Université du Québec Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement

APPORT DE LA SISMIQUE REFLEXION A L'ANALYSE STRUCTURALE DE LA STRUCTURE DE SAINT-SIMON

Par

Benjamin St-Pierre

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne

Examinateur externe

Directeur de recherche

Codirecteur de recherche

Sébastien Castonguay CGC-Québec

Jean-Sébastien Marcil Junex

Michel Malo INRS-ETE

Mathieu J. Duchesne CGC-Québec

© Droits réservés de Benjamin St-Pierre, 2013



REMERCIEMENTS

J'aimerais remercier tout d'abord ma famille, ma copine et mes amis pour leur support, leur encouragement et également pour avoir accepté mes réponses vagues concernant l'évolution de ce travail, en particulier mon frère aîné dont les recommandations basées sur sa propre expérience à la maîtrise se sont avérées toujours appropriées, mais que j'ai rarement suivies.

J'aimerais remercier mes directeurs, Michel Malo et Mathieu Duchesne, pour leur disponibilité et leur aide, que ce soit pour les nombreuses questions posées ou encore pour les problèmes rencontrés tout au long de ce projet. J'aimerais également les remercier pour tous les commentaires apportés lors de la réalisation de ce mémoire.

J'aimerais remercier toute l'équipe de la chaire de recherche sur la séquestration géologique du CO₂, toujours disponible, que ce soit pour donner un coup de main, répondre à des questions ou encore, pour un brin de jasette et en particulier Elena Konstantinovskaya qui a répondu à plusieurs interrogations en plus de fournir une aide essentielle à la réalisation de certains travaux. J'aimerais aussi remercier Suzanne Dussault pour tout ce qui concerne les péripéties administratives à l'INRS-ETE.

J'aimerais également remercier mes collègues Jean-François Grenier et Diego Tovar pour les bonnes discussions concernant nos projets respectifs et pour les idées intéressantes soulevées. De plus, je dois remercier Jean-François pour son aide lors des travaux de terrain effectués à l'écaille de Saint-Dominique.

À Stéphan Séjourné, je veux adresser mes remerciements pour le temps qu'il a pris pour discuter de mon projet de Maîtrise ainsi que de sa thèse de Doctorat, mais aussi pour ses encouragements, que ce soit lors de notre première rencontre à Québec Exploration ou encore lors de la présentation de mon affiche à l'APGQ.

iii

Je dois aussi remercier Junex et en particulier Jérémie Lavoie avec qui j'ai eu quelques bonnes discussions à propos de Saint-Simon et pour avoir eu la possibilité de travailler avec une ligne sismique récente. Des remerciements doivent aussi être adressés à Marianne Molgat et Talisman Energy pour avoir eu la possibilité de travailler avec leurs lignes sismiques. Viennent ensuite le Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs pour le financement du projet par l'intermédiaire de la chaire, le Ministère des Ressources naturelles pour toutes les données fournies à la chaire et utilisées dans ce travail et finalement, IHS Kingdom pour l'utilisation gratuite de leur logiciel.

RÉSUMÉ

La structure de Saint-Simon est formée de l'empilement de plusieurs écailles de roches de la plate-forme du Saint-Laurent et fait partie de la zone parautochtone des Appalaches du Québec. Les unités lithologiques de cette zone ont été imbriquées et déformées pendant l'orogenèse taconienne. Ce site est choisi pour étudier la possibilité d'abriter des réservoirs pour la séquestration géologique du CO_2 dans la zone parautochtone. Pour se faire, une étude structurale du site de Saint-Simon est réalisée à partir de quatre lignes de sismique réflexion, de quatre puits forés dans la structure de Saint-Simon et des données acquises dans ces forages. De plus, des travaux de terrain à l'écaille de Saint-Dominique ont servi à faire des corrélations et des comparaisons entre ce qui affleure et ce qui est observé en sous-surface à Saint-Simon. Enfin, une restauration géologique a été effectuée pour permettre de comparer la structure de Saint-Simon avec celles de Joly et de Saint-Flavien, situées le long de la zone parautochtone et pour évaluer le raccourcissement tectonique lié aux failles de chevauchement et au plissement des roches de la plate-forme.

La structure de Saint-Simon présente plusieurs écailles mises en place par empilements successifs vers l'avant-pays par un système en éventail de failles imbriquées. La mise en place s'est fait grâce à un décollement basal au niveau du Groupe de Beekmantown longeant la plate-forme autochtone jusqu'à une rampe de faille montant dans la stratigraphie. En aval de cette rampe, le décollement se ramifie pour donner plusieurs failles, dont les failles d'Aston et de Saint-Barnabé. Sous les écailles, la plate-forme autochtone est découpée par des failles normales en style de horst et graben, actives dans deux contextes différents : l'effondrement des blocs de la croûte lithosphérique lors de l'ouverture de l'océan Iapétus et la flexion de la croûte lithosphérique lors de l'approche des nappes de chevauchement des Appalaches. Les failles normales les plus tardives sont recoupées par les failles chevauchantes et sont donc plus anciennes que les chevauchements appalachiens.

La restauration de la coupe géologique permet d'établir que l'écaille inférieure est celle qui a été déplacée sur une plus courte distance, tandis que l'écaille supérieure a été déplacée sur la plus

v

grande distance. Les déplacements estimés sont de 5,9 km pour l'écaille inférieure (E4), de 6,6 km pour l'écaille E3, de 7,6 pour l'écaille E2 et de 14,4 km pour l'écaille supérieure (E1). La restauration appuie la séquence de mise en place des écailles de façon successive vers l'avantpays. Toutefois, le déplacement de l'écaille E1 pourrait s'être poursuivi plus longtemps que les autres écailles, indiquant une mise en place hors séquence. En tout, le raccourcissement lié à l'empilement des écailles est de 48%. Ce style de transport, de même que les distances et les raccourcissements obtenus sont similaires à ce qui a été observé le long de la zone parautochtone à Joly et à Saint-Flavien.

La répétition de roches réservoirs sous les roches couvertures due à l'empilement tectonique est un élément favorable pour la recherche de réservoirs potentiels pour la séquestration géologique du CO_2 . La plate-forme autochtone abrite aussi des roches réservoirs, mais elles se retrouvent à de trop grandes profondeurs pour être économiquement exploitables pour la séquestration géologique du CO_2 .

TABLE DES MATIÈRES

Sommaire

1		INTRODUCTION	1
	1.1	CONTEXTE DE L'ETUDE	1
	1.2	PROBLEMATIQUE	
	1.3	OBJECTIFS	4
	1.4	Methodologie	4
	1.4.1	Données utilisées	5
	1.4.2	Travaux de terrain	8
	1.4.3	Intégration des données de sous-surface	8
	1.4.4	Restauration géologique	
	1.5	GEOLOGIE REGIONALE ET EVOLUTION TECTONIQUE	
	1.5.1	Lithostratigraphie	
	1.5.2	Évolution structurale de la marge de Laurentia et formation des Appalaches	
	1.6	L'ANALYSE LITHOLOGIQUE DES PUITS	
	1.6.1	A152 – Shell Saint-Simon no.1	
	1.6.2	A179 – SOQUIP Saint-Hugues no.1	
	1.6.3	A181 – SOQUIP Sainte-Hélène no.1	
	1.6.4	A214 – Bow Valley Saint-Simon no.1 et no.1a	
	1.7	MATURATION THERMIQUE DANS LES PUITS	
	1.7.1	A152 – Shell Saint-Simon no.1	
	1.7.2	A179 – SOQUIP Saint-Hugues no.1	
	1.7.3	A181 – SOQUIP Sainte-Hélène no.1	
	1.7.4	A214 – Bow Valley Saint-Simon no.1a	
2		RESULTATS	49
	2.1	TRAVAUX DE TERRAIN	
	2.1.1	Géologie de l'écaille de Saint-Dominique	
	2.1.2	Les plis	
	2.1.3	Les failles	
	2.1.4	Les dykes	
	2.2	INTERPRETATION SISMIQUE	
	2.2.1	Socle	64
	2.2.2	Domaine autochtone	65
	2.2.3	Domaine parautochtone	

	2.3	ANALOGUES TERRAIN-SISMIQUE	69
	2.3.1	Les plis	
	2.3.2	Les failles	
	2.3.3	Les intrusions magmatiques	
	2.4	RESTAURATION GEOLOGIQUE	74
3		DISCUSSION	
	3.1	SISMIQUE REFLEXION	
	3.1.1	Structure du socle et du domaine autochtone	79
	3.1.2	Domaine parautochtone	80
	3.2	MATURATION THERMIQUE	
	3.3	STYLE DE CHEVAUCHEMENT ET SEQUENCE DE PROPAGATION	
	3.4	RESTAURATION GEOLOGIQUE	90
	3.5	CIBLES POTENTIELLES POUR LA SEQUESTRATION GEOLOGIQUE DU CO_2	92
4		CONCLUSION	95
5		REFERENCES	
6		ANNEXE 1 : DIAGRAPHIES ET LITHOLOGIES DES PUITS A152, A179, A181 ET A21	4 103

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1	CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU SUD DU QUEBEC, MODIFIEE DE KONSTANTINOVSKAYA & MALO			
(2010).	2			
FIGURE 1.2	Carte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, modifiée de la carte de			
Ressou	RCES NATURELLES ET FAUNE QUÉBEC (2005), QUI EST BASÉE SUR GLOBENSKY (1987) ET SLIVITZKY &			
St-Juli	en (1987), indiquant les puits, les lignes sismiques utilisés ainsi que la trace de la coupe			
STRUCT	URALE RESTAURÉE			
FIGURES 1.3 E	T 1.4 COMPARAISON ENTRE LA DIAGRAPHIE SONIQUE ORIGINALE ET CELLE TRAITEE (ECHELLE DE			
50 a 35	0 MS/M). 11			
FIGURE 1.5	Partie de la trace du puits A152 (en pointille bleu) projetee sur le profil sismique			
JSTS20	080113			
FIGURE 1.6	ÉLEMENTS UTILISES POUR LA CREATION ET L'AJUSTEMENT D'UN SISMOGRAMME SYNTHETIQUE POUR			
LE PUIT	s A18115			
FIGURE 1.7	SYNTHETIQUE DU PUITS A181 (EN ROUGE) MONTRE SUR LA TRACE DU PUITS ET SUR UNE PARTIE DE LA			
LIGNE S	ISMIQUE 10Q-105			
FIGURE 1.8 :	TRACE DE LA COUPE STRUCTURALE LE LONG DE LA LIGNE SISMIQUE 10Q-105 SUR LA CARTE DE			
SOCLE (SIGPEG, 2008)			
FIGURE 1.9	Interpretation geologique de la ligne sismique M2003 tiree de Castonguay <i>et al.</i> (2010).20			
FIGURE 1.10 :	COLONNE STRATIGRAPHIQUE SIMPLIFIEE DES UNITES ROCHEUSES DES BASSES-TERRES DU SAINT-			
LAURENT ADAPTEE DE LAVOIE (1994) ET DE BEDARD <i>ET AL.</i> (2011)2				
FIGURE 1.11	Recapitulatif de l'evolution tectonique des Basses-Terres du Saint-Laurent 1^{ere}			
partie, du Cambrien a l'Ordovicien moyen (tiree de Dykstra & Longman, 1995)27				
FIGURE 1.12	Recapitulatif de l'evolution tectonique des Basses-Terres du Saint-Laurent 2^{e} partie,			
DE L'OI	RDOVICIEN MOYEN A AUJOURD'HUI (TIREE DE DYKSTRA & LONGMAN, 1995)			
FIGURE 1.13	DISTRIBUTION DES PRINCIPAUX CONTINENTS, OCEANS, ZONES DE SUBDUCTION, SYSTEMES ARC ET			
ARRIERE-ARC ET MICROCONTINENTS A LA FIN DU CAMBRIEN TARDIF, TIREE DE VAN STAAL & BARR (2012)30				
FIGURE 1.14	Évolution tectonique en peripherie de Laurentia, du Cambrien moyen a l'Ordovicien			
PRECOC	e, tiree de van Staal & Barr (2012)			
FIGURE 1.15	Évolution tectonique en peripherie de Laurentia du debut au milieu de l'Ordovicien,			
MONTR	ant la collision entre le microcontinent Dashwoods et Laurentia (haut) et le debut de la			
FERMET	URE DE L'OCEAN IAPETUS (BAS), TIREE DE VAN STAAL & BARR (2012)			
FIGURE 1.16	Évolution tectonique des Appalaches du Silurien jusqu'au Carbonifere, montrant			
L'ACCR	etion des microcontinents peri-Gondwana a la marge de Laurentia, tiree de van Staal &			
Barr (2012)				
FIGURE 1.17	Les donnees des puits A152, A179, A181 et A214 assemblees a l'aide du logiciel LogPlot.			
	36			

FIGURE 1.18	TRACES DU PUITS A214 DONT L'ENTREE (1) A ETE INTERROMPUE A 2331M DE PROFONDEUR ET LA			
REENTR	EE (1A) SUR UNE PARTIE DE LA LIGNE SISMIQUE 89-TQ-D01			
FIGURE 1.19	MATURATION THERMIQUE DANS LE PUITS A152 (TIREE DE BERTRAND <i>ET AL.</i> , 1998)45			
FIGURE 1.20	MATURATION THERMIQUE DANS LE PUITS A179 (TIREE DE BERTRAND <i>ET AL.</i> , 1998)46			
FIGURE 1.21	MATURATION THERMIQUE DANS LE PUITS A181 (TIREE DE BERTRAND <i>ET AL.</i> , 1998)47			
FIGURE 1.22	MATURATION THERMIQUE DANS LE PUITS A214 (TIREE DE BERTRAND <i>ET AL.</i> , 1998)48			
FIGURE 2.1	Carte topographique de la zone avoisinant l'ecaille de Saint-Dominique, modifiee de la			
CARTE	TOPOGRAPHIQUE 31H10 DE RESSOURCES NATURELLES CANADA (2008)			
FIGURE 2.2	GEOLOGIE SIMPLIFIEE DE L'ECAILLE DE SAINT-DOMINIQUE A PARTIR DE L'INTERPRETATION DE CLARK			
(1964),	TIREE DE SEJOURNE & MALO (2007)			
FIGURE 2.3	Exemples de plis a l'ecaille de Saint-Dominique			
FIGURE 2.4	EXEMPLES DE FAILLES A L'ECAILLE DE SAINT-DOMINIQUE			
FIGURE 2.5	Exemples de dykes a l'ecaille de Saint-Dominique			
FIGURE 2.6	LIGNE SISMIQUE 89-TQ-D04/26 NON INTERPRETEE (HAUT) ET INTERPRETEE (BAS)60			
FIGURE 2.7	LIGNE SISMIQUE 10Q-105 NON INTERPRETEE (HAUT) ET INTERPRETEE (BAS)			
FIGURE 2.8	LIGNE SISMIQUE JSTS200801 NON INTERPRETEE (HAUT) ET INTERPRETEE (BAS)			
FIGURE 2.9	LIGNE SISMIQUE 89-TQ-D01 NON INTERPRETEE (HAUT) ET INTERPRETEE (BAS)			
FIGURE 2.10	SECTION DE LA LIGNE 89-TQ-D04/26 (FIGURE 2.6) COMPARANT LE SOCLE GRENVILLIEN, EN VERT			
PALE SE	LON LA CARTE DE SOCLE DU MRN ET EN BRUN IDENTIFIE A PARTIR DES REFLEXIONS			
FIGURE 2.11	Section de la ligne 89-TQ-D01 (figure 2.8) montrant le Lorraine et l'Utica bascules			
ENTRE I	DEUX ECAILLES. $FA = FAILLE D'ASTON$. SE REFERER A LA FIGURE 2.8 POUR LA LEGENDE DES POINTES. 68			
FIGURE 2.12 :	Exemples de plis observes sur le terrain et en sismique70			
FIGURE 2.13 :	EXEMPLES DE PLIS LIES AU CHEVAUCHEMENT OBSERVES SUR LE TERRAIN ET EN SISMIQUE71			
FIGURE 2.14 :	EXEMPLE DE FAILLES PARALLELES AU LITAGE OBSERVEES SUR LE TERRAIN ET EN SISMIQUE			
FIGURE 2.15 :	EXEMPLES DE FAILLES EN EVENTAIL OBSERVEES SUR LE TERRAIN ET EN SISMIQUE73			
FIGURE 2.16 :	Exemple de dyke sur le terrain et en sismique74			
FIGURE 2.17	COUPE STRUCTURALE ACTUELLE (HAUT) ET RESTAUREE (BAS) DANS LA RÉGION DE SAINT-SIMON,			
LE LONG	G DE LA LIGNE SISMIQUE 10Q-105 (FIGURE 2.7)			
FIGURE 3.1 :	Section de la ligne $89-TQ-D04/26$ (figure 2.6) montrant deux chevauchements (fleches)			
SE TERM	INANT SOUS LES REFLEXIONS			
FIGURE 3.2 :	MATURATION THERMIQUE DANS LE PUITS A152 (TIREE DE BERTRAND $ETAL$, 1998) dont les			
PRINCIPAUX EMPILEMENTS SONT IDENTIFIES PAR DES DROITES				
FIGURE 3.3	Systemes de chevauchements (tiree de Boyer & Elliott, 1982) classes en deux grandes			
CATEGORIES, LES EVENTAILS IMBRIQUES ET LES DUPLEXES				
FIGURE 3.4 :	MODELE SIMPLIFIE DE LA FORMATION PROGRESSIVE D'UN EVENTAIL DE FAILLES IMBRIQUEES SELON			
UNE PRO	DPAGATION VERS L'AVANT A PARTIR DE PLIS DE PROPAGATION DE FAILLE, TIREE DE MCCLAY (1992) 89			

LISTE DES ÉQUATIONS

(ÉQUATION 1)	
(ÉQUATION 2)	
(ÉQUATION 3)	12
(ÉQUATION 4)	
(ÉQUATION 5)	
(ÉQUATION 6)	
(ÉQUATION 7)	
(ÉQUATION 8)	69

·

1 INTRODUCTION

1.1 Contexte de l'étude

L'avant-pays des chaînes de montagnes peut posséder des intérêts économiques et académiques. L'intérêt économique provient de nombreux champs de gaz et de pétrole qui se trouvent dans cette partie des chaînes de montagnes. Pour la recherche académique, l'étude de l'avant-pays permet entre autres d'en connaître plus sur la formation de la chaîne de montagnes, tout en permettant d'observer la déformation tectonique des roches du bassin sédimentaire, de même que les effets sur la marge déjà en place. La meilleure compréhension de l'histoire de la déformation permet de mieux comprendre la formation des réservoirs d'hydrocarbures retrouvés souvent dans des pièges structuraux comme des anticlinaux. L'intérêt pour la recherche d'hydrocarbures explique la majeure partie des travaux effectués dans de telles zones, comme par exemple, dans le sud du Québec, dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent, au nord-ouest des Appalaches (figure 1.1). Cette zone, qui longe le front appalachien, fut précédemment explorée par l'industrie pétrolière, avec des succès mitigés. Le réservoir de Saint-Flavien étant une des rares découvertes dans cette partie de l'avant-pays appalachien et aussi la plus étudiée. Les avancées technologiques, surtout au niveau de la géophysique et plus particulièrement de la sismique réflexion, permettent maintenant de mieux imager le sous-sol de toute la chaîne de montagnes, malgré la complexité des structures. Toutefois, lorsque les pendages des couches géologiques sont trop abrupts, l'acquisition de données de sismique réflexion en deux dimensions (2-D) atteint les limites de la méthode. Ainsi, dans les zones complexes que sont les Appalaches, incluant l'avant-pays, certains éléments de la sous-surface demeurent difficiles à imager. Un autre intérêt pour l'étude des avant-pays des chaînes de montagnes est la séquestration géologique du dioxyde de carbone (CO2), le principal gaz à effet de serre. Cet intérêt est non négligeable car les différents réservoirs délaissés par l'industrie pétrolière et gazière lorsqu'ils sont épuisés ou sans hydrocarbures, deviennent intéressants pour la séquestration géologique du CO₂ anthropique. L'objectif poursuivi par la séquestration géologique du CO2 est de réduire la quantité émise de ce gaz dans l'atmosphère résultant principalement de la combustion de combustibles fossiles pour ainsi ralentir les changements climatiques et leurs effets néfastes connus et anticipés (Schrag, 2007).

