donc d'utiliser un modèle de vitesse lisse pour la migration en profondeur et pour la détermination des modèles de vitesse à venir. Nous verrons alors s'il est compatible avec les autres inversions.

2. b. iv) Inversion de la faille sous le synclinal

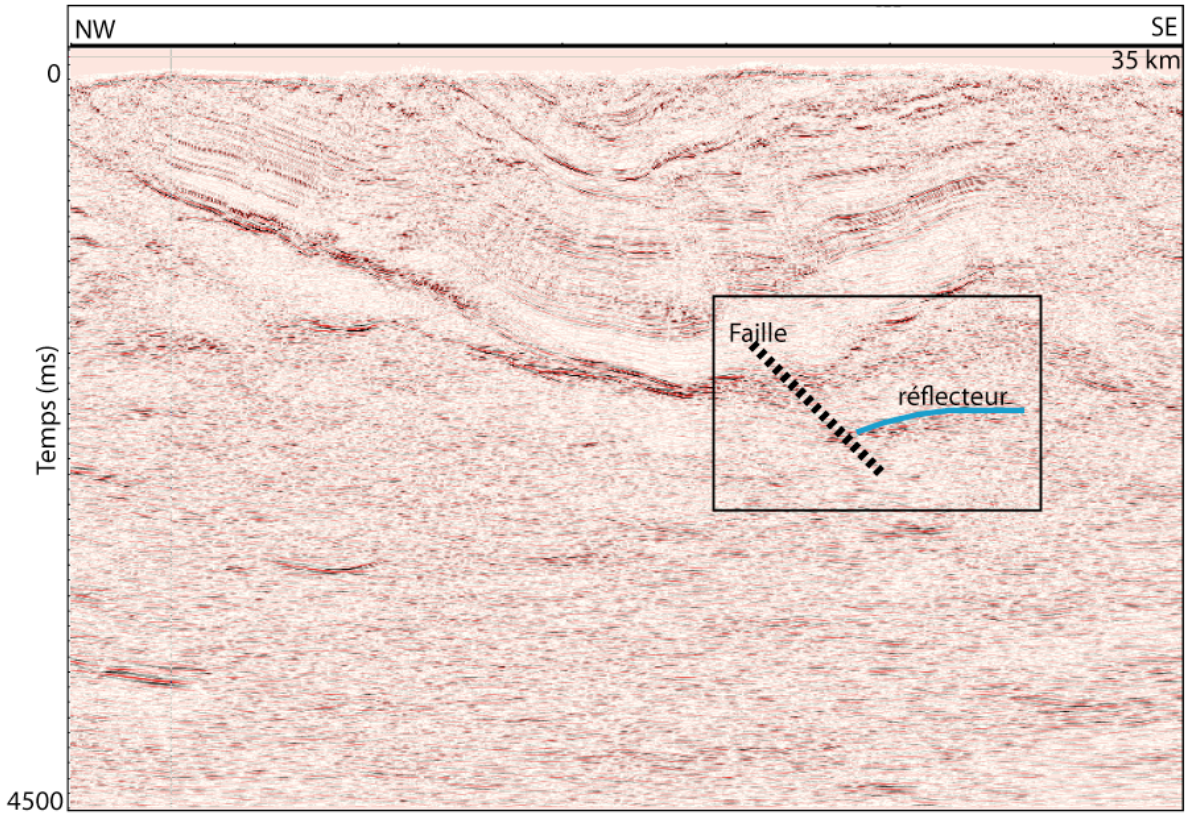


Figure II.34 : Hypothèse de l'existence d'une faille recoupant le synclinal de Lac des Huit-Milles.

Suite à ces résultats satisfaisants, la suite des études d'inversion s'est portée sur l'hypothèse de la présence d'une faille majeure sous le synclinal du Lac des Huit-Milles (Figure II.34). Pour pouvoir mieux contraindre sa position et la vitesse de la formation sus-jacente, nous avons couplé son inversion avec un réflecteur associé. Les inversions de chaque élément étudié ont été effectuées successivement ou simultanément mais avec des résultats qui dépendent des différents modèles de vitesse utilisés (Figure II.35 et Figure II.36).

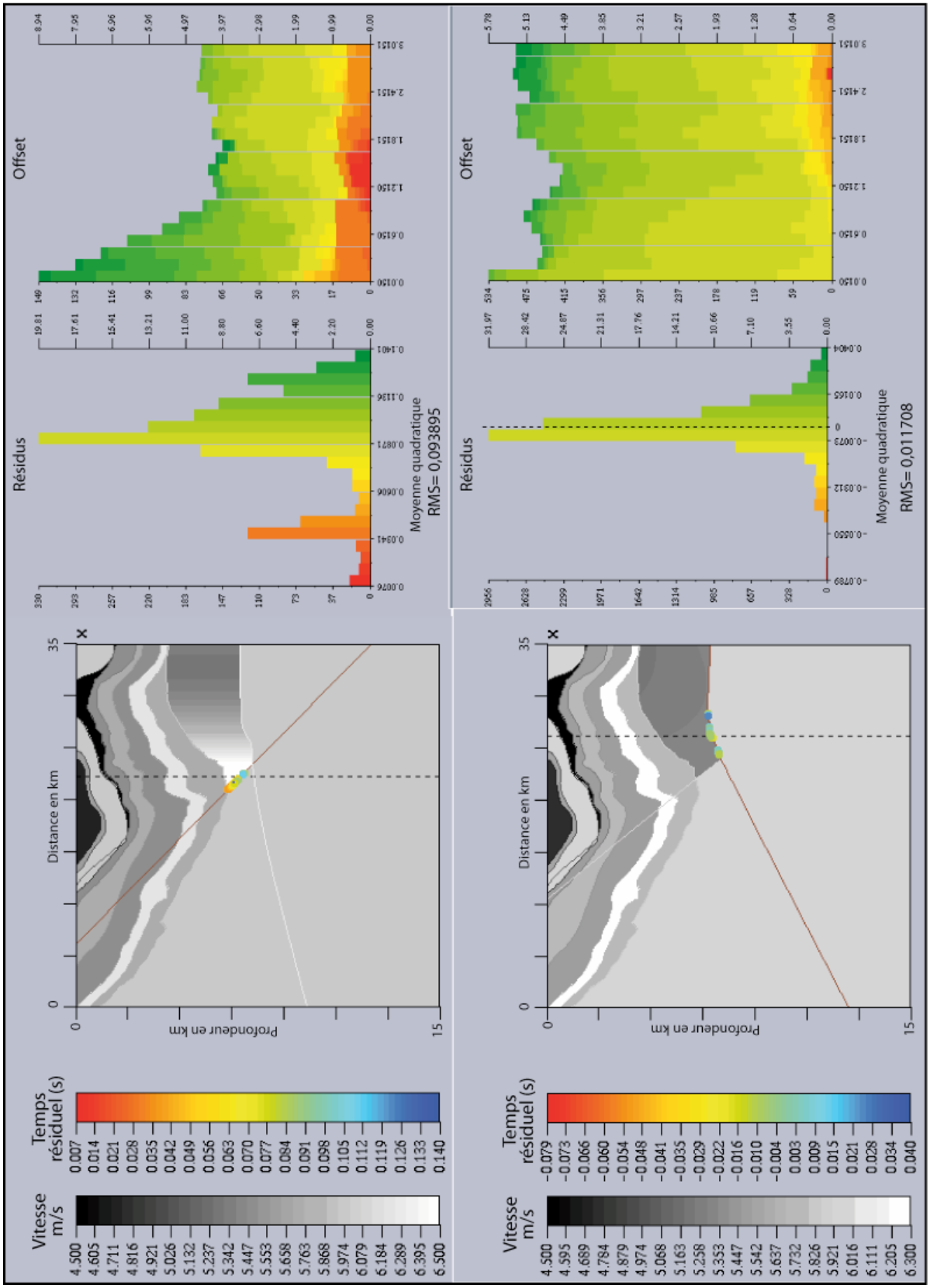


Figure II.35 : Résultat de l'inversion de la faille et du réflecteur associé avec le modèle <u>par bloc</u> au niveau synclinal du Lac des Huit -Milles. L'inversion permet aussi d'estimer les variations de vitesse (gradient horizontal) sous le synclinal (modèle du haut) (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord) .

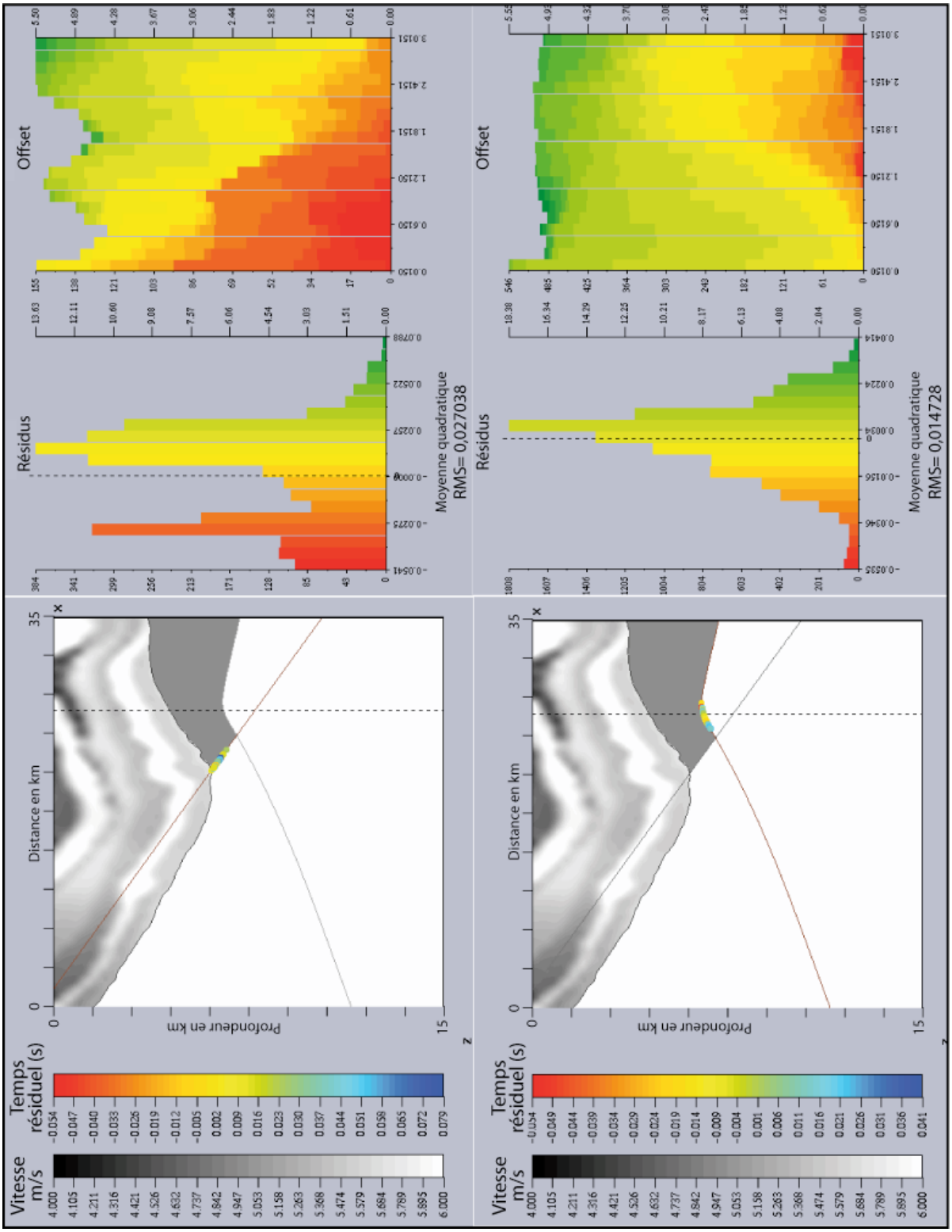


Figure II.36 : Résultat de l'inversion de la faille et du réflecteur associé avec le modèle <u>lisse</u> du synclinal du Lac des Huit-Milles (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord) .

2. b. v) Inversion de la faille de Shickshock Sud

La même méthode a été appliquée sur une autre partie de la coupe, au niveau de la faille de Shickshock Sud qui se situe dans la partie nord du synclinal du lac des Huit-Milles (Figure II.37). On cherche ici à définir au mieux le contact entre les deux ceintures et

l'architecture structurale entre les deux zones d'avant-pays; celle qui est taconienne et l'autre acadienne. (Figure II.38, Figure II.39).

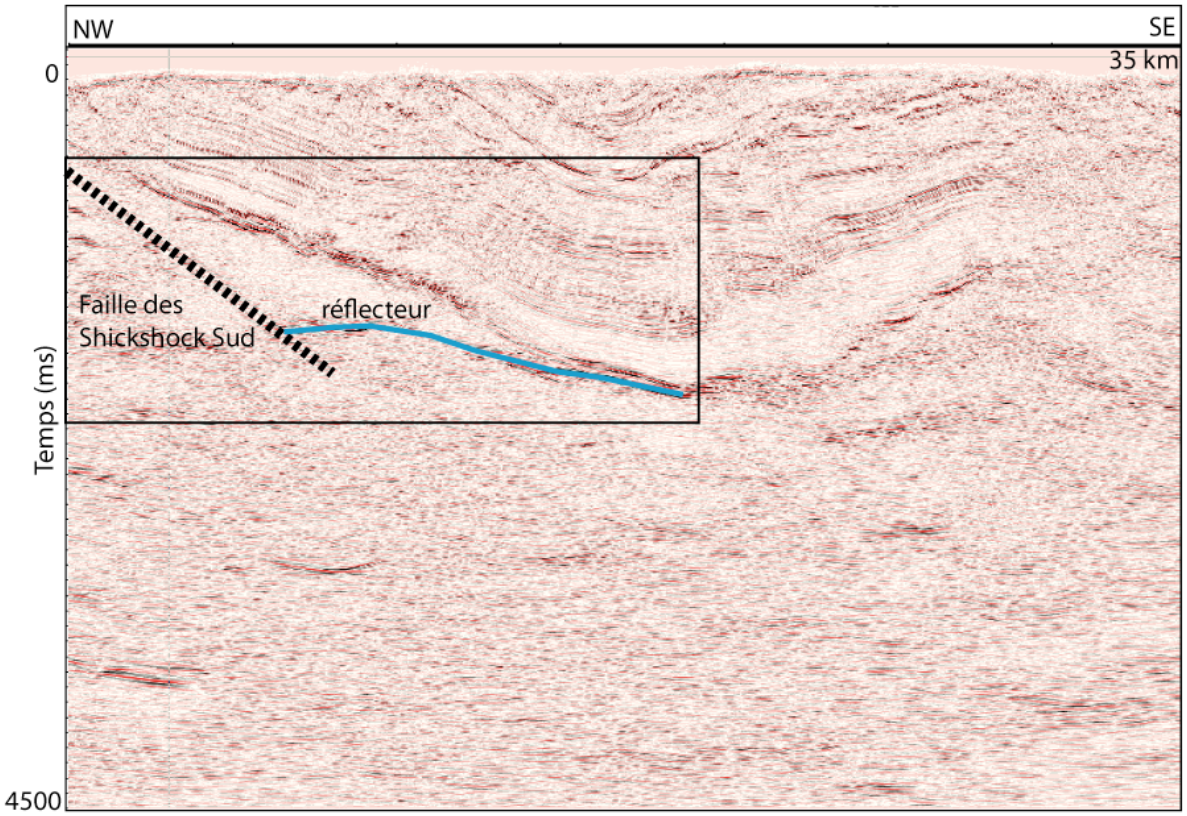


Figure II.37 : Étude sur le contact taconien/acadien au niveau de la faille de Shickshock Sud

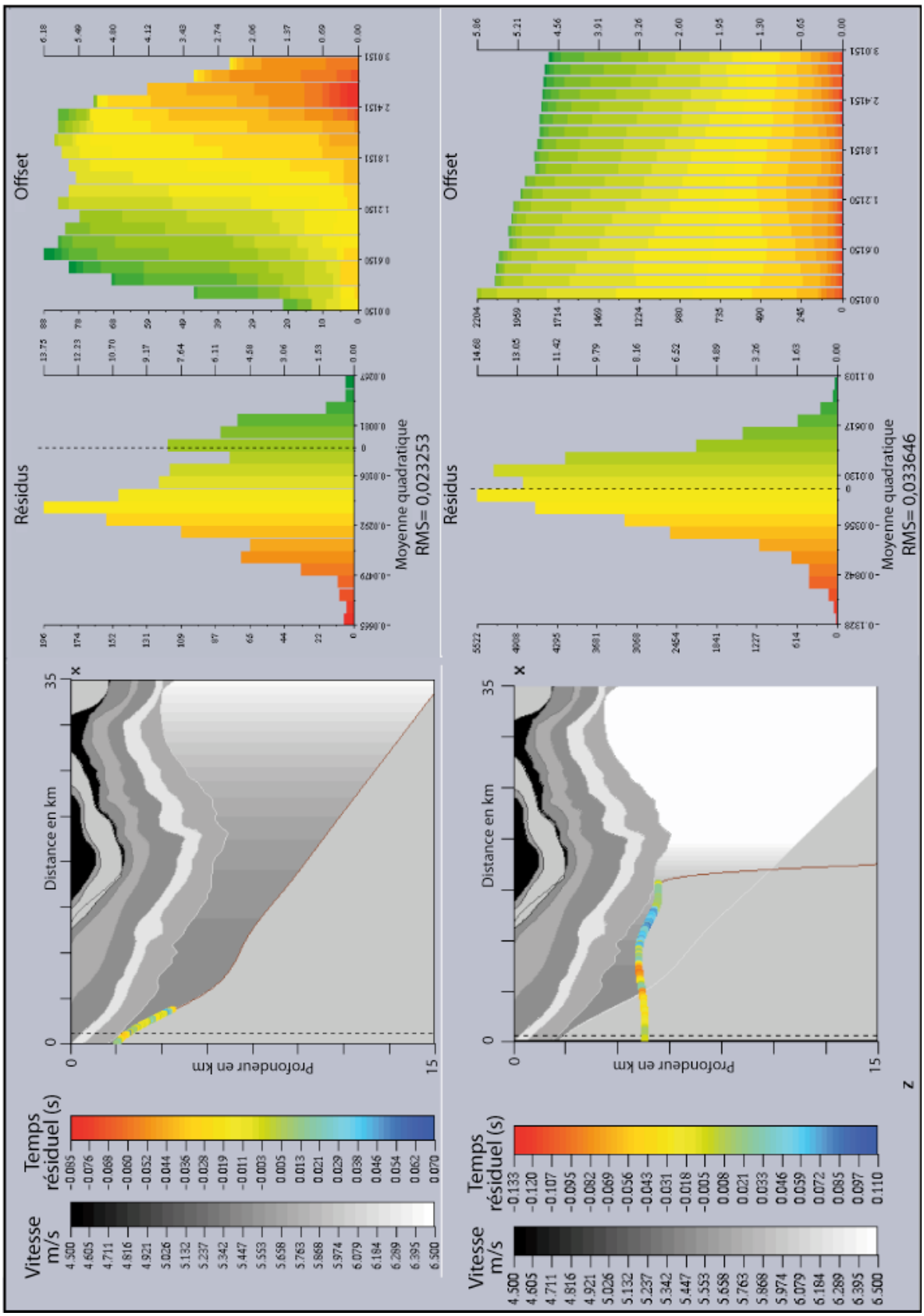


Figure II.38 : Résultat d'inversion de la faille de Shickshock Sud et du réflecteur associé avec le modèle de vitesse <u>par bloc</u> (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord) .

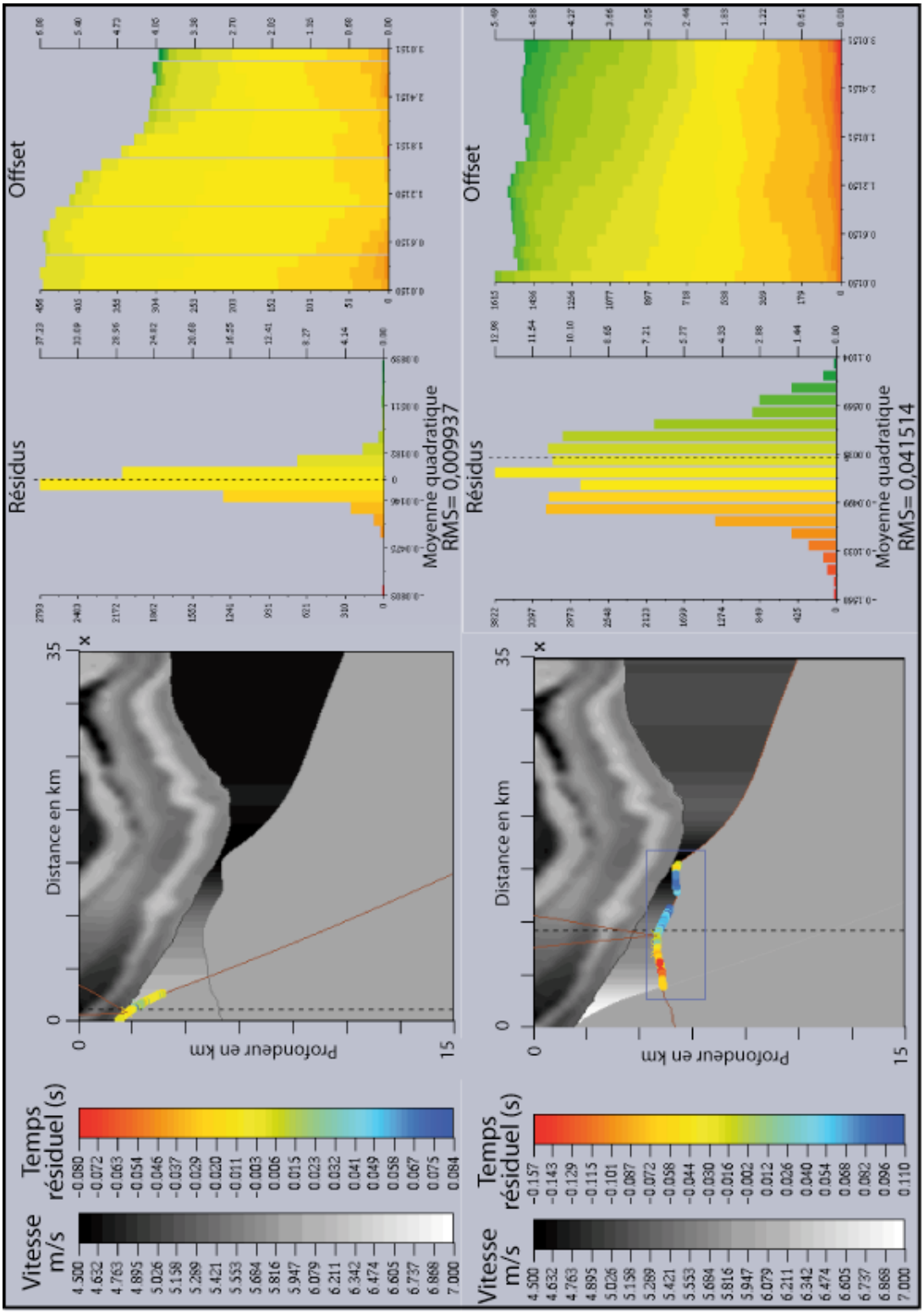


Figure II.39 : Résultat d'inversion de la faille de Shickshock Sud et du réflecteur associé avec le <u>modèle lisse.</u> L'inversion permet aussi d'estimer les variations de vitesse (gradient horizontal) dans la zone sous le synclinal (la direction de la ligne est inversée, du sud vers le nord).

2. b. vi) Conclusion sur l'inversion tomographique

L'ensemble des travaux de tomographie de réflexion a permis d'affiner le modèle de vitesse. L'inversion tomographique a été utilisée pour déterminer:

- le pendage des failles
- la profondeur des réflecteurs
- les variations de vitesse (différents types de paramétrisation)

Plusieurs «types» de modèles ont été calculés :

- Avec un modèle par bloc pour le synclinal
- Avec un modèle lisse pour le synclinal

Cependant, cette méthode n'est applicable que pour des parties localisées (faille de Schickchock Sud, base du synclinal, failles, …) qu'on veut mieux définir. En effet, le pointé sismique est un processus long et le temps de calcul pour l'inversion est relativement important, ce qui se rajoute au temps de la migration. À la suite de ces inversions, une nouvelle image migrée a permis une nouvelle interprétation géologique plus précise.

L'image profondeur apporte plus de détails par rapport à l'image temps, et même si les deux traitements sont différents, l'amélioration est probablement due en grande partie au modèle de vitesse pris pour la migration. Ce modèle a en effet été particulièrement amélioré et validé dans les zones structuralement importantes que nous avons choisies. Le modèle de vitesse utilisé pour la migration temps par le ministère est celui issu des analyses de vitesse de stack en temps, alors que celui pour la migration profondeur est celui que nous avons construit par tomographie et «scans » de vitesse. La Figure II.40 et la Figure II.41, nous montre ces deux modèles de vitesse ; nous comprenons bien la différence de résultat des migrations en voyant les différences entre ces deux modèles.

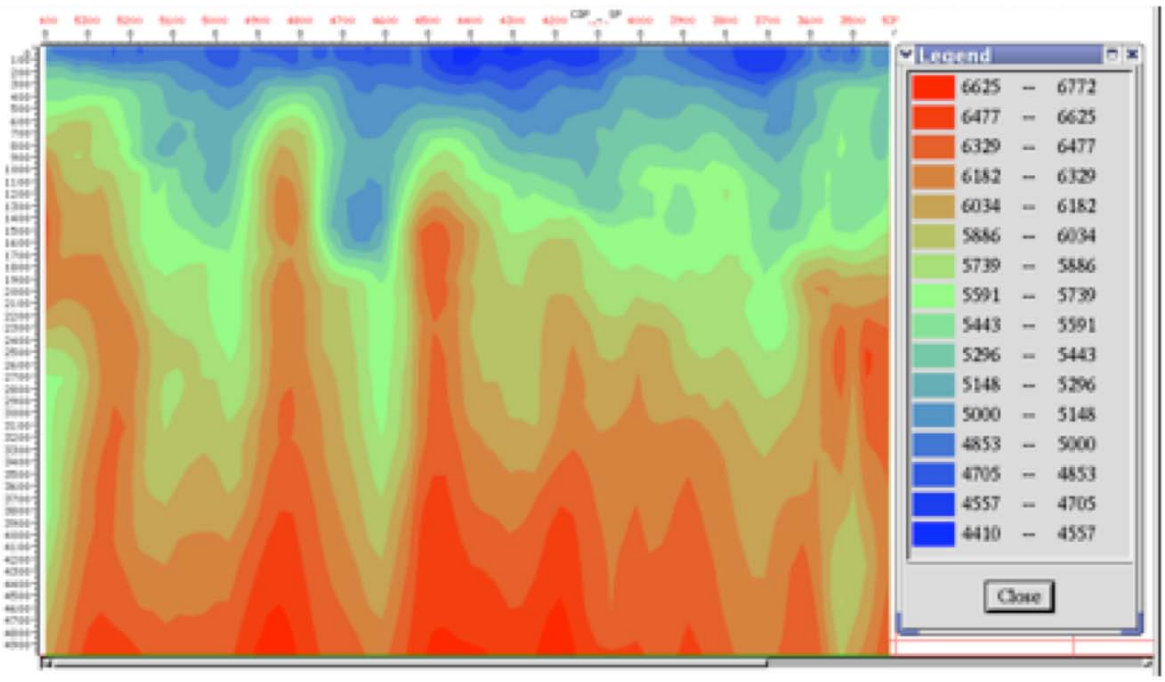


Figure II.40 : Modèle de vitesse de *stack* utilisé pour la migration en temps avant sommation (traitement GAPS). L'axe vertical est exprimé en temps (de 0 à 5 secondes).

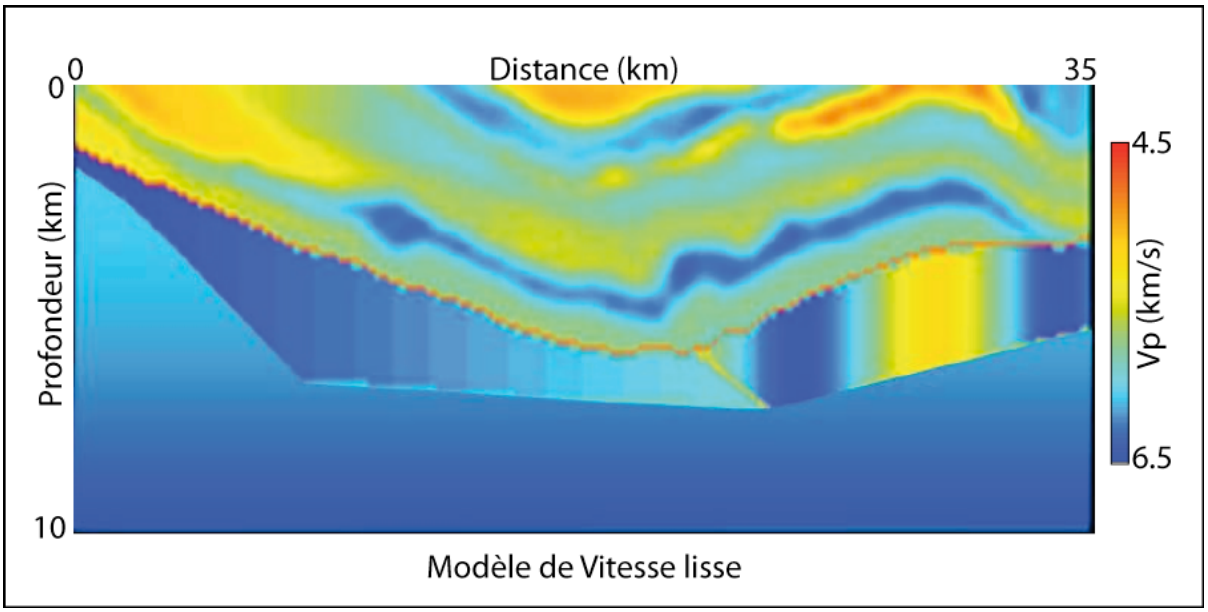


Figure II.41 : Modèle de vitesse utilisé pour les migrations profondeur avant sommation appliquées à l'IFP.

L'étude s'est centrée sur les deux couples faille et réflecteur associés, situés sous le synclinal des Huit-Milles et sur la faille de Shickshock Sud, et combinés à l'étude précédente sur les *scans* de vitesse. Elle a permis de construire un modèle global sur l'ensemble de la section étudiée (Figure II.42). Nous allons maintenant calculer les nouvelles images en introduisant ces modèles de vitesse dans les traitements d'imagerie profondeur.

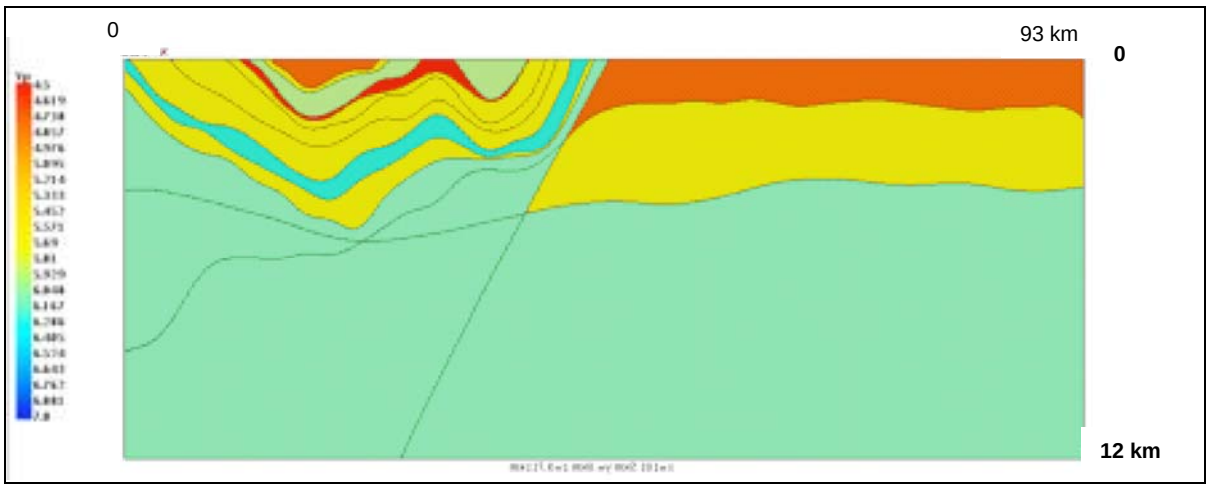


Figure II.42 : Modèle de vitesse par bloc pour la ligne 2001-MRN-10B (de 0 à 93 km du nord vers le sud).

2. c) Migration profondeur finale

Les points de tir prétraités ont été migrés à l'aide du logiciel **WE** (PSDM). Le tableau suivant précise la commande et résume les paramètres utilisés pour notre étude. Ils ont été établis après plusieurs tests afin d'obtenir la meilleure image possible. On peut observer les résultats de la migration profondeur sur la planche 6 à la fin de ce manuscrit pour la ligne 2001-MRN-10B. La planche 1 représente la migration temps faite par GASP pour le ministère. Ces nouvelles images seront interprétées et discutées dans le chapitre suivant.

La commande pour exécuter le programme est le suivant :

```
/home/irsrvshare2/R02/r02share/duquet/KIM_PRIVATE/WEPSDM/PYTHON/We.py
dx=30 fmin=5 fmax=45 anglemin=-40 anglemax=40 velocity=Mod10a_Vp.h
data=P001010F016501.DAT mig=Mig1a.H gather=Gat1.H shotinc=4 np=2.
```

Les parametres utilisés sont les suivants :

Dx : distance intertrace, ici 30 m;

Fmin : fréquence minimum souhaitée, ici 5 Hz;

Fmax : fréquence maximum souhaitée, ici 45 Hz;

Anglemin : angle minimum pour le shot gather - 40°;

Anglemax : angle maximum pour le shot gather 40°;

Velocity : nom du fichier du modèle de vitesse;

Data : nom du fichier segy des données brutes;

Mig : nom fichier de sortie de la migration;

Gather : nom du fichier des traces issues de la migration;

Shotinc : nombre de tirs pris pour la migration, ici, par exemple, on prend un tir sur 4;

Np : nombre de processeurs utilisés pour le calcul, ici 2.

B.3. Imagerie sismique des profils 2001-MRN-08, 2001-MRN-10a et 2001-MRN-16

Pour les lignes 2001-MRN-08, 2001-MRN-10a et 2001-MRN-16, nous avons utilisé les informations acquises avec l'étude de la ligne 2001-MRN-10B. Nous avons pu utiliser un modèle de vitesse avec un gradient vitesse lisse basé sur les vitesses de propagation des différentes formations géologiques (Figure II.21) et sur le modèle de vitesse élaboré pour la ligne 2001-MRN-10B (Figure II.41). Ainsi le modèle de vitesse utilisé est du type :

Modèle de *vitesse = 4500 +0.1 Z* avec vitesse finale à 6000 m/s.

Les figures suivantes présentent le modèle de vitesse superposé au résultat de la migration.

Ce procédé permet de contrôler les variations de vitesse en fonction des grands domaines géologiques.

L'image suivante représente le modèle de vitesse appliqué pour la migration des données de la ligne 2001-MRN-08 superposé au résultat de la migration en profondeur (Figure II.43).

Comme nous l'avons vu pour la ligne 2001-MRN-10b, on peut utiliser un modèle de vitesse lisse. Compte tenu de la non-inversion de vitesse à travers les différentes couches géologiques, un gradient constant de vitesse peut convenir pour la migration et donner des résultats satisfaisants.

Ainsi on gagne en temps de calcul et en temps de construction du modèle de vitesse. Sur cette image, on peut observer que le modèle de vitesse reflète la variation des vitesses de propagation du sous-sol comprise entre 4500 m/s et 6000 m/s et le résultat de la migration montre qu'il n'y a pas d'aberrations de migrations et que le sous-sol est bien imagé. On peut retrouver l'image migrée profondeur sur la planche 8 et l'image initiale migrée en temps sur la planche 3, ainsi on voit que l'image migrée profondeur rend mieux compte de la géométrie du sous-sol et permet aux géologues une meilleure interprétation avec les profondeurs réelles. Nous verrons son interprétation dans le chapitre suivant.

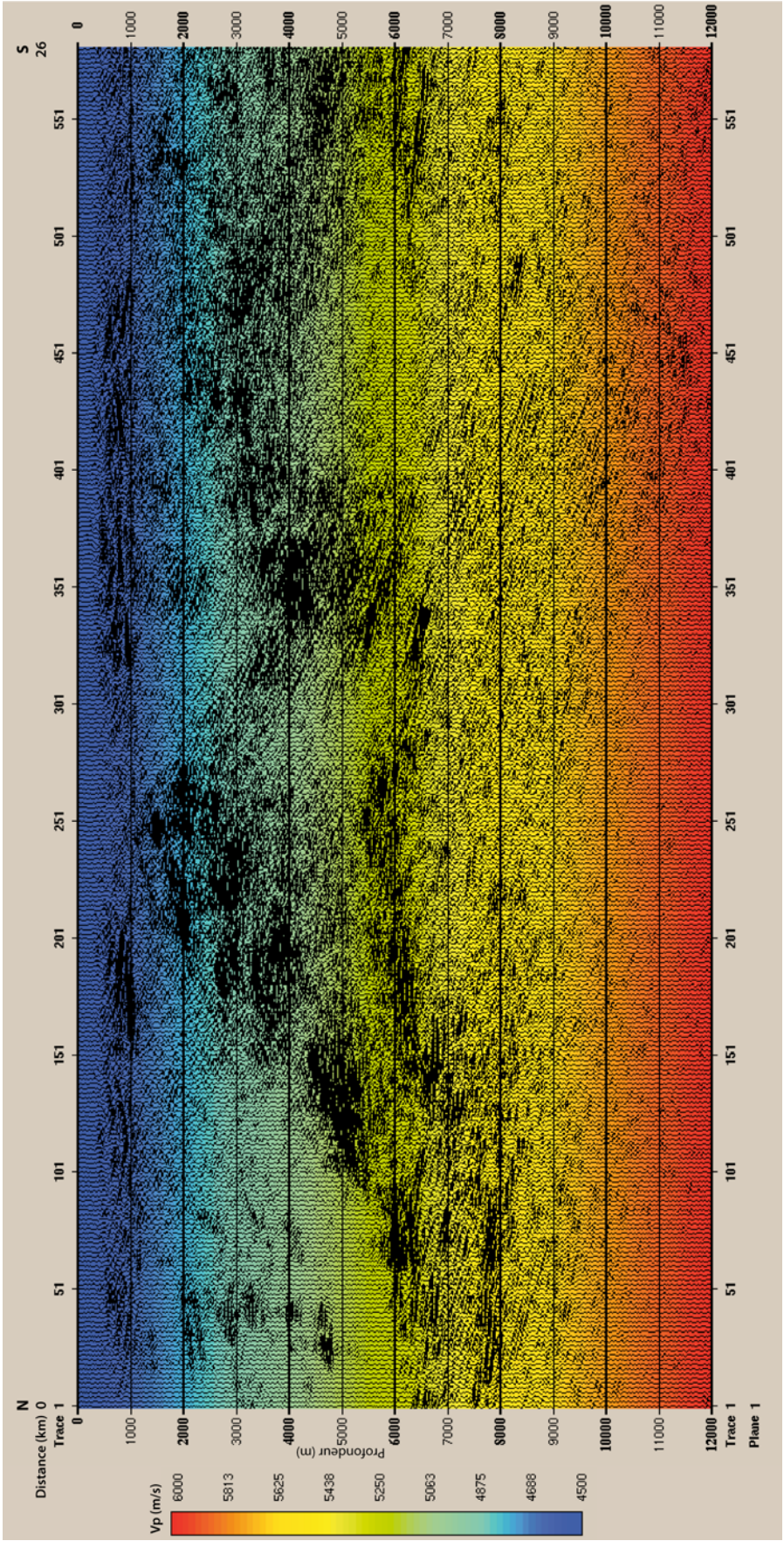


Figure II.43: Ligne 2001-MRN-08 : Modèle de vitesse superposé à l'image sismique obtenue par migration profondeur

Nous avons appliqué le même type de modèle de vitesse sur la ligne 2001-MRN-10A (Figure II-44). La planche 7 représente l'image migrée en profondeur et la planche 2, l'image migrée en temps.