1



Figure 1.1 Carte géologique simplifiée du sud du Québec, modifiée de Konstantinovskaya & Malo (2010). Les cercles représentent les sites de Saint-Flavien et de Saint-Simon et l'encadré représente le contour de la figure 1.2, Voir la légende de la figure pour la signification des autres symboles et couleurs.

1.2 Problématique

L'avant-pays des Appalaches du Québec comprend une zone nommée le parautochtone (figure 1.1), délimitée à l'est par la faille de Logan et à l'ouest par la faille d'Aston (Bertrand *et al.*, 2003 ; Comeau *et al.*, 2004 ; Globensky, 1987 ; Séjourné *et al.*, 2003). Cette zone qui représente les vestiges du front orogénique appalachien présente des défis au niveau de l'interprétation géologique, de l'histoire de la déformation et de la formation des réservoirs d'hydrocarbures, et du potentiel d'utilisation des réservoirs pour la séquestration géologique du CO₂. Comment s'est déformé le front orogénique appalachien et quel est le style structural de la zone parautochtone ? À partir de la caractérisation du style structural, est-ce que le parautochtone pourrait abriter des pièges structuraux/réservoirs permettant d'y stocker du CO₂? Répondre à ces questions est complexe, entre autre à cause du manque d'affleurements, mais également dû au peu de recherche effectuée dans l'avant-pays appalachien. Ainsi, la zone parautochtone du Québec demeure relativement méconnue.

Pour répondre à ces questions, il faut avoir accès à des données de bonne qualité et la couverture de ces données doit être suffisamment dense afin qu'elles soient plus facilement corrélables. Dans le parautochtone, il n'y a pas beaucoup de sites pouvant répondre à ces critères. Un de ces sites est la structure de Saint-Simon (figure 1.1). Connue depuis la fin des années 60, la structure de Saint-Simon est traversé par quatre puits et quatre lignes sismiques, dont une effectuée en 2008 par la compagnie pétrolière Junex. La possibilité de travailler avec des données récentes a donc été un facteur déterminant dans le choix du site.

La structure de Saint-Simon a donc été choisie pour répondre aux questions posées précédemment. De plus, il faut savoir si son style de déformation concorde avec le style structural de diverses écailles ayant été étudiées en bordure de la chaîne appalachienne. L'interprétation d'un secteur particulier est évidemment bien différente des modèles généraux proposés pour tout un front orogénique, mais il demeure que le modèle général peut être raffiné à partir de ces travaux effectués à des sites spécifiques.

3

De plus, travailler avec des données de sismique réflexion 2-D dans des régions déformées représente toujours un défi et l'acquisition de profils de bonne qualité est essentielle afin d'imager les géométries complexes en sous-surface. Cette méthode est néanmoins la principale utilisée pour ce projet, tout comme dans l'industrie.

1.3 Objectifs

L'objectif principal de ce travail de recherche est la caractérisation du front de l'orogène appalachien au site de Saint-Simon, situé dans le sud du Québec (figure 1.1). Un autre objectif est de comprendre la géométrie des écailles et d'identifier les différentes zones d'intérêt pour le stockage du CO_2 à l'intérieur de la structure de Saint-Simon. Par ces objectifs, ce travail contribue à peaufiner l'interprétation du front appalachien, pour ainsi rehausser la compréhension de la zone parautochtone dans le sud du Québec et servir dans l'identification de réservoirs potentiels pour la séquestration géologique du CO_2 .

1.4 Méthodologie

Pour réaliser le projet, il faut bien étudier le style de déformation dans les écailles de la zone parautochtone. Tout d'abord en surface, c'est à l'écaille de Saint-Dominique (figures 1.1 et 1.2) que les travaux de terrain ont été effectués. Cette écaille est l'équivalent affleurant de la structure de Saint-Simon (figures 1.1 et 1.2) et plusieurs affleurements permettent une étude en détail des écailles du parautochtone, ce qui en fait un site unique au Québec. Ensuite, pour bien représenter la structure des écailles au site de Saint-Simon, il faut réaliser l'interprétation géologique à l'aide des lignes sismiques et des informations recueillies lors des travaux de forage au site d'étude. Pour ce faire, les données de puits sont calées sur les données sismiques. Par la suite, un modèle structural conceptuel est dérivé de l'interprétation sismo-stratigraphique et des travaux de terrain. À partir de ce modèle, une explication de l'évolution et de la mise en place des écailles à Saint-Simon est émise. Enfin, une restauration de la coupe géologique est effectuée pour évaluer le raccourcissement tectonique et pour être comparée à des restaurations produites pour d'autres

écailles de la zone parautochtone, telles que celles des écailles de Saint-Flavien (figure 1.1) et de Joly.

1.4.1 Données utilisées

Le village de Saint-Simon est situé dans le sud de la province de Québec, plus précisément, à michemin entre Montréal et Drummondville (figure 1.1). Cette municipalité se situe dans une des plus grandes régions agricoles du Québec ainsi, les affleurements rocheux se font particulièrement rares, apparaissant presqu'uniquement aux bords des rivières. Pour observer les roches des écailles, il faut aller voir l'écaille de Saint-Dominique (figure 1.1), qui est l'analogue affleurant de la structure de Saint-Simon. Située au sud de Saint-Simon et tout près de Saint-Hyacinthe, l'écaille de Saint-Dominique offre, grâce aux carrières et aux bords de routes creusés dans le roc de cette écaille, des points de comparaisons et d'observations pour mieux comprendre la structure de Saint-Simon lors de l'analyse des lignes sismiques la traversant.

Les quatre lignes sismiques utilisées (figure 1.2) furent acquises lors de levés effectués par trois compagnies différentes, à des époques différentes. La plus vielle est la ligne 10Q-105 de Shell Canada, datant de 1966, viennent ensuite les deux lignes sismiques de Bow Valley BV89-TQ-D01 et BV89-TQ-D04/26, maintenant propriété de Talisman Energy. La dernière et la plus récente, est la ligne JSTS200801 de Junex. Ces quatre lignes parcourent la structure de Saint-Simon perpendiculairement à l'orientation des structures régionales et sont parallèles entre elles selon une orientation NO/SE (figure 1.2).

En plus des lignes sismiques, quatre puits forés dans les écailles de Saint-Simon ont été utilisés (figure 1.2). Un cinquième puits (A254) fut étudié à des fins complémentaires. Malgré que ce dernier soit localisé plus au NO dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, il pouvait être reporté à l'extrémité nord de la ligne BV89-TQ-D04/26. Ces quatre puits sont tous implantés sur les lignes sismiques, permettant des corrélations directes entre les images sismiques et les forages. La ligne BV89-TQ-D04/26 n'a qu'un seul puits, le A254. La ligne sismique 10Q-105 passe par deux puits, soient les forages A179, effectué en 1976, et A181, effectué en 1977. La ligne JSTS200801 passe par le puits A152. Complété en 1968, il s'agit du premier puits effectué dans

la structure de Saint-Simon. Celui-ci avait permis la découverte de gaz naturel, d'où l'intérêt et les travaux subséquents apportés à cette structure. La ligne la plus au sud, la BV89-TQ-D01 passe par le puits A214, dernier forage effectué dans la structure de Saint-Simon, durant les années 1991 et 1992, mais également le plus profond, atteignant la plate-forme du Saint-Laurent non déformée sous les écailles et y ayant découvert un réservoir de dioxyde de carbone dans les dolomies du Groupe de Beekmantown autochtone (Séjourné, 2007 ; Bow Valley, 1992)



Figure 1.2 Carte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, modifiée de la carte de Ressources naturelles et Faune Québec (2005), qui est basée sur Globensky (1987) et Slivitzky & St-Julien (1987), indiquant les puits, les lignes sismiques utilisés ainsi que la trace de la coupe structurale restaurée.

1.4.2 Travaux de terrain

Des travaux d'observation de la géologie structurale, portant plus spécifiquement attention au style de déformation du domaine parautochtone, furent effectués à l'écaille de Saint-Dominique (figures 1.2 et 2.1). Des mesures de direction et de pendage des couches et de certaines veines, ainsi que des failles et du clivage furent prises sur le terrain. Les axes de plis furent mesurés lorsque possible mais plus souvent qu'autrement, uniquement l'orientation du plan axial a pu être mesurée adéquatement. Le nombre de données recueillies ne permet pas d'étude statistique représentative, mais les données amassées sont utilisées pour fins de comparaison avec les travaux de terrain de Séjourné (2000) ou encore ceux de Prichonnet & Raynal (1977) dans la même région. Différentes structures, telles que les plis, les failles ou groupes de failles furent également décrites qualitativement et photographiées. De plus, les images furent annotées pour mettre en évidence les éléments structuraux observés lors des travaux de terrain. Cette partie est importante car ce sont ces plus grandes structures qui peuvent être observées en sous-surface sur les différentes lignes sismiques.

1.4.3 Intégration des données de sous-surface

1.4.3.1 Données sismiques

Quatre lignes sismiques de qualité assez variable furent interprétées à partir de l'intégration de données de forage provenant de quatre puits. Ces quatre lignes utilisées étaient déjà migrées en temps. La ligne sismique 10Q-105 fut retraitée avec un filtre fréquence-distance qui permet d'éliminer le bruit aléatoire et est basé sur un opérateur statistique déterminé sur une fenêtre de données (Canales, 1984). La ligne JSTS200801, dont la qualité est bien supérieure à celle mentionnée précédemment, fut gracieusement offerte par la compagnie Junex. Les données de cette ligne furent migrées avec différents pourcentages du champ de vitesse, mais le pourcentage retenu fut le même que celui normalement utilisée par Junex, soit 95%. Cette migration a été retenue parce qu'elle permettait une meilleure cohérence des réflexions et diminuait la présence d'artéfacts liés à la migration. Les deux autres lignes proviennent de Talisman Energy. Ces lignes étaient déjà traitées et elles offraient une bonne qualité, donc aucune modification à cet

effet ne leur fut apportée. Ces deux lignes furent également utilisées dans les travaux de Séjourné (2007). Toutes ces lignes furent obtenues en format SEGY et importées dans le logiciel d'interprétation Kingdom Suite. Pour des raisons de confidentialité, les points de tir ont été enlevés et des échelles de temps et de distance relatives ont été ajoutées aux lignes utilisées et à toutes les images qui en découlent. Une échelle relative d'amplitude, qui indique le niveau de contraste d'impédance acoustique entre deux couches, est ajoutée aux différentes figures faites à partir des lignes sismiques.

1.4.3.2 Données de forage

Les données de forages, obtenues à partir des bases de données du Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ), furent également importées dans le logiciel Kingdom Suite. Plus particulièrement, ces informations provenant des rapports de forage réalisés pendant et après les travaux comprennent les diagraphies, les toits de formations, les failles observées en forage et les déviations des puits.

L'interprétation géologique des lignes sismiques étant basée en bonne partie sur les données de forage, plus particulièrement sur l'identification des unités lithologiques à l'aide des retailles de forage, une révision des descriptions des retailles des puits a été effectuée afin d'établir une nomenclature uniforme dans les quatre puits utilisés dans ce travail. Ces puits sont les suivants : A152, A179, A181 et A214 (figure 1.2; figure 1.17; annexe 1). Les puits étudiés ont respectivement été forés en 1968 pour le puits A152, en 1976 pour le puits A179, en 1977 pour le puits A181 et en 1991 pour le puits A214. Les informations recueillies s'étalent donc sur vingt trois ans, expliquant certaines différences entre les assignations aux unités lithostratigraphiques. Par la suite, la lithostratigraphie des puits a été comparée avec les données de maturation thermique dans les puits (Bertrand *et al.*, 1998; Chalaron *et al.*, 1997), permettant d'identifier des sauts brusques de maturation généralement associés à des grands chevauchements qui délimitent les écailles tectoniques.

Pour projeter les forages sur les lignes sismiques en temps, une table de conversion profondeurtemps est construite à partir des données soniques des diagraphies, d'un tir de calage disponible (cependant incomplet) pour le puits A152 et de courbes de correspondances temps-profondeur dérivées des profils soniques aux puits A152 (à titre comparatif), A179, A181 et A214. Une fois ces correspondances effectuées, les sismogrammes synthétiques sont obtenus à partir des donnés de vitesse, qui sont l'inverse des données soniques, des données de la diagraphie de densité et d'un opérateur (ondelette sismique) qui est extrait par le logiciel à partir de la ligne sismique où passe le puits correspondant (plus de détails seront apportés dans la section 1.4.3.4). À partir de toutes ces données, le logiciel génère le sismogramme synthétique. Une fois appliqué à la trace des forages, le sismogramme synthétique permet une comparaison entre la réponse sismique calculée par le logiciel à partir des données de puits et la ligne sismique. Il est ensuite possible d'ajuster la trace synthétique pour quelle corresponde mieux avec les réflexions observées sur la ligne sismique, le tout permettant un bon calage entre la sismique et les données de forage.

1.4.3.3 Le traitement des diagraphies

Le traitement des diagraphies permet de réduire les erreurs de calcul qui découlent de leur utilisation pour construire les courbes de conversion profondeur-temps (diagraphies de densité et diagraphies soniques). Certaines diagraphies de densité et soniques ont dû être retraitées dû à la présence d'artéfacts d'acquisition (voir l'exemple sur la figure 1.3) liés dans ce cas particulier à la fin du coffrage du puits. Ce type d'artéfacts apparaît aussi au début et à la fin des puits. Ces artéfacts qui apparaissent en forme de plateau sur les diagraphies ont été corrigés grâce au logiciel Kingdom Suite en effaçant et rejoignant les points avant et après la partie supprimée. À d'autres occasions, les diagraphies présentaient des pics isolés, comme ceux visibles sur la figure 1.4, qui ont été lissés grâce au logiciel Kingdom Suite soit automatiquement, soit manuellement. La partie automatisée n'est en fait qu'une moyenne mobile appliquée aux points de la courbe, le logiciel effectuant une moyenne de 7, 5 ou 3 valeurs pour déterminer la valeur du point central, chaque valeur étant pondérée selon sa proximité avec la valeur centrale. La partie manuelle s'effectue en prenant le pic et en le ramenant vers la courbe lorsque les pics s'éloignent trop de la tendance générale de la courbe et ne peuvent être lissés adéquatement par l'algorithme de moyenne mobile du logiciel.



Figures 1.3 et 1.4 Comparaison entre la diagraphie sonique originale et celle traitée (échelle de 50 à 350 µs/m). La colonne de gauche indique la profondeur (en mètres) et le temps (en secondes). B : Beekmantown, C : Chazy, L : Lorraine, T : Trenton et U : Utica. Figure 1.3 : la flèche indique une erreur liée à la fin du coffrage corrigée manuellement. Figure 1.4 : les flèches indiquent des pics lissés par une moyenne mobile utilisant n valeurs.

1.4.3.4 Sismogrammes synthétiques

Pour générer un sismogramme synthétique, le logiciel Kingdom Suite calcule l'impédance acoustique (AI) à partir des données de vitesse et des données de densité selon l'équation suivante :

$$AI = \rho v_p$$
 (Équation 1)

où ρ représente la densité à un point donné et v_p représente la vitesse des ondes P en un point donné. Ces valeurs d'impédance acoustique servent ensuite à calculer le coefficient de réflexion (RC) selon l'équation suivante :

$$RC = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}.$$
 (Équation 2)

Le sismogramme synthétique est obtenu par la convolution du coefficient de réflexion avec un opérateur selon l'équation suivante :

$$S_s = RC * w(t)$$
 (Équation 3)

où l'opérateur w(t) est une ondelette sismique modélisée à partir de la méthode par fréquences correspondantes (Matheney & Nowack, 1995). Avec cette méthode, une ondelette à phase nulle est modélisée à partir de la moyenne du spectre de fréquence d'un nombre de traces sismiques calculée sur une fenêtre de temps donné. Pour s'assurer de la validité statistique de la méthode, au moins 75 traces situées de part et d'autre du forage ont été utilisées. Une fois le sismogramme synthétique généré, le résultat initial donne rarement des corrélations parfaites entre la trace synthétique et la trace sismique au puits. Cette disparité peut s'expliquer de plusieurs façons, que ce soit le changement latéral des vitesses sismiques, l'absence de tir de calage, la qualité de la diagraphie sonique, la présence de fluides dans les pores et même le traitement des données sismiques (Henry, 2000). Généralement, il faut corréler manuellement le sismogramme synthétique à la trace sismique au puits en comprimant et/ou étirant les pics positifs et négatifs du synthétique par rapport à ceux de la ligne sismique. Ceci doit être fait tout en maintenant les biais introduits dans la fonction de vitesse utilisée pour relier les profondeurs au puits et les temps sismiques sous un seuil acceptable. Il faut noter que le logiciel permet des ajustements parfois trop excentriques, qui seront facilement remarqués par des vitesses sismiques anomales par rapport aux roches avoisinantes. Le processus de vérification est aussi visuel, car le logiciel

utilise une zone autour du collet du forage dans laquelle est choisie une trace verticale pour être comparée au synthétique associé au puits (trace en rouge, figure 1.6). Cependant, les forages utilisés étant déviés, ceci implique que la trace verticale choisie ne parcourra que partiellement la trace du forage, rendant le coefficient de corrélation non représentatif. Ainsi, les ajustements sont faits à partir du sismogramme synthétique projeté sur la trace du forage représenté sur la ligne sismique. La figure suivante (figure 1.5) montre un des forages utilisés lors de ce projet, qui affecté par la déviation, parcourt plusieurs traces sismiques.



Figure 1.5 Partie de la trace du puits A152 (en pointillé bleu) projetée sur le profil sismique JSTS200801. La déviation du puits lors du forage explique que le puits soit parcouru par plusieurs traces sismiques. La trace en rouge représente le sismogramme synthétique. U : Utica.

Avec ces ajustements, il est également possible de déterminer grossièrement les vitesses sismiques d'intervalle pour les différentes formations géologiques rencontrées le long des forages. Des différences trop grandes (pour des unités semblables à des profondeurs comparables) entre des forages pourraient indiquer une mauvaise estimation des vitesses sismiques dans l'un ou l'autre des forages. La figure 1.6 illustre les différents jeux de données utilisés pour générer et modifier les sismogrammes synthétiques. Il est possible de différencier les vitesses sismiques des unités géologiques. Les plus grandes vitesses observées sont celles des roches calcaires du Chazy et des dolomies du Beekmantown. Même lorsqu'on retrouve ces unités en milieu de forage, leur vitesse sismique demeure aussi élevée, ou encore plus élevée que celle d'autres unités sous-jacentes. Les vitesses les plus faibles sont mesurées dans les roches du Lorraine et de l'Utica.



Figure 1.6 Éléments utilisés pour la création et l'ajustement d'un sismogramme synthétique pour le puits A181. Les différentes colonnes de gauche à droite sont : table temps-profondeur (en points), table temps-profondeur (en vitesse), diagraphie de vitesse (inverse de la diagraphie sonique), diagraphie de densité, impédance acoustique, coefficient de réflexion, ondelette extraite directement du profil sismique 10Q-105, synthétique généré (positif), traces sismiques à proximité du collet du forage (la trace en rouge est comparée au synthétique pour obtenir un coefficient de corrélation), synthétique généré (négatif) et trace du puits avec la déviation, les toits des formations géologiques selon les couleurs utilisées au chapitre 2.2 et les failles. U : Utica, T/BR : Trenton et Black River, C : Chazy, B : Beekmantown.