Concernant la partie Est de la Gaspésie, nous retrouvons sensiblement les mêmes formations géologiques, ainsi nous avons pu appliquer le même modèle de vitesse pour la ligne 2001-MRN-16 (Figure II.45) allant de 4500 m/s en surface jusqu'à 6000 m/s à 12km.

L'image migrée est sur la planche 9 pour l'image profondeur et la planche 4 pour l'image migrée temps.

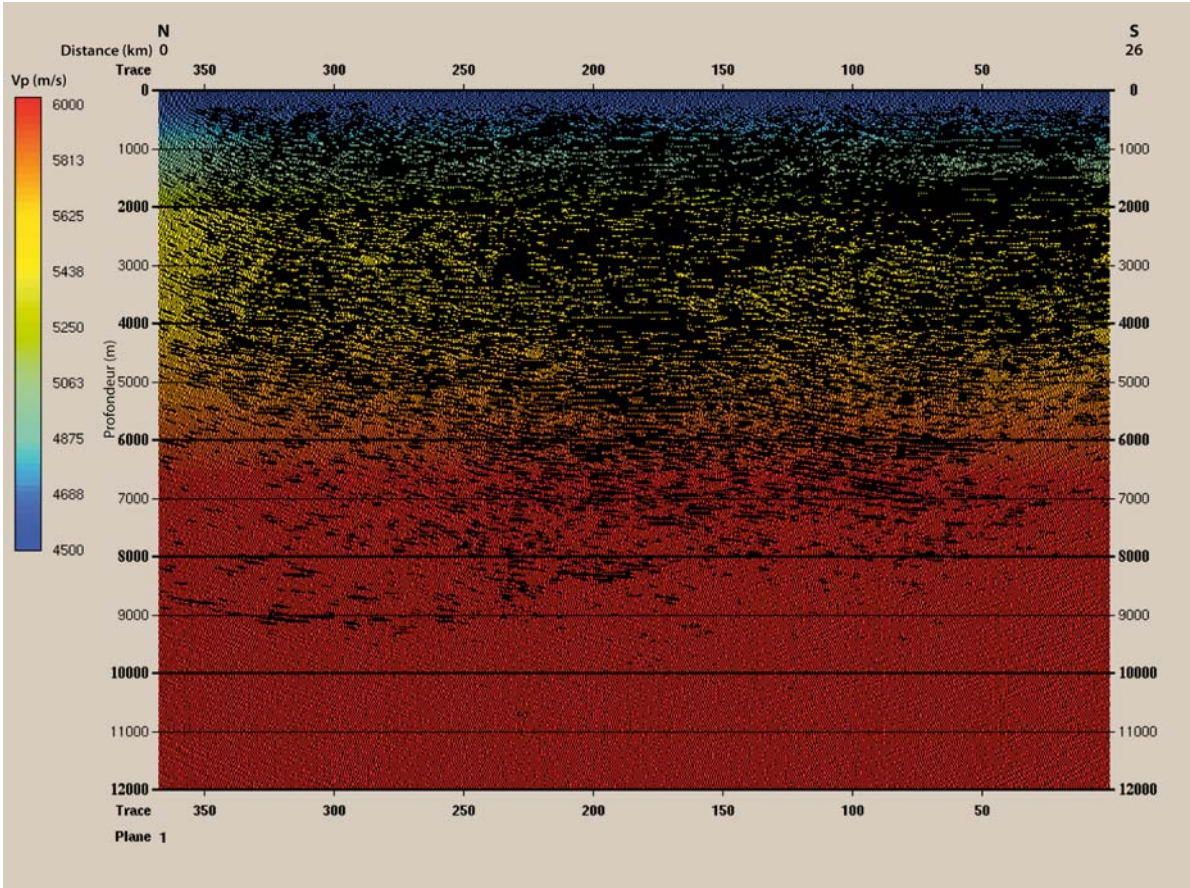


Figure II. 44 : Ligne 2001-MRN-10A : Modèle de vitesse utilisé superposé à l'image sismique résultant de la migration profondeur.

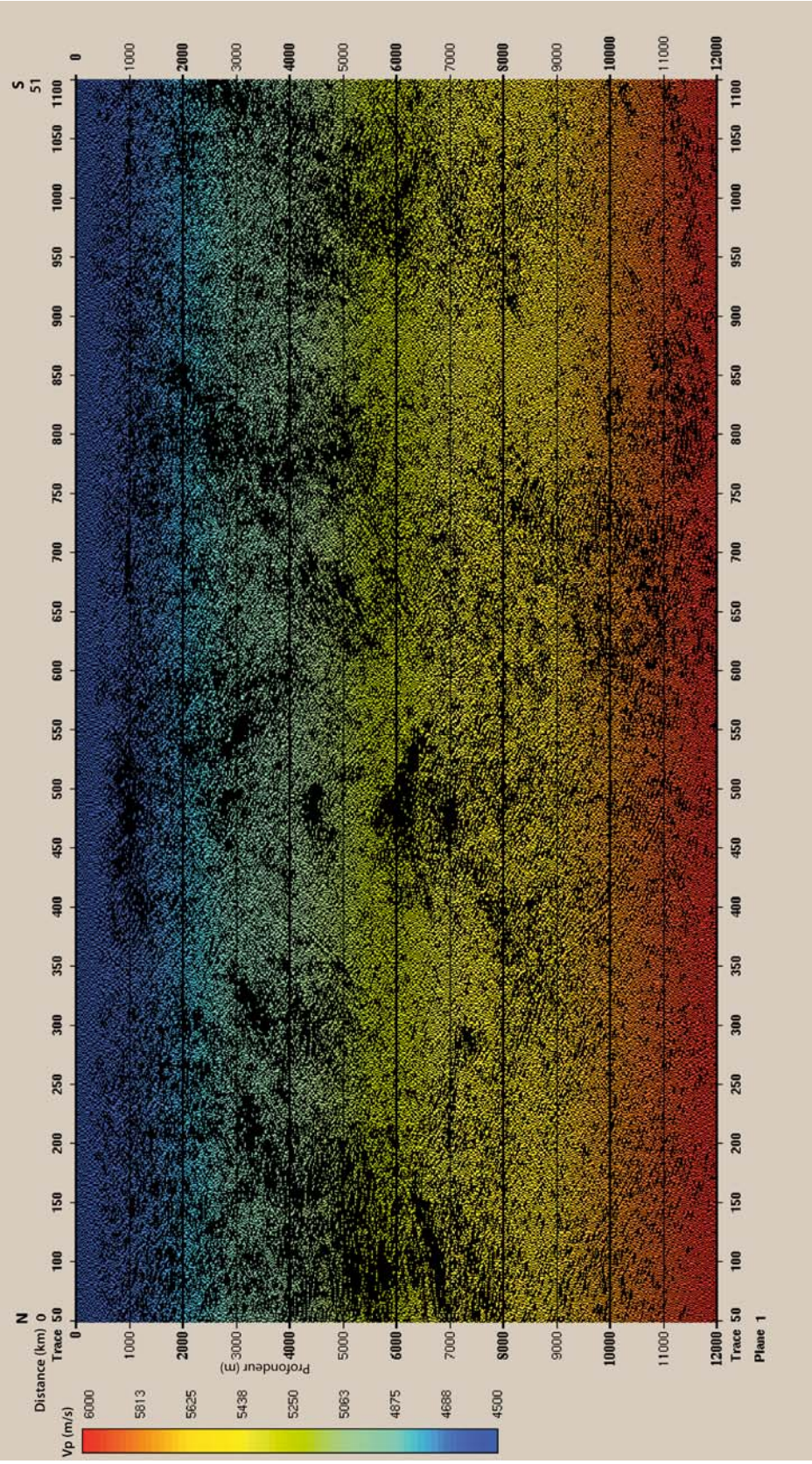


Figure II. 45 : Ligne 2001-MRN-16 : Modèle de vitesse utilisé superposé à l'image sismique résultant de la migration profondeur.

Partie III : Interprétation géologique

Dans le schéma d'organisation générale de la thèse, cette étape concerne principalement l'interprétation structurale. Elle a pour objectif, après la phase d'imagerie, l'élaboration d'un modèle structural à partir de l'interprétation des différentes lignes sismiques obtenues dans la phase d'imagerie sismique et en s'appuyant sur les données géologiques disponibles (Figure III.1). Nous serons amené à préciser :

1) la géométrie de la ceinture acadienne, en particulier les zones de décollement et de chevauchement;
2) la relation entre les ceintures taconienne et acadienne;

Dans une première partie de ce chapitre, nous rappellerons les relations tectono-sédimentaires et un rappel sur les modèles tectoniques existants de la Gaspésie.

Dans une seconde partie de ce chapitre, nous présenterons l'interprétation structurale des différentes lignes sismiques au niveau du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, basée sur l'interprétation des lignes 2001-MRN-10b, 2001-MRN-08 et en conclusion, nous présenterons une synthèse géologique au niveau régional intégrant ces nouvelles interprétations.

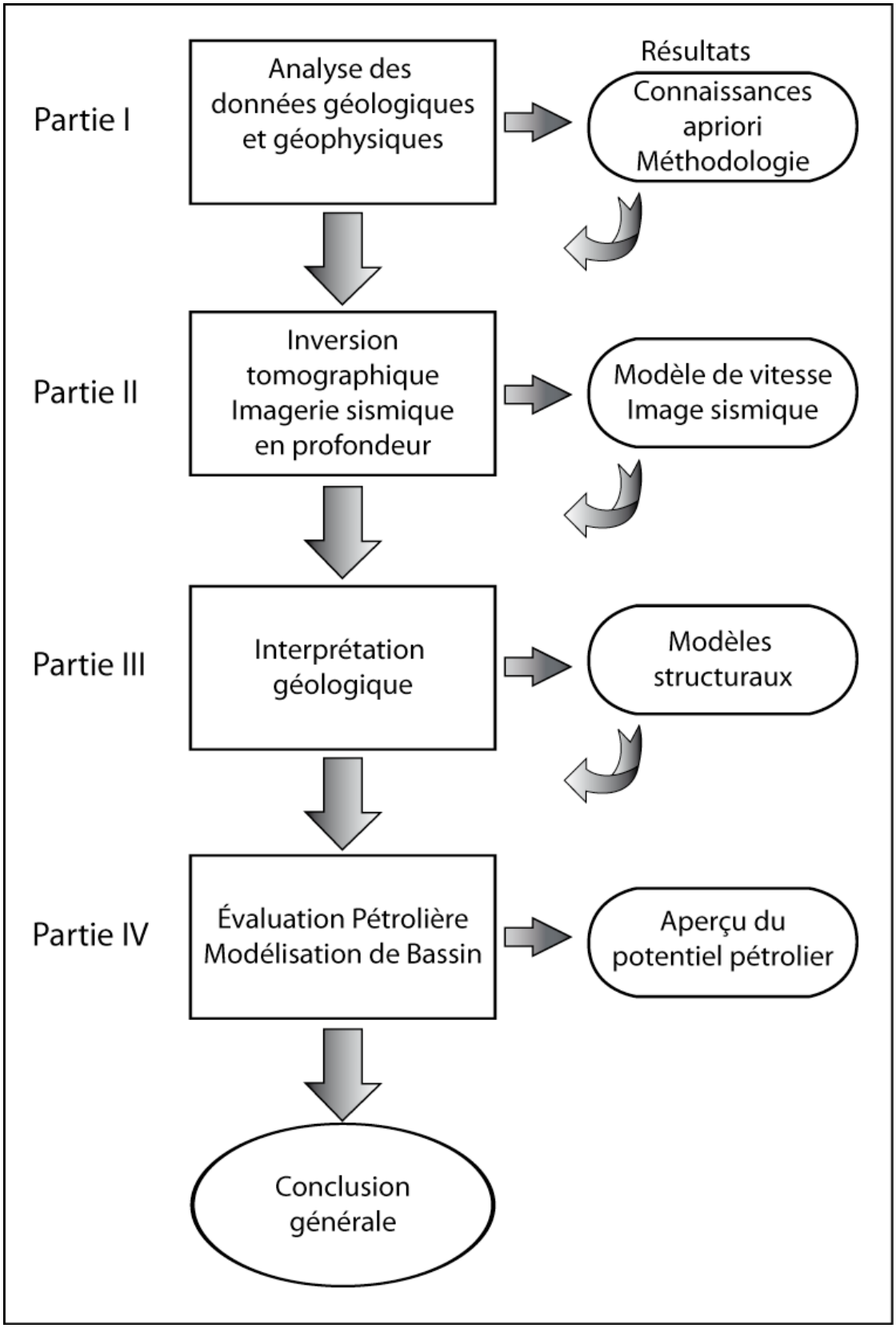


Figure III.1 : Schéma d'organisation du travail de thèse, étape de l'interprétation géologique.

A. Présentation des connaissances actuelles sur l'évolution tectono-sédimentaire de la ceinture de Gaspé

La péninsule de la Gaspésie a fait l'objet de nombreuses recherches s'appuyant sur des études de terrain et de synthèse. Les différents travaux de surface ont permis d'avoir une bonne connaissance de la stratigraphie, de la géologie structurale régionale et des épisodes tectoniques reliés aux orogenèses taconienne et acadienne.

Néanmoins, étant donné le petit nombre de forages profonds et de lignes sismiques disponibles jusque ces dernières années, l'architecture structurale en profondeur reste peu connue et de nombreuses incertitudes structurales demeurent pour proposer un modèle détaillé de la ceinture de Gaspé elle-même et sur la relation entre les zones acadienne et taconienne en profondeur.

A.1. Relations tectono-sédimentaires dans la ceinture de Gaspé

Comme nous l'avons souligné précédemment, quatre événements tectoniques principaux ont marqué les roches paléozoïques du segment appalachien de Gaspésie-Matapédia :

- L'orogénie taconienne (fin de l'Ordovicien),
- La pulsation salinique (fin du Silurien),
- L'orogénie acadienne (milieu du Dévonien) et
- L'orogénie alléghanienne (Permo-Carbonifère).
-

La Figure III.2 établie par Bourque *et al.* (1993, 2001) résume les relations entre les événements tectoniques et le développement de la séquence paléozoïque du segment de la ceinture de Gaspé. Cette dernière est marquée de trois discordances principales :

1) La plus ancienne discordance est le résultat de l'orogénie taconienne de type angulaire dans la partie nord-est de la ceinture de Gaspé (Bourque et *al.*, 1993 ; Malo, 2001). Elle n'est cependant pas présente dans toute la ceinture; on peut observer dans le sud de la péninsule, des roches de l'Ordovicien Supérieur du Groupe d'Honorat n'ont pas été affectées par le Taconien bien qu'elles soient corrélatives à des unités de la zone de Humber (Malo et Bourque, 1993).
2) La seconde discordance, salinique, affecte les roches des assemblages inférieur et médian du Groupe de Chaleurs. Elle eut lieu vers la fin du Ludlovien-début du Pridolien et correspond à la pulsation salinique (Boucot, 1962). Elle est attribuable à une phase d'extension pendant laquelle s'est développée une série de failles normales à la bordure nord du bassin. La discordance salinique s'exprime soit par une discordance angulaire, soit par une surface d'érosion qui par endroits a creusé profondément dans les roches plus anciennes du Dévonien et du Silurien , ou soit par une paraconformité (Bourque *et al.*, 1993).
3) La troisième discordance correspond à une discordance angulaire et affecte l'assemblage supérieur du Groupe de Chaleur ainsi que les roches des Calcaires Supérieurs de Gaspé, des Grés de Gaspé et du Groupe de Fortin. Cette discordance est attribuable à l'orogenèse acadienne.

La séquence stratigraphique de la ceinture de Gaspé enregistre trois phases régressives (R1, R2 et R3) séparées par deux phases transgressives (T1 et T2). Les trois phases régressives se sont développées plus ou moins en réponse aux trois pulsations tectoniques (Bourque et *al.*, 1993), soit le Taconien, le Salinique et l'Acadien. Les relations entre les événements tectono-sédimentaires et les différents ensembles stratigraphiques sont rappelées sur la figure III.4.

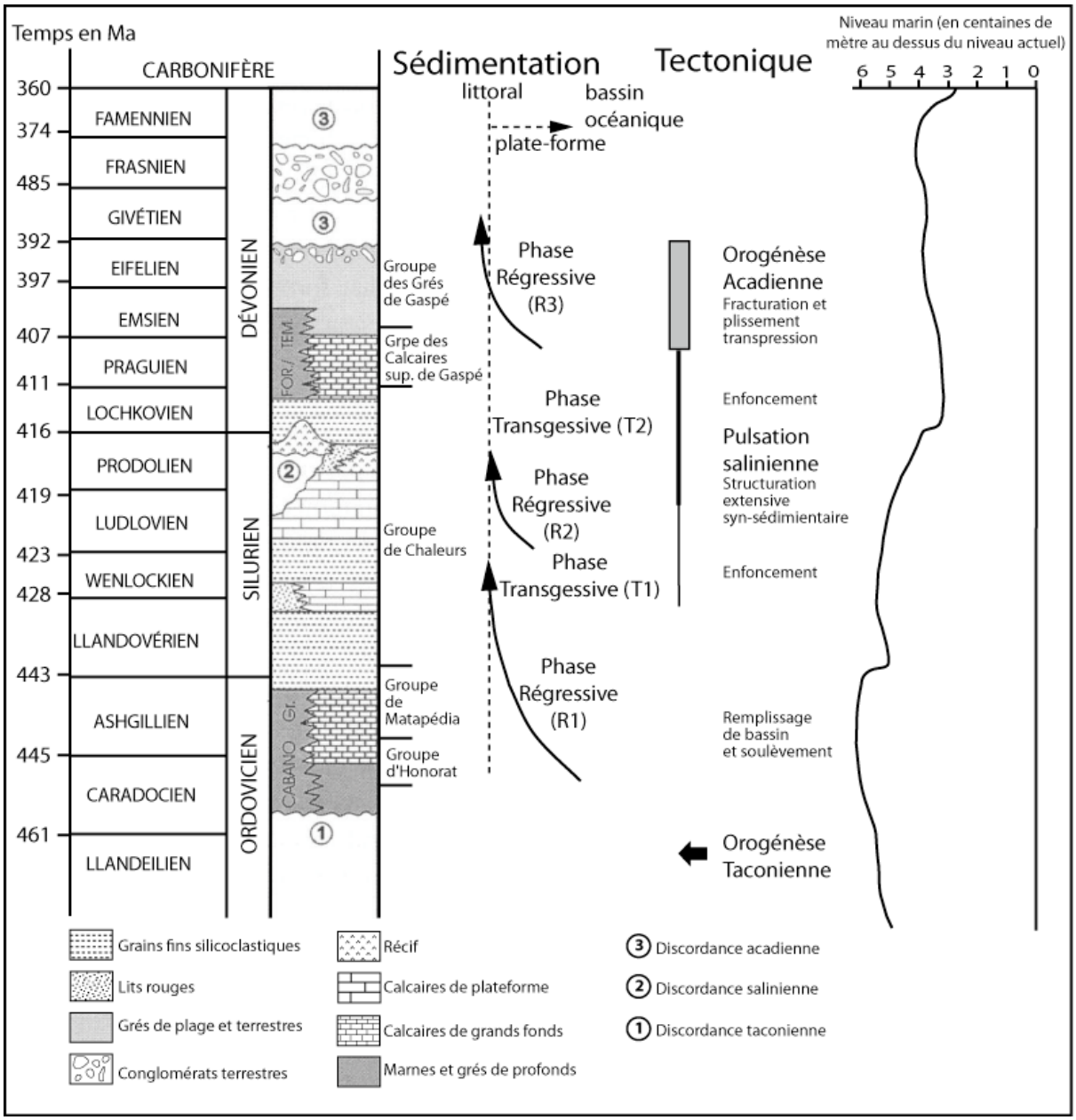


Figure III.2 : Évolution tectono-sédimentaire de la ceinture de Gaspé (modifiée d'après Bourque *et al.*, 2001).

1. a) La phase régressive R1

À la fin de l'Ordovicien, la première phase régressive (Figure III.2) correspond au remplissage du bassin de Gaspé par les flyschs des groupes d'Honorat et de Matapédia et par les dépôts terrigènes et calcaires des assemblages inférieur et moyen du Groupe de Chaleurs après l'orogénèse taconienne à l'Ordovicien tardif.

Au début du Silurien (Llandovérien), le remplissage progressif du bassin de Gaspésie s'est poursuivi, l'allochtone taconien devint totalement émergé au sud du réentrant de Québec et dans la région de la boutonnière de Maquereau-Mictaw au sud-ouest du promontoire du Saint-Laurent. Une ceinture de sables et graviers littoraux des formations de Weir et de Anse Cascon et la discordance angulaire avec la boutonnière de Maquereau-Mictaw témoignent d'une région source émergée au sud-ouest du promontoire du Saint-Laurent (Bourque *et al.*, 2001). Entre ces deux régions émergées, les turbidites calcaires du Matapédia venant de la plate-forme calcaire d'Anticosti sur le Promontoire du Saint-Laurent comblaient la partie orientale du bassin de Gaspésie. Cette interprétation de la source des sédiments du Matapédia se base sur l'existence d'une zonation latérale des faciès, du nord-est au sud-ouest, où les faciès de la région de Percé sont moins profonds (plus proximaux) que ceux de la région de Matapédia (Lespérance *et al.*, 1987), et sur des mesures de directions de paléocourants (Ducharme, 1979; Malo, 1988).

La fin du Llandovérien-début du Wenlockien correspond au paroxysme de la phase régressive R1. Les dépôts calcaires représentés pas les plates-formes de Sayabec et LaVieille dominaient dans les zones de faible profondeur d'eau, alors que par ailleurs, des roches détritiques très fines comblaient la partie centrale plus profonde du bassin, Formation de Burnt Jam Brook. La présence d'un prisme de sables et graviers calcaires de la Formation de Laforce venant se perdre dans les argiles suggère que la Formation Sayabec et la Formation de La Vieille ne formaient pas une seule plate-forme calcaire continue malgré la grande similitude de leurs faciès. Les particules calcaires qui constituent la Formation de Laforce proviennent vraisemblablement de la plate-forme d'Anticosti, indiquant toujours une connexion entre les bassins de Gaspésie et d'Anticosti et possiblement un début d'émergence de cette dernière (Lavoie *et al.*, 1992). Dans l'Ouest du bassin, la plate-forme Sayabec jouxtait une plaine supratidale à lits silicoclastiques rouges, alors que dans le Sud-Est, les faciès terrestres bordant la plate-forme de La Vieille sont inconnus (Lavoie *et al.*, 1992).

1. b) Phase transgressive T1

Suivant la phase régressive R1, des boues silicoclastiques des assemblages terrigènes du Groupe de Chaleurs se déposent en marge profonde. L'approfondissement du bassin résulte de l'effet combiné d'une augmentation mondiale du niveau eustatique au Wenlockien tardif à Ludlovien précoce ainsi que le début d'une subsidence significative du bassin associée à une phase extensive au Silurien tardif (Bourque *et al*, 2001 ; Bourque, 2001).
Les faciès de dépôt du bassin de Gaspésie se sont développés et ont évolué en marge du Réentrant de Québec et du promontoire du Saint-Laurent, dans le "bassin successeur" de l'orogène taconien. Les faciès silicoclastiques fins d'eau relativement profonde de type plate-forme externe de la Formation de Saint-Léon et ses équivalents ont marqué la phase transgressive T1.

1. c) Phase régressive R2

La seconde phase régressive (R2) résulte des effets combinés d'un niveau eustatique bas et du développement de blocs de failles pendant la période salinique au Pridolien. La phase d'extension dans la partie du bassin de Gaspé a produit des basculements vers le nord de blocs faillés (la pulsation salinique au Ludlovien-Pridolien) ce qui a entraîné l'érosion d'une partie des strates anciennes sur le bloc haut correspondant à la discordance salinique (Bourque *et al*., 1993, 1995, 2000 et 2001; Malo et Bourque, 1993). Dans la zone axiale du bassin de Gaspé, la sédimentation s'est poursuivie sans interruption, alors que dans la partie sud, le plissement des strates pré-Silurien supérieur sous la discordance salinique suggère que cette partie de la ceinture ait été soumise à un régime en compression (probablement à l'Ordovicien tardif en lien avec l'orogenèse taconienne) (Malo, 2001).
Dans les assemblages médian et supérieur de la séquence du Groupe de Chaleurs, les lits rouges terrestres et les conglomérats sont associés à la chute du niveau marin (Bourque, 2001). Des données de terrains montrent des érosions de plusieurs centaines de mètres dans le Synclinal de Ristigouche, l'Anticlinal de la Rivière Saint-Jean, et dans le Nord de la ceinture de Gaspé (Bourque *et al.,* 1993). Une part importante de cette érosion est attribuable au basculement des blocs. Les complexes récifaux de la Formation de West Point sur la marge des blocs surélevés forment des récifs étendus tout le long de la marge nord du bassin de la Gaspésie (Bourque *et al*., 1986 ; Bourque, 2001). Plusieurs faciès récifaux indiquent une

instabilité tectonique et l'épaississement significatif des mudstones silicoclastiques dans le bassin de Saint-Léon, suggère le jeu important des failles.

1. d) Phase transgressive T2

La seconde phase transgressive (T2) se manifeste par des séquences d'approfondissement représentées par des sédiments à grains fins et des turbidites de l'assemblage du Groupe de Chaleurs (Bourque, 1989), des calcaires à grains fins d'eau profonde des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Mussard et Lavoie, 1997) ou des silicoclastites d'eau profonde du Fortin. Cette phase correspond à une période de grande instabilité qui constitue l'amorce de l'orogénie acadienne, laquelle atteindra son point culminant au milieu du Dévonien. La région au sud du Promontoire du Saint-Laurent s'est soulevée au Lochkovien. En réponse à ce soulèvement, la progradation d'un prisme silicoclastique à turbidites (Formation d'Indian Point) eut lieu vers le nord-ouest avec un enfoncement supérieur à l'accommodation pour l'apport des sédiments. Les récifs calcaires du Silurien tardif ont été enfouis par les sédiments du prisme, la subsidence du bassin du Saint-Léon s'accélérant en réponse au soulèvement des régions du sud (Synclinorium de la Baie des Chaleurs).

L'omniprésence des slumps exposés plus dans le sud des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Lavoie, 1992) et dans les roches du Fortin témoigne d'une sédimentation syn-tectonique. En résumé, deux faciès caractérisent le dépôt pendant le Praguien : au nord, une plate-forme externe dominée par des carbonates à grains fins (Lavoie *et al.*, 1991; Lavoie, 1992) avec localement des coulées de lave, et au sud un bassin profond dans lequel des coulées turbiditiques de directions sud-est se déposent parallèlement (Hesse and Dalton, 1995).

1. e) Phase régressive R 3

La troisième phase régressive (R3) est enregistrée dans des faciès marins peu profonds à terrestres du Groupe des Grés de Gaspé dans la moitié nord du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Les principaux faciès sont deltaïques et estuariens (Sikander, 1975) avec des dépôts de chenaux en tresses (Cant et Walker, 1976) probablement dus à des entrées marines périodiques, les dépôts des rivières méandriformes (Rust, 1981), et des dépôts proximaux de chenaux de plaines (Rust, 1981). Ces dépôts se sont développés en réponse à la surrection des

montagnes acadiennes dans le Sud. Plus au Sud, on observe les dépôts du Groupe du Fortin avec les turbidites silicoclastiques pendant l'Emsien précoce et moyen.

Dans le Synclinorium de la Baie des Chaleurs, le seul enregistrement de la phase régressive R3 est le sable et les graviers des formations de Lagarde, Pirate Cove, Fleurant et Escuminac. Ces différents types représentent une sédimentation terrestre de dépôts alluviaux (Lagarde), de deltas alluviaux aux dépôts de plaines d'inondation (Pirate Cove), de graviers des plaines d'inondation (Fleurant), et les turbidites de lac ou d'estuaire (Escuminac). L'évolution du bassin de dépôt de Gaspésie est schématisé par une une série de cartes paléogéographiques pour la ceinture de Gaspé (Bourque *et al.*, 1993, 2001 ; Malo, 2001).

A.2. Synthèse bibliographique de l'évolution tectonique

Les dépôts sédimentaires ont enregistré les effets des différents évènements tectoniques. Voyons maintenant plus en détail l'héritage structural de chacune de ces périodes orogéniques. Structuralement, la ceinture de Gaspé est dominée par les plis régionaux acadiens droits à légèrement déversés et un clivage variant d'intensité suivant les différents domaines. Des failles verticales à la surface séparent les différents domaines tectono-stratigraphiques de la ceinture de Gaspé. Cependant des grandes failles, comme les failles de Schickshock Sud, du Grand Pabos, de Restigouche, de Grande Rivière et de Raudin, correspondent à d'importants décrochements dextres. Dans les paragraphes suivants, nous résumerons les différentes phases tectoniques affectant les roches de la péninsule de Gaspésie.

2. a) L'orogénèse taconienne

L'orogenèse taconienne a affecté les roches d'âge Cambro-Ordovicien de la zone de Humber située au nord de la péninsule de la Gaspésie (Figure III.3). Elle se manifeste par des plis de vergence nord-ouest et des chevauchements de grande échelle de même direction (Slivitzky et *al.*, 1991). L'orogenèse taconienne est le résultat de la collision entre la marge continentale passive du Paléozoïque inférieur (zone de Humber) et l'archipel d'arc magmatique péri-Laurentia (zone de Dunnage) avec la fermeture d'un bassin marginal qui se traduit par l'obduction des séquences ophiolitiques (St-Julien et Hubert 1975 ; De Broucker 1987 ; Tremblay *et al*., 1995 ; Pincivy *et al*., 2003). Les roches de la zone de Humber ont été affectées pendant l'orogenèse par un métamorphisme du faciès des schistes verts. On trouve localement un métamorphisme plus intense allant jusqu'au faciès des amphibolites juste au nord de la faille de Shickshock Sud dans la nappe du Mont Logan, domaine interne de la zone de Humber (Sacks *et al*., 2004). L'obduction des ophiolites est probablement le principal évènement responsable de la déformation des roches de la zone de Humber et du métamorphisme pendant l'orogenèse taconienne dans la péninsule de la Gaspésie (Sacks *et al*., 2004). Le transport des nappes de chevauchement vers le nord-ouest, déduit à partir de la vergence des plis et de l'orientation des failles de chevauchement dans la zone externe de la zone de Humber, reste valide (Slivitzky *et al.*, 1991). La cinématique globale de la

déformation taconienne est séparée dans l'espace et dans le temps. Les chevauchements dans la zone externe de la zone de Humber le long de la ligne Logan se font perpendiculairement à l'orogène, tandis que le mouvement principal le long de la ligne Baie Verte-Brompton et la faille de Shickshock Sud correspond à un décrochement dans la zone interne (Sacks *et al*., 2004). Le métamorphisme prograde correspond à la déformation D1 dans la zone interne, les roches du parautochtone n'étaient pas déposées dans l'avant-pays. Une déformation tardive D2 d'âge Caradocienne (448 Ma) affecte les roches du domaine interne (Pincivy, 2003) et aussi les roches du domaine parautochtone. Cette déformation D2 est attribuable à la mise en place des domaines interne et externe.

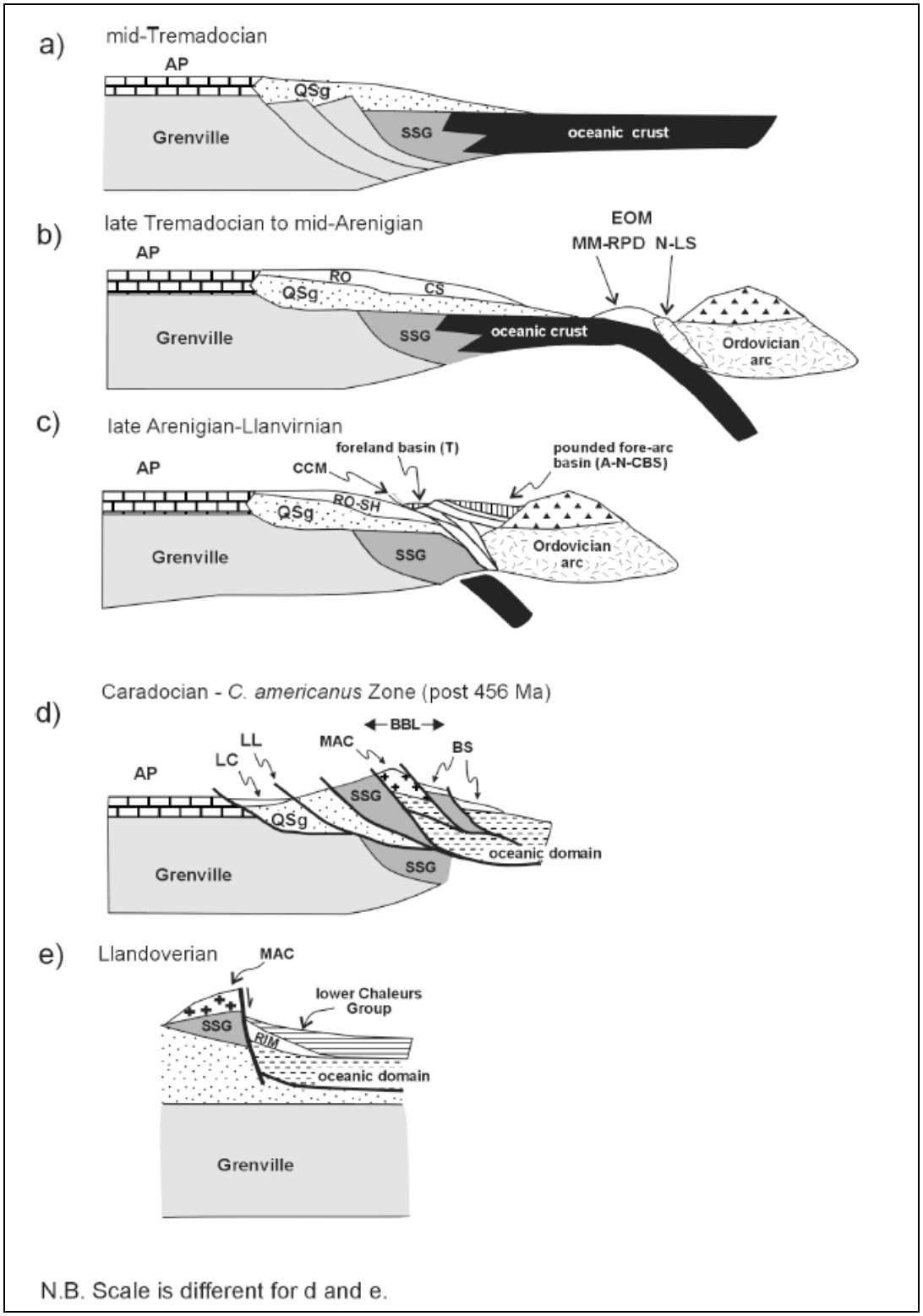


Figure III.3 : Coupe reconstituée, à la fin du Taconien, montrant les imbrications sur l'avant-pays. Cette région est une source sédimentaire par son érosion pour l'avant-pays mais aussi pour le bassin Siluro-Dévonien qui se met en place à l'arrière (tiré de Malo *et al.*, 2001). AP : plate-forme d'Anticosti ; LC : dépôt des cloridormes inférieur ; LL : ligne Logan ; SSG : Groupe de Shickshocks ; Qsg : Supergroupe de Québec ; BBL : ligne Brompton-Baie Verte ; Bs : Assemblage de Black Shale ; MAC : Complex du Mont Albert; RIM : Mélange du Ruisseau Isabelle (Malo *et al.*, 2001).

À la fin de l'orogenèse taconienne (au Caradocien), les différentes unités qui ont été imbriquées (Figure III.3) s'érodent et deviennent la source sédimentaire du bassin d'avant-pays taconien au nord-ouest de l'orogène dans lequel se dépose les turbidites du Cloridorme. Cette période correspond également à l'initiation du bassin successeur de la Gaspésie au sud-est de l'orogène et la sédimentation des unités basales du Black Shale Assemblage du Mélange du Ruisseau Isabelle au sud (Malo *et al*. 2001 ; Malo 2004).

2. b) La pulsation salinique

La Ceinture de Gaspé est déformée légèrement, par endroits, par la pulsation salinique Ludlovien-Pridolien). Cette phase tectonique est bien développée à Terre-Neuve (Cawood *et al.*, 1995 ; Dunning *et al*., 1990) et dans le sud du Québec (Castonguay *et al*., 2001). En Gaspésie, elle s'exprime par la mise en place de blocs basculés (Malo et Kirkwood, 1995) et la formation de plis ouverts de direction nord-ouest sud-est dans la partie nord-est de la péninsule (Malo, 2001).

Par ailleurs sur la base de levés sismiques récents du Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, Morin et Laliberté (2002) proposent que la pulsation salinique est responsable d'une déformation en compression dans les parties sud et ouest de la Ceinture de Gaspé.

2. c) L'orogénèse acadienne

Différents modèles tectoniques ont été proposés pour l'orogenèse acadienne en Gaspésie et plus particulièrement pour la ceinture de Gaspé. Malo et Béland (1989) établissent un premier scénario pour la Gaspésie à partir de l'étude de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé. Ils proposent un modèle de tectonique coulissante responsable du développement des plis, du clivage régional et d'un réseau de failles de décrochement, les principales étant la faille de Grand Pabos et la faille de la Grande Rivière.