La figure 1.7 montre un sismogramme synthétique ajusté pour le puits A181 projeté sur la ligne sismique 10Q-105. L'image permet d'observer les événements faciles et moins faciles à corréler, ou encore tout simplement contradictoires entre le synthétique et la ligne sismique.





Synthétique du puits A181 (en rouge) montré sur la trace du puits et sur une partie de la ligne sismique 10Q-105. Le cercle orange montre des pics non-corrélables avec la sismique ; les cercles verts montrent des pics se corrélant bien avec la sismique.

1.4.4 **Restauration géologique**

La restauration ou rétro-déformation des écailles de la coupe structurale (figure 2.17) le long de la ligne 10Q-105 a été effectuée à partir des données géologiques de surface (figure 1.2 ;

Globensky, 1987 ; Slivitzky & St-Julien, 1987), de la carte du socle grenvillien (figure 1.8 ; SIGPEG, 2008), de la carte du toit du Trenton autochtone (SIGPEG, 2009), des données des puits A179, A181 et A254 (chapitre 1.5.2), de l'interprétation de la ligne M2003 (Castonguay *et al.*, 2010) et de l'interprétation de la ligne sismique 10Q-105 (chapitre 2.2). La coupe structurale s'étend du synclinal de Chambly-Fortierville jusqu'à la limite SE de la carte de socle, pour une distance totale de 50 km. Cette longueur permet d'intégrer les 3 puits précédemment mentionnés et de permettre d'avoir l'espace nécessaire à la restauration géologique des écailles.



Figure 1.8 : Trace de la coupe structurale le long de la ligne sismique 10Q-105 sur la carte de socle (SIGPEG, 2008). Voir la légende de la figure pour la signification des symboles et couleurs. Les valeurs de temps présentées sont en temps double.

Deux prémisses sont nécessaires afin de réaliser la restauration des écailles : il faut considérer qu'il n'y a pas de perte de matériel lors du transport et que les épaisseurs demeurent constantes lors de la déformation (Dahlstrom, 1969). Pour ce faire, les écailles ont donc été quelque peu simplifiées, pour être ensuite découpées et ramenées à plat, en utilisant le toit du Groupe de Trenton, une unité stratigraphique importante à l'échelle des Basses-Terres du Saint-Laurent, comme lit marqueur.

Pour calculer les valeurs de déplacement des écailles, il faut tenir compte de la différence d'orientation entre la coupe réalisée et la direction du transport tectonique. Dans la région de Saint-Simon, il est considéré que la direction du transport tectonique est orientée presque E-O comme la direction observée à l'écaille de Saint-Dominique (Séjourné, 2007), plutôt que SE-NO comme c'est le cas plus au centre et au nord des Basses-Terres du Saint-Laurent. Comme la ligne sismique 10Q-105 est orientée SE-NO, la direction de transport n'est pas parallèle à l'orientation de la ligne sismique utilisée. Dans le cas présent, il faut utiliser l'équation pour obtenir le déplacement parallèle au transport (D) d'une section oblique (Cooper, 1983) :

$D = D' cos \alpha$ (Équation 4)

Où *D*' représente la distance mesurée sur la coupe structurale et α l'angle entre la coupe structurale et la direction du transport. Dans le cas présent, la valeur de α est de 30°. Pour obtenir le raccourcissement de l'écaille dû au plissement (ε_e), il faut diviser la différence entre la longueur des lits plissés (l_p) et les lits avant la déformation (l_0) par la longueur des lits avant déformation (Konstantinovskaya & Malo, 2012) tel que :

$$\varepsilon_e = (l_p - l_0)/l_0$$
 (Équation 5)

Lorsque les écailles ne sont pas assez affectées par le plissement, comme dans le cas présent, les valeurs de l_p et de l_0 , sont très proches l'une de l'autre.

Le même raisonnement est appliqué pour obtenir le raccourcissement provoqué par la mise en place des duplexes (ε_d) (Boyer & Elliott, 1982 ; Konstantinovskaya & Malo, 2012) à partir de :

$$\varepsilon_d = (L' - L_0)/L_0$$
 (Équation 6)

Où L' représente la longueur de la coupe déformée et L_0 la longueur initiale de la coupe.

1.5 Géologie régionale et évolution tectonique

La structure de Saint-Simon se situe donc dans la zone parautochtone, dont la largeur transversale en surface, d'environ 5 km, peut paraître assez restreinte. En profondeur par contre, la largeur de cette zone s'accroît au fur et à mesure que la distance entre la faille d'Aston et la ligne de Logan augmente due aux pendages différents (figure 1.9). De plus, il est à noter que la déformation se poursuit en profondeur au-delà de la faille d'Aston, dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Castonguay *et al.*, 2010 ; Konstantinovskaya *et al.*, 2009). Globensky (1987) avait également noté en surface la faille de Saint-Barnabé au nord-ouest de la faille d'Aston. La zone parautochtone est constituée des mêmes formations géologiques que la plate-forme du Saint-Laurent, mais avec des faciès plus distaux qui ont été transportées par des failles de chevauchement. Ces roches se retrouvent donc empilées plusieurs fois les une par-dessus les autres sous forme d'écaille, avec en profondeur, ce qui est demeuré en place de la plate-forme du Saint-Laurent reposant sur le socle grenvillien (figures 1.9 et 1.12 C).

La structure de Saint-Simon étant formée de roches de la plate-forme autochtone qui ont été déplacées, superposées et déformées, il faut tout d'abord revenir à la formation de la plate-forme carbonatée, pour ensuite reconstruire l'évolution tectonique de la marge continentale de Laurentia.



Figure 1.9 Interprétation géologique de la ligne sismique M2003 tirée de Castonguay *et al.* (2010). Noter ici l'élargissement en profondeur (sous 1s) de la zone parautochtone, entre la faille d'Aston et la ligne de Logan.

1.5.1 Lithostratigraphie

1.5.1.1 Le Groupe de Potsdam



Figure 1.10 : Colonne stratigraphique simplifiée des unités rocheuses des Basses-Terres du Saint-Laurent adaptée de Lavoie (1994) et de Bédard *et al.* (2011).

Le Groupe de Potsdam comprend deux formations, la Formation de Covey Hill, à la base, qui repose en discordance sur le socle grenvillien et la Formation de Cairnside, au sommet (figure 1.10). Ces deux formations sont composées principalement de grès, leur compositions étant plus feldspathique dans le Covey Hill et plus quartzitique dans le Cairnside (Globensky, 1987). Le Groupe de Potsdam s'est déposé lors d'un épisode de rift précédent l'ouverture de l'océan Iapétus, de la fin du Précambrien jusqu'à l'Ordovicien inférieur (Dykstra & Longman, 1995 ; Lavoie et al., 2003 ; van Staal & Barr, 2012). C'est le point de départ de la formation de la plate-forme du Saint-Laurent. Ainsi, la fragmentation du socle, le rift et l'ouverture de cet océan provoquent la formation de plusieurs failles normales affectant le socle précambrien. La marge continentale de Laurentia est déformée et sectionnée en blocs par différentes failles ayant un pendage vers le bassin et d'autres étant antithétiques (figure 1.11 A; Dykstra & Longman, 1995). La marge laurentienne est donc immergée par les eaux de l'océan Iapétus et les débris silico-clastiques provenant du socle précambrien exposé à la météorisation se déposent le long de sa marge. Les sédiments déposés dans un environnement subtidal peu profond sont nettoyés pour donner les grès relativement propres du

Potsdam (Dykstra & Longman, 1995). La déposition du Potsdam se termine vers la fin du Cambrien et à cette époque la mer commence à se retirer pour ne laisser qu'une mer de type lagon, peu profonde, à l'Ordovicien inférieur (Globensky, 1987).

1.5.1.2 Le Groupe de Beekmantown

Le Groupe de Beekmantown comprend trois formations : à la base la Formation de Theresa est principalement composée de dolomies et de grès, au centre, la Formation de Beauharnois est composée presqu'exclusivement de dolomies et au sommet, la Formation de Carillon qui est composée de dolomies et de calcaires (Bernstein, 1992). Les conditions d'eaux calmes combinées à des niveaux d'eau peu profonde tout le long de la côte de Laurentia permettent la déposition des dolomies du Beekmantown. Il faut également mentionner que le craton Laurentien (ou Laurentia) était situé juste au sud de l'équateur, sous un climat tropical, donc chaud et humide (Dykstra & Longman, 1995). Ces conditions favorables ont permis la mise en place de larges bancs riches en divers organismes (Bernstein, 1992 ; Globensky, 1987). Les différentes formations du Groupe de Beekmanton comprennent différents membres associés à des niveaux eustatiques différents (figure 16 de Lavoie et al., 2003). À la fin de l'Ordovicien inférieur, la discordance majeure séparant les séquences de Sauk et Tippecanoe vient marquer la fin de la marge passive de Laurentia (figure 1.10 ; Sloss, 1963). Cet évènement est amplifié par le début de l'orogenèse taconienne (Bernstein, 1992 ; Lavoie et al., 2003), transformant la marge passive en une marge active, avec le début de la phase convergente de l'océan Iapétus (Hersi et al., 2003).

1.5.1.3 Le Groupe de Chazy

Le Groupe de Chazy comprend la Formation de Laval composée de grès à sa base (Membre de Sainte-Thérèse) alors que le reste de la formation est surtout composée de calcaires (Globensky, 1987). À l'Ordovicien moyen, suite à cette régression du niveau marin qui marque la discordance entre les séquences de Sauk et Tippecanoe, la marge fut à nouveau immergée, déposant tout d'abord les grès à la base du Chazy et, avec un niveau d'eau croissant, la déposition de calcaires (Globensky, 1987). Dans ces roches calcaires, une faune très variée d'organismes peut être observée (tableau 3 de Globensky, 1987). Le milieu de déposition marin est peu profond, mais le

Groupe de Chazy est malgré cela associé à un cycle régressif-transgressif (Globensky, 1987). La marge est considérée comme active (Bernstein, 1992 ; Hersi *et al.*, 2003 ; Lavoie *et al.*, 2003) après la fin de la déposition du Beekmantown. Néanmoins dans certain articles (ex. Dykstra & Longman, 1995) la convergence est associée avec le début de la déposition du Trenton, (ex. figure 1.11 C), ce qui est probablement dû à un manque d'information ou de traces de l'orogenèse taconienne à cause de l'éloignement par rapport à la marge. Toutefois, il est considéré ici que la marge est bel et bien active à partir de la discordance de Sauk-Tippecanoe. Le Groupe de Chazy, ainsi que le suivant, le Groupe du Black River, se sont toutefois déposés sur une large rampe à pente faible, avec des variations de relief locaux (Dykstra & Longman, 1995), expliquant les faciès variés du Chazy (Globensky, 1987).

1.5.1.4 Le Groupe de Black River

Le Groupe de Black River comprend trois formations, à la base la Formation de Pamelia qui est surtout composée de dolomies, au centre la Formation de Lowville qui est composée de calcaires et au sommet la Formation de Leray qui est aussi composée de calcaires (Globensky, 1987). Le Groupe de Black River est d'épaisseur très modeste dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, ne dépassant pas les 30 mètres (Globensky, 1987). Ce groupe représentant un autre cycle transgressif, il s'était tout d'abord déposé dans un milieu lagunaire, pour la Formation de Lowville. Finalement, c'est le retour à un bassin de type lagunaire pour le Leray (Globensky, 1987). Le Black River s'est donc déposé dans un milieu relativement calme, exprimant le caractère encore distal de la convergence et l'éventuelle fermeture de l'océan Iapétus. La fin du Black River s'exprime parfois par une lacune temporelle, parfois par une transition sans discordance vers les calcaires du Trenton, ces différences s'expliquant par un relief tronqué par différentes failles normales (Lavoie, 1994).

1.5.1.5 Le Groupe de Trenton

Le Groupe de Trenton comprend plusieurs formations qui varient selon l'emplacement le long des Basses-Terres du Saint-Laurent. Pour simplifier, ce groupe peut aussi être divisé en trois unités lithostratigraphiques dont l'unité inférieure comprend les formations de Mile End, Ouareau, Fontaine Saint-Alban et Pont-Rouge, l'unité médiane comprend la Formation de Deschambault et l'unité supérieure comprend les formations de Montréal, Tétreauville et Neuville (selon Lavoie, 1994). Le Groupe de Trenton est généralement composé de calcaires argileux et est d'une épaisseur considérable (140m à 220m). Il est caractérisé par l'approfondissement graduel de la plate-forme lié à l'orogenèse taconienne et dans une moindre mesure, aux fluctuations eustatiques (Lavoie, 1994). Le milieu de déposition de la première à la dernière unité passe graduellement de la déposition de carbonates dans un environnement subtidal peu profond, pour ensuite évoluer vers une sédimentation de carbonates sur une rampe subtidale ouverte aux eaux marines et se termine dans les eaux plus profonde de la plate-forme continentale externe (Lavoie, 1994). Ce groupe représente donc un cycle d'approfondissement graduel à l'approche du front taconien (figure 1.11 C), alors qu'il y avait déjà déposition postorogénique au promontoire du Saint-Laurent (Lavoie, 1994). Il est intéressant de mentionner que les déplacements maximaux des failles normales auraient été produits lors de la déposition du Trenton (St-Julien & Hubert, 1975), pouvant donc concorder avec l'extension suite à la flexion de la marge (Bradley & Kidd, 1991). Le Groupe de Trenton se termine avec cet approfondissement graduel jusqu'à la déposition en concordance des shales de l'Utica (Globensky, 1987; Lavoie, 1994).

1.5.1.6 Le Shale d'Utica

Le Shale d'Utica est formé de shale calcareux noir à brun foncé (figure 1.10). Le passage graduel du Trenton vers l'Utica s'exprime par une plus grande composante calcareuse à la base de ce groupe tandis que le sommet est plus argileux (Globensky, 1987). Ainsi, avec l'approfondissement du bassin, les calcaires deviennent de plus en plus argileux (Globensky, 1987), jusqu'à donner une roche noire d'argiles calcareux nommée Shale d'Utica. Son épaisseur varie grandement sur la plate-forme du Saint-Laurent augmentant vers le sud du Québec (Globensky, 1987). La faune de l'Utica est principalement constituée de graptolites mais comprend également d'autres organismes (tableau 11 de Globensky, 1987). L'Utica s'est donc déposé dans la partie profonde du bassin d'avant-pays, dont les argiles qui le compose proviendraient des produits de l'érosion des Appalaches, s'avançant vers la plate-forme du Saint-Laurent au même moment (figure 1.12 A ; Globensky, 1987). Une fois le front des Appalaches
étant assez près de la côte pour former un bassin restreint, l'accumulation de matière organique a permis au Shale d'Utica de devenir une roche assez riche en matière organique pour être une roche mère permettant de générer des hydrocarbures (Dykstra & Longman, 1995). Puis, plus le front appalachien se rapproche de la côte, plus le type de dépôts change et se rapproche d'un flysch (figure 1.12 B).

1.5.1.7 Le Groupe de Lorraine

Le Groupe de Lorraine comprend deux formations, la Formation de Nicolet qui est composée de shale avec des interlits de grès, de siltstone et de calcaire et la Formation de Pontgravé qui est composée de shale avec des lits de calcaire et de grès calcareux (Globensky, 1987). Le Groupe de Lorraine, également décrit comme un flysch (Globensky, 1987), est le groupe le plus épais des Basses-Terres du Saint-Laurent (Globensky, 1987). Il représente une transition d'un milieu de déposition plus profond, vers un milieu de moins en moins profond, avec l'avancée du front appalachien (Dykstra & Longman, 1995 ; Globensky, 1987). La déposition du Lorraine est donc associée avec l'érosion du front appalachien, durant son avancée vers la côte laurentienne (figure 1.12 B ; Comeau et al., 2004 ; Globensky, 1987). Il est important de mentionner qu'au même moment, la déformation est bien enclenchée et qu'il y a mise en place de différentes nappes de chevauchement (St-Julien & Hubert, 1975). La faune du Lorraine est bien répertoriée par Globensky (1987). Dans la partie parautochtone, le Groupe de Lorraine est le dernier groupe sédimentaire que l'on retrouve dans les empilements imbriquées (St-Julien & Hubert, 1975), tandis que dans la partie autochtone, on retrouve un dernier groupe, le Queenston (Globensky, 1987). Pour la partie autochtone, le Groupe de Lorraine se dépose dans un environnement de moins en moins profond, menant donc à la déposition en concordance du Groupe de Queenston (Globensky, 1987).

1.5.1.8 Le Groupe de Queenston

Le Groupe de Queenston, qui comprend la Formation de Bécancour est formé de shales rouges et verts avec quelques minces lits de grès, de siltstone et de lentilles de gypse et d'anhydrite (Globensky, 1987 ; St-Julien & Hubert, 1975). Ce groupe, représentant le sommet actuel de l'empilement des Basses-Terres du Saint-Laurent (figure 1.10), est composé de dépôts

continentaux et subaériens (Globensky, 1987), déposés à la toute fin de l'orogenèse taconien ou après (St-Julien & Hubert, 1975). Ce groupe est restreint à la partie autochtone, au cœur du synclinal de Chambly-Fortierville et est presque totalement absent de la zone externe de St-Julien & Hubert (1975), sauf en quelques endroits ou la partie basale du Queenston est impliquée dans les structures imbriquées du parautochtone (St-Julien & Hubert, 1975). Ce groupe s'est donc déposé alors que la majeure partie de la déformation était terminée et est donc le résultat de la fermeture du bassin (Globensky, 1987) à l'Ordovicien tardif (St-Julien & Hubert, 1975).



Figure 1.11 Récapitulatif de l'évolution tectonique des Basses-Terres du Saint-Laurent 1^{ère} partie, du Cambrien à l'Ordovicien moyen (tirée de Dykstra & Longman, 1995). À noter que la marge devrait être active à partir de la discontinuité de Sauk-Tippecanoe, dans la partie (B).



Figure 1.12 Récapitulatif de l'évolution tectonique des Basses-Terres du Saint-Laurent 2^è partie, de l'Ordovicien moyen à aujourd'hui (tirée de Dykstra & Longman, 1995).

1.5.2 Évolution structurale de la marge de Laurentia et formation des Appalaches

Les figures 1.11 et 1.12 présentent un modèle qui a récemment été grandement raffiné, suite entre autres aux travaux reliés au projet *Lithoprobe East* (van Staal & Barr, 2012). Ce sont les grandes lignes de ce modèle qui seront présentées dans cette section.

1.5.2.1 Démembrement de Rodinia et ouverture de l'océan Iapétus

Le démembrement du super continent Rodinia s'est produit entre 750 Ma et 570 Ma à la suite d'un rifting important qui a mené à l'ouverture de l'océan Iapétus (Cawood *et al.*, 2001). Cet événement amena l'isolation du continent Laurentia. De plus, cet épisode de rifting responsable de l'ouverture de l'océan Iapétus est aussi responsable de la dispersion de différentes terranes nommées Dashwoods, Ganderia, Avalonia et Meguma (figure 1.13 ; van Staal & Barr, 2012). Ainsi, le continent Laurentia est localisé près de l'équateur à partir de la toute fin du Néoprotérozoïque (Hodych *et al.*, 2004). De l'autre côté de l'océan Iapétus, la masse continentale de Gondwana s'est assemblée, résultat de plusieurs collisions de terranes (van Staal & Hatcher, 2010). À la fin du Cambrien, l'océan Iapétus est ouvert au maximum et sépare les continents Laurentia et Gondwana d'une distance de 4000 à 5000 km environ (van Staal & Barr, 2012).