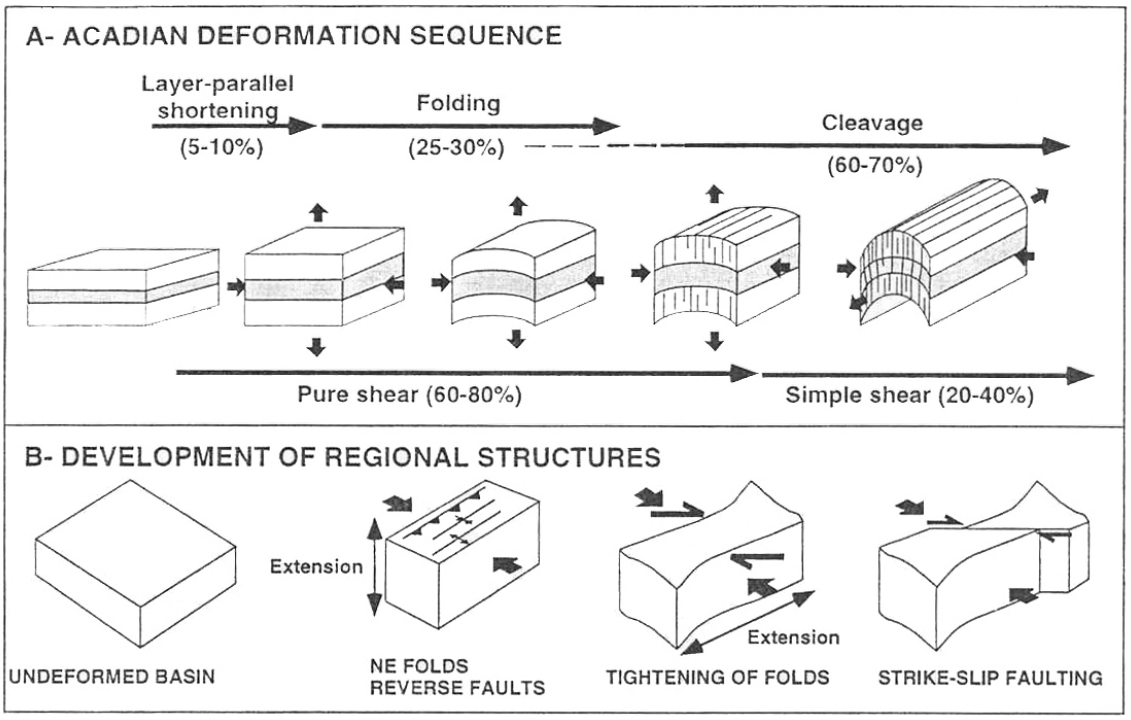


Figure III.4 : Blocs montrant les séquences de la déformation acadienne dans la ceinture de Gaspé (tirée de Kirkwood, 1999).

Kirkwood *et al.* (1995) et Kirkwood (1999) proposent que les premières étapes de la déformation acadienne (Figure III.8 A) se divisent en une première étape caractérisée par une déformation coaxiale de type plissement-aplatissement occasionnant le développement des failles inverses majeures et de plis régionaux de direction NE, suivie par une seconde étape de cisaillement simple lors de laquelle se développent des failles coulissantes dextres, un resserrement des plis et une intensification du clivage accompagnée d'une extension horizontale parallèle à l'orogène (Figure III.4). Cette deuxième phase montre un changement rapide de direction de l'extension verticale à horizontale.

L'étude de nouvelles données sismiques profondes amènent Kirkwood *et al.* (2004) à proposer un nouveau modèle structural révisé pour l'orogenèse acadienne (Figure III.5). Ce modèle propose le développement d'une ceinture de plis et de chevauchements pendant la première phase de l'orogenèse acadienne qui précède la phase de déformation en cisaillement ainsi que le développement des décrochements acadiens au Dévonien moyen. Les relations structurales dans l'est de Gaspésie démontrent clairement que les failles de décrochement post-datent le développement des plis et des chevauchements.

La Figure III.4 montre le développement de la ceinture de Gaspé à partir du Lochkovien. Le bassin de Gaspé passe d'un bassin successeur à un bassin d'avant-pays et se développe à

l'avant d'un biseau orogénique migrant vers le nord nord-ouest. Au Lockhovien, les chevauchements dans le sud de la Gaspésie pendant le développement du biseau orogénique créent un haut topographique. Pendant le Lochkovien, les sédiments fins et turbiditiques de la partie supérieure du Groupe des Chaleurs se déposent dans le bassin successeur avec, dans le Sud, des interlits de graviers. La formation de failles normales dans l'avant-pays accélère la subsidence du bassin dans le nord.

Au Praguien, le développement du biseau tectonique migre vers le continent et approche de la limite sud du bassin de Gaspésie. Le dépôt des flyschs du Fortin dans le sud s'effectue en même temps que le dépôt des Calcaires Supérieurs de Gaspé dans le nord. Les séquences supérieures de la ceinture de Gaspé commencent à s'imbriquer (Figure III.9, B).

À L'Emsien précoce, une tectonique d'imbrication et d'empilement commence dans les séries du l'Ordovicien supérieur au Silurien dans le sud de la Gaspésie ; le développement de duplex, d'anticlinaux d'empilements et de rétrochevauchements est possible. Des empilements se seraient développés dans la partie nord-ouest en réponse au développement du biseau tectonique. Le front de déformation migre alors vers le nord et des chevauchements aveugles se propagent en sous-surface (Figure III.9, C).

Le plissement a eu lieu à l'Emsien tardif sur les séquences de bassin d'avant-pays sud et les chevauchements aveugles se propagent dans le nord de la ceinture de Gaspé, les surfaces de détachement se propagent et s'étendent sous la zone de Humber vers le nord. À l'Emsien tardif, le front de déformation migre jusqu'à la limite nord du bassin (faille de Shickshock Sud) et a pu affecter la zone de Humber (Rocksandic et Granger, 1981). Les failles normales synsédimentaires ont été réactivées sous le bassin en structures compressives pendant le développement de la ceinture de plis et de chevauchements. Cette déformation emsienne montre un style structural de tectonique de couverture avec des chevauchements aveugles sous les anticlinaux et des plis de propagation de failles en profondeur (Figure III.9, D). Ce n'est qu'après que le régime décrochant a commencé. Les principales failles de décrochement dextres ayant affecté la ceinture de Gaspé sont essentiellement les failles de Shickshock Sud, du Grand Pabos, de la Grande Rivière, de la Rivière Garin, du Troisième Lac et du Bassin Nord-Ouest, de Restigouche-Grand Pabos (Bourque *et al.*, 1993). Les décrochements concernent principalement les zones sud et nord-est de la ceinture de Gaspé.

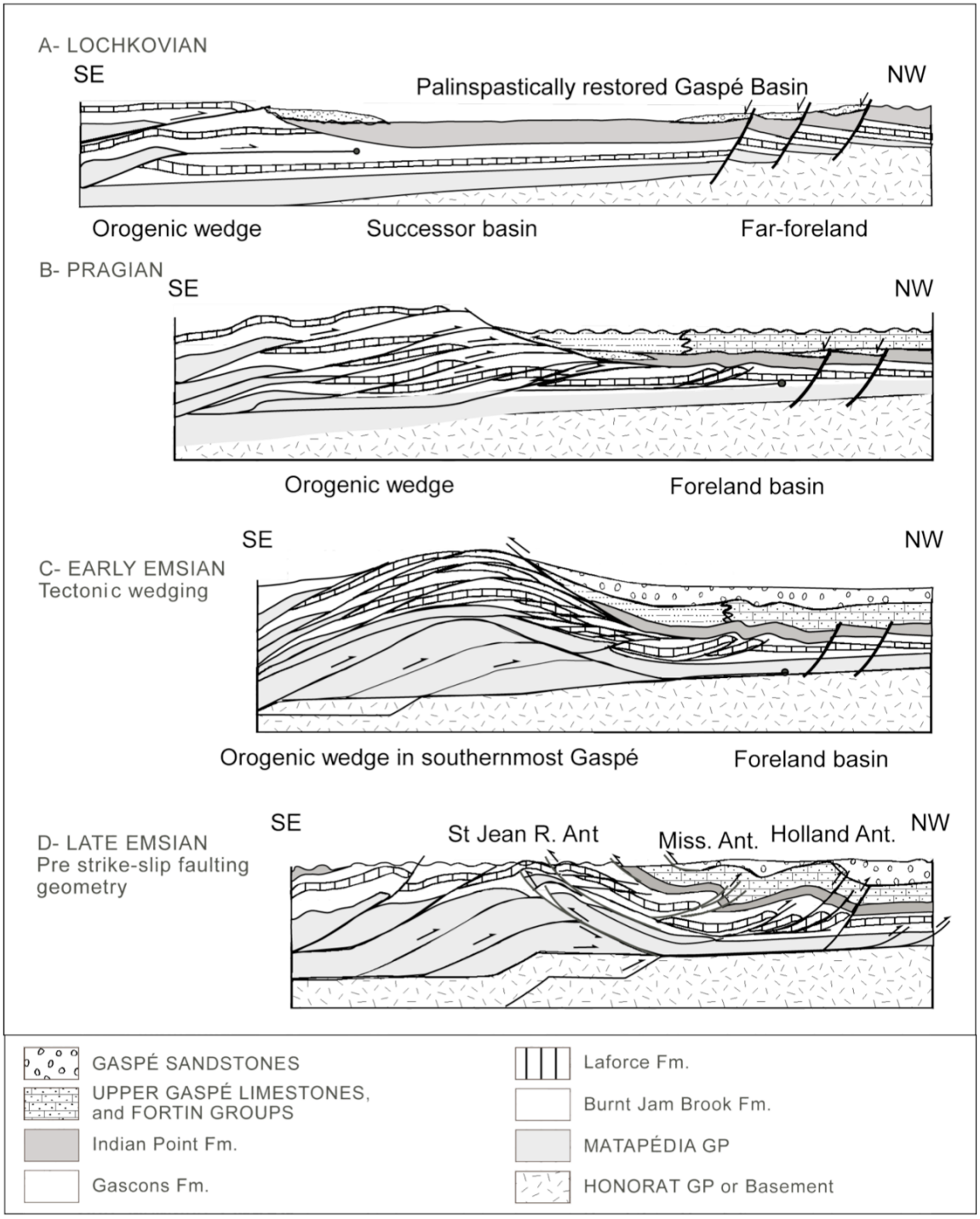


Figure III.5 : Interprétation schématique du développement séquentiel d'une ceinture de plis et de chevauchements Acadien (tirée de Kirkwood et al., 2004), identique à la figure I.8.

B. Interprétation structurale des images sismiques

B.1. Présentation des travaux antérieurs

Dans la partie II de ce mémoire, nous avons présenté les sections sismiques acquises de 2000 à 2002 ainsi que les images sismiques obtenues après application de la migration profondeur avant sommation. La présente section traitera des résultats de l'interprétation structurale effectuée directement sur ces images profondeur de la zone centrale de la ceinture de Gaspé.

En se basant sur les images sismiques, Morin et Laliberté (2002) proposent une tectonique de type « thin-skin » pour la ceinture de Gaspé, responsable d'un raccourcissement horizontal significatif. Une première interprétation des sections sismiques migrées en temps (Morin et Laliberté, 2002) montre la présence de failles de chevauchement vers le nord à la surface aussi bien que des failles aveugles sous les anticlinaux de la partie nord de la ceinture de Gaspé (Figure III.7). Cette interprétation propose que le contact entre les ceintures taconienne et acadienne est imagé par un réflecteur continu plongeant vers le sud et correspondant à une surface de détachement (Morin et Laliberté, 2002). La faille de Shickshock Sud représente la limite à la surface entre la ceinture de Gaspé et la zone de Humber et correspond à ce réflecteur.

La ligne sismique 2001-MRN-12 recoupant la zone de Humber a été étudiée récemment par Saucier *et al.* (2006), le but de son travail était de décrire l'architecture structurale de la ceinture taconienne (Saucier *et al.*, 2006) (Figure III.8). L'interprétation récente de la ligne 2001-MRN-12 proposée par D. Saucier indique que la ceinture taconienne est structurée en nappes et chevauchements au-dessus d'un décollement majeur situé à 1500 mètres au-dessus de la plate-forme du Saint-Laurent et du socle Grenvillien. Ces travaux permettent ainsi de décrire le style structural en sous-surface de la zone de Humber. Il est généralement accepté que les roches de la zone de Humber se poursuivent sous celles de la ceinture de Gaspé. L'interprétation de lignes sismiques nous permettra de mieux comprendre la relation possible entre les deux ceintures, de tenter de reconnaître le style structural semblable et de préciser dans quelle mesure les structures taconiennes ont pu jouer un rôle dans la structuration de la ceinture acadienne (Figure III.8).

Les lignes sismiques 2001-MRN-12, 2001-MRN-10B et 2001-MRN-10A forment un transect continu à travers la partie centrale de la péninsule et permet d'avoir une coupe 2D de la

péninsule de Gaspésie (N-S). La ligne 2001-MRN-08 complète cette interprétation dans les parties centrale-ouest de la ceinture de Gaspé. Les images sismiques re-traitées et présentées sous forme de planches annexées à ce mémoire fournissent une nouvelle représentation du sous-sol et permettent ainsi de mieux comprendre l'architecture structurale de la ceinture acadienne.

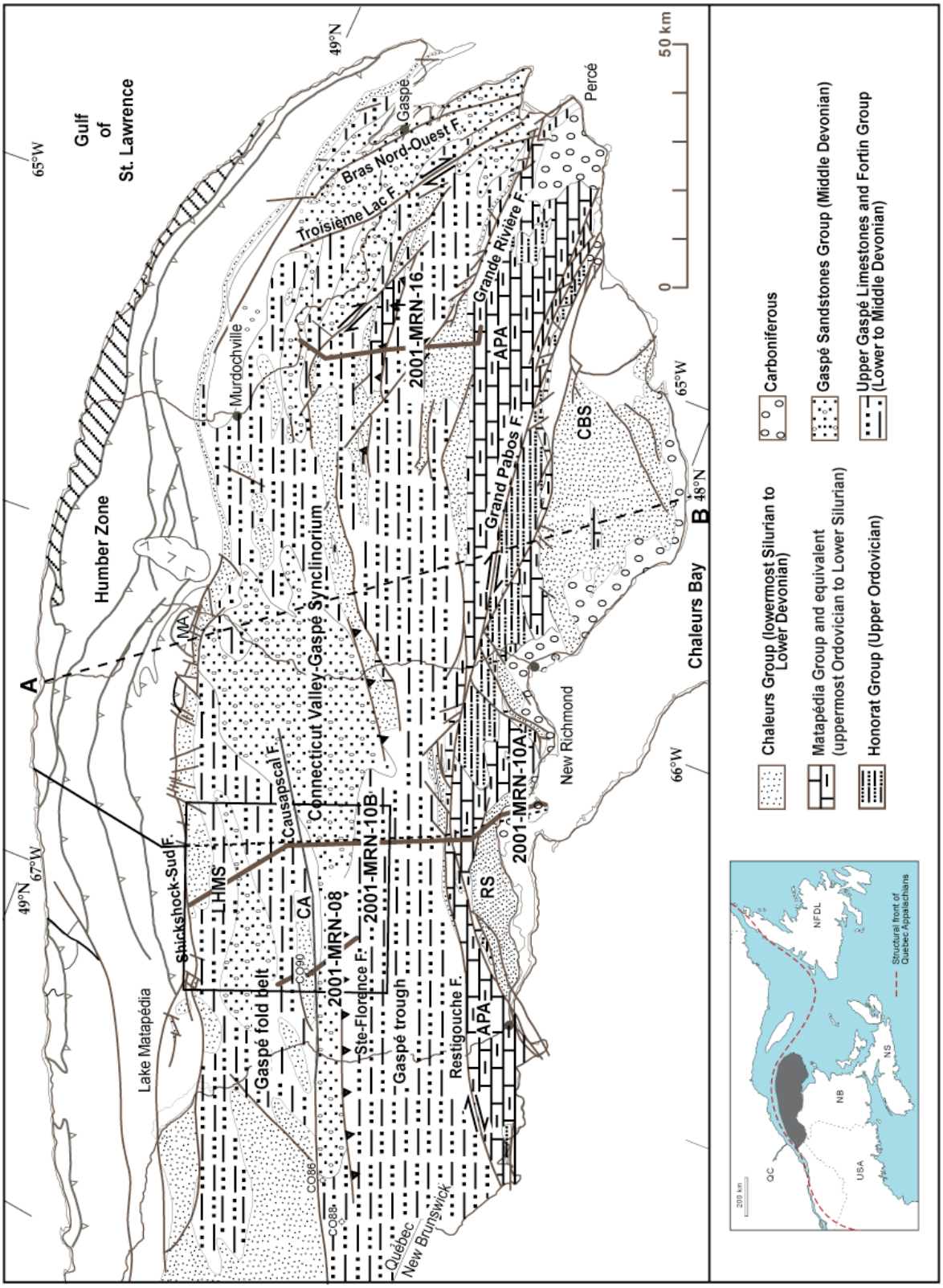


Figure III.6 : Carte de localisation des régions d'étude : interprétation des lignes sismiques (10B, 08 et 16) au niveau de la ceinture de Gaspé et au niveau de l'anticlinal de l'Aroostook Percé (ligne 10A) et localisation de la coupe AB (figure I.6), C090 : localisation du Puit de La Vérendrye; LHMS : Synclinal du Lac des Huit-Milles; CA : anticlinal de Causapscal (modifiée de Bêche *et al*, 2007).

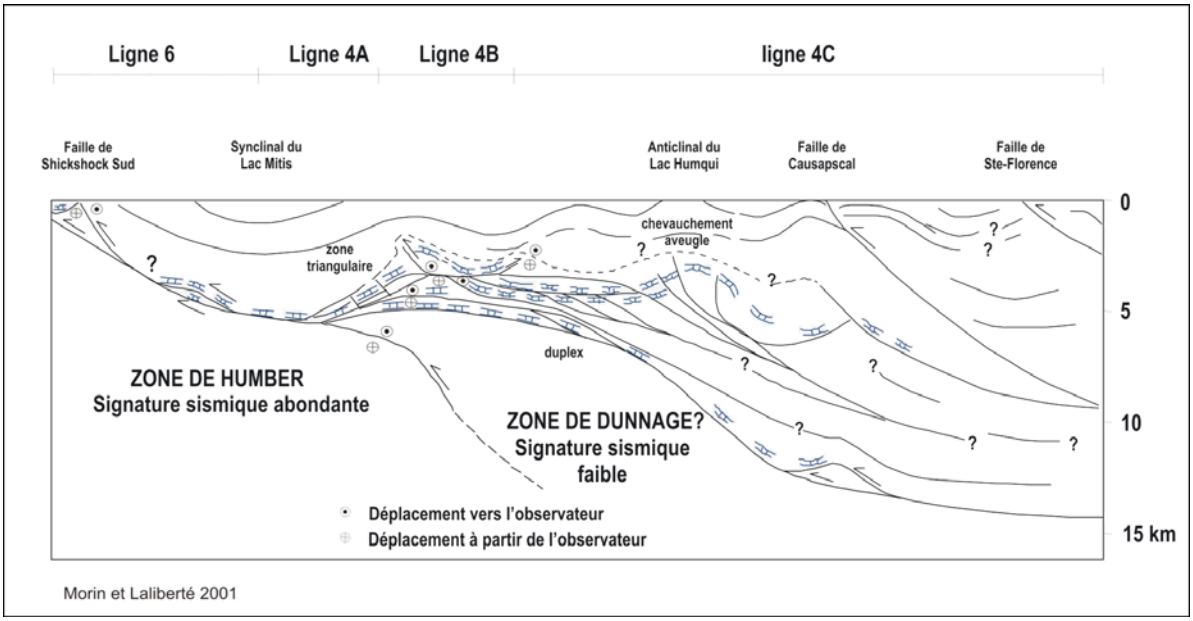


Figure III.7 : Interprétation structurale des lignes sismiques VB 06, VB 04C, VB 04B et VB 04C montrant un style structural de type de tectonique de couverture (tirée de Morin et Laliberté, 2002), identique à la figure I.7.

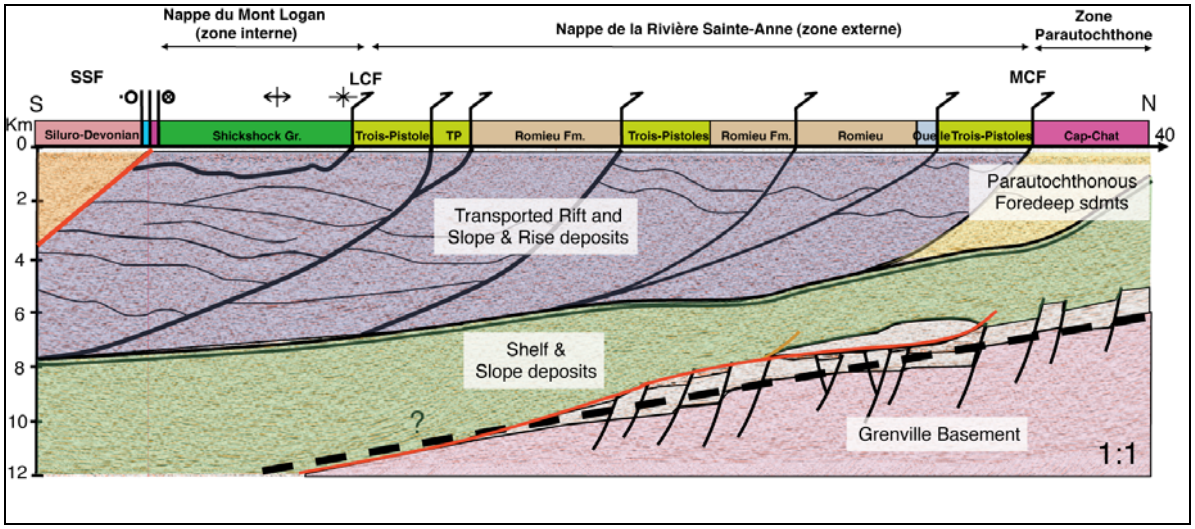


Figure III.8 : Interprétation sismique de la ligne 2001-MRN-12 montrant une géométrie de chevauchements de nappes (tirée de Saucier *et al*., 2006).

B.2. Interprétation structurale du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé

2. a) Caractère sismique

L'image sismique profondeur obtenue dans la portion nord de la ligne 2001-MRN10b, (Figure III.9, haut et planche 6) montre des réflecteurs continus et apporte plus de précisions sur l'architecture des couches sédimentaires siluro-dévoniennes et sur la géométrie des failles et des plis affectant la ceinture de Gaspé. Cette image montre également la relation entre les structures profondes et les plis et failles superficielles (Figure III.9). Il est possible de distinguer plusieurs grands ensembles sur le profil 2001-MRN-10b. Du nord vers le sud, on observe:

- La faille de Shickshock Sud qui sépare la ceinture taconienne de la ceinture acadienne en surface. Au sud de la faille à partir de 6,5 km de profondeur, les marqueurs sismiques observés montrent un style structural similaire à celui de la ceinture taconienne (Saucier *et al.*, 2006). On peut donc conclure que la faille de Shickshock Sud coupe à travers la ceinture taconienne. Plus au sud, les structures en grands plis ouverts qui affectent les roches siluro-dévoniennes du bassin de la Gaspésie se localisent au-dessus de failles de chevauchement qui prennent racine dans la ceinture taconienne. Les roches du bassin de Gaspé se sont donc déposées sur la ceinture taconienne déjà structurée. Ceci pose la question du rôle de ces anciennes structures lors de l'orogénèse acadienne. Les grandes structures comme la faille de Shickshock Sud semblent avoir un enracinement crustal profond et semblent ainsi contrôler la déformation en profondeur.

Au contact de la faille de Shicshock Sud se trouve le Synclinorium de Connectiut Valley-Gaspé composé de grands plis ouverts (

Figure III.6). On peut notamment distinguer le synclinal du Lac des Huit-Milles que nous étudierons plus en détail dans la section qui suit (B.2.b). Il est suivi de l'anticlinal de Causapscal qui est recoupé en son flanc sud par la faille de Causapscal qui sépare l'anticlinal du synclinal des Monts Berry.

La faille de Sainte-Florence marque la séparation du synclinal avec une zone sourde qui correspond au Groupe de Fortin. Cette faille constitue une limite majeure entre le « Gaspé folded » Belt et le « Gaspé Trough » (Kirkwood et St-Julien, 1987) et semble avoir un enracinement crustal comme la faille de Shickshock Sud. La faible réponse sismique est due

au fort clivage vertical et des nombreux slumps qui composent le Groupe de Fortin, délimité par les failles de Sainte-Florence et de Restigouche-Grand Pabos.

Du nord-ouest vers le sud-est on retrouve trois domaines structuraux: un premier domaine constitué de la partie Nord du synclinorium, le *"Gaspé Folded Belt"* (Rodgers, 1970), se situant entre la faille Sainte-Florence et la faille de Shickshock Sud et séparant le *"Gaspé Folded Belt"* des terrains cambro-ordoviciens de la Formation du Sayabec.

Un second domaine, formé de la partie sud du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, le *"Gaspé Trough"* (Rodgers, 1970), se situant entre les failles de Sainte-Florence et de Restigouche. Enfin, le troisième domaine, constitué par l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé (Figure III.9). Ces domaines structuraux sont limités respectivement, du nord-ouest vers le sud-est, par la discordance taconique, les failles de Sainte-Florence et de Restigouche, et la faille de Sellarsville.

La portion du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé située au Nord de Sainte Florence, le *"Gaspé Folded Belt"*, est une structure synclinoriale très ouverte et peu déformée où affleurent les roches du Groupe de Chaleurs, des Calcaires supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé. Cette portion du synclinorium est limitée par la faille de Sainte-Florence au sud, et par la faille de Shickshock Sud, au nord. Au nord de la faille de Shickshock Sud, une mince couverture de roches siluro-dévoniennes très peu plissées repose en discordance sur les nappes cambro-ordoviciennes.

La portion sud du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé limitée par les failles de Restigouche et de Sainte-Florence, le *"Gaspé Trough"*, est une structure anticlinoriale ouverte où affleurent les roches du Groupe de Fortin. Cette portion du synclinorium est caractérisée par des plis ouverts et droits, à faible plongement vers l'ENE. Par contre, en bordure de la faille de Restigouche, les plis sont déversés vers le SE, ce qui implique une composante verticale du mouvement le long du plan de faille (Kirkwood et St Julien, 1987). Ces plis sont accompagnés d'un clivage acadien très pénétratif d'une direction moyenne de N241 à pendage abrupt vers le nord. Dans les mudstones du Fortin, le clivage a un aspect proche de celui d'un clivage ardoisier (Kirkwood et St Julien, 1987), ce qui se traduira par une zone sourde sur l’image sismique après très peu d’informations exploitables.

Dans le synclinal du Lac des Huit-Milles se situe la Formation de Saint-Léon, qui repose sur les roches de la Formation de Sayabec ; on peut y observer une séquence sourde à la base composée d’une séquence de roches terrigènes finement grenues (Bourque et al., 2001). En effet, la Formation de Saint-Léon est constituée de séquence de mudstone, de siltstone ou de

grès fin, plus ou moins calcareux, généralement en banc épais souvent laminaires (Bourque *et al*., 1993). Les résultats de forage du puits de la Vérendrye (C090 sur la Figure III.6) à environ une cinquantaine de kilomètres de la ligne 2001-MRN-10b et qui recoupe la ligne 2001-MRN-08 dans cette formation, suggèrent une variation de la composition en calcaire et une variation importante des vitesses de propagation. La partie supérieure de la Formation de Saint-Léon montre des forts réflecteurs qui correspondraient à des variations de lithologie non répertoriées le long de la ligne 2002-MRN-10b. Morin et Brisebois (2003) ont noté en surface, la présence de quelques affleurements de la Formation de West Point. Ces affleurements sont associés aux basaltes de la Formation de Shiphead. Par ailleurs, il est important de préciser que, selon Bourque (1993), la nomenclature adéquate à utiliser lorsque la Formation de West Point est présente au sein du Saint-Léon est plutôt : Formation de Gascons à la base, Formation de West Point au centre et Formation d'Indian Point au sommet. Malgré cette précision stratigraphique, nous continuerons d'employer le terme « Formation de Saint-Léon » pour désigner toute la partie supérieure du Groupe de Chaleurs étant donné le manque d'information précise en sous-surface (Desaulniers *et al*., 2006).

Le doublet Val-Brillant-Sayabec est bien visible dans la partie nord de la section et marque la base de la séquence du Groupe de Chaleurs. Ce doublet associé aux formations de Val-Brillant et de Sayabec a été observé sur plusieurs levés sismiques en Gaspésie (Morin et Laliberté, 2002; Laliberté et Morin, 2001). Il est marqué par une amplitude élevée et une signature caractéristique liée à la variation rapide de la lithologie. En effet, les grès de la Formation de Val-Brillant font place aux calcaires de plate-forme de la Formation de Sayabec. Le doublet associé aux formations de Val-Brillant et de Sayabec possède une épaisseur sismique de 50 à 100 mètres dans le secteur du flanc nord du synclinal du Lac des Huit-Milles, (Desaulniers, 2006). Il peut être suivi sur 40 km sur cette section, mais disparaît progressivement en allant vers le sud (Figure III.9).

Au-dessus de la Formation de Saint-Léon, on trouve les Calcaires Supérieurs de Gaspé. Sur le flanc nord du synclinal du Lac des Huit-Milles, la séquence stratigraphique correspond à la Formation de Forillon à la base, avec une signature sismique marquée par de bons réflecteurs, la Formation de Shiphead au centre et la Formation d'Indian Cove au sommet (Desaulniers, 2006). Ces trois formations se distinguent principalement par leur composition variable en calcaire (Bourque *et al.*, 2001). La Formation de Forillon est associée soit à une séquence de calcilutite dolomitique et/ou siliceuse ou à des mudstones calcareux (Bourque et *al*., 1995). La Formation de Shiphead se compare aux formations de Forillon (en dessous) et d'Indian Cove

(au-dessus) par un contenu plus siliceux. La Formation de Shiphead comporte des lits plus ou moins massifs de calcaires et de mudstones siliceux et dolomitiques, avec des interlits de calcarénite, de grès et de bentonite (Bourque *et al.*, 1995). De son côté, la Formation d'Indian Cove est composée de calcilutite silteuse ou siliceuse en lits homogènes avec des interlits mineurs de calcarénite, calcirudite, grès ou siltstone (Bourque *et al.*, 1995).

La Formation de York Lake est une formation de transition entre les Calcaires Supérieurs et les Grès de Gaspé. Elle comporte une alternance de calcilutites siliceuses comparables à la Formation d'Indian Cove (en dessous) et les wackes feldspathiques gris-verdâtres associés à celles de la Formation de York River (au-dessus) (Bourque *et al.*, 1995). La Formation de York Lake apparaît sur la sismique comme discontinue et fracturée. Bien qu'il puisse y avoir une certaine fracturation dans ce secteur, nous associons principalement la discontinuité des réflecteurs à des imperfections du traitement géophysiques qui affectent beaucoup plus les premières séries près de la surface que celles plus profondes.

Au-dessus, la Formation de York River est composée d'un assemblage de siltstone-mudstone-grès, avec des interlits mineurs de calcarénites à sa base qui transitent vers des interlits de mudstone à son sommet (Bourque et *al.*, 1995). Les grès sont en bancs moyens à épais à stratifications entrecroisées et la granulométrie est de moyenne à grossière (Bourque et al., 1995). Selon la géologie de surface, les roches de la Formation de York River affleurent au cœur du synclinal du Lac des Huit-Milles en surface.

En se basant sur les relations stratigraphiques observables en surface, plusieurs unités peuvent potentiellement être présentes en sous surface sous le doublet de Val Brillant-Sayabec. Morin et Laliberté (2001) pour les lignes MRN-06 et MRN-04c (Morin et Laliberté, 2001) ont suggéré la présence du Groupe de Cabano, soit l'équivalent chrono-stratigraphique vers l'ouest des groupes de Matapédia-Honorat, et appartenant au premier assemblage lithostratigraphique de la ceinture de Gaspé décrites auparavant. En ce qui concerne le nord du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé dans la région centrale de la péninsule, la Formation d'Awantjish est reconnue localement sous la Formation de Val-Brillant. Morin et Laliberté (2001) l'ont envisagée comme possiblement présente en sous-surface sous le synclinal du Lac des Huit-Milles. Nous dénommons donc toutes les unités à la base du bassin siluro-dévonien et reposant en discordance sur les roches de la zone de Dunnage comme le *Groupe de Matapédia et ses équivalents.* Le mélange du Ruisseau Isabelle affleure au sein de la Faille de Shickshock Sud au nord du synclinal du Lac des Huit-Milles (Malo et al., 2001) et comprend des assemblages de roches sédimentaires (Composite Shale, Black Shale et

Chromite-Bearing Sandstone assemblages) et d'autres assemblages formées de roches plus chaotiques et démembrées (Pebbly Mudstone, péridotites serpentinisées et assemblage de tectonite). On peut ainsi envisager que cette unité puisse se prolonger sous le synclinal du Lac des Huit-Milles (Figure III.3). Par contre, ce mélange fait partie de la zone de Dunnage et est composé d'unités de shales noirs (Black Shale Assemblage de Malo *et al.*, 2004) de l'Ordovicien moyen et supérieur au sein de la Zone de Dunnage. Bien qu'aucune évidence de terrain ne permette de clarifier la relation stratigraphique entre les unités du *Groupe de Matapédia et ses équivalents* et celles du mélange du Ruisseau Isabelle, tout porte à croire qu'il y a une discordance entre les deux ensembles. Mentionnons que puisque le mélange affleure au sein de la zone de faille de Shickshock Sud, Malo *et al*. (2004) interprètent le contact entre les deux ensembles comme un contact faillé. Les groupes Matapédia-Honorat ainsi que le mélange du Ruisseau Isabelle peuvent être présents sous le doublet Val-Brillant-Sayabec en sous-surface. Sur toutes les figures d'interprétation géologique, nous avons choisi de regrouper ces deux ensembles à cause de ces relations litho- et chrono-stratigraphiques, et parce qu'il est difficile d'observer des signatures sismiques distinctes.

Le mélange du Ruisseau Isabelle comprend des assemblages de roches sédimentaires (Composite Shale, Black Shale et Chromite-Bearing Sandstone assemblages) et d'autres assemblages formées de roches plus chaotiques et démembrées (Pebbly Mudstone, péridotites serpentinisées et assemblage de tectonite). Les unités de shales noirs de l'Ordovicien moyen et supérieur au sein de la Zone de Dunnage comme le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle représentent des roches mères potentielles. La juxtaposition des assemblages lithologiques du Mélange de Ruisseau Isabelle et leurs caractéristiques structurales résultent de divers mouvements le long de la faille de Shickshock Sud entre l'Ordovicien tardif et le Dévonien moyen.

Sous le synclinal, on observe des réflexions dans une formation géologique qui peut être rattachée au Groupe de Matapédia qui peut être suivi vers le sud. De plus, il peut s'agir de domaines plus internes de la chaîne taconienne.

Entre la faille de Sainte-Florence et la faille de Restigouche, on observe une zone sourde correspondant au Groupe de Fortin qui semble recouvrir le Groupe de Chaleurs.

Plus au sud, la faille de Restigouche constitue la limite entre le Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et l'Anticlinorium d'Aroostook Percé. Au sud de cette faille, la ceinture acadienne est plus mince, et l'on devrait trouver des couches cambro-ordoviciennes sous cette ceinture, mais le signal sismique est trop mauvais pour distinguer des réflexions cohérentes.

Dans le Synclinorium de la Baie des Chaleurs, on peut à nouveau observer les couches sédimentaires équivalentes à celles trouvées dans la partie Nord du profil (
Figure III.6)(Bêche *et al.*, 2007).

Afin de contrôler l'interprétation structurale, un travail de restauration a été effectué au niveau du synclinal du Lac des Huit-Milles. Ce travail sera détaillé dans la partie IV consacrée à la modélisation de bassin où seront présentées les principales étapes de la modélisation : la construction du modèle à l'âge actuel, les surfaces sélectionnées qui vont être dépliées et le résultat final avec la coupe contenant les surfaces équilibrées mises à plat à partir du niveau de référence, le doublet Val-Brillant - Sayabec.

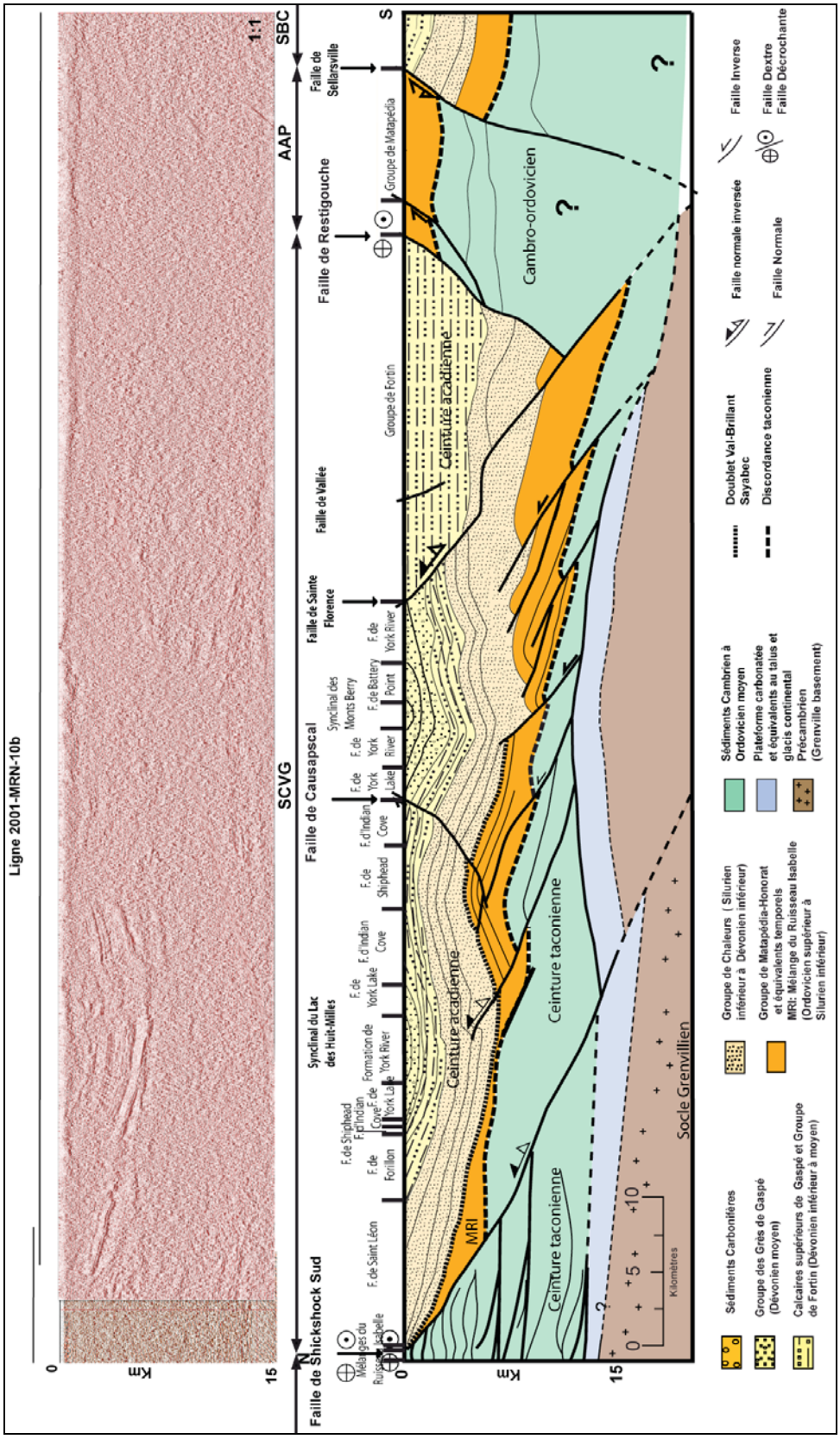


Figure III.9 : Image sismique profondeur du profil 2001-MRN-10B et schéma interprétatif des grands ensembles structuraux; MRI : mélange du ruisseau Isabelle équivalent temporel du Groupe de Matapédia-Honorat.