Figure 1.13Distribution des principaux continents, océans, zones de subduction, systèmes arc et arrière-
arc et microcontinents à la fin du Cambrien tardif, tirée de van Staal & Barr (2012). Aegir :
mer Aegir ; Arm : terrane armoricaine ; Aval : Avalonia ; AS : bras de mer acadien ; Boh :
Bohemia ; Cadom : Cadomia ; Car : Carolinia ; Famat arc : système arc et arrière-arc
famatinien ; Finnm arc : système arc et arrière-arc Finnmark ; Gan : Ganderia ; Hol :
terrane Holanda ; Ib : Iberia ; M : Meguma ; Pc : précordillère ; Penobs. Arc : système arc
et arrière-arc Penobscot ; S : terrane Suwanee ; TORN : océan Tornquist.

1.5.2.2 Taconique

La convergence entre Laurentia et Gondwana débute au Cambrien (van Staal & Barr, 2012), ce qui mène au premier cycle orogénique : l'orogenèse taconienne. Ce cycle, qui comprend l'accrétion d'arcs océaniques et continentaux localisés à proximité du continent Laurentia, s'étend du Cambrien tardif à l'Ordovicien tardif (van Staal & Barr, 2012). Ce cycle se termine avec l'arrivée du front de Ganderia (van Staal & Barr, 2012). Le Taconique est subdivisé en trois événements distincts.



Figure 1.14Évolution tectonique en périphérie de Laurentia, du
Cambrien moyen à l'Ordovicien précoce, tirée de van
Staal & Barr (2012). Formation du Lushs Bight Oceanic
Tract (LBOT) dans le bras de mer taconien et obduction
de LBOT par le microcontinent Dashwoods. BVOT :
Baie Verte oceanic tract; SSZ: Zone de supra-
subduction.

Le premier événement comprend le début de la subduction sous le bras de mer taconien (figure 1.14) et l'obduction sur le microcontinent Dashwoods d'une partie de la croûte océanique formée dans ce bras de mer (LBOT, figure 1.14 ; van Staal & Barr, 2012).

Le second événement est lié à la fermeture du bras de mer taconien et à la collision entre le microcontinent Dashwoods et la marge de Laurentia. Cette fermeture est liée à la subduction de la marge de Laurentia sous le microcontinent Dashwoods (figure 1.14 ; van Staal & Barr, 2012).

Le troisième événement

taconien est lié à la fermeture de l'océan Iapétus, qui sépare Laurentia et la partie la plus à avancée à l'est de Ganderia : l'arc Popelogan-Victoria (figure 1.15). Il y a deux zones de

subduction sous l'océan Iapétus, accélérant la convergence entre les deux fronts opposés. Le cycle orogénique taconien se termine lorsqu'il y a collision entre l'arc Red Indian Lake (Laurentia) et l'arc Popelogan-Victoria (Ganderia) (figure 1.15 ; van Staal & Barr, 2012).



Figure 1.15 Évolution tectonique en périphérie de Laurentia du début au milieu de l'Ordovicien, montrant la collision entre le microcontinent Dashwoods et Laurentia (haut) et le début de la fermeture de l'océan lapétus (bas), tirée de van Staal & Barr (2012). Les zones de subduction divergentes amèneront la fermeture de l'océan lapétus. AAT : zone d'accrétion Annieopsquotch ; BVOT : *Baie Verte oceanic tract* ; D : croûte de Dashwoods ; LBOT : *Lushs Bight oceanic tract*.

1.5.2.3 Salinique

Dès que le cycle orogénique taconien se termine, le cycle orogénique salinique débute. Ce cycle orogénique se déroule de la fin de l'Ordovicien jusqu'au début du Silurien. Lors de cette période se produit la fermeture du bassin d'arrière arc séparant l'arc Popelogan-Victoria de la marge de Ganderia (Tetagouche-Exploits, figure 1.15 ; van Staal & Barr, 2012). Suite à cette fermeture, il

y a collision entre le microcontinent Ganderia et Laurentia et le début de la subduction du bras de mer acadien (figure 1.16 ; van Staal & Barr, 2012). L'assemblage laurentien est maintenant séparé du microcontinent Avalonia par le bras de mer acadien.

1.5.2.4 Acadien

Le cycle orogénique acadien s'étend de la fin du Silurien au début du Dévonien. Ce cycle comprend la fin de la convergence entre Laurentia et Avalonia, menant ultimement à la collision entre les deux masses continentales suite à la fermeture du bras de mers acadien (figure 1.16 ; van Staal & Barr, 2012). Suite à la collision, la subduction du microcontinent Avalonia sous Laurentia se poursuit et la déformation migre vers l'ouest (Bradley & Tucker, 2002 ; Bradley *et al.*, 2000), dont l'extrémité est exprimée par l'arc Seeboomook (figure 1.16 ; van Staal & Barr, 2012).

1.5.2.5 Néoacadien

Le cycle orogénique néoacadien s'étend de la fin du Dévonien précoce jusqu'au début du Carbonifère. Ce cycle orogénique est marqué par la collision entre la marge de Laurentia (Avalonia) et le microcontinent Meguma (figure 1.16 ; van Staal & Barr, 2012). L'accrétion de Meguma se poursuit jusqu'au début du Carbonifère (van Staal & Barr, 2012). Le microcontinent Meguma aurait alors chevauché Avalonia et vers la même époque aurait débuté la subduction sous Meguma de la plaque océanique de l'océan Rhéique (figure 1.16 ; van Staal & Barr, 2012).

1.5.2.6 Alléghanien

Le dernier cycle orogénique ayant participé à la formation des Appalaches est le cycle alléghanien. Ce cycle aurait débuté au Permien, avec la subduction de l'océan Rhéique sous la marge de Laurentia (Meguma) (figure 1.16 ; van Staal & Barr, 2012). La fermeture de l'océan Rhéique et la collision entre Laurentia et Gondwana se serait produite pendant la fin du Mississippien (Carbonifère). La collision se poursuit jusqu'au Permien, Gondwana effectuant une rotation dans le sens horaire pour fermer ce qu'il reste de l'océan Rhéique et former le supercontinent Pangée (Hatcher, 2002 ; van Staal & Barr, 2012).



Figure 1.16
Évolution tectonique des Appalaches du Silurien jusqu'au Carbonifère, montrant l'accrétion des microcontinents péri-Gondwana à la marge de Laurentia, tirée de van Staal & Barr (2012). a) Collision entre Ganderia et Laurentia et subduction du bras de mer acadien au Silurien précoce lors du cycle orogénique salinique. b) À la fin du Silurien et au début du Dévonien, collision entre Avalonia et Laurentia suite à la fermeture du bras de mer acadien. Cet événement met fin au cycle orogénique acadien. c) Cycle orogénique néoacadien, de la fin du Silurien au début du Carbonifère. Ce cycle est marqué par la collision entre Meguma et la marge de Laurentia et le début de la subduction de l'océan Rhéique. AAT : zone d'accrétion Annieopsquotch ; LRF : faille de Lloyd's River ; PVA : arc Popelogan-Victoria ; RIL : ligne Red Indian.

1.5.2.7 Ouverture de l'océan Atlantique

Au Mésozoïque commence le démembrement de Pangée et le début de l'ouverture de l'Océan Atlantique, du sud vers le nord (van Staal & Barr, 2012). Cette ouverture a pu réactiver différentes structures dans les Appalaches, incluant sa portion québécoise (Séjourné & Malo, 2007).

1.6 L'analyse lithologique des puits

Dans l'ensemble, les quatre puits étudiés (A152, A179, A181 et A214, figure 1.17) montrent d'importantes épaisseurs pour les groupes de Lorraine et d'Utica dans le haut du puits avant d'atteindre les premières unités déplacées de la plateforme carbonatée. Sous cette première séquence, l'ordre dans lequel sont rencontrées les unités entre les différents puits diverge de façon plus importante, soit à cause de l'emplacement par rapport à la structure des écailles, soit à cause de la profondeur totale du forage. Les puits A152 et A214 semblent avoir pénétré des structures géologiques assez similaires, alors que le puits A179 est localisé plus au NO de la structure de Saint-Simon et que le puits A181 est plus au SE des différentes écailles.



Figure 1.17 Les données des puits A152, A179, A181 et A214 assemblées à l'aide du logiciel LogPlot. Sont présentés dans l'ordre : les diagraphies de rayonnement gamma, des trépans, de porosité neutron, de densité et sonique, les positions des coffrages, indices de gaz rencontrés, essais aux tiges et les carottes récupérées, l'assignation stratigraphique originale et le pourcentage des lithologies (séparées en shale, calcaire, grès et dolomite) à partir des retailles de forage sont aussi indiqués. Ces puits sont présentés dans l'annexe 1.

A181 - SOQUIP et al., Sainte-Hélène No 1

Profondeur totale : 3254,65 m Élévation du KB / sol (p/mer) :78,0 / 72,5 m Année de forage : 1977



A214 - BVI el al., Saint-Simon No 1

Profondeur totale : 4243 m Élévation du KB / sol (p/mer) :83,7 / 76,1 m

Année de forage : 1991



1.6.1 A152 – Shell Saint-Simon no.1

La nomenclature lithostratigraphique originale du puits A152 fut modifiée dans la présente étude en remplaçant le terme *Trenton Shale*, par le terme Shale d'Utica. Cependant, une confusion existe dans les descriptions lithologiques. Certaines roches vers la fin du puits sont décrites comme étant des *limestones* de couleur brun jaune foncé (code Munsell 10YR2/1 mentionné dans le rapport) ce qui amène un questionnement sur la pertinence de nommer cette unité Utica alors qu'elle pourrait faire partie du Trenton. Malgré ce fait, l'appellation d'Utica a été conservée, mais il faut garder en tête la possibilité qu'il s'agisse peut-être de calcaires argileux du Trenton lors de l'interprétation sismique.

Le puits A152 débute dans les roches du Lorraine avant d'intercepter l'Utica à 531 mètres de profondeur (figure 1.17). Viennent ensuite le Trenton à 1301 mètres, le Black River à 1317 mètres le Chazy à 1357 mètres de profondeur et le Beekmantown à 1447 mètres de profondeur sur une épaisseur de 71 mètres (figure 1.17). Cet empilement forme la première écaille ou écaille supérieure. Une faille explique la présence des roches de l'Utica directement sous le Beekmantown. Il y a un sill volcanique d'une épaisseur de 1,5 mètre qui coupe en deux l'Utica situé juste sous la couche de Beekmantown de la première écaille (figure 1.17). Ensuite, les roches du Lorraine et de l'Utica sont interceptées sur une épaisseur de 925 mètres avant d'atteindre à nouveau des roches carbonatées du Trenton, du Black River, du Chazy et du Beekmantown de 2461 mètres à 2829 mètres (figure 1.17). Cet empilement forme une deuxième écaille. Du gaz naturel fut rencontré dans le Chazy de cette écaille. Le puits entre ensuite dans les roches du Trenton, du Black River et du Chazy impliquant la présence d'une faille entre le Beekmantown et le Trenton (figure 1.17). Il s'agit d'une troisième écaille beaucoup moins épaisse que les deux premières. Une quatrième écaille est atteinte lorsque le forage pénètre à nouveau dans l'Utica, le Trenton et le Black River (figure 1.17). Le contact Chazy-Utica implique donc la présence d'une autre faille. Après avoir traversé cette dernière faille, le puits se termine dans les roches de l'Utica (figure 1.17).

1.6.2 A179 – SOQUIP Saint-Hugues no.1

Dans les descriptions lithostratigraphiques originales du puits A179, les groupes de Trenton et de Black River sont regroupés dans le même ensemble lithostratigraphique. Il est ainsi difficile de dire où se situe la limite entre les deux unités, ou encore si elles sont toutes deux présentes. Cependant, le Black River est rarement très épais dans les puits observés ainsi que dans l'ensemble des Basses-Terres du Saint-Laurent (Globensky, 1987). Il est donc considéré que la majeure partie de l'ensemble Trenton/Black River est constituée des roches du Trenton. Ce puits est en effet le seul qui se situe au NO de la faille de Logan en surface (figure 1.2). Il ne croise donc pas cette faille. Le puits entre tout d'abord dans les roches de l'Utica, avant d'intercepter celles du Lorraine, indiquant une première faille près de la surface (figure 1.17). Le Lorraine rencontré à cet endroit atteint une épaisseur de presque 1040 mètres. Il serait possible qu'une telle épaisseur soit causée par l'empilement d'écailles de Lorraine dû à des failles de chevauchement. Sous le Lorraine viennent les roches de l'Utica. Ensuite, la première écaille carbonatée est atteinte à une profondeur de 1700 mètres (figure 1.17). Dû à l'emplacement du puits par rapport à la structure de Saint-Simon, il est considéré que cet empilement n'est pas le même que la première écaille présente dans les autres puits. Cet élément est également mentionné dans le rapport d'évaluation des puits A179 et A181 de SOQUIP (Trempe & Lavoie, 1978). Vient ensuite une répétition des roches du Trenton et du Black River, constituant probablement une autre écaille (figure 1.17). Le puits intercepte ensuite l'Utica, le Trenton, le Black River, le Chazy et le Beekmantown (figure 1.17). Cet empilement forme une autre écaille. Le puits se termine avec, dans l'ordre, les roches de l'Utica suivies du Lorraine, impliquant vraisemblablement une autre faille et enfin de l'Utica (figure 1.17). Il est assez difficile de déterminer si ces roches du Lorraine et de l'Utica en fin de forage font partie de la plate-forme autochtone.

1.6.3 A181 – SOQUIP Sainte-Hélène no.1

Les descriptions lithostratigraphiques originales du puits A181 utilisent la même nomenclature que celle du puits A179. Le Trenton et le Black River sont donc regroupés au sein d'un même ensemble. Selon la carte géologique, ce puits est celui des quatre puits le plus au SE du front structural (figure 1.2). Contrairement au puits A179, les écailles rencontrées dans le puits A152 sont atteintes à de plus grandes profondeurs. Comme pour le puits précédent, les roches de l'Utica se retrouvent directement sous les dépôts meubles (figure 1.17). Une faille sépare ces unités du Lorraine sous-jacent. Ensuite, se trouvent l'Utica et les roches calcaires du Trenton, du Black River, du Chazy et du Beekmantown (figure 1.17). Cet empilement forme une écaille qui est probablement l'équivalent de la première écaille rencontrée dans le puits A152. Par la suite, le puits intercepte à nouveau l'Utica, indiquant la présence d'une faille sous le Beekmantown (figure 1.17). Suite à ces roches de l'Utica viennent dans l'ordre habituel celles du Trenton, du Black River, du Chazy et du Beekmantown (figure 1.17). Toute cette succession forme une nouvelle écaille qui est corrélée avec le deuxième empilement de roches carbonatées du puits A152. Contrairement au puits A152, aucun indice de gaz naturel ne fut observé dans le Chazy de cette écaille (Trempe & Lavoie, 1978).

1.6.4 A214 – Bow Valley Saint-Simon no.1 et no.1a

La nomenclature lithostratigraphique originale utilisée pour le puits A214 est différente des autres, l'Utica étant séparé en deux unités nommées l'*Utica* et le *Lower Utica*. Dans la présente étude, ces deux unités ont été regroupées sous le terme Utica par souci de simplification. Le puits A214 se retrouve en surface dans une position structurale assez semblable au puits A152 (figure 1.2). Il est important de mentionner que le puits A214 est beaucoup plus profond que les autres, atteignant une profondeur totale de 4243 mètres (figure 1.17). De plus, le forage de ce puits a été ralenti par des complications, obligeant la compagnie à abandonner des équipements de forage coincés dans le fond du trou, à une profondeur de 2331 mètres (entrée), pour recommencer à 624 mètres afin de terminer à la profondeur désirée (réentrée). L'entrée du puits A214 est un peu plus déviée que la réentrée du puits A214 (figure 1.18) selon les données de déviation. Les retailles de forage du puits A214 (entrée) ont été décrites mais aucune diagraphie n'est disponible. La corrélation sismique-puits pour l'entrée du puits A214 pour les unités lithostratigraphiques interceptées par le puits A214 (entrée).





La première entrée du puits A214 traverse d'abord les roches du Lorraine, pour ensuite rencontrer l'Utica, le Trenton, le Chazy et le Beekmantown. Une faille ramène ensuite des roches du Chazy. Par la suite, le forage pénètre les roches du Trenton, impliquant la présence d'une autre faille. Une nouvelle faille permet d'expliquer la présence des roches du Lorraine jusqu'à la fin du forage, soit à 2331 mètres.

La réentrée du puits A214 débute également dans les roches du Lorraine, pour ensuite rencontrer l'Utica, le Trenton et le Black River (figure 1.17). Une faille ramène les roches du Trenton, suivies de celles du Black River, du Chazy et du Beekmantown (figure 1.17). Tout cet ensemble est associé à la première écaille rencontrée dans le puits A152, bien que les roches recoupées ici

soient plus affectées par les failles, expliquant la répétition du Trenton et du Black River. Malgré l'ordre des unités lithostratigraphiques un peu différent entre les deux tentatives du A214, il faut noter que les profondeurs sont sensiblement les mêmes : par exemple, la profondeur du toit du Beekmantown présente une différence d'un peu moins de 20 mètres. Le puits traverse ensuite l'Utica, impliquant la présence d'une faille (figure 1.17). Une autre faille explique que le forage rencontre ensuite les roches du Lorraine (figure 1.17). Sous le Lorraine sont rencontrés, dans l'ordre habituel, l'Utica, le Trenton, le Black River, le Chazy et le Beekmantown (figure 1.17). Ce nouvel empilement correspond à la seconde écaille observée dans le puits A152, le Beekmantown ayant toutefois une épaisseur bien moindre dans le puits A214. Contrairement au puits A152, aucun indice de gaz naturel ne fut rencontré dans le Chazy de cette écaille. Ensuite, le puits atteint à nouveau le Chazy, ici d'épaisseur assez considérable (250 mètres), dont la présence est expliquée par une autre faille (figure 1.17). La présence à nouveau des roches du Trenton et du Chazy suggère qu'une autre faille fut traversée par le puits (figure 1.17). Ces deux écailles de moindre envergure peuvent être associées aux deux petites écailles rencontrées dans la fin du puits A152 même si l'ordre des lithologies rencontrées n'est pas tout à fait le même. Selon les descriptions originales des retailles de forage, une partie du Chazy rencontrée est comprise dans les écailles alors que la partie inférieure correspond au Chazy de la plate-forme autochtone. Cette affirmation semble être compatible avec l'interprétation sismique (figure 2.9). Donc, les unités rencontrées dans la plate-forme autochtone sont, à partir de 3630 mètres, le Chazy sur une épaisseur de 80 mètres, épaisseur probablement tronquée par la faille sus-jacente, à une profondeur de 3710 mètres est atteint le Beekmantown, ayant ici une épaisseur totale de 445 mètres et les grès du Potsdam de 4155 mètres jusqu'à la fin du puits (figure 1.17). Lors des essais aux tiges, le Beekmantown de la plate-forme autochtone contenait du dioxyde de carbone et un peu de méthane (environ 93% CO2 et 5.5% CH4); le forage a donc atteint un réservoir naturel de CO₂ (Bow Valley, 1992).