2. b) Le synclinal du Lac des Huit-Milles

La région du Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé au niveau du synclinal du Lac des Huit-Milles montre d'excellents marqueurs. On peut mieux observer la structure de la ceinture acadienne et sa relation avec la ceinture taconienne. Il est possible de retrouver ce travail de façon plus détaillé dans Bêche *et al.* (2007).

L'interprétation structurale présentée ici se focalise sur trois zones du synclinal du Lac des Huit-Milles (Figure III.10):

1) Le cœur du synclinal montre un pli de propagation de faille dans la partie basale de la séquence siluro-dévonienne (**encadré 1**);

2) La zone directement sous la partie sud du synclinal montre des structures imbriquées mises en place par la reprise des failles taconiennes et reposant sur la ceinture taconienne (**encadré 2**) ;

3) Le long de la faille de Shickshock Sud, on distingue le contact nord de la ceinture de Gaspé avec la zone Humber (**encadré 3**).

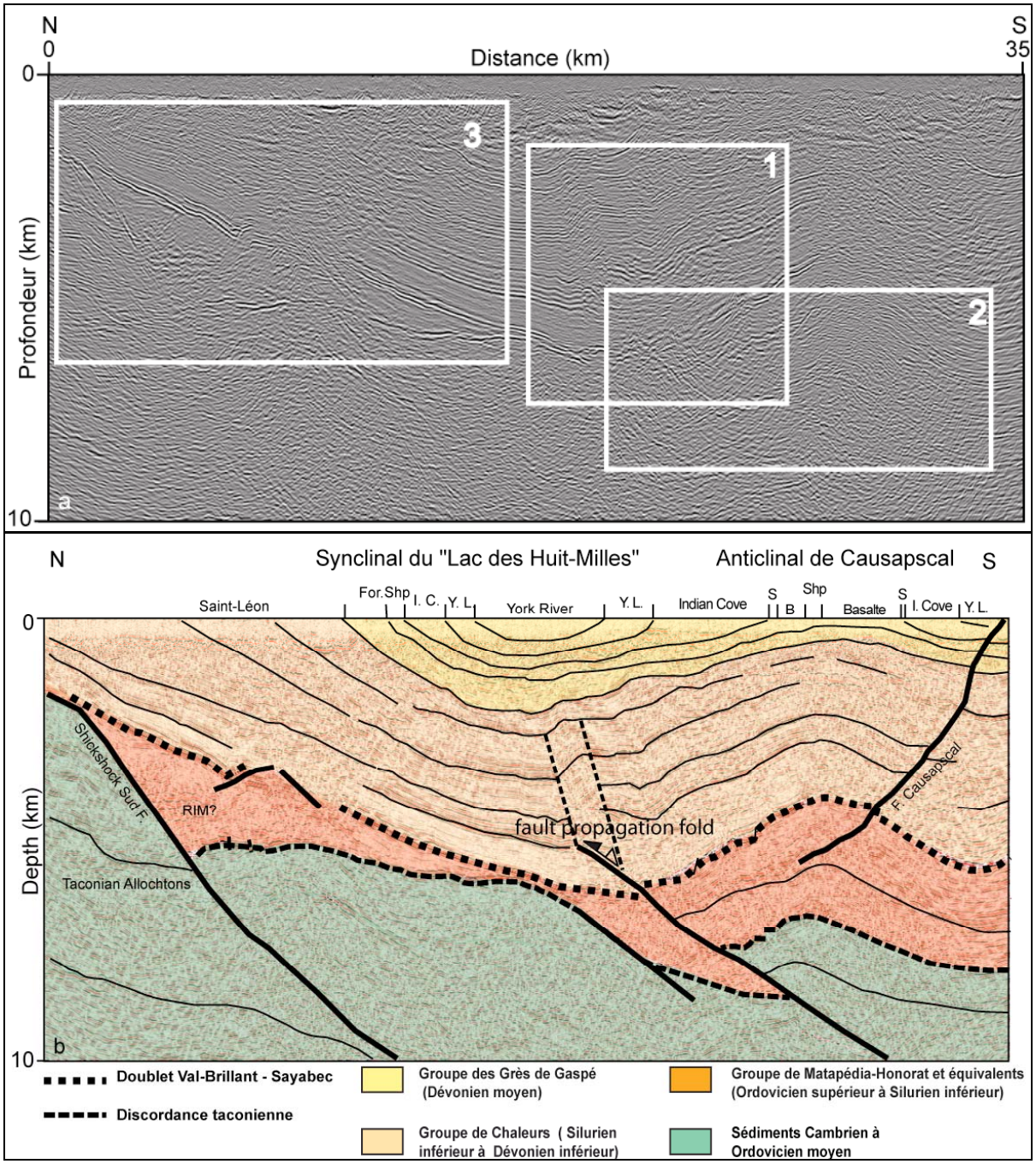


Figure III.10 : Image sismique profondeur du synclinal du lac des Huit-Milles avec la localisation des secteurs étudiés (a) et son interprétation (b). CDP compris entre 6039 et 3739.

2. b. i) Le cœur du synclinal du Lac des Huit-Milles

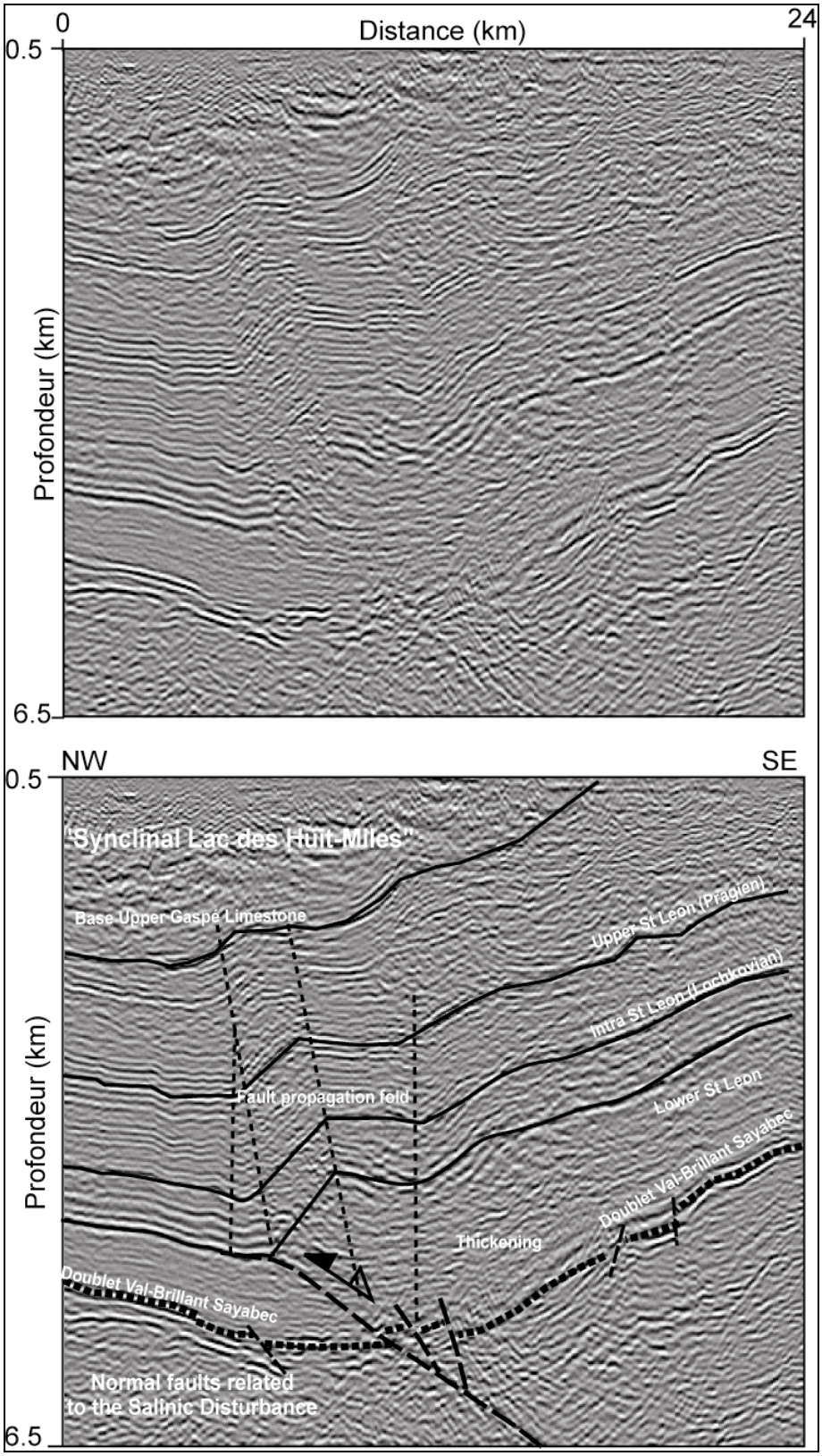


Figure III.11 : Interprétation du cœur du synclinal montrant la faille qui a joué en premier en faille normale puis inverse, créant ainsi un pli de propagation (Bêche *et al.*, 2007). Sélection de CDP entre 4839 et 4239.

À la base du synclinal, (Figure III.11) le doublet Val-Brillant - Sayabec représente un réflecteur important qui constitue la base du synclinal et la base de la séquence du Siluro-Dévonien soit du Groupe des Chaleurs. Des failles mineures sub-verticales recoupent le doublet de Val-Brillant – Sayabec entre 6 et 6,3 km de profondeur.

Les unités inférieures de la Formation de Saint-Léon s'épaississent de manière significative de part et d'autre de la zone axiale du synclinal. Elles passent d'une épaisseur de 500 m sur le flanc nord du synclinal à plus de 1200 m dans le cœur du synclinal. La transition radicale s'effectue très rapidement au coeur du synclinal. Cependant, une épaisseur constante de plus de 1000 m au niveau des unités basales de la Formation de Saint-Léon persiste plus au sud sur le flanc sud du synclinal. Sur le profil sismique, les failles normales sont restreintes à la partie inférieure de la séquence sédimentaire et ne sont pas imagées dans les séquences reposant au-dessus de la Formation de Saint-Léon.

Les variations d'épaisseur des unités inférieures du Saint-Léon sont interprétées comme un épaississement syntectonique dû au mouvement normal de failles synsédimentaires dont la plus importante serait localisée au cœur du synclinal (Desaulniers, 2006).

Sur la base de ces observations, Desaulniers (2006) attribue l'âge du jeu normal de la faille au Silurien tardif/Dévonien précoce (Ludlovien à Praguien). Le développement de ces failles normales est attribué à une période d'extension reconnue partout en Gaspésie et assigné à l'événement salinique. Cette période d'extension est à l'origine de système en blocs faillés et basculés le long de failles listriques dans la région nord-est de la ceinture de Gaspé (Bourque, 2001).

Sur la Figure III.11 qui présente l'image sismique la plus précise obtenue au cours de ce travail (partie II), il est intéressant d'observer une géométrie de plis relatifs à la faille dans le cœur du synclinal. L'image sismique montre clairement au centre la présence d'une faille inverse qui affecte les strates de la Formation de Saint-Léon formant ainsi un pli. Le pendage de cette faille est estimé de 30 à 40° vers le sud, en accord avec les estimations déduites des modélisations sismiques (partie II). Le marqueur correspondant au doublet Val-Brillant – Sayabec et les lits inférieurs de la Formation du Saint-Léon sont discontinus et déplacés de part et d'autre de la faille. La forme du pli montre qu'il est asymétrique avec un fort pendage pour le flanc nord, mais qu'il n'est pas renversé. Le pendage des horizons le long du flanc nord s'amenuise dans les couches supérieures et les effets du mouvement de la faille disparaissent en montant dans la séquence.

Un axe de fort pendage peut être tracé pour délimiter le flanc nord de ce pli. Ces caractéristiques sont typiques de la géométrie de pli de propagation. La géométrie du pli indique que le plissement est dû au mouvement inverse de la faille, mais il est difficile d'estimer le déplacement. La faille a probablement joué en faille inverse à plusieurs moments pendant la formation du synclinal, réactivant ainsi la faille normale au cœur du synclinal. La datation de l'inversion peut être contrainte au post-Praguien grâce aux marqueurs stratigraphiques des Calcaires Supérieurs de Gaspé qui ont été aussi plissés. La faille disparaît finalement dans les unités de la Formation de Saint-Léon et les unités supérieures sont simplement plissées.

En profondeur, la faille semble prendre racine dans la partie taconienne allochtone recouverte par le synclinal. Ainsi la faille peut être strictement associée soit aux structures acadiennes qui ont réactivé une faille normale salinique, soit à une rampe de chevauchement taconienne réactivée en faille normale pendant la période salinique et inversée comme faille de chevauchement pendant l'Acadien. La seconde hypothèse semble plus cohérente à en juger par l'enracinement de la faille très profonde dans les unités taconiennes (Figure III.10).

2. b. ii) La partie sud sous le synclinal du Lac des Huit-Milles

La géométrie des réflecteurs profonds sous le synclinal du Lac des Huit-Milles entre 6 et 8 km (Figure III.12) diffère de celle des séquences du Silurien et Dévonien de la ceinture de Gaspé et définissent un grand anticlinal de 35 km, l'anticliclinal de Causapscal. Ces structures sont en fait localisées dans le sous-sol taconien sous la ceinture de Gaspé, immédiatement dessous et légèrement au sud de la faille relative au pli à la base du synclinal décrite dans la section précédente (2.b.i). Sous le synclinal du Lac des Huit-Milles, une faille majeure coupe à travers les unités inférieures (Silurien et Dévonien) du synclinal, et peut être suivie en profondeur jusque dans les séquences attribuables à la ceinture taconienne. Au sud de cette faille majeure, les réflecteurs de pendage vers le nord appartiennent au flanc nord de l'anticlinal de Causapscal qui se prolonge jusqu'à 5,5 km en sous-surface. Cette structure anticlinale régionale affecte les séquences supérieures de la ceinture taconienne aussi bien que les séquences siluro-dévoniennes (Figure III.12). De nombreuses failles coupent obliquement à travers les réflecteurs sismostratigraphiques de l'anticlinal. Nous les interprétons comme des failles normales appartenant à l'événement salinique, tout comme celles qui découpent le doublet Val-Brillant-Sayabec.

L'anticlinal de Causapscal est limité au sud par la faille du même nom (Figure III.10). Au cœur de l'anticlinal, la faille de Causapscal s'enracine dans une faille à pendage vers le nord et à mouvement inverse vers le sud. Nous concluons alors que la faille de Causapscal correspond à un rétrochevauchement qui postdate le dépôt des séquences les plus jeunes. Nous pensons que le développement de ce rétrochevauchement est relatif à l'arrêt du jeu de la faille inverse majeure, et résulte de la phase compressive acadienne.

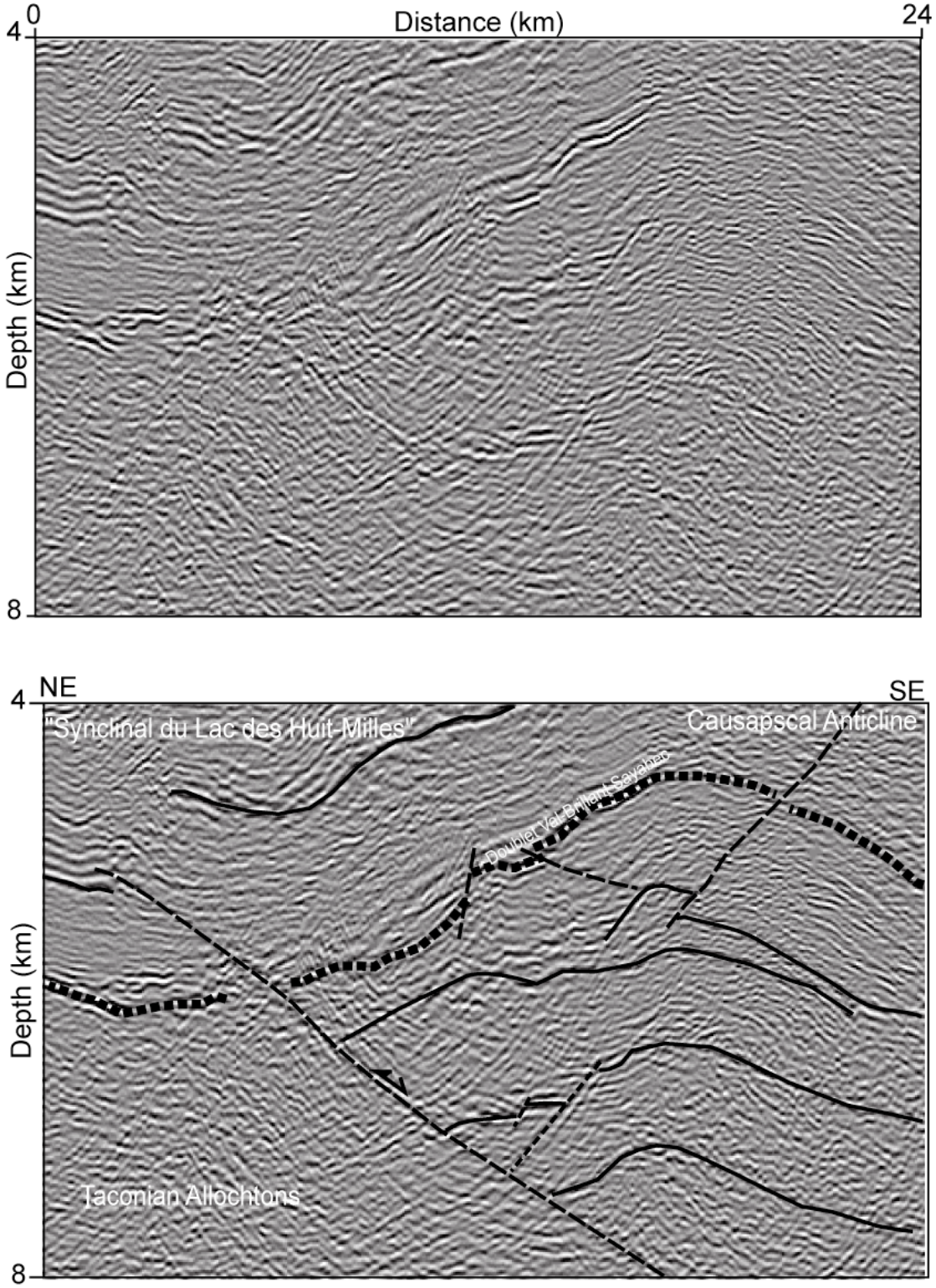


Figure III.12 : Image sismique profondeur comprise entre les CDP 4839 et 3939 et interprétation de l'anticlinal de Causapscal, la zone imbriquée.

2. b. iii) Le long de la faille de Shickshock Sud

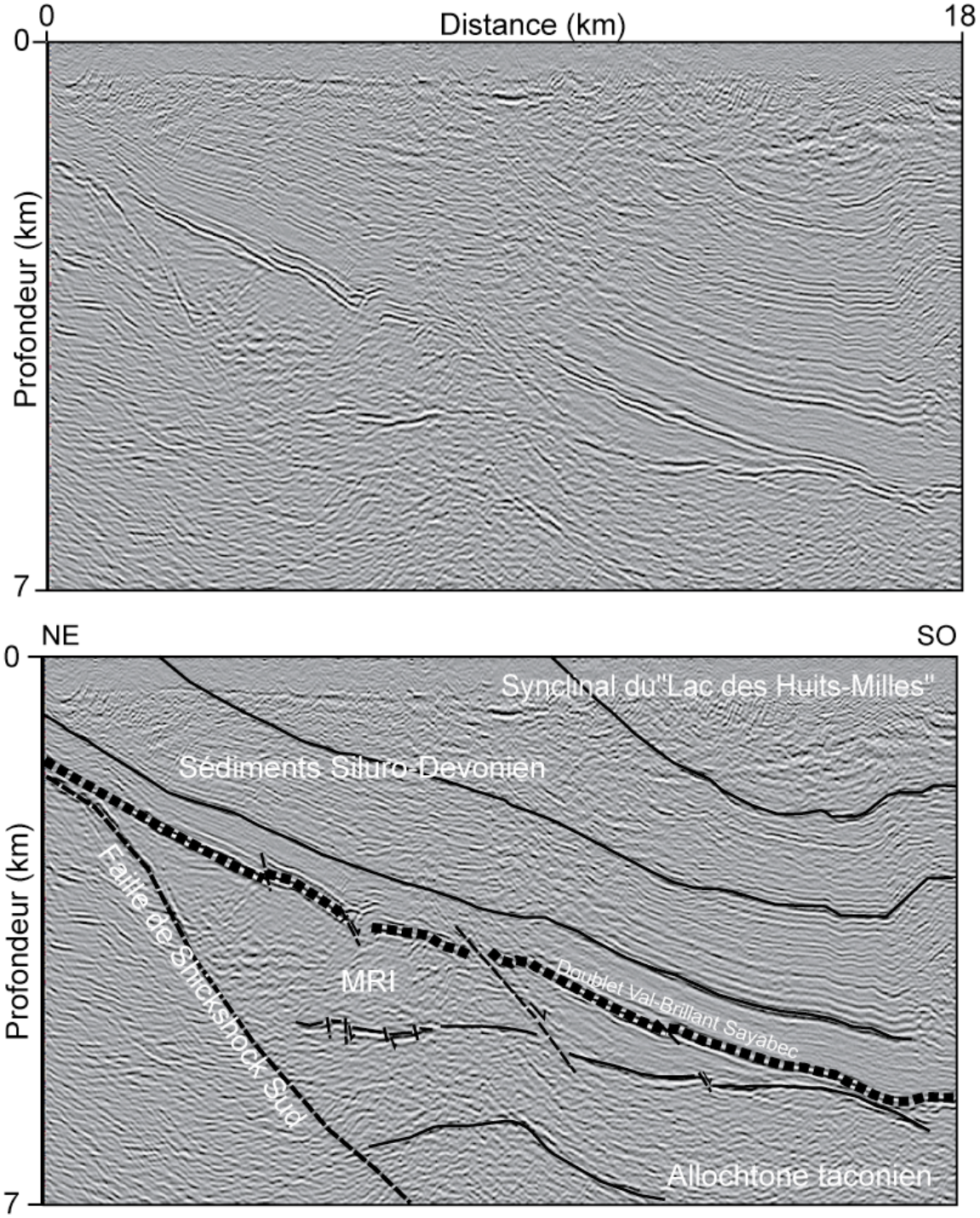


Figure III.13 : Image sismique profondeur comprise entre les CDP 6039 et 4839 et image interprétée sous le synclinal au niveau de la faille de Shickshock Sud ; le doublet de Val Brilant-sayabec limite le synclinal avec le mélange du ruisseau Isabelle séparé de la ceinture taconienne par la discordance taconienne. MRI : Mélange du Ruisseau Isabelle.

Les nouvelles images résultant de la migration-profondeur ont clairement imagé la trace de la faille de Shickshock Sud, précédemment localisée légèrement plus au nord et comportant un pendage plus élevé sur les interprétations des images sismiques des migrations temps après sommation (PostSTM) (Morin et Laliberté, 2002). Cette faille montre un pendage maximum de 30-40° sur les images profondeur. La figure présentée ici (Figure III.13) montre le contact entre les ceintures taconienne et acadienne, représenté à la surface par la faille de Shickshock Sud et en profondeur par la discontinuité sous le synclinal. Cette discontinuité peut être une discontinuité angulaire ou un décollement majeur impliquant le chevauchement de la ceinture acadienne sur la ceinture taconienne (Desaulniers, 2006). Sur le flanc nord du synclinal du Lac des Huit-Milles, les sédiments siluro-dévoniens reposent en discordance ou encore s'observe en contact de faille sur les roches du mélange du Ruisseau Isabelle. Le contact entre le mélange et les roches de la ceinture taconienne ne s'observe pas à la surface, mais puisque le mélange affleure au sein de la zone de faille de Shickshock Sud, Malo *et al.* (2004) l'interprètent comme un contact faillé.

Sous le synclinal du Lac des Huit-Milles à 6,5 km de profondeur, on observe de forts réflecteurs, sur lesquels reposent le mélange du Ruisseau Isabelle, similaires au doublet Val-Brillant - Sayabec, on n'observe pas d'évidence de décollement entre de deux réflecteurs ainsi il est difficilement envisageable la corrélation du réflecteur avec les réflecteurs du Saint-Léon qui les recouvrent. La répétition du doublet Val-Brillant-Sayabec peut impliquer une coupure seulement dans le centre du synclinal et un décollement majeur de plus de 20 km de déplacement. Desaulniers (2006) a interprété le réflecteur comme la discordance taconienne et pourrait appartenir à l'allochtone taconien.

En conclusion, l'interprétation présentée ici du synclinal du Lac des Huit-Milles est compatible avec un style structural de tectonique de couverture («thin-skinned »), en contexte de ceinture de plis et de chevauchements (« fold and thrust belt ») ainsi que le montre la Figure III.13:

- L'interprétation présentée par Desaulniers (2006) laissait supposer la réactivation des anciennes structures taconiennes pendant l'orogénèse acadienne au cœur du synclinal du Lac des Huit-Milles. Notre travail de traitement des données sismiques a permis d'illustrer plus en détails la structure au cœur du synclinal de sorte que nous avons pu imaginer clairement tant la faille que le pli de propagation (Figure III.11).
- Les profils sismiques que nous présentons montrent clairement le contraste lithologique

dans les assemblages sédimentaires du synclinal du Lac des Huit-Milles, tout comme Desaulniers (2006) l'avait observé précédemment. Avec cette étude, nous avons pu mieux imager et surligner la présence des imbrications structurales sous le synclinal. Ainsi certaines failles ont pu rejouer à plusieurs reprises et ont pu guider la déformation du synclinal du Lac des Huit-Milles comme par exemple la faille au cœur du synclinal et ainsi que celle sous l'anticlinal de Causapscal.

- Les structures extensives (failles normales) ont été observées par Desaulniers (2006) dans la partie basale au niveau de la séquence stratigraphique du doublet Val-Brillant Sayabec. Avec le nouveau retraitement de la section, nous avons pu mieux imager ces structures extensives à la base du synclinal et mieux contraindre la chronologie des failles normales à la période Ludlowien-Pridolien dans le Nord de la ceinture de Gaspé.
- Sous le synclinal du Lac des Huit-Milles, on peut observer que les sédiments siluro-dévoniens du synclinal sont en discordance sur le taconien allochtone, particulièrement dans la partie nord de la section étudiée au mur de la faille de Shickshock Sud. Dans les précédentes images en temps, il n'était pas possible d'observer le contact entre la ceinture de Gaspé et la ceinture taconienne.
- La faille de Shickshock Sud est bien visible sur les nouvelles images sismiques : elle montre un pendage de 30-40° et il est possible de la suivre jusqu'à plus de 5000 m de profondeur. À la surface, à la limite nord du synclinal, la faille de Shickshock Sud représente la limite entre les ceintures taconienne et acadienne.

B.3. Interprétation de la ligne 2001-MRN-08

La ligne 2001-MRN-08 se situe à 30 km à l'ouest de la ligne 2001-MRN-10b **(**Figure III.14**)** et elle débute dans le sud du synclinal du Lac des Huit-Milles et s'étend sur 23 km vers le sud. La ligne est traversée par le puits de La Vérendrye (C090) dans l'anticlinal de Causapscal d'une profondeur de 2438 m (Chagnon *et al.*, 1975). Ce puits servira de référence pour reconnaître les formations géologiques et les épaisseurs lors de l'interprétation de la ligne sismique.

Cette ligne recoupe la partie sud du Synclinal du Lac des Huit-Milles, soit une partie du "Gaspé Fold Belt" et le "Gaspé Trough" (Kirkwood et St Julien, 1987). Ainsi en surface, les formations d'Indian Cove, de Shiphead, de Forillon et de Saint-Léon affleurent sur le flanc sud de l'anticlinal de Causapscal. L'anticlinal est recoupé par la faille de Causapscal sur son flanc sud. Au sud de la faille, les unités du Saint-Léon, des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grés de Gaspé affleurent au coeur du synclinal. Suit un petit anticlinal le synclinale ou la Formation de Saint-Léon affleure. Cet anticlinal est recoupé dans sa partie sud par deux failles chevauchantes montrant un pendage sud et un mouvement vers le nord. Ces failles sont sur la carte géologique de la Figure III.14 où la faille de Sainte-Florence est représentée par les segments de deux traces de faille. À la jonction entre ces deux traces, on observe une zone triangulaire où affleure les grès de la Formation de York River. Les roches du Groupe de Fortin affleurent au sud de la faille de Saint-Florence « sud ». La faille de Vallée recoupe le Groupe de Fortin.

Le profil sismique profondeur (Figure III.16 et sur la planche 8), recoupe la partie sud du Synclinal du Lac des Huit-Milles, ainsi que l'anticlinal de Causapscal (noté 2, figure III.20), tout comme la ligne 2001-MRN-10b.

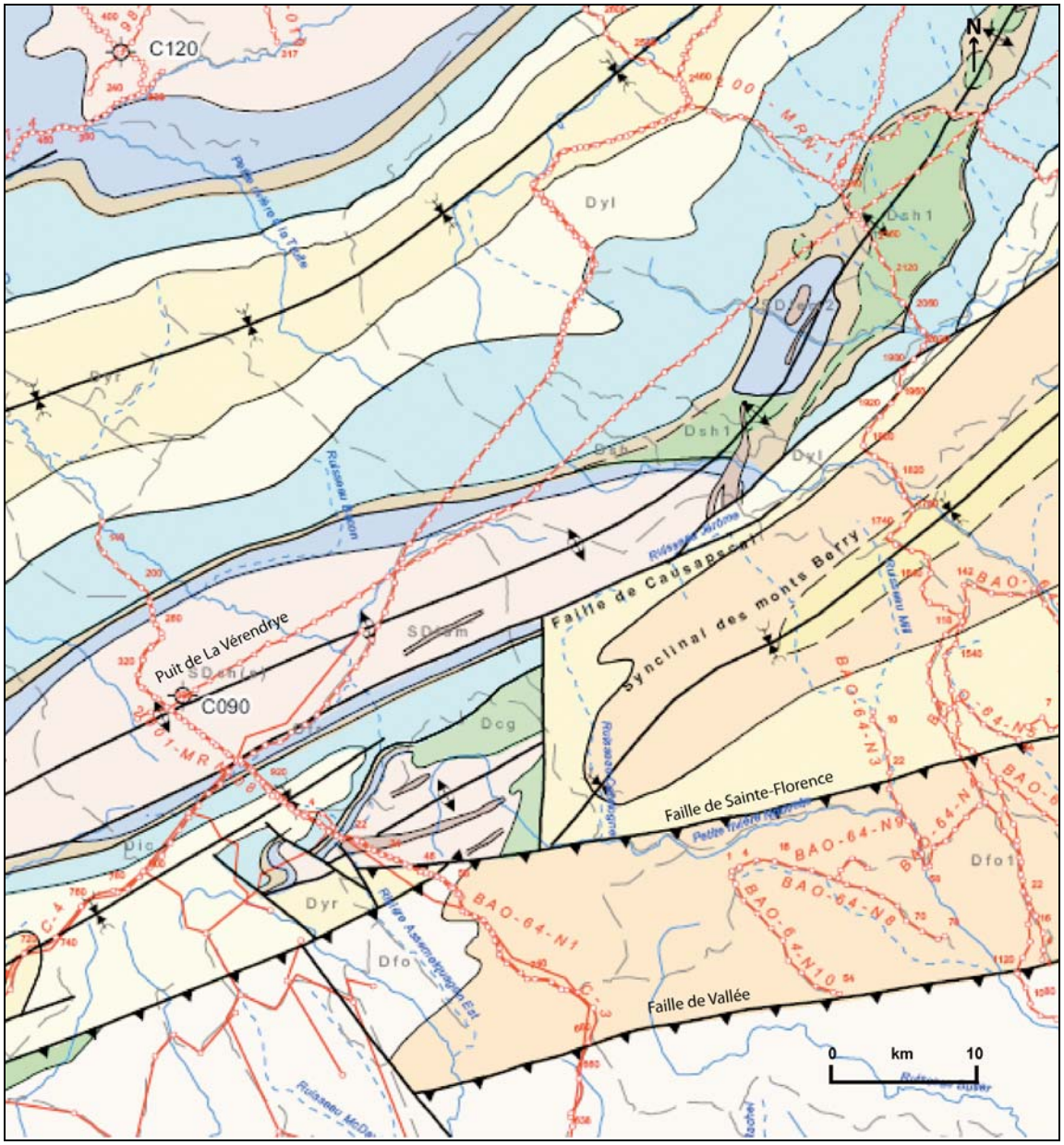


Figure III.14 : Localisation de la ligne sismique 2001-MRN-08 sur la carte géologique. C090 : localisation du Puit de La Vérendrie. Dyr : Formation de York River ; Dyl : Formation de York Lake ; Dic : Formation d'Indian Cove ; Dsh : Formation de Shiphead ; Dfr : Formation de Forillon ; SDch(s) : Groupe des Chaleurs supérieurs ; Dbp : Formation de Battery Point ; Dfo et Dfo1 : Groupe de Fortin.

Sur le flanc sud du synclinal du Lac de Huit-Milles, on retrouve les mêmes caractéristiques sismiques observées sur la ligne 2001-MRN-10B (Figure III.15). On y observe le réflecteur caractéristique du doublet Val-Brillant - Sayabec à la base du synclinal, suivi d'une zone sourde de la partie inférieure de la Formation de Saint-Léon surmontée par des réflecteurs plus marqués caractéristiques des séquences détritiques et turbiditiques de cette même formation. Au-dessus de la Formation de Saint-Léon, bien que les signatures sismiques soient moins prononcées que celles du profil 2001-MRN-10b, nous y interprétons la présence des

formations de Forillon et de Shiphead, d'épaisseur similaires à celles retrouvées au Synclinal du Lac des Huit-Milles.

Au sud de la faille de Causapscal, on retrouve un synclinal au cœur duquel affleurent les unités des Grès de Gaspé, représentées par des réflections sismiques prononcées et plus ou moins continues. Sur le profil sismique de la Figure III.15, on observe une zone sismique sourde caractéristique de la Formation de Saint-Léon sous les Grès de Gaspé à 3 km de profondeur et correspondant à une épaisseur d'1 km. L'épaisseur de la partie inférieure du Saint-Léon augmente vers le sud car cette zone sourde s'épaissit et passe à plus de 3,5 km. À cet endroit, les unités de la Formation de Saint-Léon se retrouvent coincées entre deux failles de décrochements subverticales s'enracinant sur un plan de chevauchement.

Au nord de la faille de Sainte-Florence, la Formation de York River affleure en surface. Sur le profil sismique de la Figure III.15, de forts réflecteurs discontinus s'observent à 2 km de profondeur que nous interprétons comme les unités des Grès de Gaspé. Encore plus en profondeur à 5 km, on observe de forts réflecteurs discontinus, très semblables à ceux qui sont caractéristiques des unités cambro-ordoviciennes du profil 2001-MRN-10b. On en déduit donc que ces réflecteurs appartiennent aux formations cambro-ordoviciennes de la ceinture taconnienne. On remarque de forts réflecteurs limitant la partie supérieure de la ceinture taconienne représentant ainsi une géométrie de nappes chevauchantes (notées 2 et 3 Figure III.15). Ces grands chevauchements sont vraisemblablement à l'origine de la géométrie de ce secteur, étant localisées directement au-dessous des structures anticlinales. L'anticlinal de Causapscal se serait développé dans un premier temps au même moment que le jeu de la faille de chevauchement la plus au nord sur le profil. Ensuite les chevauchements plus au sud (notés 2 et 3, Figure III.15) se sont développés selon un mode de propagation arrière au fur et à mesure que la progression de l'ensemble structural fut bloqué par l'épaisse séquence sédimentaire se déposant plus au nord. Les failles rétrochevauchantes (notées 3' et 3'', Figure III.15) se sont probablement développées en dernier car ces dernières recoupent les failles chevauchantes .

Sous l'anticlinal, on retrouve des grands décollements imbriquant les différentes structures ce qui confirme la structure de ceinture en plis et chevauchements de la ceinture de Gaspé. Sous le synclinal, il est possible d'observer la faille déjà vue à la ligne 2001-MRN-10b mais aussi les grandes structures chevauchantes qui semblent découper les formations cambro-ordoviciennes sous le doublet du Val-Brillant - Sayabec. Ainsi on retrouve deux grandes

structures imbriquées taconiennes qui auraient rejouées lors de l'orogenèse acadienne et qui auraient dictées la déformation dans cette région.

L'interprétation plus détaillée de cette ligne se focalisera plus particulièrement au niveau de l'anticlinal de Causapscal qui diffère dans cette zone de l'interprétation de la ligne 2001-MRN-10B.