1.7 Maturation thermique dans les puits

Les travaux sur la maturation thermique des roches dans les puits étudiés (figures 1.19 à 1.22) ont permis de mieux comprendre la géométrie de l'empilement des écailles au site de Saint-Simon (Bertrand *et al.*, 1998 ; Chalaron *et al.*, 1997). Ces travaux permettent d'établir la chronologie des chevauchements par rapport à la maturation et d'appuyer les séquences d'empilements d'écailles identifiées par la description des unités lithostratigraphiques (chapitre 1.5.2). Le pourcentage de réflectance de la vitrinite équivalente (R_{o-eq}), indicateur de la maturation thermique, est le résultat de l'enfouissement en profondeur des unités lithologiques et de l'effet de la température sur les roches à cette profondeur, en plus d'être affecté par les augmentations de température dues à l'hydrothermalisme et aux intrusions magmatiques (Héroux & Bertrand, 1991). L'augmentation de la maturation thermique progresse donc généralement de façon constante avec la profondeur d'enfouissement. Les sauts brusques de maturation sont souvent dus à la présence de failles postdatant cette maturation.

1.7.1 A152 – Shell Saint-Simon no.1

Les données de maturation thermique du puits A152 (figure 1.19) montrent deux empilements majeurs associés aux deux premières écailles identifiées par l'analyse lithologique du puits (chapitre 1.6.1). Ces deux empilements montrent une progression assez linéaire de la maturation thermique avec un saut marqué dans la maturation à la base de l'empilement, indiquant la présence d'une faille post maturation à 1500 mètres et à 2800 mètres. Sous la première écaille se retrouve une zone où l'Utica et le Lorraine sont répétés et dont la maturation thermique indique une progression linéaire. La coupure dans cette progression marque la présence de failles post maturation entre cette zone et les deux empilements mentionnés précédemment. Sous la seconde écaille, il n'est plus possible d'identifier de tendance claire à la maturation thermique, en partie dû à l'épaisseur moindre des empilements et du peu de données recueillies.

1.7.2 A179 – SOQUIP Saint-Hugues no.1

Les données de maturation thermique du puits A179 (figure 1.20) montrent un empilement dont l'évolution de la maturation est assez constante et linéaire. Il s'agit de la première écaille identifiée avec l'analyse lithologique des retailles de forage (chapitre 1.6.2). La maturation montre ensuite un saut marqué à 2000 mètres de profondeur, indiquant que la répétition du Trenton et du Black River est en effet une nouvelle écaille séparée par une faille qui postdate la maturation. Par la suite, aucune tendance claire ne se dégage des données de maturation thermique, limitant les interprétations possibles quant aux empilements plus profonds.

1.7.3 A181 – SOQUIP Sainte-Hélène no.1

Pour le puits A181, les données de maturation thermique (figure 1.21) montrent une augmentation constante de la maturation jusqu'à la fin des roches du Beekmantown (Beauharnois, figure 1.21) de la première écaille. Le saut de maturation sous cet empilement indique la présence d'une faille postdatant la maturation. Sous cette écaille, les roches montrent une maturation thermique quasi uniforme d'environ 4.5%, indiquant une cuisson uniforme de ces unités malgré la présence d'autres chevauchements relevés avec les descriptions des retailles de forage (chapitre 1.6.3).

1.7.4 A214 – Bow Valley Saint-Simon no.1a

Les données de maturation thermique du puits A214 (figure 1.22) montrent un empilement majeur associé à la première écaille identifiée avec l'analyse lithologique des retailles de forage (chapitre 1.6.4). L'augmentation constante de la maturation permet d'affirmer qu'il s'agit soit d'une seule écaille, malgré la répétition des roches du Trenton et du Black River, soit d'une écaille qui précède la maturation. Le saut de maturation entre le Beekmantown et l'Utica indique la présence d'une faille post maturation. Un autre empilement est présent et correspond à la seconde écaille identifiée au chapitre 1.6.4 avec une coupure de la progression linéaire de la maturation sous le Beekmantown. Il s'agit ici d'une autre faille post maturation (faille d'Aston, figure 1.22). Sous cet empilement, s'observe le même plateau de maturation que dans les autres

puits présentés. Par contre, les données sont en moins grand nombre pour la fin du puits A214 comparativement aux autres fins de puits.



Figure 1.19 Maturation thermique dans le puits A152 (tirée de Bertrand *et al.*, 1998). Profondeur en mètres. Ro Std (%) = pourcentage de réflectance de la vitrinite (maturation). % DOM = pourcentage de matière organique dissoute.



Figure 1.20 Maturation thermique dans le puits A179 (tirée de Bertrand *et al.*, 1998). Profondeur en mètres. Ro Std (%) = pourcentage de réflectance de la vitrinite (maturation). % DOM = pourcentage de matière organique dissoute.



Figure 1.21 Maturation thermique dans le puits A181 (tirée de Bertrand *et al.*, 1998). Profondeur en mètres. Ro Std (%) = pourcentage de réflectance de la vitrinite (maturation). % DOM = pourcentage de matière organique dissoute.



Figure 1.22 Maturation thermique dans le puits A214 (tirée de Bertrand *et al.*, 1998). Réflectance % = pourcentage de réflectance de la vitrinite (maturation). En bas, séquence suggérée des empilements.

2 RÉSULTATS

2.1 Travaux de terrain

Les travaux de terrain ont été effectués dans la région de Saint-Dominique (figures 1.2 et 2.1). Cette région offre la possibilité de voir et d'analyser en surface une écaille analogue à la structure de Saint-Simon qui se retrouve en sous-surface. De plus, l'analyse permettra de se familiariser avec le style de déformation des écailles de la zone parautochtone et au contexte géologique et structural ayant mené à la déformation et la mise en place de ces structures. Ces travaux de terrain servent donc de prélude à ce qui sera observé sur les lignes sismiques et dans les forages.

L'étude de l'écaille de Saint-Dominique s'est faite à partir de différents emplacements (figure 2.1), soit le long de la route 235 (site 1), d'anciennes carrières retrouvées au coin du 5^{e} rang et de la route du 5^{e} au 7^{e} rang près du village de Saint-Dominique (site 2), deux affleurements, dont un sur la route du 7^{e} rang près de la route 137 (site 3) et le second tout près de bureaux des carrières Saint-Dominique (site 4), et enfin les carrières à Saint-Dominique (site 5) et à Saint-Pie (site 6).



Figure 2.1 Carte topographique de la zone avoisinant l'écaille de Saint-Dominique, modifiée de la carte topographique 31H10 de Ressources naturelles Canada (2008). Les cercles indiquent les sites visités. Les pointillés indiquent l'extension approximative de l'écaille selon Prichonnet & Raynal (1977).



Figure 2.2 Géologie simplifiée de l'écaille de Saint-Dominique à partir de l'interprétation de Clark (1964), tirée de Séjourné & Malo (2007).

L'écaille de Saint-Dominique se situe près de Saint-Hyacinthe (figures 1.2 et 2.1). Elle se retrouve dans le domaine parautochtone, comprise entre la faille de Saint-Dominique à l'ouest et la ligne de Logan à l'est (figure 1.2 ; Prichonnet & Raynal, 1977). Les roches de la plate-forme du Saint-Laurent composent cette écaille, allant du Beekmantown à l'ouest jusqu'au Trenton à l'est, en passant par le Chazy et le Black River (Clark, 1964 ; Prichonnet & Raynal, 1977 ; Séjourné & Malo, 2007). Le style structural de l'écaille de Saint-Dominique est dominé par des plis asymétriques, des failles de chevauchement et du clivage de pression-dissolution (Séjourné & Malo, 2007). Malgré cela, il y a présence de failles d'extension et de failles de coulissage (Séjourné & Malo, 2007). La présence de dykes datant du Crétacé est également relevée en quelques endroits dans l'écaille de Saint-Dominique (Clark, 1964). Enfin, cette écaille se serait mise en place de façon séquentielle et piggyback, avec toutefois quelques en indication de chevauchements hors-séquence

(Séjourné & Malo, 2007). Les failles normales préexistantes auraient été réactivées en failles inverses ou décrochantes et la présence de failles normales syn-tectoniques serait causée par des périodes de relâchement des contraintes (Séjourné & Malo, 2007).

2.1.2 Les plis

Plusieurs plis d'échelle décamétrique ont pu être observés à l'écaille de Saint-Dominique, quelques exemples seront présentés ici. Au premier site (figure 2.1), il est possible d'observer les roches du Chazy montrant une succession de plis ouverts, dont les plans axiaux sont de direction NNE-SSO. Comme présenté sur la photo de la figure 2.3 A, les plis à cet affleurement sont de type parallèle. À la carrière Saint-Dominique (site 5, figure 2.1) se retrouve une structure de grande dimension qui se situe sur la face sud de la carrière (figure 2.3 B). Cette structure présente un anticlinal et un synclinal déversés dont le plan axial est orienté presque N-S. Visuellement, ce pli montre une courbure assez similaire entre ses couches ainsi qu'une épaisseur assez constante des couches, il est donc considéré comme un pli de classe 1C (entre semblable et parallèle ; Davis & Reynolds, 1996). Au niveau inférieur, cette structure se poursuit sous forme d'un synclinal bien visible et d'anticlinal beaucoup plus difficile à voir sur les photos (figure 2.3 C). Sur le mur opposé de la carrière est également visible une structure anticlinale (figure 2.3 D), qui pourrait être la continuité de celle décrite précédemment. À la carrière Saint-Pie (site 6, figure 2.1), le flanc d'un pli synclinal d'échelle décamétrique est orienté presque nord-sud dans ce qui semble être les roches du Chazy (figure 2.3 E). Les couches semblent conserver leur épaisseur, indiquant un pli parallèle ou concentrique. À ce site, il y a aussi une présence importante de veines parallèles au litage dues au plissement par glissement et flexion (Séjourné, 2000), comme celle exposée à la figure 2.2 F, indiquant clairement un glissement entre les bancs lors du plissement, et peut-être un contact entre Trenton et Chazy/Black River.

Des plis de plus petite envergure sont également observés à l'écaille de Saint-Dominique. Les roches du Trenton à la carrière de Saint-Pie (site 6, figure 2.1) montrent un style de déformation différent par rapport aux roches plus massives du Chazy et du Beekmantown ; elles semblent beaucoup plus déformées. Les figures 2.3 G et H montrent un pli anticlinal dans les roches du Trenton et un plissement parasite en M à l'intérieur de ce pli. À la bordure est de l'écaille, au troisième site (figure 2.1), affleurent des roches du Trenton déformées. Cet affleurement (figure 2.3 I), montre un anticlinal et un synclinal déjetés. Selon l'épaisseur des couches, il s'agit de plis parallèles. Certaines des couches semblent également présenter du glissement entre elles indiquant du plissement par « flexural slip ». Les mesures prises donnent des plis de direction

environ nord-sud (flancs dont la direction se situe entre 356° et 10° ou encore 175° et 180°, selon le pendage), comme ceux observés le long de la route 235.



Figure 2.3 Exemples de plis à l'écaille de Saint-Dominique. Les lignes noires indiquent le litage. A) pli parallèle le long de la route 235 (site 1). B) Plis déversés à la carrière de Saint-Dominique (site 5). C) Plis déversés à la carrière de Saint-Dominique vus en B) mais avec le niveau inférieur (site 5). D) Anticlinal sur la face opposée de la structure B) à la carrière de Saint-Dominique (site 5).



Figure 2.3 Exemples de plis à l'écaille de Saint-Dominique (suite). Les lignes noires indiquent le litage.
E) Flanc de synclinal à la carrière de Saint-Pie (site 6). F) Veine parallèle au litage à la carrière de Saint-Pie (site 6). G) Anticlinal dans les roches du Trenton à la carrière de Saint-Pie (site 6). H) Vue rapprochée de l'anticlinal présenté en G), avec la présence de pli parasite en M et dont le lit de calcaire (plus pâle) et coupé par une faille. I) Synclinal (S) et anticlinal (A) déjetés le long de la route du 7^è rang (site 3).

2.1.3 Les failles

Les failles représentent le second élément structural abordé. Plusieurs failles ont été observées, dont la plupart sont inverses, mais il y a également quelques failles normales et de décrochement dans l'écaille de Saint-Dominique.

2.1.3.1 Failles inverses

Les failles inverses de faible pendage, donc des chevauchements, sont les plus communes à l'écaille de Saint-Dominique, plusieurs ont été observées et celles présentées ici permettent d'en montrer les différents styles. Au site 1 (figure 2.1), il est possible d'observer un anticlinal lié au chevauchement qui est suivi un peu plus vers le sud-est par un synclinal (figure 2.4 A). Ces plis correspondent à des plis de propagation de faille (Davis & Reynolds, 1996), où les couches du toit viennent se terminer au contact avec la couche supérieure du mur. Au site 6 (figure 2.1), il est aussi possible d'observer la combinaison de failles chevauchantes et de plissement sur la figure 2.4 B, où la couche supérieure est légèrement plissée en anticlinal, se comparant un peu avec la structure de propagation de faille observée le long de la route 235.

Outre les structures où le plissement est lié au déplacement des couches le long d'une faille, d'autres structures cassantes sont présentes à l'écaille de Saint-Dominique. À la carrière Saint-Dominique, (site 5, figure 2.1), le type de failles le plus fréquent est celui parallèle au litage. Les figures 2.4 C et D montrent chacune une faille parallèle au litage, avec une orientation de la N35° et un pendage de 37° pour la première. Bien que la seconde soit trop difficile d'accès pour permettre une bonne mesure, il est possible d'affirmer qu'elle est pratiquement horizontale, suivant une très faible courbure, ce qui indique peut-être un pli très évasé. La seconde faille (figure 2.4 D) montre même une zone de gouge de faille. Il n'est pas possible d'avancer avec certitude le sens du déplacement de ces failles parallèles à la stratigraphie vue la nature uniforme de la roche exposée, mais il semble fort probable que ces décollements soient liés au régime chevauchant ayant affecté toute l'écaille.



Figure 2.4 Exemples de failles à l'écaille de Saint-Dominique. Les lignes noires indiquent le litage, les lignes beiges indiquent les failles inverses et les lignes blanches indiquent une faille normale. Les flèches indiquent le sens du déplacement. A) Plis liés au chevauchement le long de la route 235 (site 1). B) Couches basculées et plissées par les chevauchements à la carrière de Saint-Pie (site 6). C) Faille parallèle au litage dans le Trenton, carrière de Saint-Dominique (site 5). D) Faille parallèle au litage et pli évasé dans le Trenton, carrière de Saint-Dominique (site 5). E) Failles inverses, blocs basculés et faille normale à la carrière de Saint-Dominique (site 5). F) Vue rapprochée de la faille normale présentée en E).

2.1.3.2 Failles normales

La présence de plusieurs failles normales est documentée dans l'écaille de Saint-Dominique (Séjourné, 2000), dont un exemple est présenté aux figures 2.4 E et F. Il est possible d'y observer des blocs où le pendage des lits est basculé par les failles inverses et où les couches sont déformées en bordure d'une faille normale. Cette faille normale (ayant peut-être rejoué) fortement inclinée recoupe la stratigraphie, courbe les lits de calcaires et montre des crochons de faille (figure 2.4 F). Par contre, l'état de la partie supérieure du mur de la carrière ne permet pas de déterminer clairement si la faille normale recoupe le chevauchement.

2.1.3.3 Failles de décrochement

La présence de failles de décrochement tardives au sein de l'écaille de Saint-Dominique est documentée (Séjourné, 2000). Leur présence est toutefois moins commune que les autres types de failles et elle n'ont pas été observées de façon claire sur le terrain.

2.1.4 Les dykes

Un troisième élément géologique concerne des indices d'activité ignée à l'écaille de Saint-Dominique. Il y a au site 5 (figure 2.1) la présence d'un dyke de gabbro presque vertical et ayant une orientation de N85°. Ce dyke est d'une faible épaisseur, formant un placage sur les roches déformées du Trenton, mais il s'étend tout de même sur toute la hauteur du mur de la carrière (figure 2.5 A). Un dyke de gabbro est également présent au site 6 (figure 2.1), étant visible dans le plancher de la carrière (figure 2.5 B) et sur la face d'un mur de la carrière (figure 2.5 C), comme au site 5. Ce dyke est presque vertical (81°) et orienté à N80°, c'est-à-dire qu'il suit la même orientation que le premier dyke décrit observé à la carrière Saint-Dominique.



Figure 2.5Exemples de dykes à l'écaille de Saint-Dominique. Les flèches indiquent les épontes du dyke.
A) Dyke en placage mince à la carrière de Saint-Dominique (site 5). B) Dyke dans le
plancher de la carrière de Saint-Pie (site 6). C) Continuité du dyke présenté en B), mais cette
fois-ci en placage à la carrière de Saint-Pie (site 5).

2.2 Interprétation sismique

L'interprétation des lignes sismiques s'est faite de la base vers la surface, permettant ainsi de bien identifier les réflexions continues du socle et des unités de la plate-forme autochtone avant de s'attaquer au domaine plus complexe du système de failles chevauchantes contenant les écailles de la plate-forme. Ces lignes sont présentées ci-après, de celle étant la plus au N à celle étant le plus au S (figure 1.2) : 89-TQ-D04/26 (figure 2.6), 10Q-105 (figure 2.7), JSTS200801 (figure 2.8) et 89-TQ-D01 (figure 2.9). L'extrémité supérieure de chacune des lignes sismique correspond à la surface.

La description des interprétations sismique est divisée en trois domaines distincts. Le premier est le domaine du socle grenvillien. Le second est le domaine de la plate-forme autochtone. Le troisième est le domaine du front tectonique des Appalaches, aussi appelé le domaine parautochtone.



Ligne sismique 89-TQ-D04/26 non interprétée (haut) et interprétée (bas). Les lignes blanches représentent les failles normales et les beiges, les failles inverses. S (ligne brune) = toit du socle grenvillien, P (ligne jaune) = toit du Groupe de Potsdam, C (ligne bleue) = toit du Groupe de Chazy et T (ligne verte) = toit du Groupe de Trenton. FN1 à FN7 = failles normales mentionnées en exemple dans le texte. BS = bombement de socle. FSB = faille de Saint-Barnabé et FA = faille d'Aston. L'encadré et la flèche sont expliqués dans le texte.


Figure 2.7

2.7 Ligne sismique 10Q-105 non interprétée (haut) et interprétée (bas). Les lignes blanches représentent les failles normales et les beiges, les failles inverses. S (ligne brune) = toit du socle grenvillien, P (ligne jaune) = toit du Groupe de Potsdam, ligne rose = toit du Groupe de Beekmantown, ligne bleue = toit du Groupe de Chazy et ligne verte = toit du Groupe de Trenton. BS = bombement de socle. FSB = faille de Saint-Barnabé et FA = faille d'Aston.





Ligne sismique JSTS200801 non interprétée (haut) et interprétée (bas). Les lignes blanches représentent les failles normales et les beiges, les failles inverses. S (ligne brune) = toit du socle grenvillien, P (ligne jaune) = toit du Groupe de Potsdam, B (ligne rose) = toit du Groupe de Beekmantown, ligne bleue = toit du Groupe de Chazy et ligne verte = toit du Groupe de Trenton. BS = bombement de socle. FSB = faille de Saint-Barnabé et FA = faille d'Aston. L'encadré, l'ellipse et les cercles sont expliqués plus en détail dans le texte.





Ligne sismique 89-TQ-D01 non interprétée (haut) et interprétée (bas). Les lignes blanches représentent les failles normales et les beiges, les failles inverses. S (ligne brune) = toit du socle grenvillien, P (ligne jaune) = toit du Groupe de Potsdam, B (ligne rose) = toit du Groupe de Beekmantown, C (ligne bleue) = toit du Groupe de Chazy et ligne verte = toit du Groupe de Trenton. BS = bombement de socle. FSB = faille de Saint-Barnabé et FA = faille d'Aston. FN8 = faille normale mentionnée en exemple dans le texte. L'encadré, le cercle, l'ellipse et la flèche sont expliqués en détail dans le texte.

2.2.1 Socle

La première réflexion cohérente et de forte amplitude est produite par le fort contraste d'impédance acoustique entre le socle rocheux grenvillien et la base des grès du Potsdam. Celuici permet de bien suivre le contact et d'identifier les failles recoupant le socle ainsi que les variations de profondeur et d'inclinaison du socle. Pour contraindre l'incertitude associée à l'interprétation de la réflexion du socle, celle-ci a été comparée avec la carte du socle grenvillien produite par le ministère des Ressources naturelles du Québec (SIGPEG, 2008). La concordance entre les deux est bonne, surtout où le socle n'est pas affecté par des failles normales. La carte étant à beaucoup plus grande échelle que les lignes sismiques utilisées ici, elle ne permet pas d'avoir la même précision, ce qui explique que la carte ne suit pas aussi bien le rejet des failles normales que les sections sismiques (figure 2.10).

Le socle est recoupé par plusieurs failles normales dont certaines recoupent entièrement la plateforme autochtone (i.e. figure 2.6 FN1), d'autres recoupent partiellement la plate-forme et quelques unes ne recoupent que le socle (i.e. figure 2.6 FN3). Le rejet de ces failles est généralement assez modeste (sous les 0.1s), mais quelques failles normales possèdent un rejet considérable (i.e. FN7, dont le rejet est de l'ordre de 400 mètres, calculé à partir de la vitesse sismique du Potsdam obtenue dans la table de conversion profondeur-temps du puits A214 qui



1000m Figure 2.10

Section de la ligne 89-TQ-D04/26 (figure 2.6) comparant le socle grenvillien, en vert pâle selon la carte de socle du MRN et en brun identifié à partir des réflexions. Se référer à la figure 2.6 pour les autres pointés.

est de ~5800m/s et de l'écart en temps de part et d'autre de la faille normale qui est de ~0.150s, figure 2.6). Le socle grenvillien montre un bombement, situé environ au centre des lignes sismiques 10Q-105 et JSTS200801 (BS sur les figures 2.7 et 2.8). La ligne 89-TQ-D04/26 (figure 2.6), qui est plus au N, montre une dépression dans le socle au centre de la ligne et une remontée à chaque extrémité. La remontée du socle située au NO de cette ligne s'explique par la remontée du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent vers le NO. L'autre remontée du socle située plus au SE de la ligne 89-TQ-D04/26 (figure 2.6) semble être liée a un bombement. Le bombement du socle grenvillien est également visible dans la partie NO de la ligne 89-TQ-D01 (BS, figure 2.9), mais il est recoupé par une faille normale.

2.2.2 Domaine autochtone

Au-dessus du socle et sous le front tectonique des Appalaches se retrouve le domaine de la plateforme autochtone. Elle est constituée de plusieurs réflexions continues d'amplitude élevée à moyenne et approximativement parallèles entre elles, du moins jusqu'aux calcaires du Trenton (figure 2.6). La base de la plate-forme autochtone est constituée des grès du Potsdam, qui présentent une réflexion continue d'amplitude élevée au contact avec le Groupe de Beekmantown et plusieurs réflexions plus ou moins continues à l'intérieur même de l'unité lithologique (flèche, figure 2.9). L'épaisseur totale du Groupe de Potsdam est considérable comparativement aux unités lithologiques sus-jacentes. Vient ensuite le Groupe de Beekmantown, dont l'épaisseur temps est environ la moitié du Potsdam (figures 2.8 et 2.9). Ensuite, les groupes de Chazy, de Black River et de Trenton sont plus difficiles à distinguer en l'absence de puits. Ceci est dû au grand nombre de réflexions rapprochées à l'intérieur des ces unités lithologiques, ces évènements étant causés par des changements internes de propriétés physiques (flèche, figure 2.6). À partir des épaisseurs connues de ces trois unités lithologiques dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Globensky, 1987), des épaisseurs plus importantes sont à prévoir pour les calcaires du Chazy et du Trenton comparativement aux calcaires du Black River. Au-dessus du Trenton, l'amplitude des réflexions diminue (figure 2.6), indiquant des lithologies ayant des propriétés physiques probablement plus similaires. Au-dessus se retrouvent parfois l'Utica et le Lorraine, dépendant si ces unités ont été recoupées par des chevauchements. Dans la partie autochtone, le Groupe d'Utica montre quelques réflexions cohérentes (figure 2.6). Le Groupe de Lorraine possède un patron de réflexion chaotique de faible amplitude. Cette différence indique donc un arrangement désordonnée des strates suggérant de faibles changements d'impédance acoustique pouvant être liés aux alternances entre lits de shales et lits de grès, siltstone ou calcaires (chapitre 1.5.1.7). Le contact entre ces deux unités n'est pas

65

marqué d'une réflexion continue, mais plutôt par une différence dans le patron des réflexions internes des unités lithologiques. Tel que mentionné au chapitre 1.5, les contacts graduels Trenton-Utica et Utica-Lorraine expliquent vraisemblablement l'absence de réflexion marquée entre ces unités lithologiques.

Sous le front tectonique des Appalaches, les unités de plate-forme autochtone sont habituellement visibles jusqu'au Trenton dans la partie la plus avancée de l'avant-pays (au NO sur les lignes sismiques). L'Utica et les unités sus-jacentes semblent avoir été transportées par les chevauchements et ne se retrouvent donc plus dans le domaine non déformé, sous les failles chevauchantes. Plus vers le SE sur les différentes lignes sismiques, la plate-forme autochtone est coupée au niveau du Beekmantown, les unités lithologiques supérieures ayant été transportées par un décollement basal (plus visible sur les figures 2.8 et 2.9 en suivant le chevauchement le plus profond).

Globalement, la plate-forme du Saint-Laurent suit le relief du socle, et ce, jusqu'à l'unité lithologique la plus élevée visible en sismique. Cependant, le socle est recoupé par certaines failles qui ne se prolongent pas dans les unités lithologiques de la plate-forme. Le rejet de ces failles est donc uniquement apparent par la coupure de la réflexion du contact entre le socle précambrien et les roches du Potsdam et sa séparation de part et d'autre du plan de faille. C'est la déposition des grès du Potsdam qui comble la dénivellation créée par ces failles (FN3 et FN6, figure 2.6). D'autres failles normales traversent en partie les unités lithologiques de la plateforme pour se terminer parfois au sommet visible du Trenton (FN4, figure 2.6), parfois dans le Trenton (FN5, figure 2.6), alors que d'autres se terminent dans le Chazy (FN2, figure 2.6) ou au contact entre les roches du Beekmantown et du Chazy (FN8, figure 2.9). La dénivellation est accommodée par l'unité sus-jacente. Le dernier groupe de failles normales recoupe l'ensemble de la plate-forme autochtone et se termine soit dans les shales (FN1, figure 2.6) soit dans le domaine parautochtone (FN7, figure 2.6). Ces failles normales possèdent un rejet important et la dénivellation a été comblée par la déposition des shales. Pour certaines de ces failles normales, leur terminaison est recoupée par les chevauchements (i.e. FN7, figure 2.6). La plupart des failles normales ne semblent pas avoir d'impact au niveau de la déformation des couches. Par contre, il est possible de remarquer certaines failles normales ayant déformé les unités lithologiques en place lors de l'effondrement (encadré de la figure 2.8). À deux endroits en particulier, sur les lignes 89-TQ-D04/26 (figure 2.6) et JSTS200801 (figure 2.8) deux failles normales se conjuguent pour former un graben (encadrés de la figure 2.6 et de la figure 2.8). Cette structure de graben ne semble pas se poursuivre dans les autres lignes sismiques adjacentes, dont la ligne 10Q-105 (figure 2.7) qui est localisée entre ces deux lignes (figure 1.2). Il est tout de même possible que le graben ne soit pas visible à cause de la qualité de cette ligne sismique. Bref, il y a deux structures similaires qui ne peuvent être considérées avec certitude comme étant un même effondrement tectonique (graben).

2.2.3 Domaine parautochtone

Au-dessus de la plate-forme autochtone, le domaine déformé se remarque surtout par ses grandes réflexions au pendage vers le SE, continues et de forte amplitude ainsi que plusieurs réflexions plissées et dont la continuité se perd latéralement. Plusieurs grandes failles chevauchantes sont présentes sur les différentes lignes sismiques. Certaines peuvent être associées à des chevauchements connus en surface, tels que les failles de Saint-Barnabé et d'Aston (FSB et FA dans les figures 2.6 à 2.9), tandis que d'autres ne semblent pas se rendre jusqu'en surface. Avec l'information des puits, il est possible de confirmer que les réflexions importantes dans ce domaine proviennent du contraste provoqué par les unités carbonatées de la plate-forme autochtone, telles que les dolomies du Beekmantown, les carbonates du Chazy ou du Trenton avec les roches du Lorraine ou de l'Utica. Il est important de mentionner que les grès du Potsdam ne se retrouvent pas dans les écailles. Selon l'information obtenue aux puits (chapitre 1.5.2), le Beekmantown est toujours moins épais que dans la plate-forme autochtone. Pour les autres unités carbonatées, soit le Chazy, le Black River et le Trenton, leurs épaisseurs varient grandement entre les différentes écailles. Ces réflexions importantes sont associées à des chevauchements ayant transporté et basculé ces unités lithologiques. Ces unités semblent suivre le chevauchement de façon assez linéaire jusqu'à leur terminaison, qui s'exprime par la présence de plis de propagation de faille, sous la forme d'anticlinaux assez évasés (encadré, figure 2.9). Au-dessus de ces écailles de roches calcaires se retrouvent d'importantes épaisseurs des roches de l'Utica et du Lorraine. En effet, ces unités ont des épaisseurs parfois très importantes indiquant vraisemblablement un épaississement tectonique par rapport à leur épaisseur dans la plate-forme autochtone visible sur la ligne 89-TQ-D04/26 (i.e. les premiers 1588m du puits A181 sont



Figure 2.11 Section de la ligne 89-TQ-D01 (figure 2.8) montrant le Lorraine et l'Utica basculés entre deux écailles. FA = faille d'Aston. Se référer à la figure 2.8 pour la légende des pointés.

composés de Shale d'Utica et de Lorraine, ce qui équivaut à une épaisseur temps d'environ 0.65s sur la sismique, figures 1.15 et 2.7). Sur les lignes 89-TQ-D01 (ellipse, figure 2.9) et JSTS2800801 (ellipse, figure 2.8), l'Utica et le Lorraine semblent être basculés ou plissés entre l'écaille supérieure et celle de la faille d'Aston (figure 2.11), car ils montrent des réflexions dont le

pendage est inverse à celui des écailles. Ce basculement est confirmé par le puits A214, dans l'entrée et la réentrée du puits (figure 1.16), puisque le toit du Lorraine est identifié comme étant plus bas dans la première tentative située plus au NO (l'entrée) que la seconde (la réentrée). Ces unités sont marquées par des réflexions à extension latérale faible dont la déformation, l'orientation et la continuité semblent différentes des unités plus massives. De plus, très peu de chevauchements ont été identifiés comme interceptant les groupes d'Utica ou de Lorraine. Cependant, ceci est probablement dû au manque de réflexions cohérentes et de l'absence de contraste marqué se prêtant mieux à l'interprétation de telles structures. Par contre, les grandes failles chevauchantes ayant transporté les unités carbonatées de la plate-forme autochtone affectent ces lithologies à compétence plus faible. Il en résulte donc un contraste qui s'exprime par la présence de réflexions importantes situées au-dessus d'une zone dont les réflexions sont d'amplitude moindre et dont la déformation semble plus importante (voir les lignes non interprétées aux figures 2.6 à 2.9). Les grands chevauchements s'enracinent dans la plate-forme autochtone pour se terminer à la surface, ou près de la surface (Globensky, 1987). Certaines failles se ramifient pour former des failles en éventail, comme les failles de Saint-Barnabé et d'Aston qui prennent leur origine d'un même décollement basal. De petits chevauchements sont également visibles sur les différentes lignes sismiques. Malgré leur faible déplacement, ces chevauchements se remarquent par l'aspect tronqué et la déformation de certaines réflexions

associées aux roches carbonatées (cercle, figure 2.9). Sur la ligne JSTS200801, la seconde écaille en partant du haut est coupée par deux failles interprétées comme étant des rétrochevauchements (cercles, figure 2.8). Cette interprétation est proposée pour expliquer la séparation et le plissement des réflexions de cette seconde écaille. Même s'ils ne sont pas observés sur les autres lignes sismiques, les rétrochevauchements ont été observés ailleurs dans le parautochtone (Konstantinovskaya *et al.*, 2009 ; Séjourné, 2007).

2.3 Analogues terrain-sismique

Suite aux deux chapitres précédents, il est maintenant possible de comparer certains éléments observés sur le terrain et en sous-surface à partir des données sismiques. Cet exercice, malgré la différence d'échelle entre l'un et l'autre, permet de mieux caler l'argument géométrique offert par l'interprétation sismique sur des observations de terrain dans l'écaille de Saint-Dominique et aide à la compréhension de la mise en place des écailles de la structure de Saint-Simon. Avec une résolution verticale d'environ une quarantaine de mètres, valeur obtenue en appliquant les formules suivantes :

$$R_V = \frac{1}{4}\lambda \qquad (\text{Équation 7})$$
$$\lambda = \frac{v}{f} \qquad (\text{Équation 8})$$

où la longueur d'onde λ est obtenue en prenant une vitesse sismique moyenne (v) de 5100m/s obtenue à partir des diagraphies soniques et une fréquence dominante (f) de 30hz. Les éléments à l'échelle observée sur le terrain ne seront donc pas visibles en sismique. Par contre, les modèles « bac à sable » démontrent bien que les structures mésoscopiques sont exportables à l'échelle macroscopique et de l'orogène, donc de la sismique (Graveleau *et al.*, 2012 ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005 ; Konstantinovskaya & Malavieille, 2011 ; Konstantinovskaya *et al.*, 2009).

2.3.1 Les plis

Les méthodes sismiques se prêtent mal à l'imagerie des géométries à fort pendage, ce qui ne permet pas de détecter des structures plus complexes comme les deux plis déversés présentés au chapitre 2.1.1 (figures 2.3 B et D). Par contre, les plis plus évasés tels que ceux présentés aux figures 2.3 A et C sont également observés en sismique (figure 2.12). De plus, les plis affectant une même unité lithologique comme ceux observés sur le terrain (figure 2.12) seront plus difficiles à détecter avec la sismique, étant donné le plus faible contraste d'impédance acoustique.



Figure 2.12 : Exemples de plis observés sur le terrain et en sismique. A : synclinal le long de la route 235 (figure 2.3 A). B : réflexions montrant une succession de plis en forme d'anticlinaux et de synclinal indiquées par le rectangle (partie de la ligne 89-TQ-D04/26, figure 2.6). C : anticlinal à la carrière Saint-Dominique (figure 2.3 C). D : réflexions en forme d'anticlinal indiquées par le rectangle (partie de la ligne 89-TQ-D01, figure 2.9). Se référer aux images d'origine pour les légendes et les pointés.

2.3.2 Les failles

Un pli de propagation de faille est visible (figure 2.4 A) le long de la route 235 (site 1). Ce type de structure est également visible sur deux profils sismiques, soit le JSTS200801 et le 89-TQ-D01 (figures 2.8 et 2.9), en particulier dans la partie NO des profils, où la faille d'Aston remonte pour former un synclinal évasé là où la remontée s'amorce et un anticlinal évasé là où le pendage

de la faille diminue pour se rapprocher de l'horizontale (figure 2.13). Ce style structural est également observé à la carrière de Saint-Pie (figure 2.4 B), où les strates se retrouvent quelque peu recourbées en bordure de deux failles. À plus petite échelle, la présence d'une faille et d'un synclinal est bien visible au-dessus du décollement basal dans la partie SE du profil 89-TQ-D01 (figure 2.9). Ce synclinal semble être causé par la petite faille inverse et sa terminaison et est un bon exemple de pli par propagation de faille (flèche à la figure 2.13 D).



Figure 2.13 : Exemples de plis liés au chevauchement observés sur le terrain et en sismique. A : pli de rampe le long de la route 235 (figure 2.4 A). B : réflexions en forme d'anticlinal et de synclinal indiquées par les rectangles (partie de la ligne 89-TQ-D01, figure 2.9). C : pli de rampe à la carrière Saint-Pie (figure 2.4 B). D : réflexions en forme d'anticlinal indiquées par le carré (partie de la ligne 89-TQ-D01, figure 2.9). Se référer aux images d'origine pour les pointés.

Un autre type de structure est observé dans les roches du Trenton de la carrière de Saint-Dominique (figure 2.4 D). On peut y observer une faille parallèle au litage à l'intérieur d'une même unité lithologique. Il est donc possible que des failles n'aient pas été relevées lors de la description des retailles de forages comme il n'y avait pas de changement de faciès permettant de l'identifier. De plus, le transport des unités carbonatées de la plate-forme autochtone est interprété comme étant le résultat de ce type de failles parallèles au litage. Ainsi, le déplacement y est accommodé par un niveau de faible compétence; les couches transportées étant donc parallèles au chevauchement. Ces failles parallèles au litage peuvent entre autre être observées dans la première écaille ou écaille supérieure (figure 2.14).



Figure 2.14 : Exemple de failles parallèles au litage observées sur le terrain et en sismique. A : faille parallèle au litage à la carrière Saint-Dominique (figure 2.4 D). B : faille parallèle aux réflexions (ligne JSTS200801, figure 2.8). Se référer aux images d'origine pour les pointés.

Aussi à la carrière de Saint-Dominique, on peut observer plusieurs failles avec des blocs basculés (figure 2.4 E). Certains chevauchements ne se terminent pas à l'horizontale, mais plutôt avec un pendage qui augment en remontant la stratigraphie vers l'avant-pays, pour terminer à presque 45° de pendage. Les failles inverses se divisent également en plusieurs chevauchements lors de la remontée, ce qui forme des blocs basculés. Ces observations sont appliquées à l'interprétation sismique, malgré la différence entre les échelles. Plusieurs chevauchements sont donc interprétés comme ayant une terminaison en éventail de failles imbriquées, comme par exemple les failles à proximité de la trace du puits A179 sur le profil 10Q-105 (figure 2.15). De plus, les chevauchements sont interprétés avec une augmentation du pendage lorsqu'ils remontent la stratigraphie.



Figure 2.15 : Exemples de failles en éventail observées sur le terrain et en sismique. A : failles chevauchantes en éventail et blocs basculés par ces failles à la carrière Saint-Dominique (figures 2.4 E). B : failles se ramifiant en éventail en remontant vers la surface à proximité de la trace du puits A179 (partie de la ligne 10Q-105, figure 2.7). Se référer aux images d'origine pour les pointés.

2.3.3 Les intrusions magmatiques

Aux deux carrières visitées (sites 5 et 6, figure 2.1), un dyke de gabbro presque vertical recoupant les autres lithologies est observé (figure 2.5). Les intrusions magmatiques dans la région de Saint-Dominique sont connues mais leur origine semble être liée aux intrusions Montérégiennes datant du Crétacé (Clark, 1964 ; Globensky, 1987 ; Séjourné, 2007). La présence d'intrusions magmatiques est également détectée en sismique sur la ligne JSTS200801 (figure 2.8). Le sill volcanique observé dans le puits A152 recoupant les couches de l'Utica (figure 1.17) apparait sur la ligne sismique avec un fort contraste d'amplitude et une extension latérale très limitée (figure 2.16). Malheureusement, aucune description en détail de ce sill n'est présentée dans les descriptions de retailles de forage, ne permettant pas d'élaborer plus sur le lien probable entre l'origine de ces dykes et de ce sill.