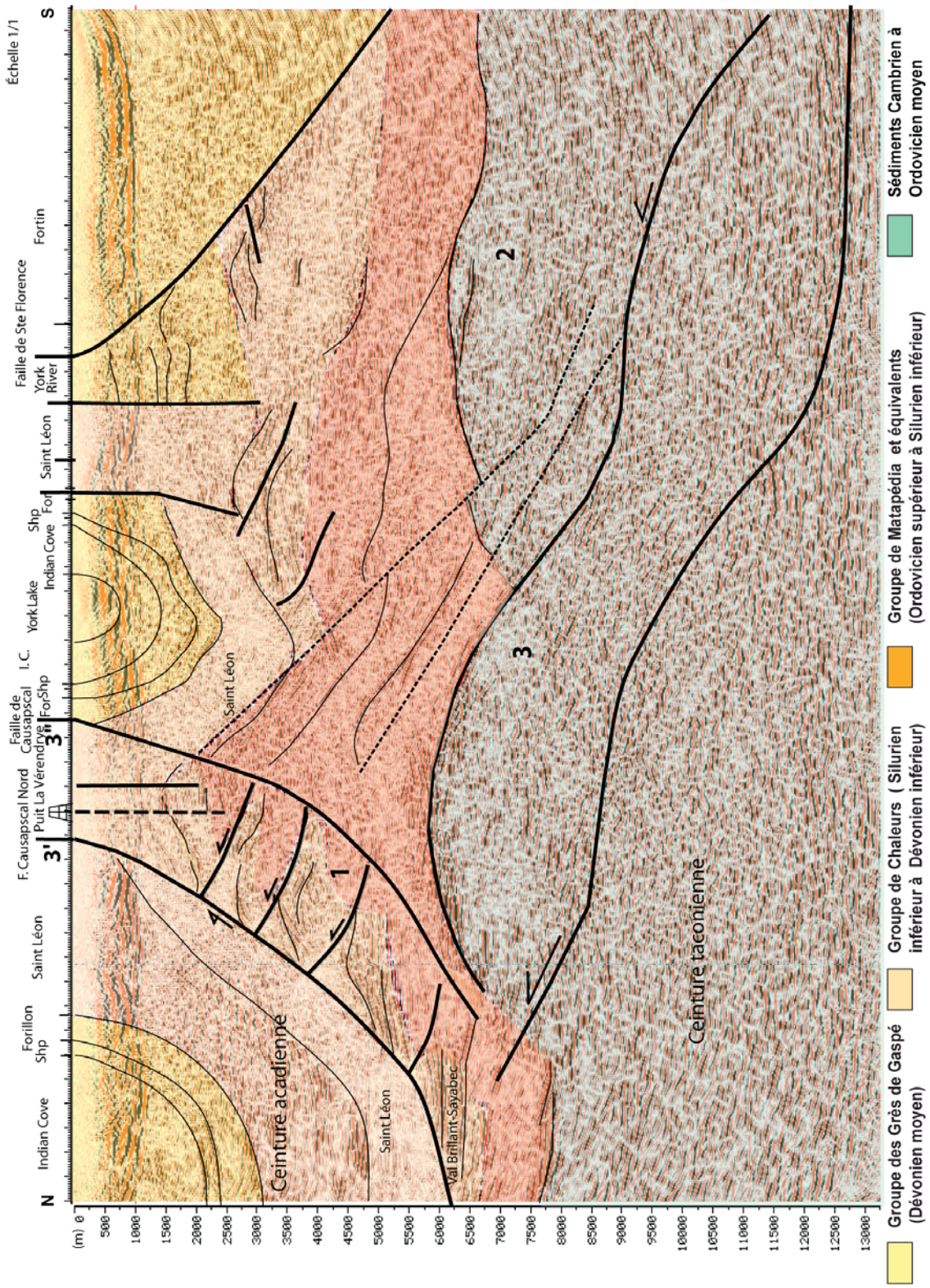


Figure III.15 : Image sismique de la ligne 2001-MRN-08 et grands ensembles géologiques. La ceinture acadienne (orange) recouvre la ceinture taconienne (gris).

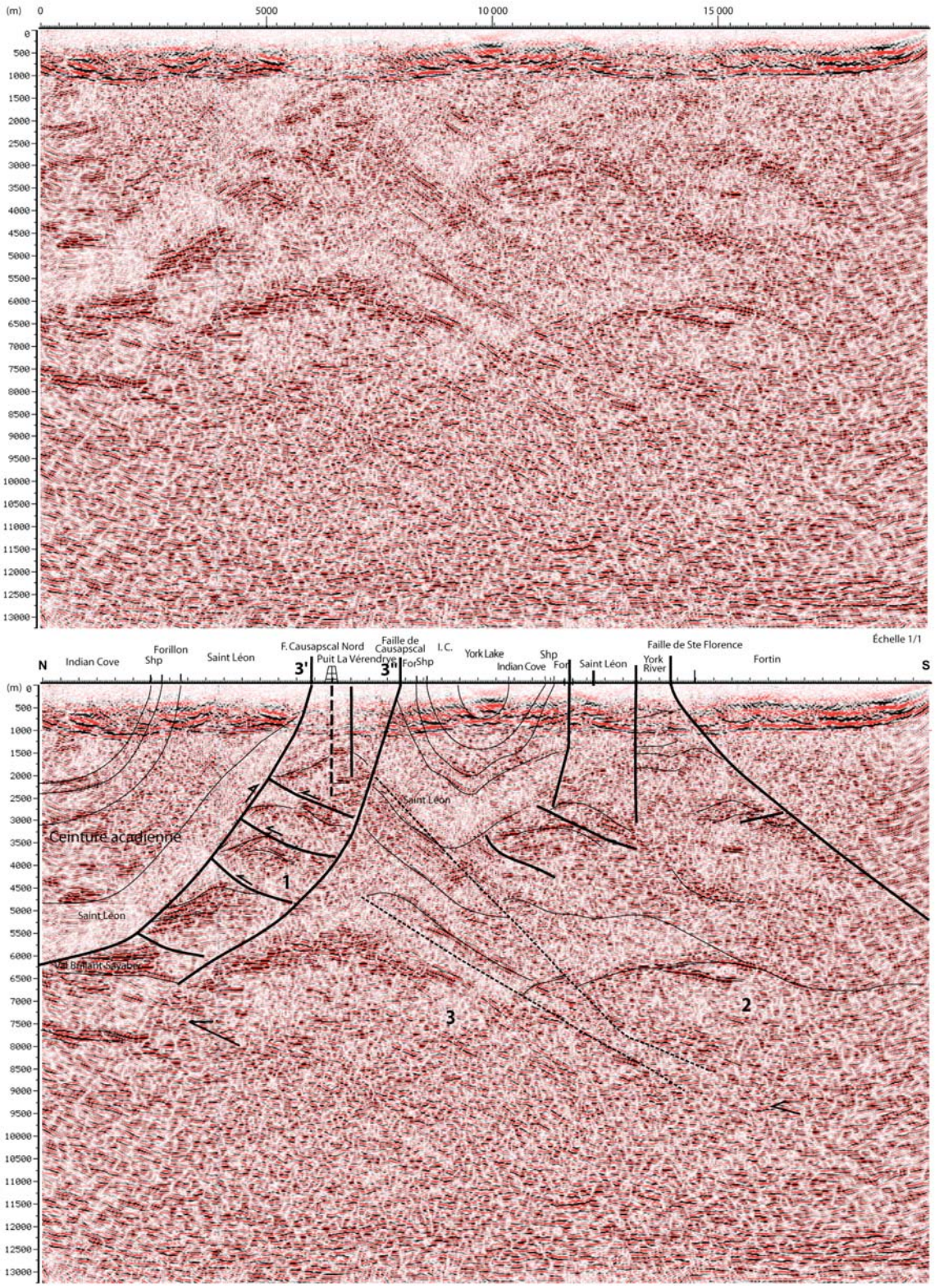


Figure III.16 : Image sismique profondeur 2001-MRN-08 avec son interprétation structurale. Étape cinématique (1, 2, 3, 3' et 3'').

3. a) Interprétation de l'anticlinal de Causapscal

Au niveau de cette région, la Faille de Causapscal est située au nord l'anticlinal de Causapscal. La géométrie de l'anticlinal de Causapscal est très différente de celle représentée sur la ligne 2001-MRN-10b. Les données provenant du puits de la Vérendrye permettent de définir la séquence stratigraphique au niveau de l'anticlinal de Causapscal. On y retrouve en surface la Formation de Saint-Léon suivi des formations de Val-Brillant et de Sayabec et d'unités s'apparentant à celle du Groupe de Matapédia. Sismiquement on y retrouve le doublet de Val-Brillant-Sayabec à 2 km de profondeur surmontée par une zone sourde au-caractéristique de la partie inférieure du Saint-Léon. En dessous du doublet on observe une zone avec plus de réflecteur appartenant aux unités du Matapédia.

Sur le profil 2001-MRN-8, l'anticlinal (Figure III.17) est limité par deux failles plutôt qu'une seule tel que représenté sur le profil 10b. D'autre part, le flanc nord de l'anticlinal est composé d'une répétition de forts réflecteurs vraisemblablement appartenant au doublet Val-Brillant-Sayabec, réflecteurs interrompus et donc interprétés comme étant recoupés par une série de failles imbriquées. Les zones sourdes (claires) au-dessus du doublet appartiennent par conséquent à la partie inférieure de la Formation de Saint-Léon. Sous le doublet, on trouve de multiples réflecteurs fragmentés qui peuvent s'apparenter à la signature sismique des unités du Groupe de Matapédia tel qu'observé sur la ligne 2001-MRN-10b. On peut remarquer aussi des chevauchements en profondeur et des rétrochevauchements à la surface.

On peut proposer un scénario pour le développement de l'anticlinal (Figure III.17). Au départ, l'antiforme a été engendrée par une rampe de chevauchement et un système de duplex s'est mis en place. Ce dernier a été tronqué par une première faille rétrochevauchante qui a joué lors de la mise en place des grandes nappes chevauchantes acadiennes. Une seconde faille rétrochevauchante apparue en avant de l'anticlinal a eu pour effet de désolidariser l'anticlinal du décollement principal qui générait ce duplex. Une hypothèse alternative serait que la « Faille de Causapscal Sud » pourrait être une faille décrochante.

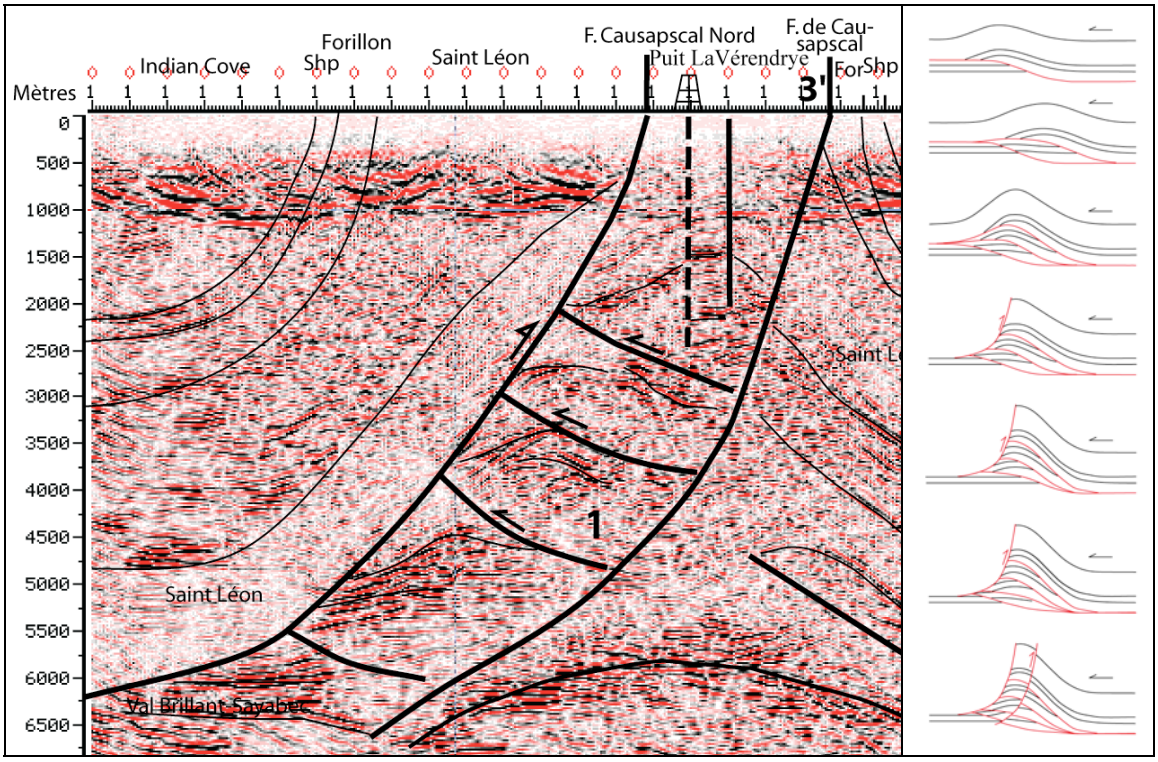


Figure III.17 : Détails au niveau de l'anticlinal de Causapscal avec le schéma cinématique de l'évolution de l'anticlinal.

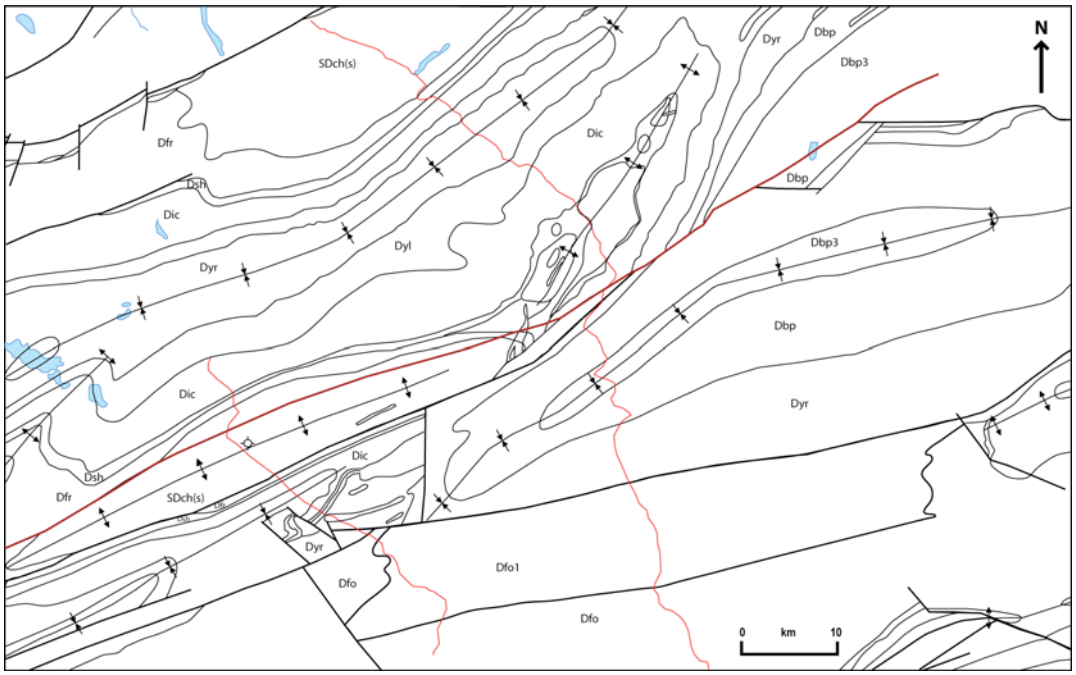


Figure III.18 : Carte géologique modifiée d'après la carte géologique du ministère. Dyr : Formation de York River ; Dyl : Formation de York Lake ; Dic : Formation d'Indian Cove ; Dsh : Formation de Shiphead ; Dfr : Formation de Forillon ; SDch(s) : Groupe des Chaleurs supérieurs ; Dbp : Formation de Battery Point ; Dfo et Dfo1 : Groupe de Fortin.

On peut en conclure que l'anticlinal de Causapscal observé sur la précédente ligne n'a pas la même géométrie que celui qui est sur la ligne 2001-MRN-08 (Figure III.18). Ici, l'anticlinal est recoupé par deux failles rétrochevauchantes alors que sur la ligne 2001-MRN10B, l'anticlinal de Causapscal est recoupé seulement par la Faille de Causapscal sur son flanc sud. Ainsi l'anticlinal de Causapscal ne s'est probablement pas formé dans les mêmes conditions au niveau de chaque ligne malgré le fait qu'on retrouve le même type de structure sous l'anticlinal. On trouve vraisemblablement le même grand chevauchement en profondeur sur les deux lignes sismisque. Cependant, nous avons trop peu d'informations pour expliquer ces différences.

C. Synthèse de l'interprétation du transect nord-sud dans la partie centrale de la ceinture de Gaspé

L'interprétation des lignes sismiques 2001-MRN-10b, 2001-MRN-08 montre une nouvelle image de la géométrie structurale du Synclinorium de Connecticut Gaspé dans la partie centrale de la ceinture de Gaspé. Au nord de la faille de Sainte-Florence, le "*Gaspé Folded Belt*" (Rodgers, 1970), est une structure synclinoriale très ouverte et peu déformée où affleurent les roches du Groupe de Chaleurs, des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé. Cette portion du synclinorium est limitée par la faille de Sainte-Florence au sud, et par la faille de Shickshock Sud, au nord. De façon générale, les plis sont concentriques, très ouverts et plongent très faiblement vers le NE (Kirkwood et St-Julien, 1987). Les interprétations confirment cette géométrie en surface, qui par conséquent sous les synclinaux et la ceinture acadienne, montre une composition en ceinture de plis et chevauchements (fold and thrust belt) avec la présence de failles profondes qui font chevaucher les nappes profondes vers la surface pendant l'orogénèse acadienne. La présence des anticlinaux et des synclinaux en surface et sur les images sismiques est l'expression de ce mouvement compressif. Peu de failles profondes ont pu arriver en surface, seules les failles majeures montrant un transport important sont présentes comme la faille de Shickshock Sud qui sépare la zone taconienne et la ceinture de Gaspé, et la faille de Sainte-Florence qui dissocie les unités du Groupe du Fortin des autres formations géologiques. Ces grandes failles ont souvent rejoué en décrochement par la suite (Malo *et al.,* 2001). Les failles profondes seraient héritées de la première structuration des couches cambro-ordoviciennes lors de l'orogénèse taconienne.

Sur les lignes 2001-MRN-10b et 2001-MRN-08, le "Gaspé Trough" au sein duquel affleure le Groupe de Fortin, se distingue de la géométrie générale de la ceinture de Gaspé de par de sa morphologie et sa lithologie. Elle est limitée au sud et au nord par les failles de Restigouche et de Ste-Florence respectivement (Figure III.19). Du point de vue de la sismostratigraphie, le signal sismique est très mauvais et tout le Gaspé Trough se traduit par une zone sourde en profondeur. Par ailleurs, sous le Groupe de Fortin à 6 km de profondeur, nous pouvons observer des réflexions qui pourraient appartenir des groupes de Chaleurs et de Matapédia et encore plus bas, à 8 km de profondeur on retrouverait des réflecteurs interrompus pouvant représenter les équivalents des unités cambro-ordoviciennes.

Au sud de la Faille de Restigouche, on peut observer l'anticlinorium d'Aroostook-Percé qui est une structure anticlinoriale ouverte et relativement simple où affleurent le Groupe d'Honorat et les formations de Pabos et de White Head (Kirkwood et St-Julien, 1987). L'anticlinorium est limité au sud par la faille de Sellarsville. Au sud de cette faille, le Synclinorium de la Baie des Chaleurs présente une structure simple en surface ou affleurent le Groupe de Chaleur et le Groupe de Miguasha (Figure III.19).

Sur les interprétations, on peut observer que les failles qui séparent les trois domaines structuraux, le « Gaspé folded Belt », le « Gaspé Trough » et « l'Anticlinorium d'Arostook-Percé » sont des failles majeures. La faille de Shickshock Sud et la faille de Sainte-Florence s'enracineraient profondément dans les unités cambro-ordoviciennes et la faille de Restigouche se rattacherait en profondeur à la faille de Sainte-Florence. La faille de Restigouche est une importante faille de décrochement acadienne qui accuse un rejet horizontal dextre d'au moins 100 kilomètres (Malo, 1986), et possiblement même de près de 250 kilomètres (Bourque *et al., 1985).*

L'interprétation de la ligne sismique 2001-MRN-12 (Saucier *et al.*, 2006) met en évidence l'existence de failles chevauchantes qui partent d'une zone de décollement au sein des formations cambro-ordiviciennes et qui permettent la remontée à la surface de différentes nappes.

La ligne 2001-MRN-10b présente la continuité avec la ligne 2001-MRN-12, on y retrouve le contact entre les deux ceintures au niveau de la faille de Shickshock Sud (Figure III.19). Sous le Synclinal du lac des Huit-Milles, il a été possible de mettre en évidence la discordance taconienne sous le mélange du Ruisseau Isabelle de la faille de Shickshock Sud jusqu'à la faille sous le synclinal. Des structures imbriquées peuvent être mises en valeur dans les formations cambro-ordoviciennes mais on ne trouve pas de zone de décollement comme sur la ligne 2001-MRN-12. La faille de Shickshock Sud a dû jouer un rôle important pendant l'orogénèse taconienne et ce rôle de grande faille de chevauchement en fait partie. Sous le synclinal du Lac des Huit-Milles, la faille s'enracine profondément dans les roches cambro-ordoviciennes de la ceinture taconienne jusqu'à une zone montrant de forts réflecteurs qui semblent jouer le rôle de décollement basal. Sa signature sismique est différente des signatures de la ceinture taconienne et pourrait être un morceau de croûte qui serait remonté lors de l'orogenèse acadienne.

On retrouve de nombreuses failles chevauchantes prenant racine sensiblement dans la ceinture taconienne au niveau du « Gaspé Folded Belt ».

Ainsi on peut considérer que la ceinture taconienne montre une structure en nappes avec de grandes failles profondes qui ont rejoué lors de l'orogénèse acadienne ce qui a structuré la ceinture de Gaspé.

L'ensemble de ces observations soutiennent les interprétations décrivant le style structural de l'orogénèse acadienne comme un style en ceinture de plis et chevauchements. Les interprétations structurales de ces images apportent de nouveaux arguments en faveur du modèle de ceinture de plis et chevauchements (Kirkwood *et al.* (2004). Les images des imbrications structurales sous le synclinal sont comparables à celles des précédentes interprétations de Morin et Laliberté (2001) (Figure III.7) à l'échelle régionale sur d'autres lignes (VB 06 et VB04 A-B-C) localisées à environ 70 km à l'ouest de la ligne 2001-MRN-10b.

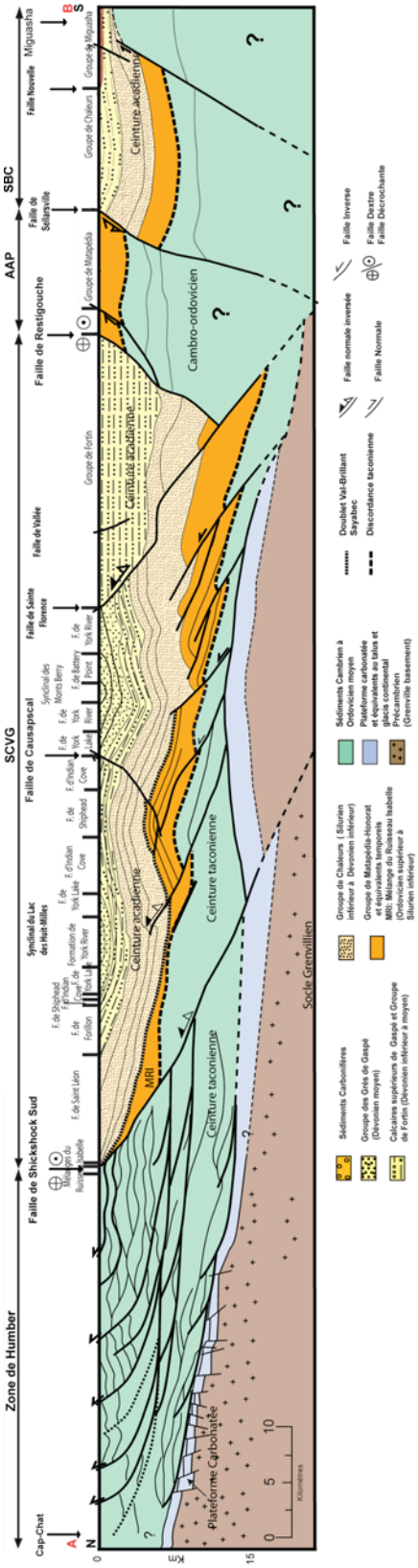


Figure III.19 : Schéma structural à partir des interprétations des lignes 12 et 10b.

SCVG : Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé ; AAP : Anticlinorium d'Aroostook-Percé ; SBC : Synclinorium de la Baie des Chaleurs.

Partie IV : Modélisation de bassin : l'exemple du Synclinal du Lac des Huit-Milles

Dans ce chapitre, nous présentons l'étude du système pétrolier du Synclinal du Lac des Huit-Milles. Dans le cadre de ce travail, cette étude succède à l'interprétation structurale qui a été obtenue après le traitement et l'imagerie sismiques (Figure IV.1).

Elle permet d'illustrer les étapes nécessaires pour évaluer le potentiel pétrolier d'un bassin : de la phase de restauration géologique à la prédiction des pressions et des chemins de migration des hydrocarbures.

Comme la finalité de l'étude est la compréhension de la génération et de la migration du pétrole, certaines simplifications sur les détails du modèle structural ont été apportées qui ne gênent pas la simulation de bassin. Par exemple, il n'est pas forcément utile de garder une géométrie complexe, comme ici ou on a une tectonique de couverture avec la présence de chevauchement, si celle-ci n'intervient pas au cours de l'évolution du bassin lui-même et n'entrave pas la génération des hydrocarbures et leur migration. Néanmoins, il est primordial de bien contraindre le modèle à l'âge actuel et sa cinématique pour décrire l'évolution des hydrocarbures du bassin et comme nous le verrons, dans notre cas d'étude, les relations entre les différentes phases tectoniques pour bien délimiter le secteur d'étude.

Les données utilisées pour la modélisation de bassin en général et sur la ceinture de Gaspé en particulier sont le modèle structural intégrant une description sédimentaire, des données géochimiques, et des conditions aux limites thermiques. Ces données ainsi que les différentes étapes sont décrites plus précisément dans les paragraphes suivants.

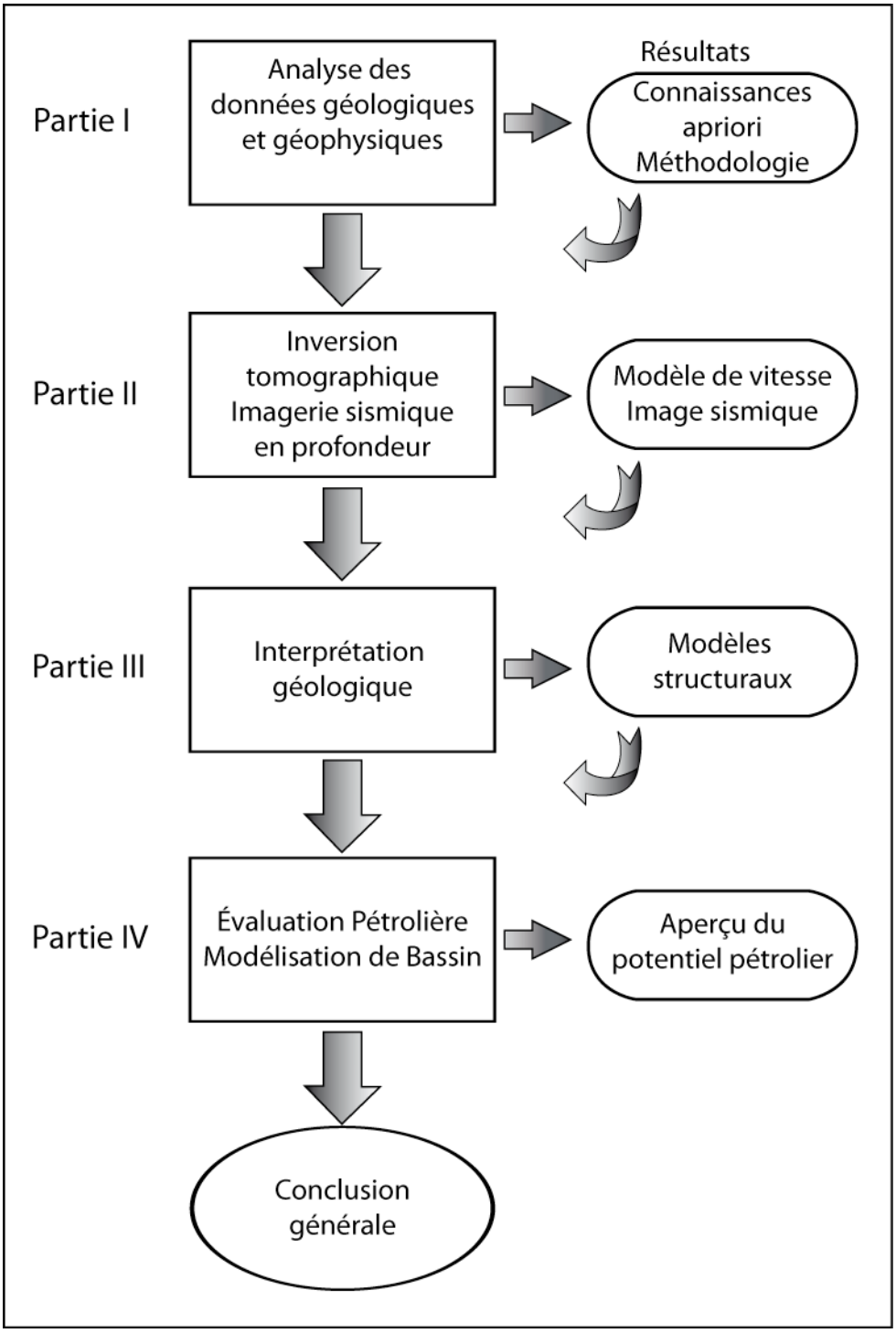


Figure IV.1 : Étapes du travail de thèse : la modélisation s'effectue après l'étape de l'interprétation géologique.

A. Présentation du workflow d'une étude de bassin

L'objectif de la modélisation de bassin est de reconstruire l'histoire géologique d'un bassin sédimentaire et de ses systèmes pétroliers afin de pouvoir prédire l'existence d'accumulations. Les modèles de bassin prennent en compte la compaction, les transferts de chaleur, la génération et la circulation des hydrocarbures.

Une étude est généralement constituée de trois étapes principales (Schneider, 2003) (Figure IV.2).

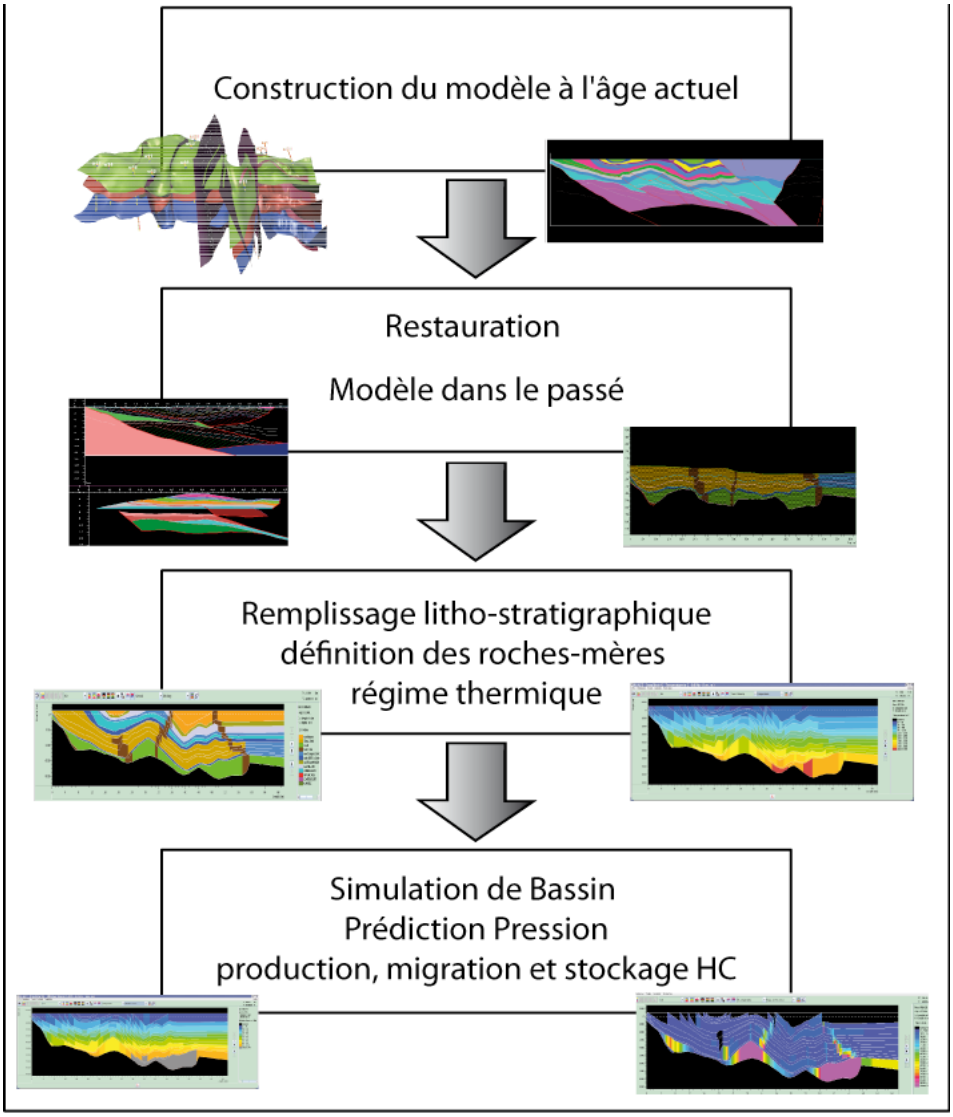


Figure IV.2 : Les différentes étapes nécessaires pour la modélisation de bassin.

- **La première étape** consiste à construire la section à l'époque actuelle. Ceci est généralement effectué à partir de l'interprétation sismique, des données de puits, des observations d'affleurements et des analyses de carottes.
- **La seconde étape** consiste à restaurer le modèle. La section à l'époque actuelle est restaurée progressivement dans le passé pour chacune des couches définies jusqu'à ce que le substratum soit atteint. Nous utiliserons pour la restauration deux approches possibles : d'une part l'approche « équilibrage des coupes » au moyen du logiciel LOCACE®, d'autre part l'approche « décompactage » avec le logiciel TEMIS2D® qui est aussi appliqué pour réaliser la prochaine étape.
- **La troisième étape** consiste à compléter le modèle validé par l'étape de restauration par une description litho-stratigraphique. Les roches mères sont ainsi identifiées à partir de l'histoire connue du bassin.
- **La quatrième étape** est consacrée aux simulations directes. Ainsi la modélisation de bassin avec le logiciel TEMIS2D® permet d'obtenir des estimations réalistes des paléo-températures et des paléo-enfouissements des roches mères et des réservoirs donnés. Il est possible de simuler la maturation des roches mères, le craquage et la migration des hydrocarbures produits et de quantifier le potentiel pétrolier dans les réservoirs.

Afin de pouvoir utiliser la modélisation de bassin comme outil efficace et fiable pour l'évaluation pétrolière, il est nécessaire d'avoir un bon contrôle géométrique et stratigraphique au cours du temps et d'avoir suffisamment de données de géochimie. Il faut également bien contraindre le modèle au niveau des conditions thermiques du bassin pendant son histoire et quantifier les érosions de chaque formation géologique :

L'évolution des températures dans les sédiments dépend d'une part de la quantité de chaleur entrant dans le bassin, c'est-à-dire du flux de chaleur à la base des sédiments, et d'autre part des processus de transfert de chaleur à travers les sédiments (Ungerer *et al.*, 1991). Le flux de chaleur à la base des sédiments est la somme de deux composantes : la production radiogénique dans la croûte, et le flux de chaleur infracrustal. Les principaux mécanismes de transfert de chaleur, dans les sédiments, sont la conduction, et la convection. La conduction est responsable d'importantes variations du gradient thermique avec la profondeur. Ces variations sont causées par les conductivités thermiques, qui peuvent varier d'un facteur 3 ou 4. La conductivité thermique est en particulier sensible au rapport

sable/argile, à la présence de niveaux évaporitiques et à la compaction. Les transferts thermiques conductifs sont essentiellement verticaux. Les conditions aux limites dans une étude TEMIS2D® sont soit des températures imposées, soit des flux de chaleurs imposés pour chacune des frontières du domaine étudié.

Les modèles cinétiques décrivent la formation d'huile et de gaz et obéissent à une cinétique d'ordre un et à la loi d'Arrhenius. Les paramètres du modèle cinétique sont étalonnés pour le type de matière organique correspondant à la roche mère du bassin étudié (type I, II ou III), (Espitalié et *al.*, 1977). Le type organique influence à la fois la quantité maximale d'hydrocarbures engendrés et la profondeur de la zone de formation du pétrole. Ils permettent de prendre en compte le craquage secondaire et l'expulsion. Une expulsion précoce des hydrocarbures de la roche mère vers un piège moins chaud les préserve des réactions secondaires et favorise donc les hydrocarbures liquides. Au contraire, une expulsion tardive favorise le craquage de l'huile en gaz. Le calcul de la maturation demande les paramètres cinétiques décrivant la formation des hydrocarbures pour chaque roche mère (distribution des énergies d'activation, facteurs pré-exponentiels, paramètres de craquage de l'huile en gaz). Le potentiel pétrolier des roches mères est nécessaire en complément si l'on désire un bilan quantitatif des hydrocarbures engendrés.

Les écoulements et les surpressions induits par la compaction sont décrits en couplant la loi de Darcy, classique pour l'eau, en ajoutant un critère de fracturation naturelle. Une adaptation de la loi de Darcy aux écoulements diphasiques permet de reproduire la migration primaire et la migration secondaire (Figure IV.3).

- Les données relatives aux écoulements monophasiques sont celles qui permettent de déterminer la perméabilité (surface spécifique, coefficient d'anisotropie) et les coefficients de la loi porosité/contrainte effective, pour chaque type de lithologie.
- Les données complémentaires nécessaires servent à caractériser les propriétés de la phase hydrocarbure (masse volumique, coefficient de viscosité) et les écoulements diphasiques (pression capillaire, saturation) servent au calcul des perméabilités relatives).

La quantité érodée des différentes formations au cours du temps contraint essentiellement la géométrie du bassin et influe sur l'histoire d'enfouissement des roches mère. Une fois que ces différentes informations sont connues, différentes solutions logicielles peuvent être utilisées.

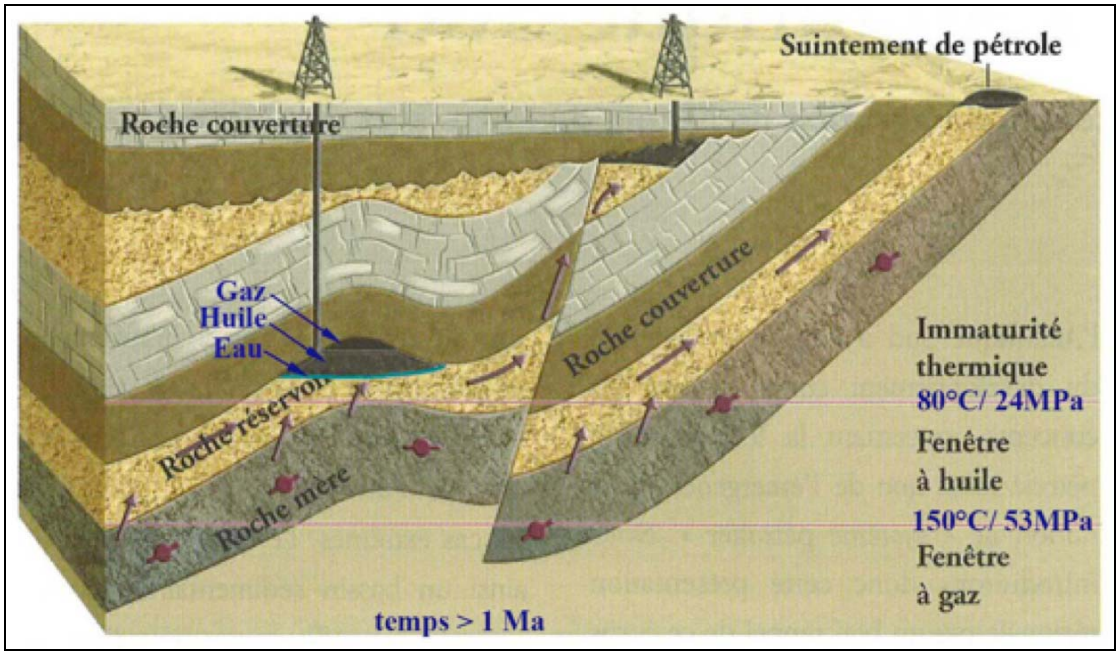


Figure IV.3 : Migration primaire des hydrocarbures de la roche mère aux roches réservoirs et migration secondaire des roches réservoirs à d'autres réservoirs (Huc, 2004).