Figure 2.16 : Exemple de dyke sur le terrain et en sismique. A : dyke en placage à la carrière Saint-Pie (figure 2.4 C). Les flèches indiquent les épontes du dyke. B : sill intercepté par le puits A152 (figure 1.17) et visible en sismique (partie de la ligne JSTS200801, figure 2.8). Le sill est identifié sur la trace du puits par le marqueur rouge et sa réflexion est indiquée par la flèche. Se référer aux images d'origine pour les pointés.

2.4 Restauration géologique

Une restauration géologique des écailles de la ligne 10Q-105 est présentée à la figure 2.17. Le tracé de cette coupe restaurée est présenté aux figures 1.2 et 1.8. La restauration permet de replacer les écailles au niveau de la plate-forme, en suivant le relief du socle grenvillien. À partir de cette restauration, il est possible de déterminer le déplacement de chacune des écailles, de la plate-forme jusqu'à leur emplacement actuel. Il est aussi possible d'évaluer le raccourcissement dû à l'empilement des écailles.





SE



75

Figure 2.17 Coupe structurale actuelle (haut) et restaurée (bas) dans la région de Saint-Simon, le long de la ligne sismique 10Q-105 (figure 2.7). Les écailles sont identifiées de E1 à E4. La localisation est présentée aux figures 1.2 et 1.8. Les abréviations utilisées sont les mêmes que celles utilisés sur la carte de géologie de surface (figure 1.2). Au niveau de la plate-forme autochtone, le toit du Groupe de Trenton est identifié par la ligne verte et la lettre T, le toit du Groupe de Potsdam est identifié par la ligne jaune et la lettre P et le socle grenvillien est identifié par la ligne rouge et la lettre G. Pour les écailles, les couleurs utilisées sont les mêmes qu'au chapitre 2.2, soit le vert pour le Groupe de Trenton (pour cette coupe, il comprend également le Groupe de Black River), le bleu pour le Groupe de Chazy et le rose pour le Groupe de Beekmantown. Les failles sont identifiées par les lignes noires. Les lignes noires pointillées représentent les failles dont le tracé est incertain. Les contacts de la géologie de surface sont représentés par les pointillés plus minces et pâles.

La restauration de la coupe géologique de la ligne 10Q-105 diffère quelque peu de cette dernière (figure 2.7). L'écaille médiane de la ligne 10Q-105 a été séparée en deux pour accommoder le relief accidenté du socle grenvillien dans la partie au SE (figure 1.8). Il en résulte quatre écailles identifiées de E1 à E4 selon leur ordre de mise en place, de l'arrière vers l'avant-pays. Selon notre interprétation, l'écaille E1 a été déplacée en premier, ensuite l'écaille E2, puis l'écaille E3 et enfin l'écaille E4. L'extrémité arrière de l'écaille E1 a été coupée compte tenu que sa terminaison n'est pas visible à cause de la perte de qualité en bordure de la ligne sismique (figure 2.7). De plus, l'information disponible à partir de la carte de socle (SIGPEG, 2008) se termine à l'extrémité SE de la coupe structurale (figure 1.8).

La géologie en surface de la coupe actuelle à l'extérieur de la partie couverte par la ligne sismique 10Q-105 (sur l'échelle verticale de la figure 2.17, elle s'étend environ de 18 km à 33 km) est une interprétation à partir de la carte géologique de surface (figure 1.2), du puits A254 (figures 2.6 et 2.17), de la carte du toit du Trenton autochtone (SIGPEG, 2009) et de l'interprétation de la ligne sismique M-2003 (figure 1.9 ; Castonguay *et al.*, 2010). La coupe restaurée montre les formations de Nicolet (Oni) et de Pontgravé (Opo) uniformément déposées sur les unités de la plate-forme du Saint-Laurent. Les épaisseurs pour ces deux formations sont environ les mêmes que celles obtenues à partir du puits A254.

Le toit du Groupe de Trenton a été choisi comme lit marqueur. Ainsi, les distances de transport des écailles (D1 à D4, figure 2.17) sont calculées comme la différence entre l'emplacement du

toit du Trenton à l'avant de l'écaille avant son transport (coupe restaurée) et après sa mise en place (coupe actuelle). La longueur de la coupe restaurée (L0) est évaluée au niveau du toit du Trenton entre les extrémités NO et SE de la partie restaurée. La longueur de la coupe actuelle (L') est obtenue en mesurant la distance, sur la coupe actuelle, séparant les deux extrémités utilisées pour évaluer L0.

Les distances présentées à la figure 2.17 (D1 à D4) sont les distances parallèles à la coupe structurale. Pour obtenir les vraies valeurs de déplacement, il faut tenir compte de la différence d'orientation entre la direction du transport tectonique et la coupe structurale. En appliquant l'équation 4 telle que présentée au chapitre 1.4.4, les distances de déplacement parallèle à la direction de transport pour les écailles sont de 14,4 km pour l'écaille 1 (E1), de 7,6 km pour l'écaille 2 (E2), de 6.6 km pour l'écaille 3 (E3) et de 5,9 km pour l'écaille 4 (E4). La longueur actuelle des lits dans les écailles est de 9,2 km tandis qu'une fois restaurée, la longueur des lits est de 17,8 km. En prenant ces deux valeurs et en utilisant l'équation 6, le raccourcissement lié à la mise en place des duplexes obtenu est de 48,3%.



3 DISCUSSION

3.1 Sismique réflexion

3.1.1 Structure du socle et du domaine autochtone

Le socle et la plate-forme autochtone sont recoupés par plusieurs failles normales, certaines recoupant uniquement le socle tandis que d'autres sont recoupées par les failles chevauchantes du domaine déformé (figures 2.6 à 2.9). À partir des résultats observés, il est possible de déduire le contexte ayant amené à la formation des différentes failles normales visibles sur la sismique. Les failles dont les mouvements sont les plus anciens sont celles recoupant uniquement le socle. Il est avancé que ces failles se sont formées dans le socle grenvillien lors de l'ouverture de l'océan Iapétus et de la dispersion des terranes Dashwoods, Ganderia, Avalonia et Meguma (figure 1.13 ; van Staal & Barr, 2012), pour ensuite être recouvertes lors de la déposition des grès du Potsdam. Le contexte est sensiblement le même pour les failles qui recoupent le Groupe de Potsdam qui sont recouvertes par les roches du Groupe de Beekmantown, déposées dans un contexte de marge passive (Hersi *et al.*, 2003 ; Lavoie *et al.*, 2003). Pour ces failles, l'épaisseur constante du Potsdam montre que ces unités se sont déposées sur une surface uniforme avant d'être recoupés par les failles normales, c'est donc dire que le déplacement s'est produit après la déposition du Potsdam et avant ou pendant celle du Beekmantown (FN2, FN3 et FN6 de la figure 2.6).

Pour les failles normales qui se rendent jusqu'aux roches du Trenton (FN1, FN4 et FN5 de la figure 2.6), ou encore qui sont recoupées par les failles chevauchantes (FN7 de la figure 2.6), l'épaisseur constante des couches de part et d'autres des failles montre que ces unités du Trenton, Black River et Chazy étaient déposées avant d'être déplacées par ces failles normales. Compte tenu que la marge était convergente à partir de la déposition des roches du Chazy à l'Ordovicien moyen, ces failles normales se sont probablement formées par la flexure de la lithosphère causant une extension en surface (Bradley & Kidd, 1991). Cette explication est valable pour les failles qui se sont formées après la mise en place des roches du Trenton à l'Ordovicien tardif, au moment où la fermeture de l'Océan Iapétus était bien enclenchée alors que les shales de l'Utica

étaient en train de se déposer et que le front appalachien (Dashwoods ; figure 1.14) avançait vers la marge continentale (figure 1.12 A). Pour les quelques failles normales qui sont recoupées par les failles chevauchantes (FN7 de la figure 2.6), il est impossible de déterminer quelle unité lithologique elles atteignaient avant leur recoupement. Ceci indique que même si elles étaient actives lors de la fermeture du bras de mer taconien, elles sont plus anciennes que les failles chevauchantes qui les recoupent. Par contre, sur les profils sismiques les failles normales ne semblent pas se poursuivre au-delà des roches de l'Utica (figure 2.6). Il est donc possible d'avancer que ces failles n'étaient plus actives à la fin de la déposition des shales de l'Utica.

De façon plus globale, le socle grenvillien et la plate-forme autochtone sont recoupés par plusieurs failles normales montrant des pendages opposés. Les failles les plus au NO ont majoritairement un pendage vers le SE, tandis que celles plus au SE ont un pendage vers le NO. Une remontée du socle grenvillien visible sur chacune des lignes sismiques marque la séparation entre les deux sens opposés du pendage (BS aux figures 2.6 à 2.9). Aucune explication n'est tentée ici pour élucider le phénomène responsable de la formation de ces failles normales antithétiques. Néanmoins, elles ont également été observées ailleurs au SE de la vallée du Saint-Laurent, entre autres sur les profils M-2002 et M-2003 (Castonguay *et al.*, 2010). La configuration des failles normales et des blocs effondrés de la plate-forme autochtone observée sur les lignes sismiques parcourant le site de Saint-Simon s'apparente donc à un style en horst et graben.

3.1.2 Domaine parautochtone

Au-dessus du domaine autochtone se retrouvent les différentes écailles et failles chevauchantes du domaine parautochtone. Tout d'abord, la ligne Logan, qui est recoupée par toutes les lignes sismiques selon la carte géologique de surface (Globensky, 1987), n'est pas identifiée sur les quatre lignes étudiées. Elle devrait apparaître dans le haut des différentes lignes, étant donné son tracé en surface plus au SE que les failles d'Aston et de Saint-Barnabé. Cependant, les lignes sismiques n'ont pas été acquises pour bien imager la géologie de la proche sous-surface, mais plutôt pour permettre de bien visualiser les écailles en profondeur, ce qui explique le manque de cohérence des réflexions dans les premières ~0.4s. De plus, les lithologies des formations de Bourret et de Sainte-Sabine sont assez semblables (Globensky, 1987 ; Slivitzky & St-Julien, 1987) ce qui pourrait expliquer l'absence de contraste en sismique. La ligne Logan marque la limite entre le domaine parautochtone et les roches déformées de la plate-forme du Saint-Laurent avec le domaine allochtone des Appalaches. Ainsi, la ligne Logan ne transporte pas de roches de la plate-forme. Ceci élimine les interprétations où elle pourrait avoir été identifiée comme une faille profonde ayant transporté une écaille de roches carbonatées de la plate-forme pour ultimement affleurer à l'emplacement déterminé sur la carte géologique. Il est donc considéré que la ligne Logan est trop près de la surface sur les différentes lignes sismiques pour être identifiée avec certitude. De plus, ce n'est qu'au-delà de l'extrémité SE des différents profils sismiques utilisés qu'elle devrait atteindre plus de profondeur.

La première écaille rencontrée par les puits A152, A181 et A214 est identifiée par les premières réflexions continues de forte amplitude visibles sur les trois profils sismiques associés à ces puits, soit la ligne 10Q-105 pour le puits A181, la ligne JSTS200801 pour le puits A152 et la ligne 89-TQ-D01 pour le puits A214 (figures 2.7 à 2.9). La faille de chevauchement ayant transporté cette écaille est identifiée sur ces trois profils. Sur les lignes JSTS200801 et 89-TQ-D01, la faille se divise en deux branches à proximité de la traces du puits, expliquant les répétitions de moindre envergure près de cette écaille principale. Ces répétitions sont : l'Utica qui se retrouve au-dessus du Lorraine et sous le Beekmantown de la première écaille dans le puits A152 (figure 1.17) et le Trenton et le Black River qui sont présents deux fois dans la cette même écaille traversée par le puits A214 (figure 1.17). Sur la ligne sismique la plus au nord (ligne 89-TQ-D04/26, figure 2.6), la première écaille serait associée au chevauchement le plus haut dans le coin SE de la ligne (figure 2.6). Aucun puits ne peut confirmer cette hypothèse mais sa profondeur et son emplacement par rapport à la géologie de surface permettent de considérer cette faille comme étant le prolongement latéral de ce grand chevauchement ayant mis en place l'écaille supérieure. Ce chevauchement ne semble pas se rendre jusqu'à la surface sur les profils sismiques et en considérant la carte géologique (figure 1.2 ; Ressources naturelles et Faune Québec, 2005), il ne peut être associé avec une faille interprétée en surface.

Sous cette écaille se retrouvent d'importantes épaisseurs de Lorraine et d'Utica avant d'atteindre une seconde écaille. Cette seconde écaille est atteinte par les quatre puits, mais en des points différents. Étant le plus au NO (figure 1.2), le puits A179 ne rencontre que le Trenton et le Black River de cette écaille alors que les autres puits rencontrent tout l'empilement habituel, du Trenton au Beekmantown (figure 1.17). Selon sa profondeur, son emplacement et son pendage apparent sur les profils sismiques, la terminaison de cette faille correspond bien avec la position sur la carte géologique (figure 1.2) de la faille d'Aston. Cette interprétation est également proposée dans les travaux de maturation thermique (figure 1.22 ; Bertrand et al., 1998). Sur la ligne 89-TO-D04/26 (figure 2.6), la terminaison de la faille et le positionnement avec la carte géologique de surface permettent de déterminer que cette faille est celle d'Aston (FA sur la figure 2.6). Celle-ci est interprétée comme une structure majeure, formant un décollement basal, découpant la plate-forme autochtone et transportant les unités de la seconde écaille sur une distance importante. Selon ce qui est visible sur les lignes sismiques, la distance de transport entre l'extrémité de la seconde écaille et l'endroit où la faille d'Aston coupe la plate-forme autochtone serait d'environ 10 à 15km. Cette faille se ramifie vers le NO, à l'endroit où elle amorce sa remontée (figures 2.8 et 2.9). Cette ramification explique la troisième écaille rencontrée dans les puits A152, A179 et A214, directement sous la seconde écaille et d'envergure bien moindre que les deux écailles précédentes. Le puits A181 étant plus au SE par rapport aux autres puits (figure 1.2), il se termine dans la seconde écaille, ce qui illustre la profondeur importante atteinte par la faille d'Aston.

La dernière écaille serait également le résultat de la ramification de la faille d'Aston. Cette écaille est de moindre envergure que les deux premières écailles, mais elle est quand même plus épaisse que la troisième, dont elle est séparée par les roches de l'Utica dans les puits A152 et A179 (figure 1.17). À cette profondeur, il est bien difficile d'associer cette faille avec une structure connue en surface, comme les profils ne s'étendent pas assez loin vers le NO. Par contre, la faille de Saint-Barnabé est connue dans le sud du Québec comme une faille majeure du domaine autochtone. C'est donc une des failles de chevauchement les plus à l'ouest des Appalaches. Pour cette raison, la faille ayant mis en place cette dernière écaille est interprétée comme la faille de Saint-Barnabé. De plus, la ligne 89-TQ-D04/26 (figure 2.6) permet d'identifier une faille dont la terminaison correspond avec celle de Saint-Barnabé sur la carte

géologique (figure 1.2) et qui prend racine au sommet de la plate-forme autochtone. Même s'il n'est pas possible d'identifier d'écaille à partir de cette ligne, cet élément permet d'affirmer qu'il est possible que la faille de Saint-Barnabé ait une racine profonde. Ainsi, la faille de Saint-Barnabé serait une ramification de la faille d'Aston (FSB sur les figures 2.6 à 2.9). En-dessous de cette faille se retrouvent les roches non déformées de la plate-forme autochtone. Il en est de même pour les roches se trouvant au NO de cette faille.

Il n'y a pas que des grands chevauchements qui forment la structure de Saint-Simon, et ce, même



Figure 3.1 : Section de la ligne 89-TQ-D04/26 (figure 2.6) montrant deux chevauchements (flèches) se terminant sous les réflexions. Se référer à la figure 2.6 pour les autres pointés.

si à l'échelle de la sismique, des failles sont perçues comme des éléments de second ordre, elles peuvent tout de même dépasser la centaine de mètres. Des réflexions de forte amplitude sont parfois coupées, plissées ou même les deux à la fois, ce qui laisse croire que des couches géologiques ont subi l'influence d'un chevauchement de plus grande envergure avant d'être recoupés par de petits chevauchements. Des exemples sont visibles les lignes 89-TO-D01 sur

(encadré 4 de la figure 2.9) et JSTS200801 (cercles de la figure 2.8) où les recoupements permettent de contraindre le moment de leur mise en place. Ainsi, une petite faille prenant racine dans un grand chevauchement s'est formée lors du déplacement des unités lithologiques le long de ce grand chevauchement. Ensuite cette structure est recoupée par une autre faille tardive moins profonde. Sur la ligne 89-TQ-D04/26 (figure 2.6), deux petites failles chevauchantes sont visibles, affectant des réflexions cohérentes vraisemblablement liées à des roches carbonatées du Trenton, Chazy ou Beekmantown (figure 3.1). Contrairement aux petits chevauchements décrits précédemment, ces failles se terminent sous les réflexions, au lieu de les recouper. Il est donc beaucoup plus difficile de déterminer la chronologie relative de leur mise en place. Pour la ligne 10Q-105 (figure 2.7), la piètre qualité de l'image sismique empêche de faire une interprétation de petite échelle. Il faut cependant mentionner que le nombre interprété de ces petits

chevauchements est bien inférieur au nombre réel affectant la roche, les grands chevauchements étant plus faciles à distinguer à l'échelle de la sismique.

3.2 Maturation thermique

Les graphiques de la maturation thermique dans les puits permettent de séparer les principaux



Figure 3.2 : Maturation thermique dans le puits A152 (tirée de Bertrand *et al.*, 1998) dont les principaux empilements sont identifiés par des droites. Se référer à la figure 1.19 pour la légende.

empilements, d'épaisseurs assez importantes (exemple à la figure 3.2) associés aux deux écailles supérieures grâce aux sauts brusques de l'indice de maturation Ro (figures 1.19 à 1.22). Ces principaux empilements montrent une augmentation constante de la réflectance Ro en fonction de la profondeur, pour ensuite atteindre une coupure dans la maturation et un retour à des valeurs plus faibles. Ces sauts de maturation correspondent à des failles chevauchantes, avant transporté les unités après l'enfouissement sédimentaire et la maturation. De plus,

ces principaux empilements ont tous un niveau de maturation thermique similaire compris entre 4.5% à la base et 3.5% au sommet. Ceci indique donc que les différentes écailles ont été soumises à des conditions de pression et de température similaires avant leur transport par les failles chevauchantes.

Plusieurs failles de moindre envergure relevées dans les descriptions de retailles de forage (figure 1.17) ou interprétées sur les sections sismiques (figures 2.6 à 2.9) ne se remarquent pas au niveau des graphiques de la maturation thermique (figures 1.19 à 1.22). Cette absence de

changement dans les graphiques de maturation thermique peut s'expliquer de deux manières. Premièrement, l'absence de saut dans la maturation au passage d'une faille peut indiquer que le chevauchement est antérieur à la maturation thermique ; le déplacement se serait alors complété avant l'enfouissement et la cuisson. Deuxièmement, le chevauchement est d'ordre assez mineur pour ne pas avoir influencé la tendance globale. Il se peut donc que la différence de la maturation soit négligeable. En effet, les chevauchements mineurs affectent des lithologies enfouies à des profondeurs comparables et les transportent sur de moins grandes distances (par exemple : Lorraine et Utica au centre du puits A152, figure 1.21 ou encore pour Trenton et Black River de la première écaille du puits A214, figure 1.22). Comme l'enfouissement est lié à la subsidence de la plate-forme autochtone et à la déposition de sédiments lors de l'approche du front appalachien (figure 1.12), la seconde hypothèse semble plus réaliste.