B. Construction du modèle à l'âge actuel

L'étude structurale est nécessaire avant de pouvoir construire un modèle pour la modélisation de bassin. En recueillant les informations à l'état actuel, il est possible de reconstituer la forme du bassin et modéliser son évolution au cours du temps.

Le workflow présenté est appliqué au niveau du Synclinal du Lac des Huit-Milles jusqu'à la faille de Sainte Florence. Le choix de cette zone est particulièrement intéressant pour cette étude puisque, d'une part cette zone est imagée par la ligne 2001MRN10b sur une longueur de plus de 50km, et d'autre part les formations reconnues dans cette région montre des aptitudes à contenir des roches mères. Le choix du secteur pour l'étude du synclinal se justifie par des aptitudes à contenir des roches mères évaluées à partir des teneurs en carbone organique (COT) trouvés en surface et à partir des mesures dans les puits, comme l'ont montré les travaux récents de géochimie dans la vallée de la Matapédia (Roy, 2004) et les données confidentielles de géochimie de la compagnie Pétrolia (Bertrand et Malo, 2003). Ainsi, on a une première étude de modélisation de bassin 2D pour l'orogène acadien, qui semble plus favorable à contenir des hydrocarbures. De plus le nombre d'informations sur la ceinture taconienne n'est pas suffisant pour bien contraindre le modèle et obtenir ainsi des résultats significatifs. De plus les profondeurs estimées de ces formations qui ont été validées par l'étude d'imagerie profondeur des profils sismiques diminuent les possibilités pour qu'un système pétrolier soit encore actif.

Pour la première étape de notre étude de modélisation de bassin, nous utilisons la coupe structurale obtenue à partir de la ligne sismique 2001-MRN-10b au niveau du synclinal du Lac des Huit-Milles comme présentée et détaillée dans la partie III, Un modèle est construit à partir de cette coupe (Figure IV.4).

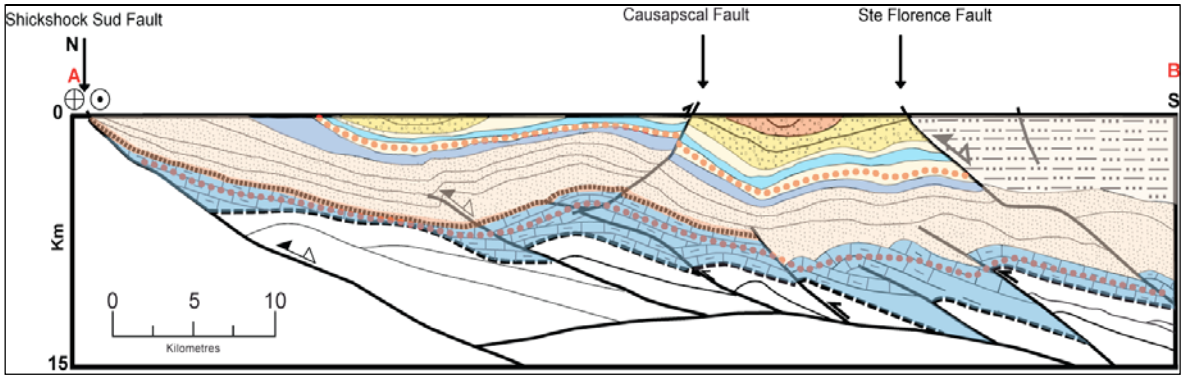


Figure IV.4 : Coupe structurale synthétique simplifiée suivant le trajet de la ligne sismique 2001-MRN-10b dans sa partie nord. Les pointillés rouges montrent la position des roches mères (modifiée d'après Bêche *et al.*, 2007).

À partir de ce modèle, nous définissons le modèle avec la paramétrisation nécessaire pour être introduit comme modèle initial dans le logiciel LOCACE®. Lors de la construction du modèle dans le logiciel LOCACE®, les différentes surfaces correspondent aux principales formations ou à des subdivisions quand la formation est épaisse et a subi des déformations internes comme la Formation de Saint Léon (Figure IV.5).

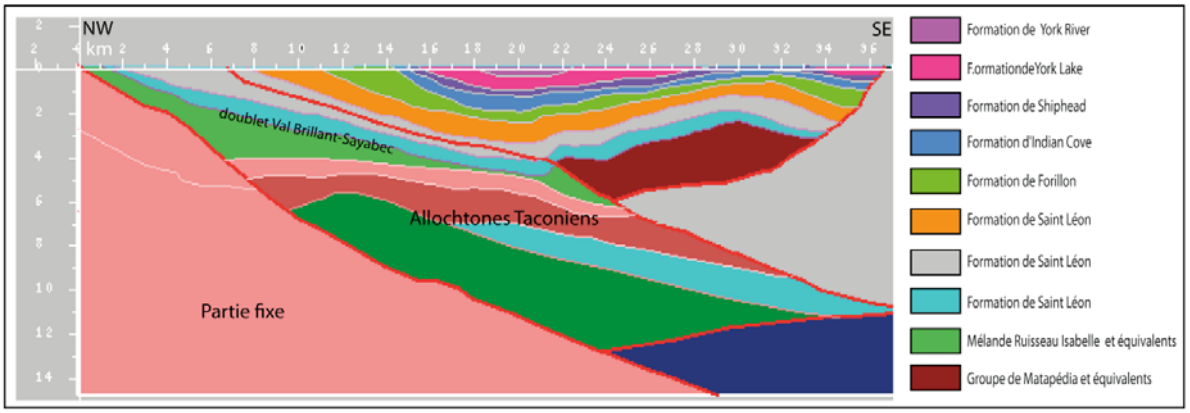


Figure IV.5 : Construction du modèle initial à l'âge actuel pris en compte par le logiciel LOCACE.

C. Restauration géologique

La coupe utilisée pour la modélisation de bassin est équilibrée à l'aide du Logiciel LOCACE® au niveau du synclinal de Lac des Huit-Milles pour montrer les cohérences géométrique et structurale. Ensuite nous verrons l'étape de *backstripping* utilisé dans Temis2D® pour représenter l'évolution du bassin dans le temps afin de vérifier la cohérence pour l'histoire d'enfouissement des roches-mères.

C.1. Étape de restauration avec LOCACE®

L'interprétation structurale d'un profil sismique peut être validée géométriquement, c'est la restauration. Les interprétations acceptables sont équilibrables et les géométries des périodes de pré- et de syn-déformation sont cohérentes dans ce cas. L'hypothèse de base pour équilibrer une section est la conservation du matériel pendant la déformation dans la direction du transport. Des contradictions évidentes et persistantes sur la section peuvent être expliquées par des mouvements de matériel hors du plan de la section.

Parmi les méthodes d'équilibrage, il y a la déformation en cisaillement simple (*simple shear*) ou l'approche couche par couche (*flexural slip*). Le premier mode de la déformation préserve les distances dans une direction donnée, tandis que le second préserve la longueur et l'épaisseur des couches (Figure IV.6).

On peut citer aussi l'écoulement ductile (*ductile flow*) et la rotation rigide (*rigid rotation*).

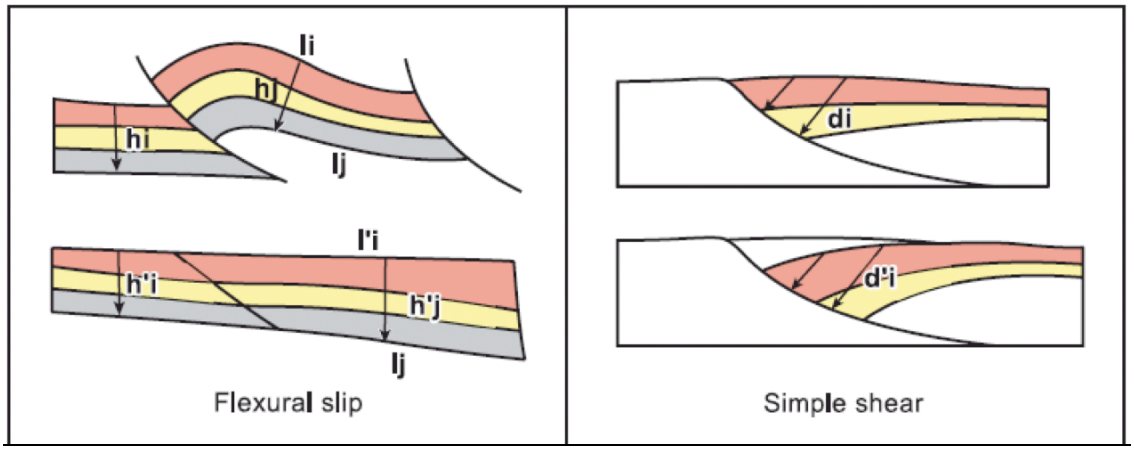


Figure IV.6 : Principaux modes de déformation (modifiée d'après Moretti *et al.*, 2007).

LOCACE® utilise ce principe de flexural slip pour restaurer et l'utilisateur peut choisir d'accorder la priorité à la conservation des longueurs ou à la conservation des épaisseurs (Moretti et Larrère, 1989).

Pour la restauration, d'autres principes existent comme le back-stripping que le logiciel Temis2D® utilise et que nous allons décrire dans le paragraphe suivant car ce type a été aussi appliqué sur notre cas d'étude.

La rétrodéformation se porte sur le cœur du synclinal jusqu'au doublet Val-Brillant-Sayabec, pour vérifier si le modèle structural est géologiquement juste. Le synclinal est du type bassin transporté (*piggy-back*) et la faille de Shickshock Sud a joué tardivement en décrochement. Les ceintures acadienne et taconienne sont séparées par le mélange du Ruisseau Isabelle qui est considéré comme un mélange tectonique (Malo *et al*., 2001) et par la discordance taconienne. Les formations sous la discordance font partie de la ceinture taconienne, ainsi il est difficile de retrouver leur forme initiale au début de l'orogénèse acadienne. À cette période, les formations taconiennes sont déjà déformées et sont probablement redéformées lors de l'orogénèse acadienne. Il est difficile de trouver la forme initiale du mélange de Ruisseau Isabelle qui a dû fluer au cours de la déformation et sur lequel le synclinal a dû glisser. La ceinture taconienne située sous la faille de Shickshock Sud est considérée comme du socle sur lequel la ceinture de Gaspé s'est mise en place.

On se bornera donc aux formations strictement acadiennes contenues dans le synclinal pour valider l'équilibrage de la coupe. Cette restriction est d'autant plus valide que, dans le cadre de la modélisation de bassin, on ne s'intéresse qu'aux roches mères potentielles de la ceinture acadienne.

Il est possible de déplier les couches du synclinal du Lac des Huit-Milles en prenant le doublet du Val-Brillant - Sayabec comme surface de référence (Figure IV.7). On observe bien une cohérence dans la déformation. Cette étape vérifie donc bien l'interprétation structurale qui a été faite du synclinal.

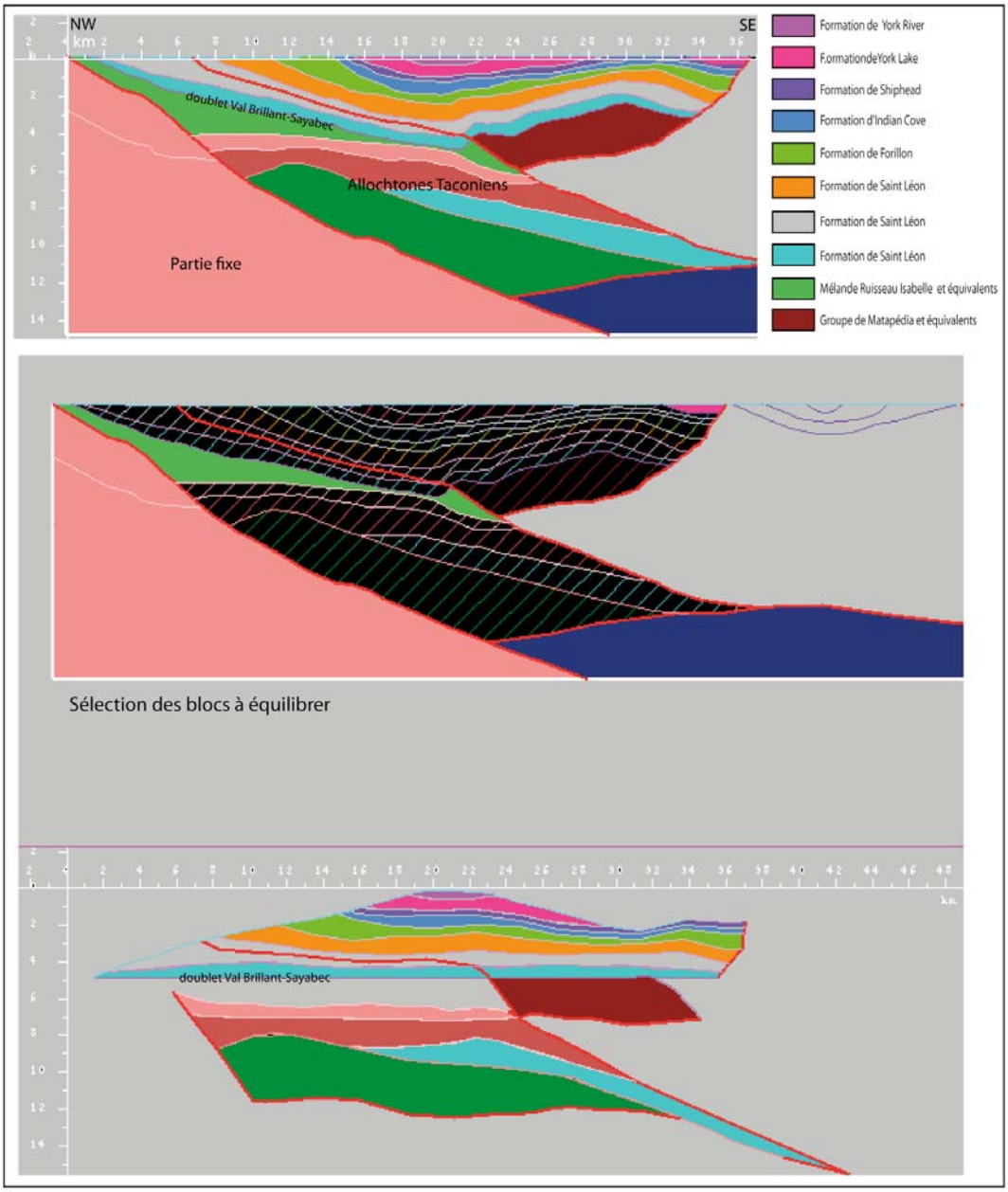


Figure IV.7 : Coupe restaurée avec le doublet Val-Brillant - Sayabec comme niveau de référence.

C.2. Étape de restauration avec TEMIS2D®

La modélisation de bassin avec Temis2D® est basée sur le principe de *back-stripping* pour le module de restauration qui consiste à décompacter verticalement les strates à partir des courbes porosité/profondeur. Cette méthode est fondée sur les courbes de compaction normale, sur les variations eustatiques du niveau des mers et sur la paléobathymétrie. La réduction de porosité accompagnant l'enfouissement est considérée comme un phénomène

physique au cours duquel l'eau est expulsée, en négligeant les effets de la diagénèse minérale, ainsi que le transport des espèces minérales en solution sur les grandes distances. C'est-à-dire qu'il prend en compte la compaction progressive des sédiments et la subsidence au cours du temps, ainsi le module de restauration ne prend pas en compte les mouvements latéraux tels des décrochements ou des chevauchements.

Une fois cette étape finie, suit l'étape de la simulation des pressions, de l'évolution des roches mères et de l'évaluation pétrolière.

Le logiciel Temis2D® permet de retrouver le modèle dans le passé avec la méthode de *backstripping*. Ce type de modélisation est acceptable si on considère que le synclinal a subi peu de déplacements latéraux. Les surfaces des différentes formations sont reprises ainsi que les différentes structures utiles et nécessaires pour la modélisation. Ensuite on applique différentes propriétés comme la lithologie ou la porosité pour chaque formation.

Une fois que la coupe à l'âge actuel est construite avec les différentes propriétés pour chaque cellule (Figure IV.8), il est possible de calculer la déformation au cours du temps par *backstripping* (Figure IV.9). Le logiciel de modélisation opère la rétrodéformation pour chaque étape indiquée, on peut observer le résultat et le contrôler (Figure IV.10). Pour cette étude où l'objectif est l'évaluation pétrolière, le plus important pour que le résultat de l'évolution des roches mères soit représentatif, il est important de connaître les environnements de dépôts, l'enfouissement et l'érosion de chaque formation.

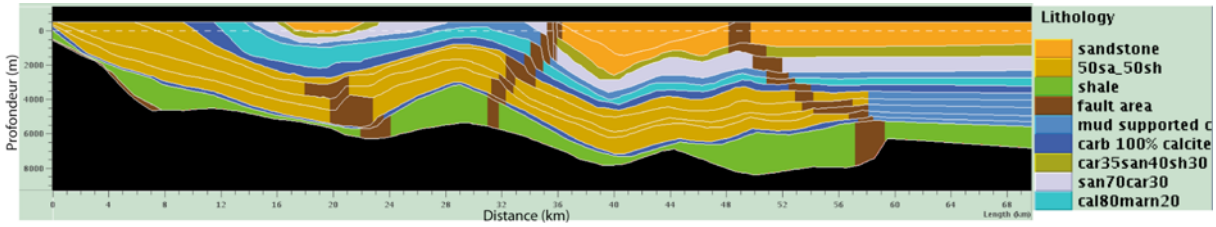


Figure IV.8 : Modèle avec la propriété lithologique de chaque formation (Bêche *et al*., 2007).

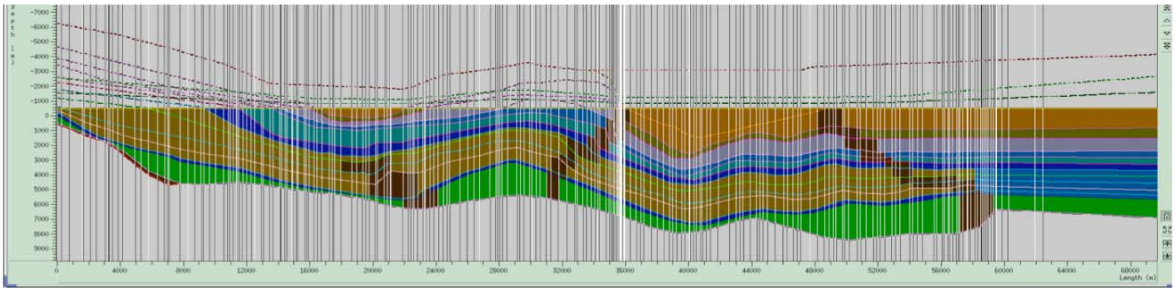


Figure IV.9 : Modèle représenté avec le maillage vertical guidant la déformation (Bêche *et al.*, 2007).

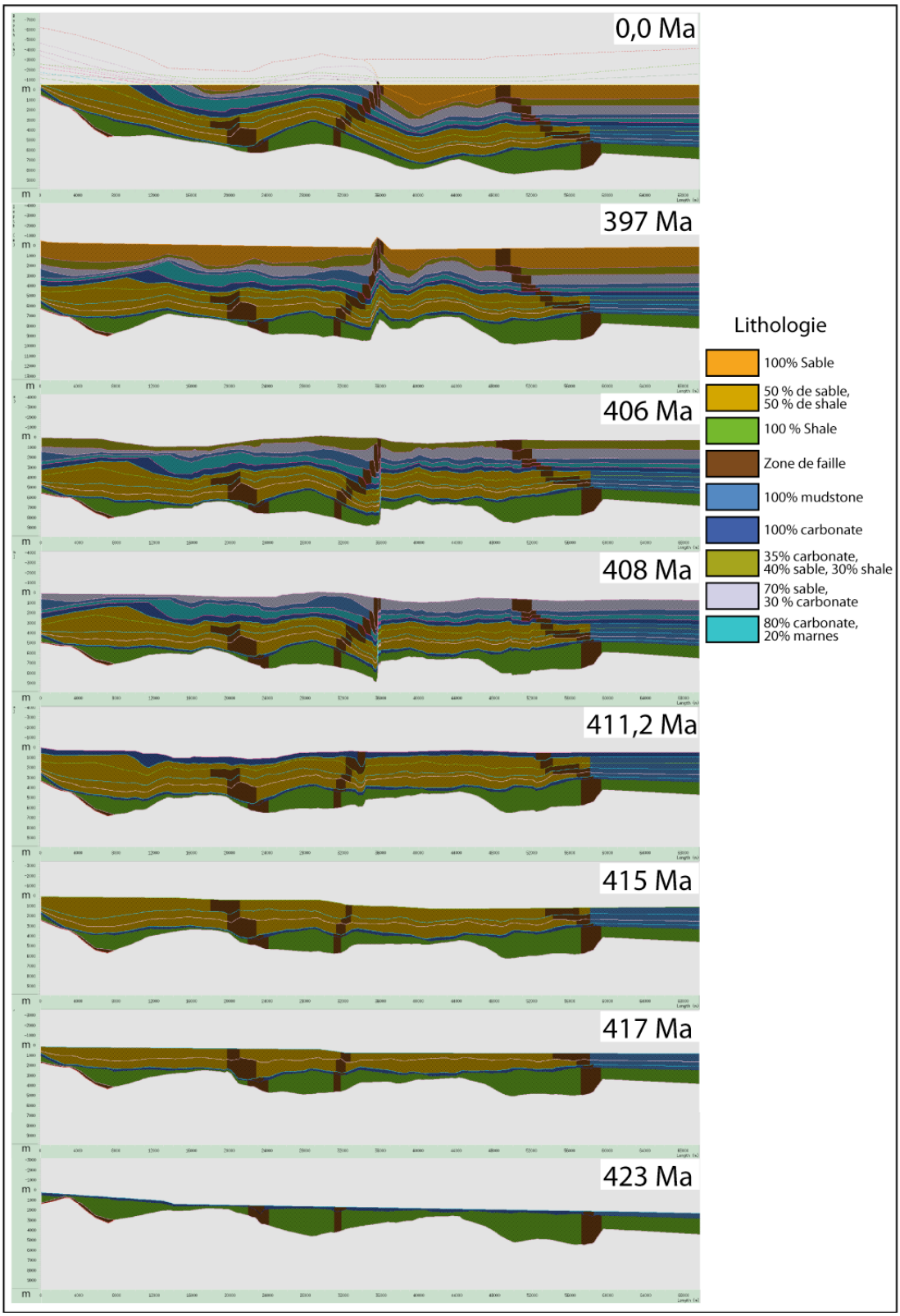


Figure IV.10 : Reconstruction de l'évolution du bassin au cours du temps avec les différentes propriétés lithologiques des formations représentées jusqu'à l'âge actuel (Bêche *et al.*, 2007).

D. Évaluation des paramètres pour la modélisation

D.1. Données géochimiques : Roches mères et réservoirs

Le secteur du synclinal du Lac des Huit-Milles montre des aptitudes à contenir des roches mères (Figure IV.11) en raison de leurs teneurs en carbone organique (COT). La Formation de Forillon (Calcaires Supérieurs de Gaspé) et le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle (Ordovicien moyen) sont considérés comme des roches mères de type II et III (Roy, 2004).

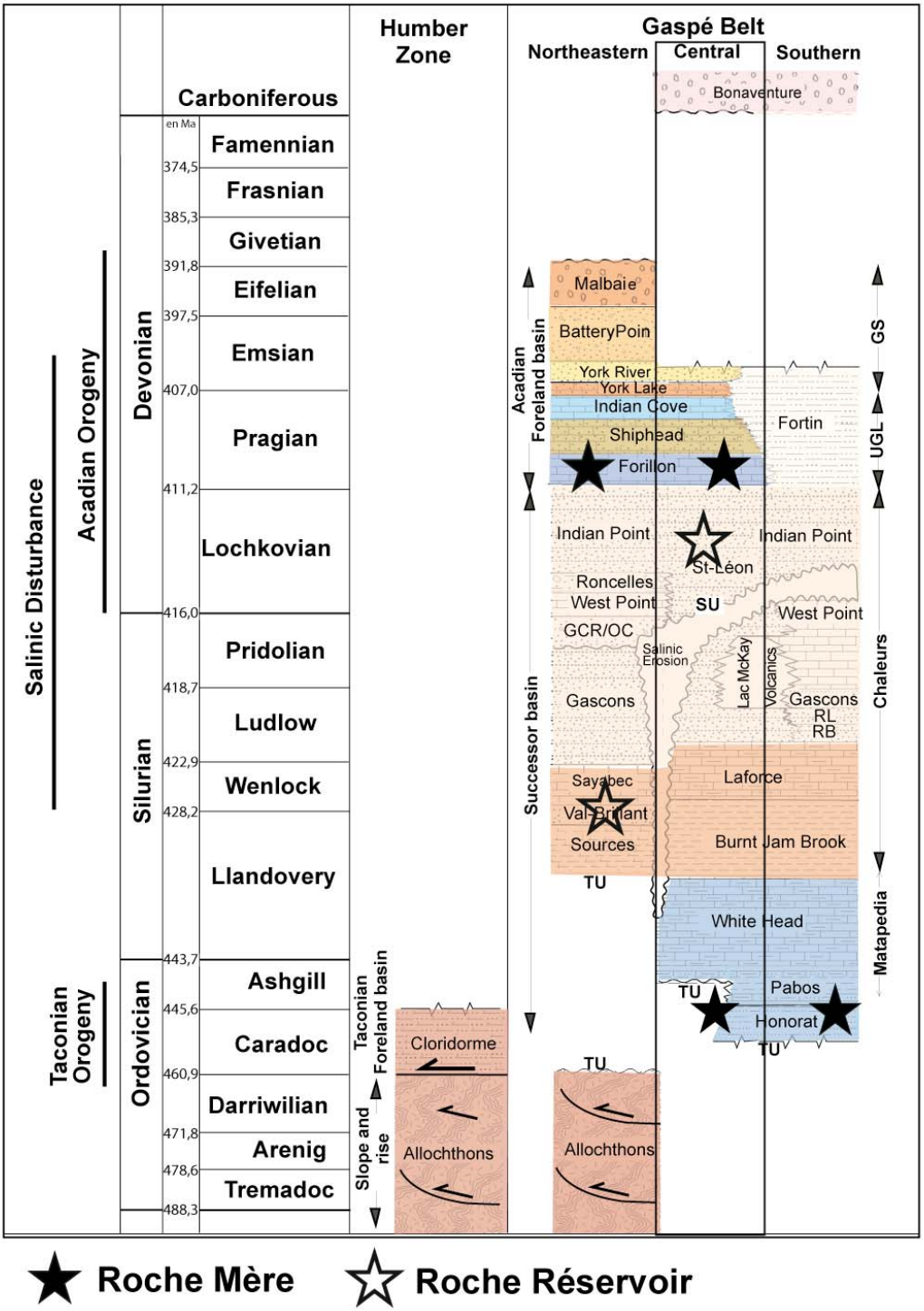


Figure IV.11 : Stratigraphie simplifiée avec les roches mères (le Groupe d'Honorat plus précisément le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle d'un âge équivalent et la Formation de Forillon) et les roches réservoirs potentielles (Formation de Val-Brillant et Formation de Saint-Léon) (modifiée d'après Bêche *et al.*, 2007).

Ces informations sont entrées dans les différentes cellules du modélisateur représentant les formations contenant les roches mères (Figure IV.12). Pour chaque lithologie des différentes formations de cette étude, nous avons utilisé les propriétés de porosité de la base de données

du logiciel. Ainsi les propriétés des roches réservoirs sont fonction de la lithologie. Les informations géochimiques de chaque roche mère à l'âge actuel sont entrées pour chaque surface désignée comme contenant des roches mères. Comme les données de maturation des roches mères ont été fournies par la société Pétrolia et sont de nature confidentielle, nous ne détaillons pas les valeurs choisies.

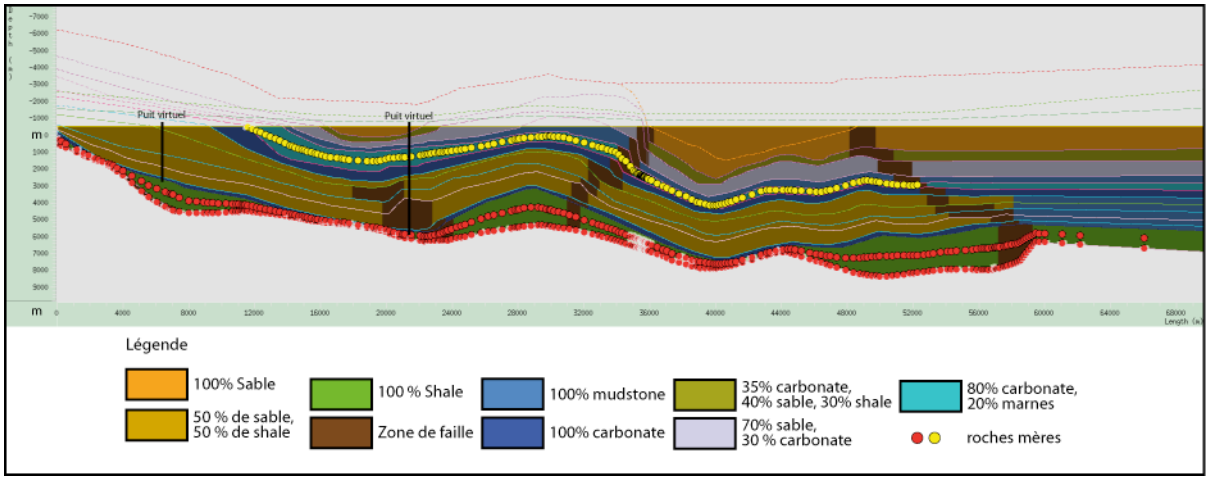


Figure IV.12 : Coupe avec la représentation des roches mères : la roche mère contenue dans la Formation de Forillon est représenté en jaune et la roche mère dans le black shale du mélange de Ruisseau Isabelle dans la partie nord sous le synclinal du Lac des Huit-Milles et par extension dans le Groupe d'Honorat est représenté en rouge. Localisation des puits virtuels pour la modélisation 1D (modifiée d'après Bêche *et al.*, 2007).

D.2. Estimations des conditions thermiques à la base en flux

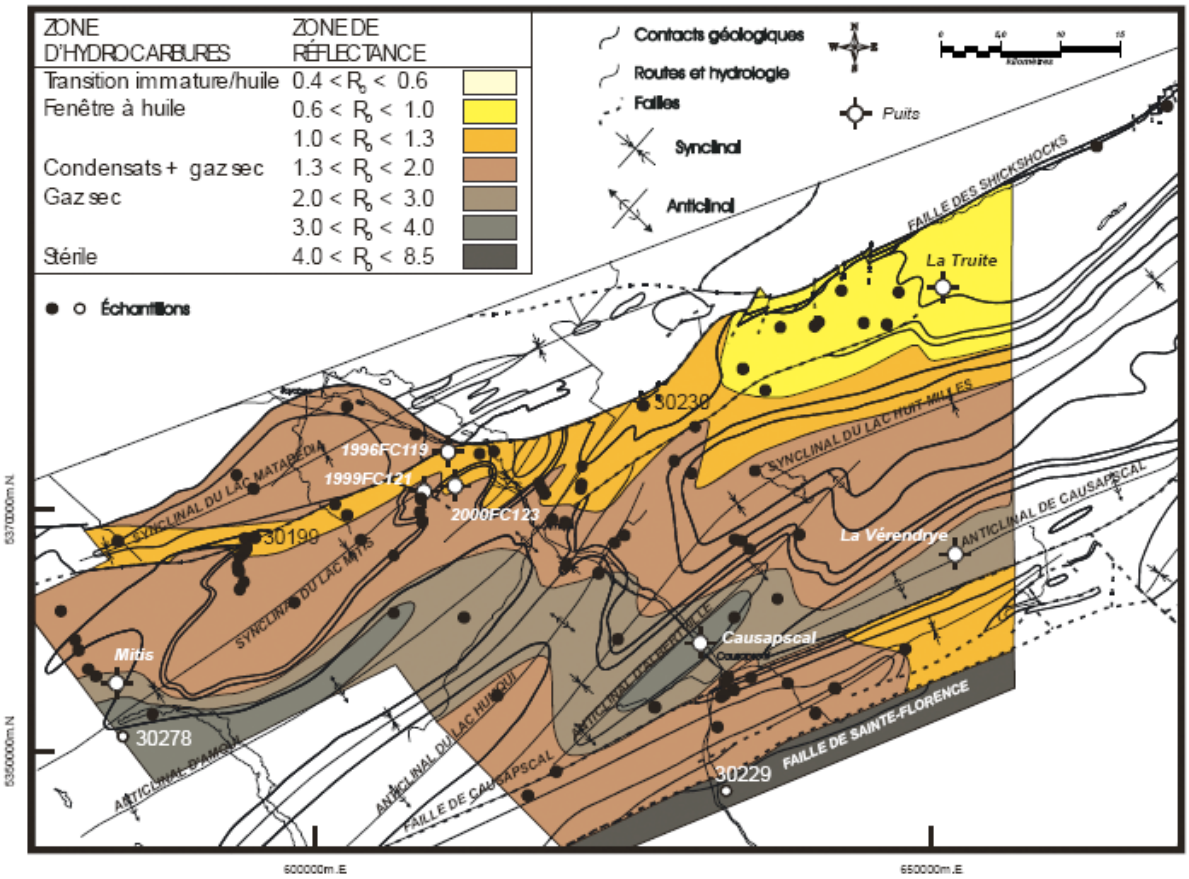
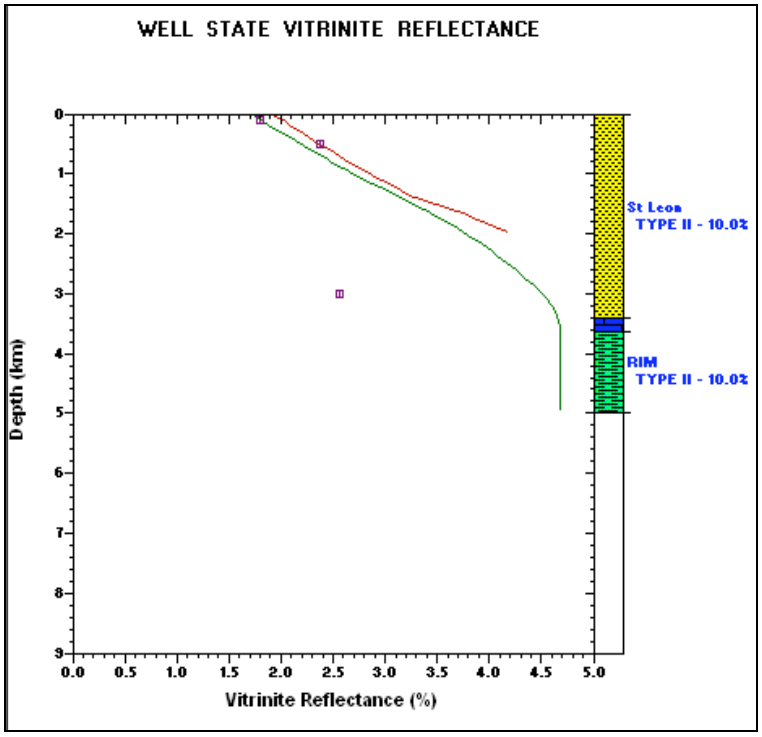


Figure IV.13 : Zonation de la réflectance et des stades de génération des hydrocarbures de la vallée de Matapédia (Roy, 2003).

À partir de l'ensemble des données de surface de maturation disponibles (Figure IV.13), il a été possible d'effectuer des modélisations 1D avec le logiciel GENEX pour déterminer des valeurs de maturation en profondeur. Comme il n'y a pas, dans notre zone d'étude limitée au synclinal du Lac des Huit-Milles, de mesures provenant de puits profonds, nous utilisons le logiciel GENEX pour construire des puits virtuels et ainsi retrouver les épaisseurs d'érosion et reconstituer le régime thermique des roches-mères. La Formation de Saint-Léon a été érodée de 3400 m au nord du synclinal à 3700 m dans le centre du synclinal. L'érosion des formations des Calcaires Supérieurs de Gaspé est de l'ordre de 300 à 500m dans le centre du synclinal à part l'érosion de la Formation de Forillon qui atteint 700 m.

Deux puits virtuels ont été construits à partir de l'interprétation, le premier sur le bord nord et le second au centre du synclinal. Ces localisations ont été choisies, pour le nord, parce qu'il

s’y trouve les roches mères du mélange du Ruisseau Isabelle, pour la partie centrale, en raison de la présence de la Formation de Forillon (roche mère) et des unités gréseuses de la Formation du Saint Léon (roche réservoir possible). La Figure IV.14-a présente les résultats de la modélisation 1D au cœur du synclinal et la Figure IV.14-b celle de la modélisation 1D sur la partie nord du synclinal.



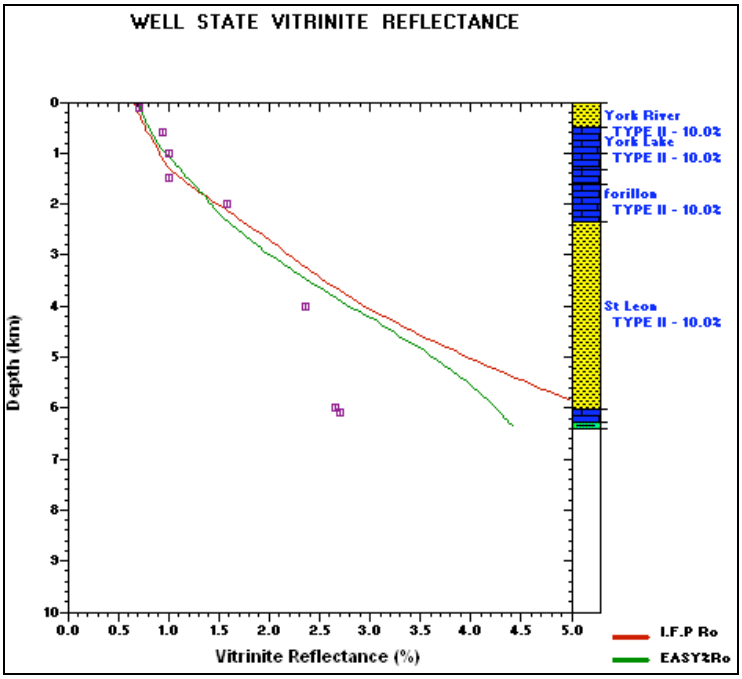


Figure IV.14 : Modélisation de puits virtuels dans la partie nord du synclinal et au centre du synclinal de Lac des Huit-Milles. À droite, le log stratigraphique représente les différentes formations géologiques traversées. Les différents carrés correspondent à la valeur de réflectance des échantillons de matières organiques trouvées. Les courbes représentent les résultats de % de réflectance calculée. Les courbes rouge et verte correspondent à deux méthodes disponibles pour le calcul de la réflectance. Localisation sur la figure IV.12.

Les différentes formations géologiques sont illustrées sous forme de colonne stratigraphique (Figure IV.14). Chaque lithologie contraint les paramètres de porosité par sa composition. De plus les données de la matière organique sont entrées dans le modèle 1D. Les valeurs de réflectance contraignent le modèle et permettent de retrouver le chemin thermique de la matière organique.

Les courbes de pourcentage de Ro (% de réflectance) de la Figure IV.14 représentent la maturité des roches mères calculée à l'âge actuel que l'on peut comparer avec les données des échantillons de matière organique. Les courbes calculées coïncident avec les mesures de surface lorsque l'on reste près de la surface, on estime donc que les paramètres choisis sont acceptables. Cependant quand les formations sont plus profondes, on observe un décalage entre les mesures de surface (symbole carré sur le graphique) et les estimations calculées. Ces estimations sont basées sur les lois de compaction et d'évolution thermique, ce qui correspond à des conditions différentes de celles qu'on ne retrouve généralement pas en surface. Cette modélisation valide le flux thermique appliqué qui est dans notre exemple équivalent à 50 mW/m^2.

Cette méthode permet aussi de simuler l'enfouissement maximal des sédiments contenant la matière organique à partir des maturités mesurées sur le terrain. Selon les résultats des calculs de la modélisation 1D, la base de la Formation de Saint-Léon a été enfouie d'une profondeur maximale de 9000 m au cœur du synclinal et de 7000 m dans la partie nord du bassin selon les; ces différents paramètres seront utilisés dans la modélisation de bassin en 2D.

E. Modélisation de bassin 2D

E.1. Simulation de la maturité des roches-mères

Une fois, les données de maturité des roches mères complétées en utilisant les résultats de l'étape précédente, on peut calculer l'évolution de la maturité des kérogènes présents dans le bassin et ainsi simuler les périodes où les roches mères étaient matures et quand elles ont expulsé les hydrocarbures.

Le contrôle qualité de la simulation 2D de la maturité des roches mères s'effectue sur le fait de retrouver les mesures de surface qui ont aussi servi à contraindre le modèle 1D. Si le modèle 2D ne cale pas, cela est dû aux différents paramètres estimés sur l'ensemble de la coupe mais pour lesquels il reste des incertitudes notamment très localement. Ils ont pu évoluer dans le temps comme le flux thermique qui a pu changer ou l'histoire d'enfouissement des roches mères n'est pas celle qu'on a appliquée pour le calcul.
Grâce à l'utilisation du logiciel Temis2D®, on peut modéliser l'évolution de la maturité de la matière organique contenue dans le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle et la Formation de Forillon au cours du développement du bassin. Les résultats de la modélisation montrent le % de réflectance (Figure IV.15) :

Des unités de shales noirs de l'Ordovicien moyen et supérieur au sein de la Zone de Dunnage représentent des roches mères potentielles comme les shales noirs de l'unité du Black Shale Assemblage du Mélange du Ruisseau Isabelle (Malo *et al.*, 2001). L'unité de shale noir du mélange du Ruisseau Isabelle (Malo *et al.*, 2001) est présente le long de la faille de Shickshock Sud et sous le synclinal du Lac des Huit-Milles comme nous avons pu l'observer avec l'interprétation sismique. Nous avons émis l'hypothèse pour la modélisation qu'il existerait aussi des shales noirs ordoviciens vers le sud sous les séquences siluro-dévoniennes. Nous parlerons de façon générique du black shale du mélange du Ruisseau isabelle comme ce sont à partir de ces propriétés géochimique que nous avons paramétrés la modélisation.

Le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle a une réflectance correspondant à la fenêtre à huile (entre 0,6 et 1,3% selon les critères de la Figure IV.13) dès 417 millions d'années. On peut voir que la réflectance de cette unité augmente jusqu'à des valeurs qui correspondent à une roche mère supramature (> 3%). Ainsi les roches mères du black shale de mélange du Ruisseau sont considérées supramatures à partir de 391 millions d'années.

Les roches mères de la Formation de Forillon atteignent des valeurs de réflectance supérieure à 0,6 % à partir de 391 Ma. C'est-à-dire que ces roches mères sont matures. Les mesures selon le calcul de réflectance montrent que ces roches mères restent dans la fenêtre à huile jusqu'à l'âge actuel.

Par les calculs (Figure IV.15), on retrouve dans le modèle à l'âge actuel des résultats équivalents à la réflectance mesurée sur les échantillons (Figure IV.13), ce qui valide le modèle proposé. On peut ainsi voir comment les hydrocarbures se sont déplacés dans le bassin, quel chemin les hydrocarbures ont pu emprunter et où ils se sont accumulés.

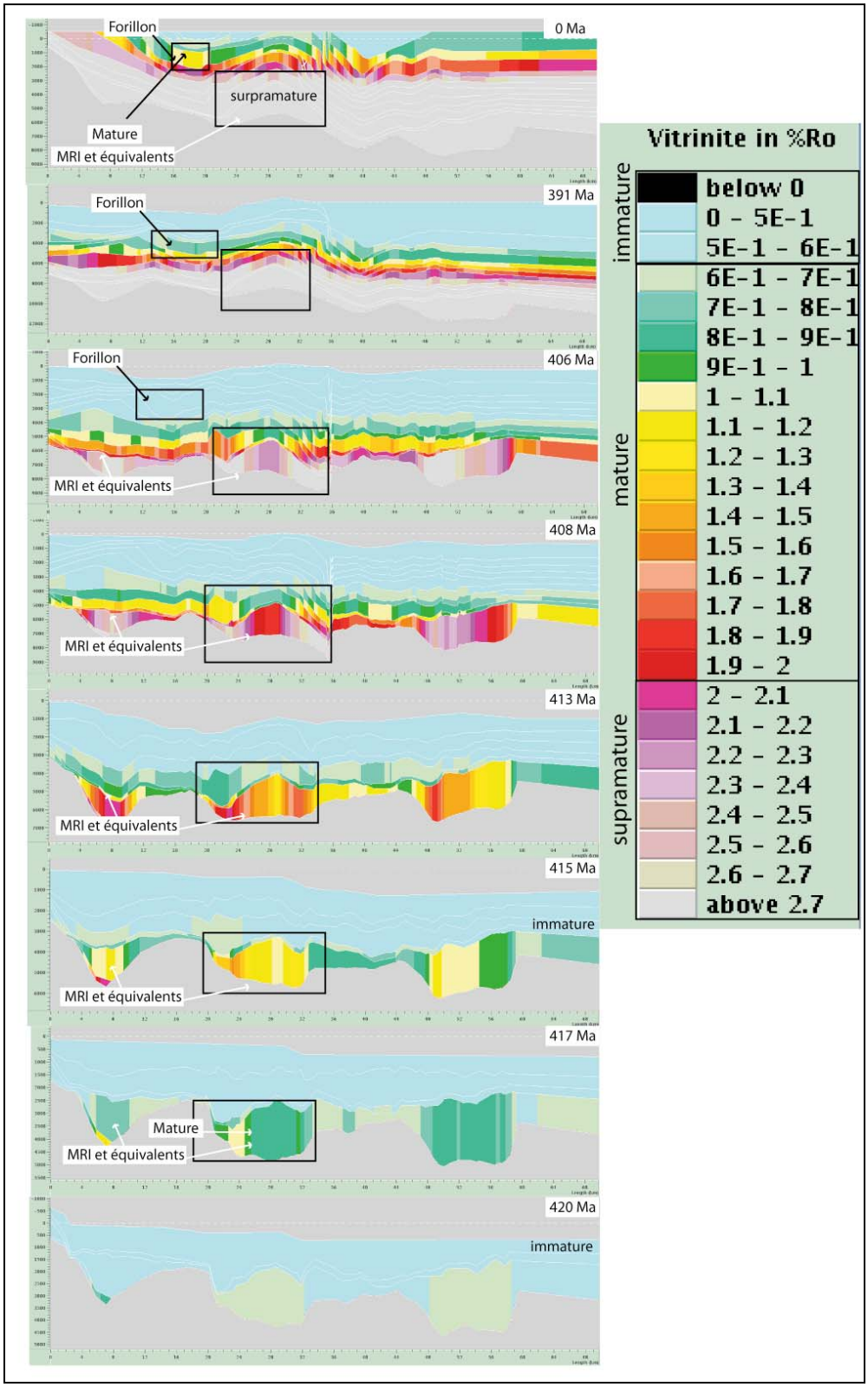


Figure IV.15 : Résultat de la modélisation montrant l'évolution de la maturité des roches mères en % de réflectance (% Ro) du black shale du mélange du Ruisseau Isabelle et de la Formation de Forillon.

E.2. Migration des hydrocarbures

Pour voir l'importance des structures tectoniques, deux scenarii ont été testés, le premier présente un modèle dans lequel les failles sont perméables et le second où elles sont imperméables. En effet, dans le logiciel TEMIS2D®, il n'est pas possible de représenter les failles comme un élément tectonique qui influe sur la déformation du bassin, on s'intéresse seulement à déterminer si ces structures sont des chemins potentiels pour la migration des hydrocarbures. De ce fait, pour représenter une faille, on suffit de modifier la propriété de perméabilité des zones de failles : si la faille est perméable, elle sera un chemin préférentiel sinon elle aura la même perméabilité que les formations qu'elle traverse.

2. a) Modèle avec failles

On modélise les failles principales décrites précédemment (partie III), notamment la faille traversant le coeur du synclinal, la faille de Causapscal et la faille de Shickshock Sud.
Les résultats du calcul (Figure IV.16) montrent qu'il y a des saturations en hydrocarbures des roches mères dans le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle dès que ces roches sont matures et se saturent en hydrocarbures. On observe une migration généralisée des hydrocarbures au-dessus de la roche mère dès 417 Ma. Ensuite les hydrocarbures prennent des chemins plus localisés qui correspondent aux failles. Ces failles montrent qu'elles ont pu jouer ce rôle jusqu'à aujourd'hui (Figure IV.16). Ceci n'est possible que si elles restent perméables et qu'elles ne se sont pas colmatées au cours de l'évolution du bassin. En fait, elles sont souvent perméables quand elles restent actives puis elles deviennent souvent imperméables quand elles sont inactives.
Les hydrocarbures dans les roches mères au niveau de la Formation de Forillon migrent peu ; De couleur bleue sur la figure IV.16, ce qui indique une saturation faible en hydrocarbures, on peut ainsi en déduire que la formation peut jouer aussi le rôle de roche-réservoir. Il peut y avoir également des migrations dans les formations voisines comme dans les formations de

Saint-Léon et de Shiphead qui montrent aussi une saturation faible à moyenne sous les formations de Forillon dans le synclinal du Lac des Huit-Milles (Figure IV.16).

2. b) Modèle sans faille

Les résultats de la modélisation sans faille (Figure IV.17) montre qu'il y a peu de migration d'hydrocarbures depuis les roches mères.

Pour les roches mères du Groupe d'Honorat et du mélange du Ruisseau Isabelle, on peut observer qu'après 417 Ma, les hydrocarbures ont tendance à rester dans la roche mère et à migrer dans les formations voisines comme la Formation de Sayabec. Il n'existe pas donc pas de chemin préférentiel pour la migration des hydrocarbures. Les roches mères génèrent des hydrocarbures qui sont retenus au sein même de la roche mère où ces hydrocarbures migrent dans les formations voisines.

Les hydrocarbures de la Formation de Forillon migrent aussi seulement dans les formations voisines, formations de Saint Léon et de Shiphead, comme dans le cas précédent.

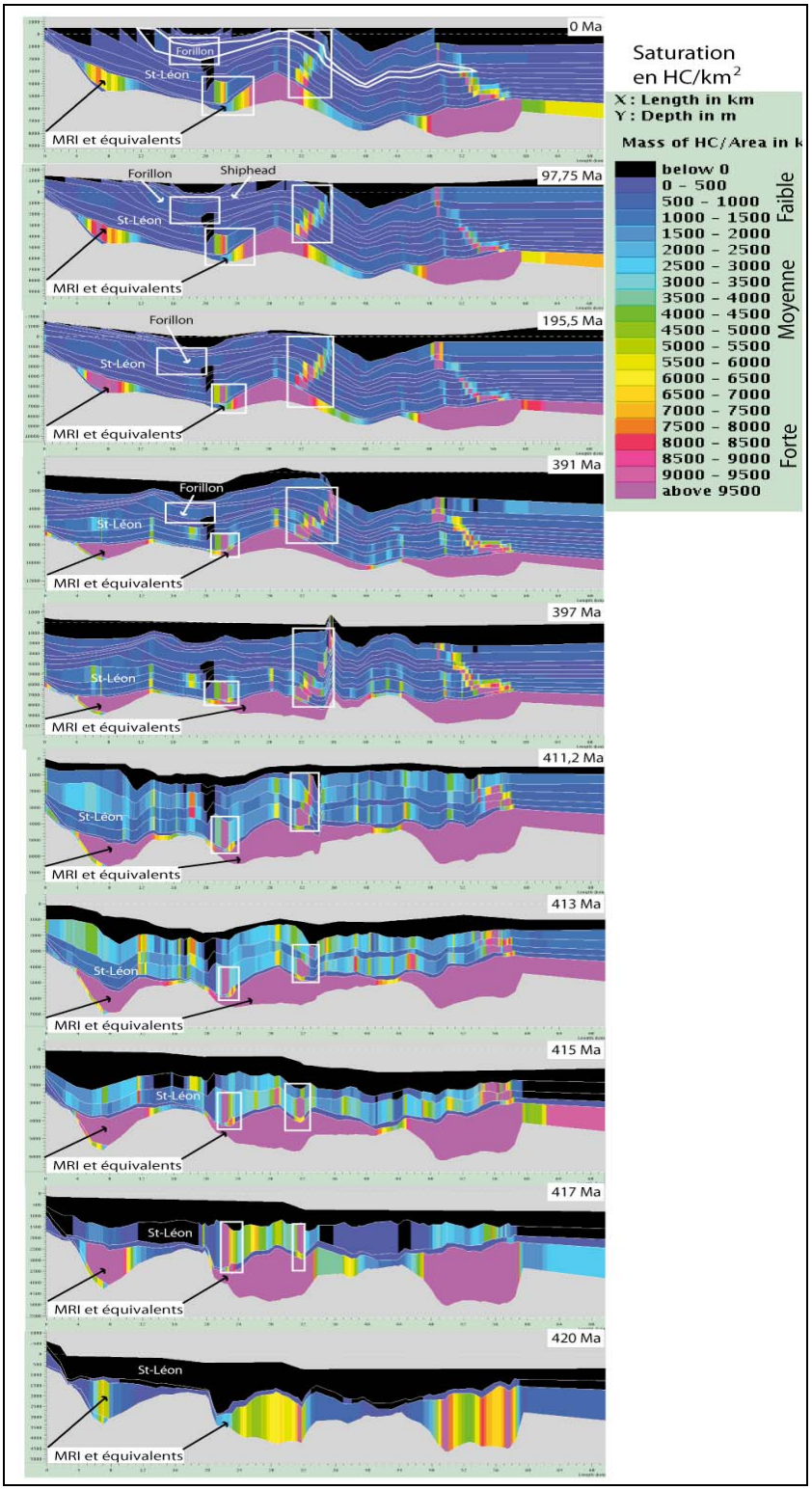


Figure IV.16 : Résultat de la modélisation du modèle avec faille ; saturation des roches mères en hydrocarbures puis migration des hydrocarbures du black shale du mélange du Ruisseau Isabelle et ses équivalents du Groupe Honorat par les failles perméables à partir de 417 Ma. Les hydrocarbures générés par les roches mères du Forillon migrent très peu.

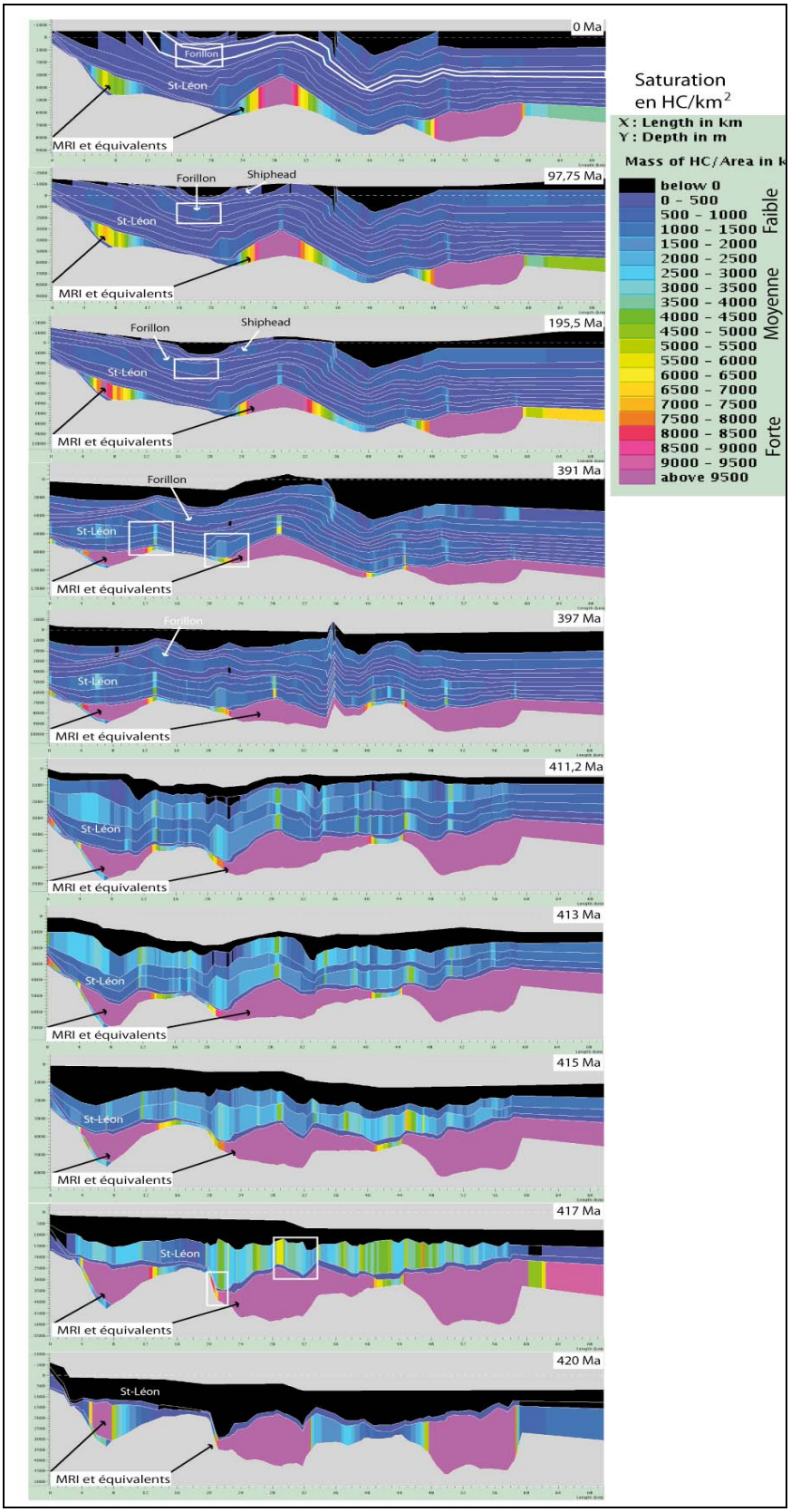


Figure IV.17 : Résultat de la modélisation du modèle sans failles : les hydrocarbures ne migrent que dans les formations voisines des roches mères, il n'y a plus de chemins migratoires préférentiels.

F. Conclusion sur l'évaluation pétrolière de la partie centrale de la ceinture de Gaspé

Pour les études de modélisation de bassin, il est important de bien connaître l'histoire d'enfouissement des roches mères ce qu'on peut retrouver à l'aide des mesures de maturation de la matière organique sur les échantillons de roche. Pour obtenir ces informations, la modélisation 1D, à partir d'un puits existant ou d'un puits virtuel, suffit dans ce cas pour contraindre le modèle. On peut facilement tester différents paramètres pour différentes simulations afin d'obtenir le modèle résultat le plus fiable.

Dans notre étude, il a été possible de simuler l'histoire des deux roches-mères, le black shale du mélange de Ruisseau Isabelle et la Formation de Forillon. Ainsi on peut estimer dans quelles formations les hydrocarbures ont pu migrer et qu'elles sont alors les roches réservoirs les plus probables (la Formation de Sayabec et les formations de Forillon, de Shiphead et de Saint Léon).

Nous avons testé deux hypothèses pour les chemins de migration : d'une part, les failles principales sont considérées comme des chemins de migration donc perméables; d'autre part les failles ne sont pas des chemins de migration et ont la même perméabilité que les formations qu'elles traversent. Les résultats de la simulation montrent bien l'importance de telles structures comme chemin de migration préférentiel dans notre zone d'étude: la Formation de Saint-Léon ne peut être une roche réservoir pour les hydrocarbures issus des roches mères du black shale du mélange de Ruisseau Isabelle, seulement si la faille traversant le coeur du synclinal, est perméable. Ainsi, il convient de noter qu'il faut bien connaître l'histoire de ces failles pour mieux contraindre la migration des hydrocarbures.

Notre étude a bien montré que les différentes roches mères ont généré des hydrocarbures pendant un moment de l'évolution du bassin ce qui n'est plus le cas maintenant. Les résultats montrent aussi que ces roches mères sont supramatures à l'âge actuel pour le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle et ses équivalents latéraux mais les roches de la Formation de Forillon sembleraient encore dans la fenêtre à huile. Les hydrocarbures générés sont pour la plupart dégradés dans ce bassin étudié mais ce qui n'est pas forcément le cas pour toute la ceinture de Gaspé.

Cette étude a montré qu'il reste imprécis d'estimer les variations du flux thermique en profondeur et dans le temps et de contraindre l'histoire de l'enfouissement des formations du

bassin à partir des seules contraintes de surface (chapitres C et D). De nouvelles données géochimiques notamment obtenues dans des nouveaux puits à une profondeur significative pourraient permettre de mieux contraindre les modèles pour la modélisation de bassin et ainsi avoir une estimation du potentiel pétrolier plus précise.

Ces résultats permettent d'illustrer la modélisation de bassin dans une région structuralement complexe. Ce travail est une première étape de modélisation de bassin en Gaspésie. Nous nous sommes limités à la modélisation 2D, le long d'une coupe dans la partie centrale de la Gaspésie et traversant les formations potentiellement intéressantes pour l'évaluation pétrolière, le synclinal du Lac des Huit-Milles. La modélisation en 3D en cours de développement permettra une meilleure évaluation pétrolière de ce bassin central. Dans ce cas, la modélisation de bassin peut être associée à des logiciels de restauration 3D qui permettront une meilleure compréhension et prise en compte de la géométrie du bassin pendant son évolution.

Une géométrie mieux contrainte permet ainsi de mieux simuler l'évolution des roches-mères, et de mieux comprendre les chemins migratoires et les réservoirs potentiels. L'étude en 3D apportera une compréhension plus spatiale de l'étude du bassin, mais les informations nécessaires sont aussi beaucoup plus conséquentes

Conclusion

Ce travail de thèse a abouti au développement d'une méthode intégrée de traitement et d'interprétation des données sismiques pour l'évaluation pétrolière des régions structuralement complexes, comme les ceintures de chevauchement. Cette recherche s'est intégrée successivement aux projets en imagerie sismique, puis en modélisation de bassins tous deux orientés vers l'exploration en zones complexes. Ces travaux ont permis de préciser une partie des besoins en recherche et développement pour la prochaine génération de logiciels d'évaluation du potentiel pétrolier dans les régions difficiles et de participer à la découverte de nouvelles réserves d'hydrocarbures.

Cette méthodologie a pu être réalisée:

- D'une part en appliquant les techniques d'imagerie sismique mises au point ces dernières années à l'IFP, qui ont permis d'élaborer une stratégie d'imagerie et d'interprétation sismiques plus intégrée, plus précise et plus efficace pour l'exploration des zones complexes. Pour pouvoir atteindre nos objectifs, plusieurs étapes combinant de manière itérative des études géophysiques et géologiques ont été nécessaires afin de déterminer et valider un nouveau modèle structural en intégrant toutes les données géologiques et géophysiques généralement disponibles dans ces types de contextes géologiques et exploratoires.

- D'autre part en effectuant des travaux de tests et de validation importants sur un cas réel : la zone d'étude de ce travail de thèse concerne la région de la Gaspésie, péninsule située au sud de l'estuaire du Saint Laurent, qui constitue l'extrémité septentrionale de la chaîne paléozoïque des Appalaches au Québec. Les données sismiques utilisées acquises ces dernières années par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec ont fourni une excellente base de données dont l'interprétation s'est avérée particulièrement délicate compte tenu des difficultés inhérentes à l'imagerie sismique en zone d'avant-pays. Nous avons ainsi pu enrichir les connaissances actuelles sur cette zone, et notamment sur la partie centrale de la Gaspésie, et préciser les perspectives pétrolières de cette région par une modélisation de bassin pour évaluer le potentiel pétrolier.

Au cours de cette étude, nous avons effectué itérativement plusieurs étapes d'études d'interprétation et de modélisation géologiques et géophysiques. Les techniques et les résultats obtenus ont été présentés en suivant la séquence de traitement qui nous a servi de fil conducteur.

Dans une première partie (Partie I), nous avons présenté une synthèse des connaissances géologiques sur les Appalaches canadiennes, notamment les données régionales nécessaires à notre étude. La deuxième étape de ce travail (Partie II) a permis d'obtenir de meilleures images sismiques grâce à l'application de différentes méthodes avancées de traitement sismique. Les méthodes de traitement de données sismiques ont pour but de fournir une image sismique du sous-sol mettant en évidence les éléments structuraux. Des difficultés particulières pour l'obtention et l'interprétation de ces images sismiques apparaissent dans les zones structuralement complexes :

- L'une des causes principales des échecs de l'exploration pétrolière dans ces zones à tectonique complexe tient à la difficulté d'obtenir de "belles" images permettant une interprétation précise du sous-sol.
- Une deuxième difficulté est de transformer les images sismiques, enregistrées en temps, en coupes profondeur, ce qui peut entraîner des erreurs de positionnement et d'importants surcoûts pour une compagnie pétrolière, notamment pour l'implantation des puits d'exploration.

Cette étape d'imagerie sismique a nécessité l'élaboration de modèles de vitesse définis en fonction de la profondeur afin de réaliser les traitements de migration en profondeur des sections sismiques. Ces modèles ont été construits avec les données sismiques et géologiques disponibles et avec de nouvelles observations. Les images sismiques "migrées profondeur" ont restitué plus fidèlement la réalité géométrique des structures complexes dans la région étudiée. Cette étude a aussi montré que l'obtention d'images sismiques en profondeur les plus réalistes possibles reste un problème délicat dans les zones où la géologie est complexe et une méthodologie incluant un processus itératif entre le processus d'imagerie sismique et l'interprétation géologique est nécessaire. Ce travail a confirmé les améliorations apportées sur la qualité et la précision de l'image sismique produite par le géophysicien après adaptation et application de techniques précédemment mises au point pour les environnements complexes comme les zones salifères. Des modifications ont été apportées à la méthodologie de traitement en fonction des observations de terrain, pour pallier aux incertitudes du modèle

de vitesse de la proche-surface. L'utilisation des contraintes dans le logiciel de tomographie sismique a abouti à une meilleure prise en compte des données à priori pour optimiser le modèle de vitesse. Les méthodes de traitement utilisées pour ce travail ont permis un gain de temps et une interprétation géologique plus enrichissante. En effet, la méthode appliquée à ce travail a montré qu'il était souhaitable et efficace de travailler directement en profondeur dans des domaines à structures complexes. Cette étude a permis de mettre en valeur des structures difficilement visibles sur les premières migrations en temps. Grâce à la construction d'un modèle de vitesse caractérisant au mieux les variations latérales et verticales de vitesse et intégrant directement les données géologiques existantes, des images sismiques plus fidèles à la réalité géologique ont pu être obtenues. Nous avons pu constater que, pour les profils traités, la migration en profondeur avant sommation a donné de meilleurs résultats que la migration en temps. Nous avons alors pu imager des nouveaux éléments structuraux comme la faille de Shickshock Sud ou les failles rétrochevauchantes sous le Synclinal du Lac des Huits-Miles, ce qui nous a permis de vérifier la présence de ces failles et préciser leurs positionnements.

De plus, la migration profondeur avant sommation a permis d'éviter une étape supplémentaire dans le processus, puisqu'elle fournit directement des images sismiques en fonction de la profondeur : on peut ainsi directement effectuer l'interprétation géologique sur cette image et limiter les incertitudes sur la profondeur des réservoirs potentiels. Lors de l'étape de conversion de l'image temps en profondeur, des erreurs de positionnement liées à une migration imparfaite des réflecteurs, peuvent en effet conduire à une estimation incorrecte de la profondeur des réflecteurs.

Dans la troisième étape de ce travail (Partie III), nous avons présenté les résultats de l'interprétation structurale des images sismiques en profondeur précédemment obtenues.

Le travail s'est concentré dans la partie centrale de la Gaspésie et plus particulièrement sur les lignes 2001-MRN-10b et 2001-MRN-08. Les interprétations de ces lignes ont permis d'imager l'architecture structurale de la ceinture de Gaspé dans la partie centrale de la Gaspésie. Nous avons ainsi plus clairement mittre en évidence la relation entre les ceintures taconienne et acadienne.

J'ai pu montrer que la structuration de la ceinture de Gaspé était principalement formée d'une série d'anticlinaux et de synclinaux ouverts qui ont été guidés par des structures et des failles plus profondes héritées de la déformation taconienne. Nous avons pu confirmer, sous la ceinture de Gaspé, l'architecture structurale des formations cambro-ordoviciennes telle qu'elle avait été observée sur la ligne 2001-MRN-12. Cette ligne avait été traitée par D.

Saucier en 2006 en suivant les méthodes que nous avions mises au point sur la ligne 2001-MRN-10b (inversion tomographique et migration profondeur).

On retrouve une structuration en nappes et chevauchements sous le Synclinorium de Connecticut Gaspé. Ces nappes et chevauchements ont dû se mettre en place une première fois pendant l'orogenèse taconienne. Cependant, il y a eu une reprise des anciennes structures lors de l'orogenèse acadienne ainsi que la formation de nouveaux chevauchements. Certaines failles ont été propagées jusqu'à la surface, d'autres ont seulement contraint la formation des plis en surface comme on peut le retrouver dans l'anticlinal de Causapscal. À la fin de l'orogenèse acadienne, des failles retrochevauchantes ont été engendrées, comme la Faille de Causapscal. Puis un mouvement décrochant général a repris une grande partie des failles pré-existantes. J'ai utilisé les techniques de restauration de coupes sur le synclinal du Lac des Huits-Miles afin de valider le modèle de vitesse et de vérifier les interprétations structurales et lithologiques. Après équilibrage, cette coupe a permis de préciser l'extension des différentes unités géologiques, de définir plus précisément la géométrie et l'architecture des objets géologiques depuis le dépôt des séries les plus anciennes jusqu'aux phases ultimes de déformation du Paléozoïque tardif.

Dans une quatrième étape (Partie IV), nous avons poursuivi le processus de l'exploration pétrolière par la modélisation de bassin. Dans ce cadre, une meilleure définition de l'architecture structurale et de l'évolution tectono-sédimentaire de cette région est essentielle pour la compréhension du système pétrolier et la poursuite des projets d'exploration.

En s'appuyant sur les résultats de géologie structurale, nous avons effectué, sur la zone du synclinal du Lac des huit Milles, une modélisation de bassin 2D pour l'évaluation pétrolière. La modélisation de bassin a été effectuée avec le logiciel Temis2D® de Beicip-Franlab, qui permet aussi possible de simuler l'évolution des roches mère dans le bassin au cours du temps, et de mieux comprendre la production et la migration des hydrocarbures. De plus la modélisation de bassin nous permet d'observer les chemins préférentiels de migration et les zones réservoirs. Ce travail a permis de mettre en évidence que le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle a joué le rôle de roche mère et a produit des hydrocarbures tôt dans l'histoire du bassin. Ces hydrocarbures ont pu migrer soit au niveau du doublet Val Brillant-Sayabec, soit à travers les failles déjà présentes. Une alternative serait que le black shale du mélange du Ruisseau Isabelle et les formations du même âge aient servi de roche-réservoir.

Les roches de la Formation de Forillon ont aussi été des roches mères plus tard dans l'histoire du bassin. Les hydrocarbures générés sont restés ou ont peu migré dans les formations

voisines. Les résultats obtenus montrent qu'il y a eu production d'hydrocarbures dans le bassin et validant le travail de modélisation de bassin effectué au niveau de la Gaspésie. Cependant, pour approfondir le travail, il faudrait des données géochimiques supplémentaires. Ainsi, dans la région est de la Gaspésie où il y a plus de données pétrolières et de puits; une telle étude peut apporter des nombreuses informations supplémentaires et ainsi, réduire les risques dans la décision de forer un nouveau puits.

Ce travail a permis la mise au point d'une méthode intégrée en imagerie sismique profondeur dans les zones à structure complexe avec la prise en compte les informations géologiques disponibles, pour une détermination plus précise des structures géologiques. Il a également permis de contraindre la modélisation de bassin pour une meilleure compréhension du système pétrolier.

Cette étude a permis de mettre en place les liaisons entre les différents logiciels utilisés tant en géologie structurale qu'en géophysique et en modélisation de bassin pour une meilleure évaluation du potentiel pétrolifère et une meilleure compréhension des systèmes pétroliers dans les régions où la géologie est complexe. Cette opération de mise en cohérence des données, des paramètres et des résultats était à priori extrêmement délicate compte tenu de la disparité des caractéristiques des logiciels : logiciels anciens et récents, logiciels adaptées aux besoins des géologues ou des géophysiciens, et algorithmes de modélisation limitées à l'étude des structures géologiques simples. Notre étude montre que le lien est possible et qu'il est même recommandé de suivre intégralement la séquence que nous avons proposée pour obtenir *in fine* des images et des modèles plus fiables et plus réalistes.

La construction des modèles structuraux 2D actuels le long des lignes étudiées se présente comme une première approche pour l'élaboration du modèle structural actuel en 3D. Ces modèles serviront de données tests pour valider les nouveaux logiciels de restauration 3D comme Kine3D.

La modélisation de bassin appliquée sur le synclinal du lac des Huits Miles a permis de faire une première application en Gaspésie de ce type d'évaluation du potentiel pétrolier et montre les informations nécessaires pour les études 3D à venir dans la partie est de la péninsule où les données, notamment géochimiques, sont plus abondantes. Notre travail de modélisation de bassin en 2D est ainsi une étape préliminaire pour l'évaluation pétrolière en 3D, utilisant les nouveaux algorithmes de modélisation de bassin adaptés aux zones complexes actuellement en cours de développement.

Bibliographie

Al Yahya, K. M., 1989, Velocity analysis by iterative profile migration: Geophysics, 54, 718-729.

Bêche, M., Jardin, A., Thibaut, M., Kirkwood, D., Saucier, D., 2007, Integrated Approach for Basin Modelling of the Gaspé Belt (Québec, Canada), CSEG-CSPG Convention, Let it Flow: The Flow of Ideas, Hydrocarbons and Business, Calgary.

Bêche, M., Kirkwood, D., Jardin, A., Desaulniers, E., Saucier, D., Roure, F., 2007, 2D Depth Seismic Imaging in the Gaspe Belt, a Structurally Complex Fold and Thrust Belt in the Northern Appalachians, Quebec, Canada in Lacombe O., Lavé J., Roure F. and Vergès J., eds., Thrust belts and foreland basins: From fold kinematics to hydrocarbon systems, Special volume of Frontiers in Earth Sciences, Springer-Verlag, 465 p..

Bertrand, R., Malo, M., 2003, Maturation thermique, potentiel roche mère et géologie structurale des roches siluro-dévoniennes de la région des Monts Berry, Gaspésie. Rapport confidentiel pour Pétrolia Inc. 90 p.

Bond, G.C., Nickelson, P.A., Kominz, M.A., 1984, Brakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Sciences Letters; volume 70, pages 325-345.

Boone, G.M., Boudette, E.L., 1989, Accretion of the Boundary Mountains terrane within the Northern Appalachians orthotectonic zone. Geological Society of America; special publication 228, p. 17-42.

Boucot, A.J., 1962, Appalachian Silurian-Devonian, In Coe, K., (ed.), Some aspects of the Variscan fold belt: Manchester University Press, Manchester, p. 155-163.

Bourque, P.A., 2001, Sea-level fluctuations, syn-sedimentary tectonics, reef settlement and development, and implications for hydrocarbon exploration in Silurian-Lowermost Devonian Gaspé Belt, Québec Appalachians. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 49, p. 217-237.

Bourque, P.A. et Gosselin, C., 1986, Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du bassin de Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport préliminaire, MB 86-34, 49 p.

Bourque, P.A., Gosselin, C., Kirkwood, D., Malo, M., et St-Julien, P., 1993, Le Silurien du segment appalachien Gaspésie-Matapédia-Témiscouata, Québec:

Stratigraphie, géologie structurale et paléogéographie. Ministère des ressources naturelles, Québec , MB 93-25, 115 p.

Bourque, P.A, Brisebois, D., 1995, Gaspé Belt. In Geology of the Appalachian Orogen in Canada and Greenland (H. Williams, editor). Geological Survey of Canada; Geology of Canada, volume 6, chapter 4, p. 316-351.

Bourque, P.A. et Lachambre, G., 1980. Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du sud de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, publication spéciale ES-30, 123 p.

Bourque, P.A., Malo, M., Kirkwood, D., 2001, Paleogeography and tectono-sedimentary history at the margin of laurentia during Silurian to Earliest Devonian time ; the Gaspé Belt. Geological society of American Bulletin. v. 112, p 4-20.

Bourque, P.A., Malo, M. et Kirkwood, D., 2001, Stratigraphy, tectono-sedimentary evolution and paleogeography of the post-Taconian - Pre-Carboniferous Gaspé Belt: an overview. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 49, No 2: 186–201.

Bourque, P.A., Savard, M., Chi, G., et Dansereau, P., 2001, Diagenetic history and porosity evolution of the Upper Silurian-Lowermost Devonian West Point reef limestones, Gaspé Belt, Québec Appalachians. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 49, p. 299-326.

Bradley, D. C., Kidd, W. S. F., 1991, Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. Bulletin of the Geological Society of America, v. 103, 1416–1438.

Brisebois, D., 1981, Géologie de la région de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 824, 19 pages.

Brisebois, D., Brun, J., 1994, La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches, dans Géologie du Québec, editions Les publication du Québec.

Brisebois, D., Chevé, S., Gobeil, A., Lachance, S., Pilote, P., 2002, Ruisseau Jérome-Oak-Bay, carte préliminaire. Ministère des ressources naturelles, Québec, carte SI-22B07-C3G-OK.

Brisebois, D., Morin, C., 2004, Stratigraphie du Synclinorium de connecticut Valley-Gaspé de l'Ouest de la Gaspésie. Ministère des ressources naturelles, Québec, ET 2003-01, 28 P., 1 carte.

Broto K., 1999, Accès à l'information cinématique pour la détermination du modèle de vitesse par tomographie de réflexion 3D, Mémoire de thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour.

Cavalca, M. and Lailly P., 2007, Accounting for the definition domain of the forward map in traveltime tomography—application to the inversion of prismatic reflections. Inverse Problems. vol. 23 139–164.

Carbonneau, C., 1959. Région de Richard-Gravier, Péninsule de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-90, 75 p.

Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A., Feraud, G., 2001, Tectonometamorphic evoltution of the southern Quebec Appalachians; Ar40/Ar39 evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-EarlyDevonian exhumation of the internal Humber zone. Geological Society of America Bulletin; v. 113, p. 144-160.

Cawood, P.A., Van Gool, J.AM., Dunning, G.R., 1995, Collision tectonics along the Laurentian margin of the Newfouland Appalachians. In Current Perspective in the Appalachians-Caledonian Orogen (J.P. Hibbard, C.R. van der staal and P.A. Cawood, editors); Geological Association of Canada; special paper 41, p. 283-301.

Chagnon, A., Lapalme, R., Pettion, J.-L., Utting, J., 1975 - Étude du sondage Great Plains Noël et Al La Vérendrye N°l. Ministère des Ressources naturelles; DP 333, 31 pages.

D'hulst, A., Beaudoin, G., Malo, M., Constantin, M., Pilote, P., 2007, Geochemistry of Sainte-Marguerite volcanic rocks: implications for the evolution of Silurian-Devonian volcanism in the Gaspé Peninsula, Canadian Journal of Earth Sciences.

Dansereau, P. and Bourque, P.-A. 2001. The Neigette breccia: remnant of the West Point reef tract in the MatapEdia Valley area, and witness of Late Silurian synsedimentary faulting, Gaspé Belt, Northern Appalachians, Québec. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **49**, No 2: 327-345.

De Broucker, G., 1987, Stratigraphe, pétrographie et structure de la boutonnière de Maquereau-Mictaw (région de Port-Danièle-Gaspésie). Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec ; rapport MM 86-03, 160 pages.

Delbos, F., Gilbert, J. Ch., Glowinski, R. and Sinoquet, D., 2006, Constrained optimization in seismic reflection tomography: a Gauss–Newton augmented Lagrangian approach. Geophys. J. Int., 164, pp. 670-684.

Delprat-Jannaud, F., 1991, Tomographie de réflexion : quelle est l'information contenue dans les temps d'arrivée ? Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud Orsay.

Deregowski, S., 1990, Common-offset Migrations and Velocity analysis. First break, 6: 225-234.

Desaulniers, E., 2006, Imagerie sismique de la ligne 2002-MRN-10b : Recherche d'une approche géophysique au service de l'interprétation. M. Sc. thesis, Université Laval, Québec, 124 pp.

Deville, E., Sassi, W., 1996, Thrustpack; un logiciel de modélisation intégrée (cinématique, thermique et géochimique) ; application aux Alpes nord-occidentales. In L'exploration pétroliere dans les fronts compressifs. Pétrole et Techniques, 401, p.77.

Doyon, M., Valiquette, G., 1991, Roches magmatiques du centre nord de la Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec ; ET 90-03, 69 pages.

Doyon, M., Dalpé, C., 1993, roches magmatiques siluro-dévoniennes de la Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec. MB 93-16, 128 pages.

Doyon, M., Berger, J., 1997, distribution et contrôle structuraux des roches magmatiques siluro-dévoniennes de la Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec. MB 97-01, 31 p.

Ducharme, D., 1979. Pétrographie du flysch de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur Anticlinorium d'Aroostook-Percé, Gaspésie, Québec. Mémoire de maîtrise (non publié), université de Montréal, Montréal, 92 p.

Duffet, **C**., 2004, Quelle confiance accorder au modèle solution de la tomographie de réflexion 3D ? Thèse de doctorat, Université de Montpellier II.

Duquet, B., 1996, Amélioration de l'imagerie sismique de structures géologiques complexes. Thèse de doctorat, Université Paris XIII.**Cant, D.J., Walker, R.**, 1976, Development ofa braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Québec. Revue canadienne des sciences de la Terre; volume 13, pages 102-119.

Ehinger A., Broto K., Jardin, A. and the KIMASI project team, 2001, 3D tomographic velocity model determination for two North Sea case studies, *63ème Meeting de l'EAGE*, M-37.

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat P. and Paulet, J., 1977, Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut français du pétrole*, Vol. 32, pp. 23-45.

Faure, J.L., Chermette, J.C., 1989. Deformation of tilted blocks, consequence on block geometry and extension measurements. *Bull. Soc geol France*, Vol. 8, IV, N°3.

Gibbs, A., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in the areas of extenional tectonics. *Journal of structural geology*, 5, pp. 153–160.

Granath, J. W., eds., Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: AAPG Hedberg Series, no. 1, p. 412-430.

Gray, S., Cheadle, S., Vestrum, R., Gittins, J., Zhu, T., Nanan, H., 2002, Using advanced seismic imaging tool to see the invisible beneath foothills structures. CSEG recorder: 16-28.

Hesse, R. et Dalton, E., 1995, Turbidite channel/overbank deposition in a Lower Devonian orogenie shale basin, Fortin Group of Gaspé Peninsula, Northern Appalachians, Canada. Journal of Sedimentary Research; volume B65, number l, pages 44-60.

Hocq, M., Verpaelst, P., Chartrand, F., Clark, T., Lamothe, D., Brisebois, D., Brun, J., Martineau, G., 1994, Géologie du Québec. Les Publications du Québec.

Jardin, A.,Chaker, R., Krzywiec, P., 2007, Understanding Seismic Propagation through Triangle Zones in Lacombe O., Lavé J., Roure F. and Vergès J., eds., Thrust belts and foreland basins: From fold kinematics to hydrocarbon systems, Special volume of Frontiers in Earth Sciences, Springer-Verlag, 465 p..

Jardin, A., Desaulniers, E., Kirkwood, D., Roure, F., Rodriguez, S., 2004, Sensitivity analysis of depth images to velocities for structural interpretation in foothills. EAGE Conference, Expended Abstracts, Paris.

Kirkwood, D., 1989, Géologie structurale de la région de Percé. Québec Ministry of Energy and Resources, ET 87-17, 42 p + 2 cartes.

Kirkwood, D., 1995, Progressive deformation history of a transpressive belt, northern Appalachians. Tectonophysics, v. 241, p. 15-34.

Kirkwood, D., 1999, A palinspastic restoration of a post-taconian successor basin deformed within a transpressive setting, northern Appalachians. Tectonics, 18, p. 1027-1040.

Kirkwood, D. et St-Julien, P., 1987, Analyse structurale du Siluro-Dévonien dans la vallée de la

Matapédia. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 87-33,17 p.

Kirkwood, D., Malo, M., St-Julien P., and Therrien, P., 1995, Progressive deformation history of a folded slate belt in a transpressive setting, Northern Appalachians. Journal of Structural Geology, v.17, p. 329-344.

Kirkwood, D., Savard, M.M., and Chi, G., 2001, Microstructural analysis and cement characterization of pre-Acadian and Acadian deformation stages of the White

Head Formation - Evaluation of the HC reservoir potential in northeastern Gaspé. CSPG Bulletin, 49, No. 2, p. 262-281.

Kirkwood, D., Lavoie, M., Marcil, J-S., 2004, Structural style and hydrocarbon potential in the Acadian foreland thrust and fold belt, Gaspé Appalachians, Canada, in R. Swennen, F. Roure, F.,

Lachambre, G., 1987, Le Silurien et le Dévonien basal du Nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec report ET84-06, 83 pp.

Kirkwood, D., Desaulniers, É., Laliberté, J.-Y., Jardin, A. et Bêche, M., 2005. Integrated Geological and Seismic Interpretation of the Gaspé Belt, a Structurally Complex Fold and Thrust Belt in the Northern Appalachians. AAPG Annual Meeting, Calgary, June 2005.

Lachambre, G., 1987, Le Silurien et le Dévonien basal du Nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec rapport ET84-06, 83 pp.

Lavoie, D., 1992, Carbonate sedimentation in an extensional tectonic regime: the Lower Devonian Upper Gaspé Limestones, Québec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, 29: 118–128.

Lavoie, D., 1995, Carbonate botryoids in Lower Devonian amygdaloidal basalts: evidence for precipitation of high-magnesium calcite from heated and volcaniques CO_2-buffered marine waters. Journal of Sedimentary Research, v. A65, p. 541-546.

Lavoie, D., Tassé, N. and Asselin, E., 1991. Lithostratigraphy of the Upper Gaspé Limestones (Early Devonian) west of Murdochville, Gaspé, Québec. *In:* Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 91-1D, p. 25-35.

Lavoie D., Bourque, P.A. and Héroux, Y., 1992, Early Silurian carbonate platform in the Appalachian orogenic belt: the Sayabec-La Vieille Formation of the Gaspé-Matapédia Basin, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 704-719.

Lavoie D., Bourque, P.A., 2001, The history of hydrocarbon exploration in the Silurian-Devonian Gaspé Belt: 100 years of modest success. Bulletin of the Canadian Society of Petroleum Geologists 49, No 2, p. 180-185.

Lespérance, P.J., 1980. Calcaires Supérieurs de Gaspé. Les aires-types et le prolongement vers l'ouest. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DPV-595, 92 p.

Lespérance, P.J., Malo, M., Sheehan, P.M., Skidmore, W.B., 1987. A stratigraphical and faunal revision of the Ordovician-Silurian strata of the Percé area, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre, v. 24, p. 117-134.

Mcgerrigle, H.W., 1950, La géologie de l'est de Gaspé. Ministère des mines, Québec; RG 35, 174 pages.

Malo, M., 1986, Stratgraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé en gaspésie, Québec. Thèse de doctorat (non publiée), Université de Montréal, Montréal, 280 pages.

Malo, M., 1988, Stratigraphy of the Aroostook-Percé Anticlinorium in the Gaspé Peninsula, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 893-908.

Malo, M., 1989. Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé de la région d'Honorat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 88-01.

Malo, M., 2001, Late Silurian-Early Devonian tectono-sedimentary history of the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: from a transtensional Salinic basin to an Acadian foreland basin, Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 49, p. 202-216.

Malo, M., 2004, Paleogeography of the Matapédia basin in the Gaspé Appalachians: initiation of the Gaspé Belt successor basin. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, p. 553-570.

Malo, M., Béland, J., 1989, Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé Region, Québec Appalachians: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1764-1777.

Malo, M., Kirkwood, D., De Broucker, G., et St-Julien, P., 1992, A re-evaluation of the position of the Baie Verte-Brompton line in the Québec Appalachians: the influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula, v. 29, p. 1265-1273.

Malo, M., Bourque, P.A., 1993, Timing of the deformation events from Late Ordovician to mid-Devonian in the Gaspé Peninsula, In: The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime Canada, and the Autochtonous Foreland, D.C. Roy and S.J. Skehan (eds.), Geological Society of America, Special Paper 275, p. 101-122.

Malo, M., Kirkwood, D., 1995, Faulting and progressive deformation history of the Gaspé belt, northern Appalachians: A review. In: Current Perspectives in Appalachian-Caledonian geology, J. Hibbard, C. van Staal and P. Cawood (eds.), GAC Special Paper 41: 267-282.

Malo, M., Cousineau, P., Sacks, P.E., Riva, J.F.V., Asselin, E., and Gosselin, P., 2001. Age and composition of the Ruisseau Isabelle Mélange along the Shickshock Sud fault zone: Constraints on the timing of mélanges formation in the Gaspé Peninsula. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 38, pp. 21–42.

Moretti, I., 1991, LOCACE/BALISS, un test de la cohérence géologique d'une interprétation sismique, *revue de l'Institut Français du Pétrole*, Vol. 46, no. 5, pp. 563-580.

Moretti, I., Larrère, M., 1989, LOCACE: Computer-Aided Construction of Balanced Geological Cross-section. Geobyte, Vol. 4**,** pp. 1-24**.**

Moretti, I., Delos, V., Letouzey, J., Otero, A., Calvo, J.C., 2007, The Use of Surface Restoration in Foothills Exploration: Theory and Application to the Sub-Andean Zone of Bolivia, in Lacombe O., Lavé J., Roure F. and Vergès J., eds., Thrust belts and foreland basins: From fold kinematics to hydrocarbon systems, Special volume of Frontiers in Earth Sciences, Springer-Verlag, 465 p.

Morin, C., Laliberté, J.-Y., 2002a, The unexpected Silurian–Devonian structural style in western Gaspé; New insight for promising hydrocarbon plays: Canadian Society of Petroleum Geology Diamond Jubilee Convention, Calgary, Program and Abstracts.

Morin, C., Laliberté, J.-Y., 2002b, Overview of the very first mega-transect seismic survey throughout the Appalachian Gaspé belt : Canadian Society of Petroleum Geology Diamond Jubilee Convention, Calgary, Program and Abstracts.

Muller, J., Ricarte, P., Forgues, E., 2000, An adapted 2D processing sequence for foothills data through synthetic examples. SEG Technical Program Expanded Abstracts: 457-460.

Perrier, R., Quiblier, J., 1974, « thickness change in sedimentary layers during compaction history », AAPG bulletin, vol 58, pp. 507-520.

Pincivy, A., Malo, M., Ruffet, G., Tremblay, A., Sacks, P.E., 2003, Regional metamorphism of the Appalachian Humber Zone of Gaspé Peninsula: 40Ar/39Ar evidence for crustal thickening during the Taconian orogeny. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 40, p. 301-315.

Robein, E., 2003, Velocities, time-imaging and depth imaging in reflection seismics - Principles and methods: EAGE.

Rodgers, J., 1970. The tectonics of the Appalachians. New York, John Wiley and Sons, Inc., 271 p.

Roksandic, M.M., Granger, B., 1981, Structural styles of Anticosti Island, Gaspé Passage, and eastern Gaspé Peninsula inferred from reflection seismic data, In : Field meeting, Anticosti-Gaspé, 1981, P.J. Lespérance (ed.), Vol. II: Stratigraphy and

paleontology: IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Département de géologie, Université de Montréal, p. 211-221.

Rouillard, M., 1986. Les Calcaires Supérieurs de Gaspé (Dévonien inférieur), Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 86-15, 94 p.

Roy, S., 2004, « Diagenèse et potentiel en hydrocarbures des successions paléozoïques de la région du Lac Matapédia, Québec ». *Mémoire de maîtrise, Québec, Institut Nationale de la Recherche Scientifique – Eau, terre et environnement*, 147 p.

Rust, B.R., 1976, Stratigraphie relationships of the Malbaie Formation (Devonian), Gaspé, Québec. Revue canadienne des sciences de la Terre; volume 13, pages 1556-1559.

Rust, B.R., 1981, Alluvial deposits and tectonic style: Devonian and Carboniferous successions in Eastern GaspE. *In:* Sedimentology and Tectonics in Alluvial Basins. A.D. Miall (ed.). Geological Association of Canada, Special Paper 23, p. 49-76.

Sacks P., Malo M., Trzcienski W., Pincivy, A., and Gosselin P., 2004, Taconian and Acadian transpression between the internal Humber Zone and the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: tectonic history of the Shickshock Sud fault zone1, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 41, p. 635-653.

Saucier, D., Kirkwood, D., Jardin, A., Bêche, M., 2006, Evolution of the taconian belt (Gaspé peninsula Appalachians): New geometrical constraints from an integrated geophysical study. International Lithosphere Program Task Force on Sedimentary Basin, Québec, 2006.

Schneider, F., 2003, Basin Modeling in Complex Area: Examples from Eastern Venezuelan and Canadian Foothills Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP, Vol. 58 (2003), No. 2, pp. 313-324.

Sikander, A.H., 1975, Geology for hydrocarbon potential of the Berry Mountain Syncline, Central Gaspé (Matane, Mataprdia, Gaspé W and Bonaventure counties). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-376, l19p.

Sikander, A.H., 1976, Lithological observations on Grande Grève, York River and Battery Point Formation, and hydrocarbon possibilities in Eastern Gaspé, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM 33690, 59 pages.

Skidmore, W.B. et McGerrigle, H.W., 1967. Carte géologique de la péninsule de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles du Québec, carte 1642.

Sinoquet. D., 1995, Utilisation de modèles lisses pour l'inversion tomographique de

donnéessismiques (in English). PhD thesis, Université Paris XIII, France, 1995.

Slivitzky, A., St-St-Julien, P. et Lachambre, G., 1991, Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du Nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 88-14.

St-Julien, P., Hubert, C., 1975, Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachians. American Journal of Science, 275: 337–362.

Thibaut, M., Sulzer, C., Jardin, A., Bêche, M., 2007, « ISBA : a methodological Project for Petroleum System Evaluation in Complex Area », AAPG Region Energy Conference and Exhibition, Athens, Greece, Poster Session.

Tissot, B. 1969, Premières données sur les mécanismes et la cinétique de la formation du pétrole dans les sédiments. Simulation d'un schéma réactionnel sur ordinateur. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, vol. 24, pp. 470-501.

Tissot, B., 1966, Problèmes de la génèse et de la migration du pétrole, *Revue de l'institut français du pétrole*, vol 21, n°11, pp. 1621-1671.

Tissot, B., 1988, La migration des hydrocarbures dans les bassins sédimentaires: aspects géologiques et géochimiques, *Oil & Gas Science and Technology - Revue de l'Institut français du Pétrole*, Vol. 43, No. 2, pp. 143-153.

Tissot, B., **Espitalié., J.,** 1975, L'évolution thermique de la matière organique des sédiments : Applications d'une simulation mathématique. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, vol. 30, pp. 743-777.

Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984, Petroleum formation and occurence, *second revised and enlargued edition. Springer-Verlag*, 699 p.

Tremblay, A., Pinet, N., 1994, Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. Geological Society of America Bulletin, 106: 1172-1181.

Ungerer, P., Bessis, F., Chenet, P.Y., Durand, B., Nogaret, E., Chiarelli, A., Oudin, J.L., Perrin, J.F., 1984, «Geological and geochemical models in oil exploration : principles and pratical examples»; dans *Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation, par G. Demaison ed, AAPG Memoir* no 35, pp. 53-77.

Ungerer, P., Burrus, J., Doligez, B., Chenet, P.Y. and Bessis, F., 1990. Basin Evaluation by Integrated 2D Modelling of Heat Transfer, Fluid Flow, Hydrocarbon Generation and Migration. *AAPG Bull.*, **74**, pp. 309-335.

Ungerer, P., Burrus, j., Doligez, B., Chenet, P.Y., Bessis, F., 1991, Évaluation des bassins par modélisation en deux dimensions des transfert thermique, de l'écoulement

des fluides, de la genèse et de la migration des hydrocarbures, *Revue de l'Institut français du Pétrole*, vol 46, n°1, pp. 3-38.

White, N., Jackson, J. A. & Mc Kenzie, D., 1986, The Relationship Between the Geometry of Normal Faults and That of Sedimentary Layers in Their Hanging Walls. *Journal of Structural Geology*, **8**, pp. 879–909.

Williams, H., 1979, Appalachian Orogen in Canada, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 688-693.

Williams, H., 1995, Introduction: Chapter 1 in Geology of the Appalachian-Caledonian orogen in Canada and Greenland. Edited by H. Williams. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, No. 6 (also Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. F-1), pp 1–19.

Williams, H., 1995, Temporal and spatial divisions. Chapter 2 in Geology of the Appalachian-Caledonian orogen in Canada and Greenland. Edited by H. Williams. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, No. 6 (also Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. F-1), pp 21–44.

Williams, H., St-Julien, P., 1982, The Baie Verte - Brompton Line: Early Paleozoic continent ocean interface in the Canadian Appalachians. In Major structural zones and faults of the northern Appalachians. Edited by P. St-Julien and J. Béland. Geological Association of Canada, Special Paper 24: 177-208.

Zaitlin, B.A. and Rust, B.R., 1983, A spectrum of alluvial deposits in the Lower Carboniferous Bonaventure Formation of western Chaleurs Bay area, Gaspé and New Brunswick, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1098-1110.

Zen, E-an., 1983, Exotic terranes in the New-england Appalachians limits, candidates, and ages : a speculative essay. In : Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains (R.D. Hatcher Jr., H. Williams and I. Zietz, editors). Geological Society of America ; memoir 158, pp. 55-8.

Annexes

Annexe 1 : Aperçus photographiques des affleurements (août 2005)

Voici quelques photos prises en 2005 qui permettent de donner un aperçu de différentes formations affleurantes en Gaspésie. On peut voir que les indices de la tectonique sont omniprésents mais il est parfois difficile de différencier les différentes phases tectoniques. En étudiant ces formations, on peut mieux comprendre pourquoi il y a de moins bons résultats dans certains secteurs lors de l'imagerie.

Groupe d'Honorat

Formation de White Head

Formation de Pabos

Formation de Saint Léon (Anticlinal de Faribault)

Formation de Forillon

Forillon Anticlinal Humqui

Formation de Shiphead

Formation d'Indian Cove

Formation de York River

Groupe de Fortin

Formation de Dbp2

Formation de Dbp3

Formation de Miguasha

Formation de Bonaventure

Annexe 2 : Mesures de la vitesse des ondes P à travers une roche en laboratoire.

Cette expérience permet de mesurer la vitesse de propagation des ondes P en fonction des angles et ainsi voir si il existe une anisotropie au sein de la roche étudiée.

Pour déterminer la vitesse de l'onde P, on doit mesurer le temps de trajet des ondes acoustiques entre l'émetteur ultrasonique et le récepteur à travers un chemin donné. L'information technique détaillée sur la préparation des échantillons et sur les dispositifs expérimentaux peut être trouvée dans l'article de Louis *et al.* (2004).

1. a) Protocole expérimental

On a découpé trois cylindres pour chaque bloc de roche dans trois directions orthogonales (Figure A- 1). Les échantillons ont les mêmes dimensions 22.5 mm de long et 25 mm de diamètre (AMS-standard).

Sur chaque cylindre, donc dans les trois directions de bloc de départ, 8 mesures de vitesses des ondes acoustiques sont effectuées à travers des diamètres espacés de 22.5°.

Les ondes sont créées par un générateur de pulses ultrasoniques *Panametrics 5058 PR*, avec une tension maximale de sortie de 900 V. Les ondes sont récupérées par des capteurs ultrasoniques d'onde P ayant une fréquence de résonnance de 1 MHz. L'acquisition et l'analyse ont été faites à l'aide d'un oscilloscope *HP54603B* relié à un ordinateur.

Au total 24 mesures sont finalement disponibles. On remarque cependant que seul 21 mesures sont nécessaires car trois mesures sont doublées (Figure A- 1 c). Ces doublons permettent de calibrer les valeurs mesurées pour corriger la non-reproductibilité des mesures d'un échantillon du même bloc à un autre (non-reproductibilité causée par les hétérogénéités à petite échelle importantes à cause de la taille des échantillons étudiés). Pour cela, on va corriger légèrement les données de deux des trois échantillons afin d'obtenir les même valeurs de vitesse d'onde pour les mesures en doubles. Cette correction permet de considérer que les mesures sur nos trois échantillons ont été acquises sur un seul et même échantillon, dans trois directions différentes.

Si nous prenons en considération l'erreur sur les lectures de temps de déplacement et l'erreur sur la longueur d'échantillon, l'erreur type pour les mesures est de l'ordre de 0.002-0.03 km/s.

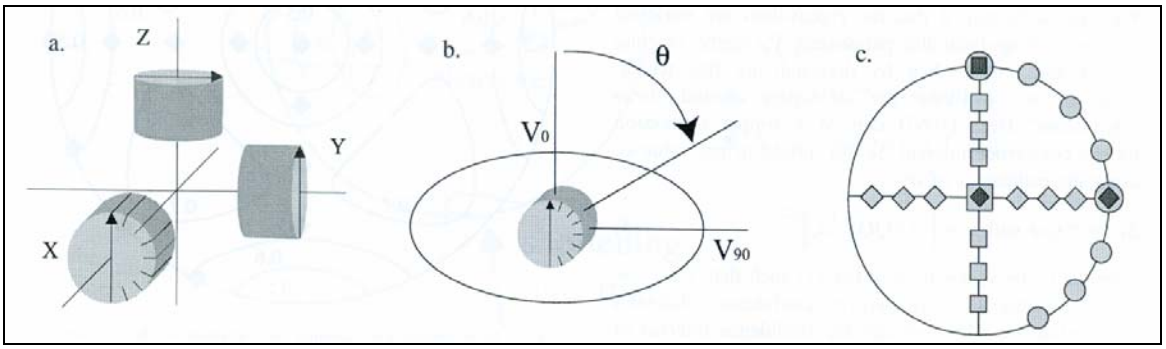


Figure A- 1 : Principe de la mesure des vitesses et de leur anisotropie : (a) Position respective des 3 cylindres avec les 8 mesures indiquées sur l'échantillon X (b) Exemple du trajet de mesure selon l'angle Θ (c) 24 positions de mesures sur la projection stéréographique

Louis, L., Robion, P., David, C., 2004, A single method for the inversion of anisotropic data sets with application to structural studies. Journal of Structural Geology, **26**, p. 2065-2072

Ce procédé a été appliqué sur six échantillons ramassé dans le Synclinorium de Connecticut-Gaspé.

Les mesures prises dans les formations du Groupe de Chaleurs montrent une forte vitesse de propagation allant de 5500 m/s à plus de 6000 m/s (Figure A5-6-7).

Les mesures de la Formation de Shiphead (figure A 2) indiquent aussi une vitesse de propagation élevée de 5500 m/s à 6000 m/s et montre aussi une isotropie.

Les vitesses mesurées dans les échantillons de la Formation de Battery Point ((Figure A 3-4.)sont plus basses de l'ordre de 2000 m/s a 3000 m/s. On observe aussi une isotropie dans la vitesse.

Ces mesures nous ont permis de calibrer le modèle de vitesse pour la migration profondeur.

L'analyse de vitesse sur les différents échantillons montre que les formations sédimentaires ont dans l'ensemble une vitesse isotrope.

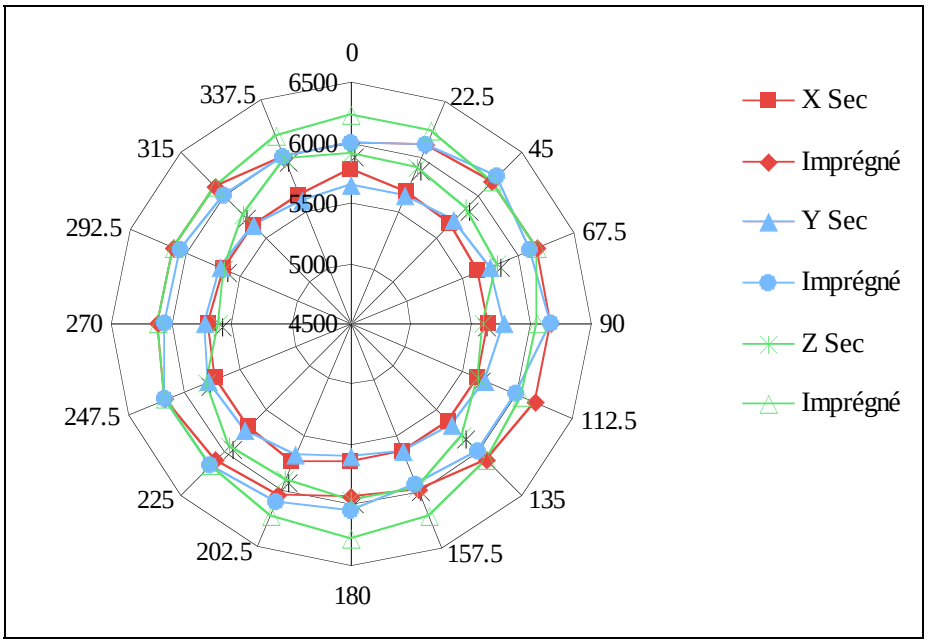


Figure A- 2 : Échantillon 217, Formation de Shiphead : Vitesses en m/s en fonction de l'angle (de 0 à 360°)

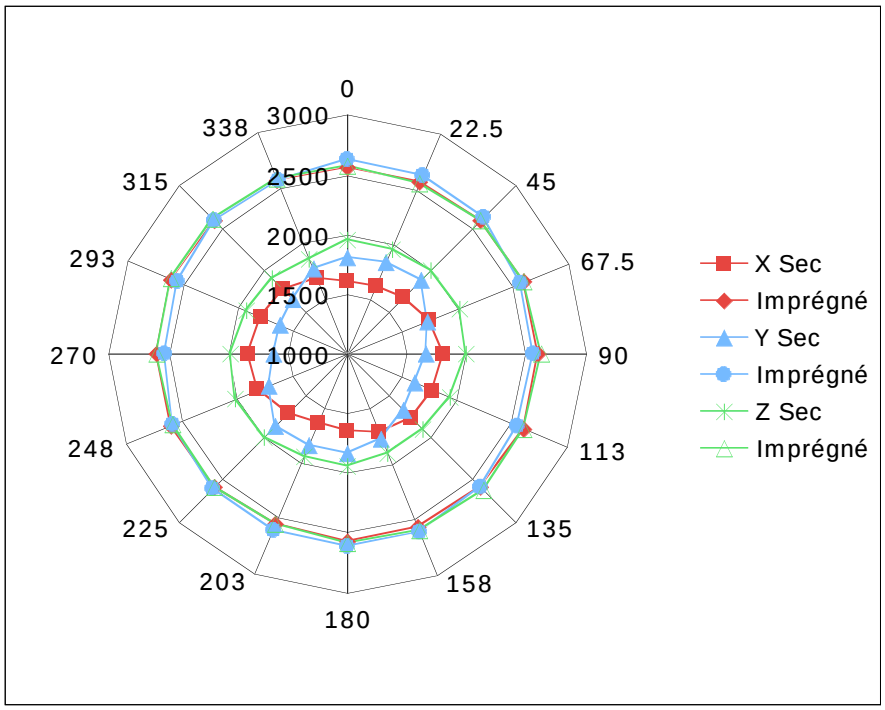


Figure A- 3 : Échantillon 167, Formation de Battery Point 3 : Vitesses en m/s en fonction de l'angle (de 0 à 360°)

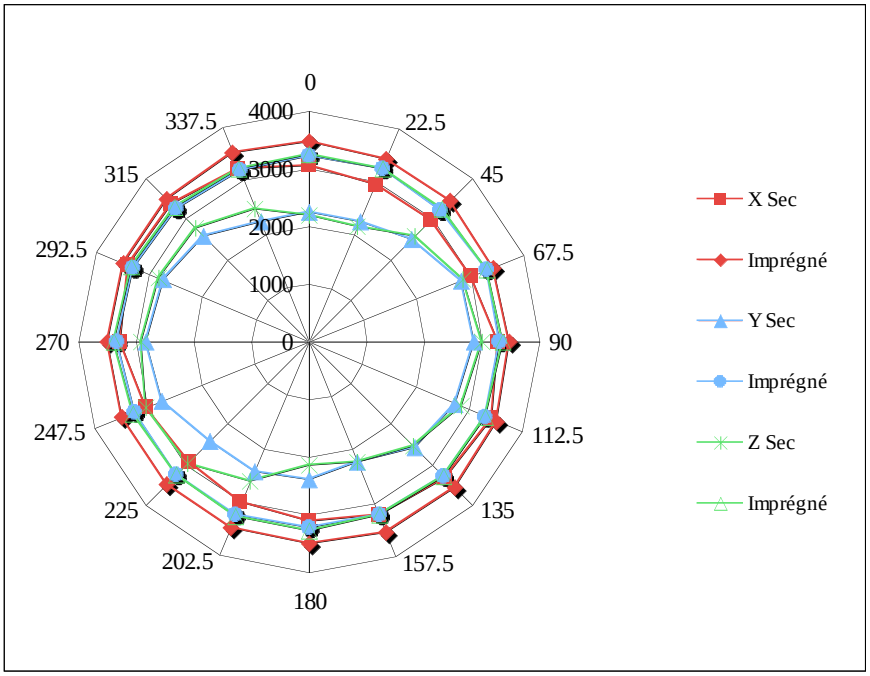


Figure A- 4 : Échantillon 166, Formation de Battery Point 2 : Vitesses en m/s en fonction de l'angle (de 0 à 360°)

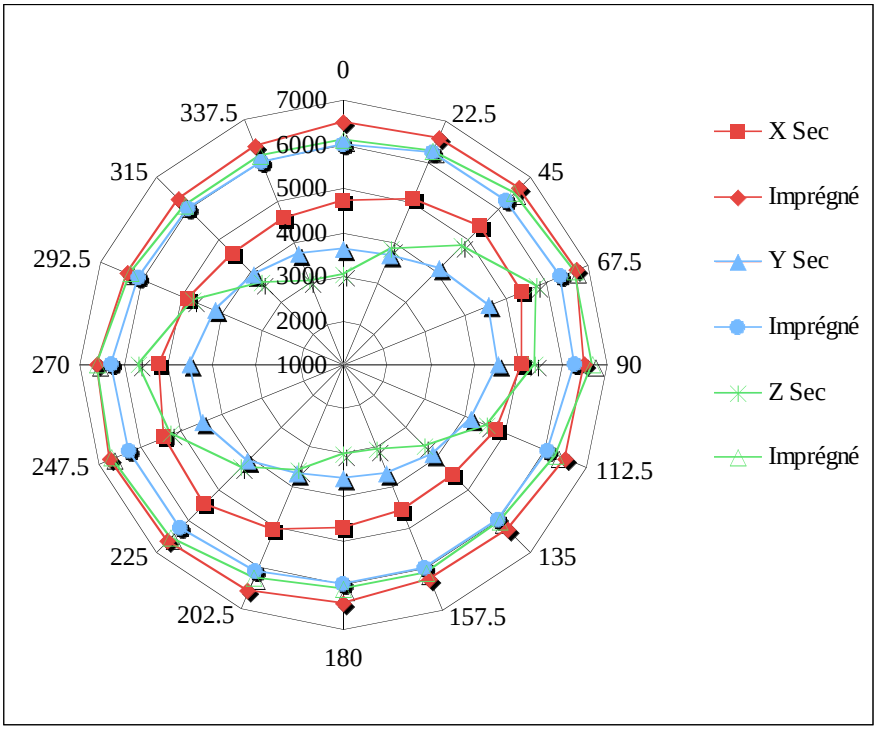


Figure A- 5 : Échantillon 17, Groupe de Chaleurs : Vitesses en m/s en fonction de l'angle (de 0 à 360°)

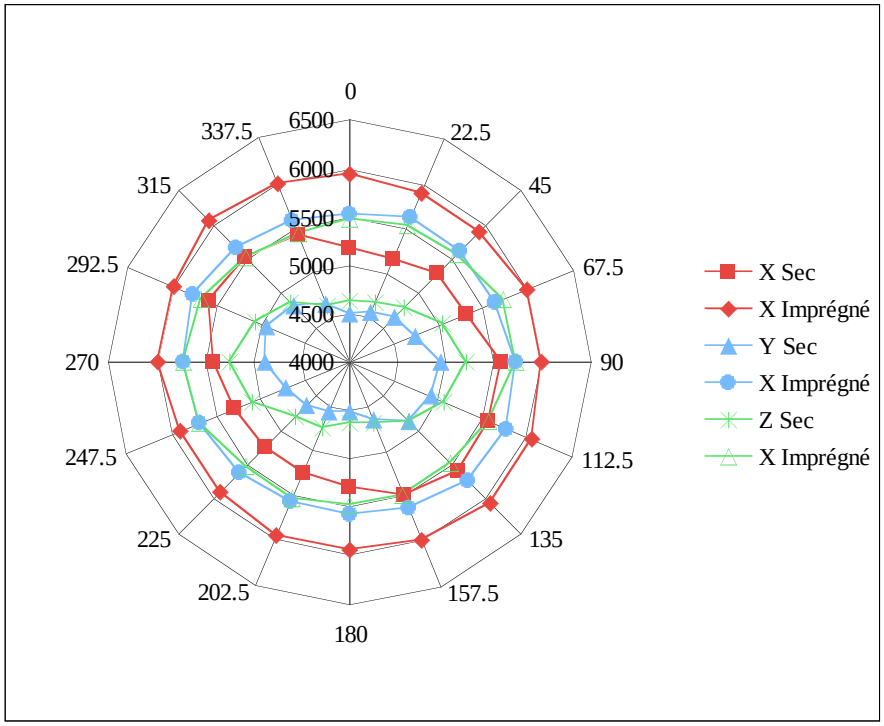


Figure A- 6 : Échantillon 4-2, Groupe de Chaleurs : Vitesses en m/s en fonction de l'angle (de 0 à 360°)

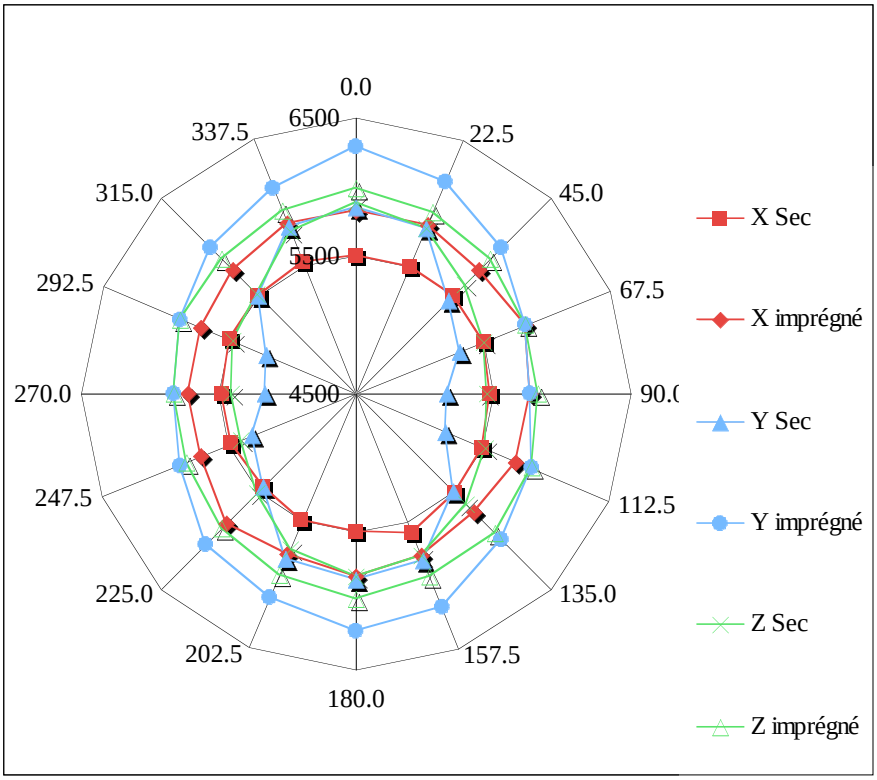


Figure A- 7 : Échantillon 4-1, Groupe de Chaleurs : Vitesses en m/s en fonction de l'angle (de 0 à 360°)