Un autre élément important apporté par l'étude de la maturation thermique est la profondeur d'enfouissement. En effet, de par l'analyse de la réflectance de la vitrinite équivalente, l'épaisseur des unités lithologiques érodées des Basses-Terres du Saint-Laurent serait comprise entre 5,6 et 7,5 km (Héroux & Bertrand, 1991). De plus, les valeurs de maturation thermique des unités de la plate-forme du Saint-Laurent sont moindres dans la partie autochtone que dans la partie parautochtone. Une coupe environ perpendiculaire au front orogénique effectuée le long de la rivière Saint-François par Héroux & Bertrand (1991) montre une différence marquée de la réflectance de la vitrinite équivalente de part et d'autre de la faille d'Aston, soit 1,81% du côté autochtone et 2,42% du côté parautochtone. Il est donc plausible de considérer les plus grandes profondeurs d'enfouissement (7,5 km) pour le parautochtone.

3.3 Style de chevauchement et séquence de propagation

Deux grands systèmes de chevauchements sont reconnus depuis plusieurs années (Boyer & Elliott, 1982) : les systèmes en duplex et ceux en éventails imbriqués (*imbricate fans* ; figure 3.3). Le style de chevauchement en éventail imbriqué montre plusieurs failles se propageant vers le haut avec un pendage qui augmente généralement et ayant un décollement basal commun.

Dans ce système, une seule faille est active à la fois (trait épais, figure 3.3). Le style de chevauchement en duplex (*duplexes*, figure 3.3) montre habituellement des chevauchements qui se terminent à l'horizontale (*horses*). Ces chevauchements subparallèles entre eux ont comme origine commune un décollement basal et se terminent en formant un chevauchement sommital. Dans ce système, toutes les failles sont actives ensemble.

Au site de Saint-Simon, les quatre profils sismiques présentent de grands chevauchements, environ parallèles entre eux, jusqu'à leur ramification et leur remontée, plus au NO (figures 2.6 à 2.9). De ces chevauchements, ceux plus au NO prennent racine dans un décollement basal identifié comme étant la racine des failles d'Aston et de Saint-Barnabé (FA et FSB sur les figures 2.6 à 2.9). De plus, ce décollement suit le sommet de la plate-forme autochtone sous-jacente et remonte dans la partie NO des différents profils. Cette remontée semble être liée avec un bombement du socle grenvillien observé sur les quatre lignes sismiques (BS sur les figures 2.6 à 2.9). Les autres chevauchements plus au SE prennent probablement leur origine dans un autre décollement basal, mais cette racine se retrouverait au-delà de l'extrémité SE des lignes sismiques. Ainsi, le style structural au site de Saint-Simon correspond plus à un système en éventail imbriqué qu'à un système en duplex. Bien qu'il y ait quelques chevauchements qui pourraient se terminer à l'horizontale, le niveau actuel d'érosion ne permet pas de les identifier. Il y a divers éléments à considérer ici qui peuvent expliquer cette différence, le premier étant qu'un chevauchement qui passe à l'horizontale est difficile à détecter sur une ligne sismique, expliquant la possibilité d'avoir interprété la terminaison différemment. La seconde est que l'acquisition des profils sismiques ne fut pas optimisée pour bien imager ce qui se trouve près de la surface, ce qui rend les interprétations dans cette zone plus incertaines. Selon les travaux de maturation thermique, la troisième explication peut venir de la longue période d'érosion subie par l'orogène appalachien et les Basses-Terres du Saint-Laurent qui avaient une épaisseur bien plus grande qu'aujourd'hui. Il se pourrait donc que l'érosion ait coupé, du moins en partie, la terminaison de certaines failles.



Figure 3.3 Systèmes de chevauchements (tirée de Boyer & Elliott, 1982) classés en deux grandes catégories, les éventails imbriqués et les duplexes. La catégorie des éventails imbriqués est séparée selon l'ordre de propagation, donc la faille la plus jeune est soit à l'avant (*leading imbricate fan*) ou à l'arrière (*trailing imbricate fan*). La catégorie des duplexes est séparée en duplex à pendage vers l'arrière-pays (*hinterland dipping duplex*), en empilement en antiforme (*antiformal stack*) et en duplex à pendage vers l'avant-pays (*foreland dipping duplex*).

Il est également possible de noter localement la présence d'un duplex à pendage vers l'avantpays sur les lignes sismiques JSTS200801 et 89-TQ-D01 (figures 2.8 et 2.9). Cette zone comprise en deux écailles montre des réflexions basculées entre deux chevauchements majeurs (figure 2.11). S'il s'agit ici de lithologies séparées par des failles, cette zone présente les caractéristiques d'un *foreland dipping duplex* (figure 3.3 ; Boyer & Elliott, 1982). Deux séquences de propagation sont proposées pour le style de chevauchement en éventail imbriqué : une propagation des failles vers l'avant-pays ou vers l'arrière-pays. En appliquant la séquence de propagation la plus commune, soit vers l'avant-pays (*piggyback*) à la zone étudiée, ces chevauchements au SE ont été les premiers à recouper la plate-forme (figure 3.4). Par la suite, l'avancée du prisme orogénique appalachien provoque de nouveaux chevauchements qui affectent une nouvelle partie de la plate-forme dans l'avant-pays en transportant passivement les écailles sus-jacentes. Ainsi, la chronologie de ces failles chevauchantes s'établit du SE, où se retrouvent les chevauchements les plus anciens, vers le NO où sont situés les chevauchements les plus tardifs de l'orogenèse taconienne.

Selon cette séquence de propagation, les écailles ayant été transportées sur de plus longues distances se retrouvent sur le dessus de l'empilement tandis que celles qui se retrouvent tout endessous ont été déplacées sur des distances plus courtes et plus à la fin. Ceci est bien apparent sur les différents profils sismiques, avec entre autres, la faille de Saint-Barnabé qui passe juste audessus de la plate-forme autochtone et qui prend racine le plus au NO (FSB sur les figures 2.6 à 2.9), soit à l'extrémité de l'avant-pays comparativement à la première écaille dont le chevauchement prend racine au delà de l'extrémité SE (figures 2.6 à 2.9).



Figure 3.4 : Modèle simplifié de la formation progressive d'un éventail de failles imbriquées selon une propagation vers l'avant à partir de plis de propagation de faille, tirée de McClay (1992).

Or, cette chronologie dans la mise en place des chevauchements semble être en contradiction avec certains éléments observés sur les données sismiques. Par exemple, la ligne JSTS200801 montre deux rétrochevauchements prenant racine dans un chevauchement majeur (cercles de la figure 2.8). Ces deux rétrochevauchements mineurs sont recoupés par un autre chevauchement majeur. Ainsi, ces rétrochevauchements se seraient développés en même temps que la faille majeure d'où ils prennent leur origine, pour être ensuite recoupés par un autre chevauchement majeur qui prend racine plus au SE. Ce chevauchement ne pourrait donc pas être plus ancien que la racine des deux rétrochevauchements. De plus, les travaux de maturation thermique ne semblent pas indiquer de grandes différences de maturation entre les empilements majeurs d'un même puits, ou encore d'un puits à l'autre (figures 1.19 à 1.22). Ainsi, la mise en place des écailles semble s'être effectuée dans un laps de temps relativement restreint où il est possible que plusieurs failles aient été actives en même temps, comparativement au modèle précédemment évoqué, où la mise en place aurait été ordonnée et séquentielle vers l'avant, c'est-à-dire la mise en place d'une écaille à la fois, du SE vers le NO.

3.4 Restauration géologique

La qualité de la ligne sismique 10Q-105 (figure 2.7) peut amener des questions quant au choix de cette ligne pour effectuer la restauration de la coupe géologique. Le niveau de bruit étant plus élevé pour cette ligne (figure 2.7) que pour les autres (figures 2.6, 2.8 et 2.9), l'interprétation ne peut pas être aussi détaillée. Toutefois, les structures majeures sont quand même visibles sur le profil 10Q-105 et comme les grandes structures sont principalement utilisées pour la restauration, il en résulte une simplification du processus de restauration de la coupe géologique. Il faut aussi considérer qu'en plus des éléments utilisés qui sont mentionnés au chapitre 1.4.4, effectuer la restauration le long de la ligne sismique 10Q-105 permet d'utiliser l'information du plus grand nombre de puits possible (A179, A181 et A254, figures 1.2 et 2.17). Bref, la séquence de mise en place interprétée à partir de la restauration n'est pas vraiment affectée par la qualité de la ligne sismique 10Q-105.

Les valeurs de déplacement pour les écailles et de raccourcissement obtenues par la restauration de la coupe géologique de la ligne 10Q-105 (figure 2.17) permettent de comparer ces résultats avec ceux de travaux effectués à Joly et à Saint-Flavien (Konstantinovskaia *et al.*, 2013 ; Konstantinovskaya & Malo, 2012). Pour la structure de Saint-Simon, les valeurs de déplacement parallèle à la direction du transport sont de 14,4 km pour l'écaille E1, de 7,6 km pour l'écaille E2, de 6,6 km pour l'écaille E3 et de 5,9 km pour l'écaille E4 (figure 2.17). Ces valeurs sont de 13,0 km pour l'écaille E12 et de 17,2 km pour l'écaille ES2 à Joly et de 11,0 km pour l'écaille de Saint-Flavien (Konstantinovskaia *et al.*, 2013 ; Konstantinovskaya & Malo, 2012). Ces valeurs montrent que le déplacement des écailles à différents sites le long de la zone parautochtone sont du même ordre de grandeur. Contrairement aux sites de Joly et de Saint-Flavien, les écailles au

site de Saint-Simon ne sont pas vraiment affectées par le raccourcissement dû au plissement. Cependant ce raccourcissement demeure marginal (entre 5% et 10%) pour les écailles de Joly et de Saint-Flavien ; le raccourcissement total est donc principalement dû à l'empilement des écailles.

Le raccourcissement lié à la mise en place des écailles est de 48% à Saint-Simon. À Joly, le raccourcissement est de 49% et de 31% à Saint-Flavien (Konstantinovskaia *et al.*, 2013 ; Konstantinovskaya & Malo, 2012). Par contre, la méthode de calcul des pourcentages de raccourcissement calculés dans la restauration des écailles de Saint-Simon est différente de celle utilisée par Konstantinovskaya & Malo (2012). Dans ce travail, le calcul effectué tient compte du raccourcissement de la coupe. Pour la coupe restaurée de Saint-Simon, le raccourcissement est calculé à partir de la longueur des écailles restaurées et de la longueur de l'empilement des écailles. Ce qui donne plutôt le raccourcissement lié à la mise en place de ces écailles. Le problème réside dans le point d'encrage (ou point de départ) qui a été choisi pour permettre une comparaison valable entre les restaurations. Malgré cela, les restaurations structurales de Saint-Simon (figure 2.17) et de Saint-Flavien et Joly (Konstantinovskaya & Malo, 2012) montrent une déformation et un empilement des écailles assez similaires malgré la distance importante (150 km) séparant ces sites le long de la zone parautochtone. Il est donc possible de proposer que le front des Appalaches délimité par la zone parautochtone s'est déformé de façon assez homogène.

La restauration de la coupe géologique de la ligne 10Q-105 (figure 2.17) permet aussi de mieux comprendre la chronologie de la mise en place des écailles à Saint-Simon. Comme le modèle de formation vers l'avant-pays d'un éventail de failles imbriquées (figure 3.4), les écailles au-dessus de l'empilement proviennent de plus loin au SE comparativement à celles situées sous l'empilement. Les quatre écailles visibles sur la coupe (figure 2.17) se sont accrétées selon l'ordre séquentiel vers l'avant. L'écaille E1 a été déplacée sur l'écaille E2, l'écaille E2 s'est ensuite jointe à l'écaille E3. L'écaille E3 a ensuite été déplacée par-dessus l'écaille E4. Tout cet ensemble aurait ensuite été déplacé suivant le tracé de la faille d'Aston (figure 2.17). Il est difficile de déterminer quand l'écaille E1 a atteint sa position finale, mais il probable qu'elle se soit déplacée hors-séquence. Compte tenu de son déplacement plus grand que les autres écailles

(14,4 km pour E1 comparativement à 7,6 km pour E2, 6,6 km pour E3 et 5,9 km pour E4), l'écaille E1 pourrait s'être déplacée pendant et même après la mise en place des écailles E2, E3 et E4, pour finalement se positionner au-dessus des écailles E2 et E3 (figure 2.17).

Selon la restauration présentée, un autre scénario de mise en place est possible pour les écailles E3 et E4. Comme elles sont sur le même « palier » de socle grenvillien, ces deux écailles auraient pu être déplacées en un seul morceau. Par la suite, le mouvement pourrait s'être arrêté, laissant l'écaille E4 en place tandis que l'écaille E3 se serait détachée et aurait continué à avancer pour se positionner un peu au dessus de l'écaille E4.

3.5 Cibles potentielles pour la séquestration géologique du CO₂

Il y a au site de Saint-Simon différentes cibles potentielles pour la séquestration géologique du CO_2 . La première se trouve dans les écailles carbonatées, tandis que les deux autres se retrouvent dans la plate-forme autochtone, sous les écailles.

Le premier réservoir découvert dans la structure de Saint-Simon fut atteint en 1969 par Shell avec le puits A152 duquel une faible quantité de gaz naturel avait été extrait à des profondeurs entre 2513 et 2536 mètres (figure 1.17). À cette profondeur, le réservoir potentiel identifié se situe dans la seconde écaille, et selon les toits de formations identifiés par la description des retailles de forage, il se trouve à la base du Black River et dans le haut du Chazy de cette écaille. Ce type de réservoir est intéressant, car il montre la possibilité pour le domaine parautochtone d'abriter des unités lithologiques réservoirs autres que le réservoir de gaz bien connu de Saint-Flavien qui est dans le Beekmantown. Hormis ce réservoir découvert dans la structure de Saint-Simon, les différentes formations carbonatées, du Trenton au Beekmantown, peuvent constituer des cibles intéressantes. En effet, dans le parautochtone, ces formations carbonatées ainsi que la roche couverture de l'Utica se retrouvent plusieurs fois dans l'empilement tectonique. Ces répétitions forment ainsi plusieurs pièges structuraux potentiels. Il faut cependant un contexte particulier pour pouvoir y trouver un réservoir ressemblant à celui de Saint-Flavien, dont la porosité est causée par fracturation et dissolution tardive liée à cette même fracturation (Bertrand et al., 2003).

Le second réservoir découvert à Saint-Simon a été atteint par le puits A214. La partie du forage testée s'étend de 4084 à 4127 mètres de profondeur. Ce réservoir sec contenait principalement du CO_2 avec un peu de méthane. La description des carottes récupérées dans cet intervalle donne à l'unité une porosité d'environ 5%, alors que la porosité de la roche à l'origine devait plutôt être de 20 à 40% (Bow Bow Valley, 1992), porosité qui est en grande partie remplie par du pyrobitume. Ainsi, comme le pyrobitume et le CO_2 sont tous deux des produits d'un réservoir d'hydrocarbures ayant trop cuit. Ce réservoir montre des signes de cuisson intense et de dolomitisation due à l'hydrothermalisme (Marcil *et al.*, 2006). Ce phénomène expliquerait la transformation du pétrole en pyrobitume. La présence de CO_2 dans ce réservoir illustre l'étanchéité de la plate-forme autochtone sur une très longue échelle de temps.

Enfin, sous les roches du Beekmantown, dans la plate-forme autochtone, se retrouvent les roches du Potsdam. Ces roches sont considérées comme le principal réservoir éventuel pour y séquestrer le CO₂ lorsque cette formation rocheuse est saturée en eaux salines (Bachu, 2000 ; Konstantinovskaya et al., 2010). Plus particulièrement au site de Saint-Simon, les grès du Potsdam sont d'une épaisseur très importante. Par contre, la profondeur à laquelle se retrouvent les grès du Potsdam dans le parautochtone constitue un obstacle certain et aucun aquifère salin n'est connu au site de Saint-Simon. Néanmoins, l'épaisseur du Groupe de Potsdam dans le parautochtone est intéressante. Par exemple, sur la ligne 89-TQ-D01 (figure 2.9), où les grès du Potsdam ont été atteints par le puits A214 à une profondeur de 4155m, la table de conversion profondeur-temps donne des vitesses sismiques pour le Potsdam de ~5800m/s. Sur la sismique, le Potsdam couvre une épaisseur temps de 0.290s. Ainsi, le Potsdam sous le puits A214 au site de Saint-Simon est d'une épaisseur d'environ 850 mètres. Ce calcul démontre bien que l'épaisseur des unités lithologiques de la plate-forme autochtone augmente vers le SE (Castonguay et al., 2010) et il serait donc possible de penser que le Potsdam de la plate-forme autochtone, dans sa partie située sous le front orogénique appalachien, représente une cible potentielle pour la séquestration du CO₂. Mais à une profondeur au-delà de 3500m, de tels réservoirs ne sont plus considérés pour la séquestration du CO_2 à cause des coûts d'opération et de forage trop élevés (Bachu, 2003 ; Bédard *et al.*, 2011).

4 CONCLUSION

L'analyse structurale de la structure de Saint-Simon a permis de documenter la zone parautochtone, sa déformation et son potentiel pour la séquestration géologique du CO_2 . L'analyse s'est effectuée à partir des travaux de terrain à l'écaille de Saint-Dominique (comme analogue), des lignes sismiques acquises à Saint-Simon, des données acquises lors des forages effectués dans la structure de Saint-Simon et des données de maturation thermique pour ces puits. L'intégration de ces données a permis l'interprétation géologique des lignes sismiques et la restauration d'une coupe structurale le long de la ligne sismique 10Q-105.

Les objectifs de ce projet concernaient 1) l'étude de la déformation et du style structural de la structure de Saint-Simon, 2) la comparaison de ces éléments avec d'autres études effectuées le long de la zone parautochtone, 3) l'évaluation du potentiel de réservoirs permettant la séquestration géologique du CO₂. Les principales conclusions sont les suivantes :

- Les différentes écailles dans la structure de Saint-Simon se sont mises en place par empilements successifs vers l'avant dans un style structural en éventail de failles imbriquées. L'écaille supérieure étant la plus distale alors que l'écaille inférieure est la plus proximale. Par contre, les recoupements suggèrent que plus d'un chevauchement étaient actifs lors de la mise en place des écailles.
- 2) Les écailles de Saint-Simon se sont empilées de façon similaire à d'autres écailles ailleurs dans le parautochtone, tel que celles des structures de Joly et de Saint-Flavien. Les distances de transport des écailles sont du même ordre de grandeur de même que le raccourcissement. Compte tenu de la distance importante entre ces sites, il est possible de supposer une uniformité de la déformation le long de la zone parautochtone du Québec.
- 3) Il y a un réservoir connu dans les écailles de Saint-Simon, mais les propriétés physiques telles que la porosité, la perméabilité ainsi que la géométrie et l'extension du réservoir n'y sont pas aussi bien définies qu'à Saint-Flavien. Par contre, les répétitions de roches réservoirs sous les roches couvertures provoquées par l'empilement des écailles est un élément

favorable. De plus, la profondeur des écailles comprise entre 1200m et 3500m est considérée comme idéale pour la séquestration géologique du CO_2 .

En plus des éléments de réponse aux hypothèses de départ, d'autres éléments ont été éclaircis ou confirmés lors de l'analyse structurale de la structure de Saint-Simon :

- La plate-forme autochtone montre deux générations de failles normales, une reliée à l'ouverture de l'océan Iapétus et l'autre reliée à la flexion de la croûte lithosphérique lors de l'approche des Appalaches. De plus, les différentes orientations des failles normales découpent le socle en formant des horsts et des grabens. Les failles normales qui recoupent la plate-forme sont plus anciennes que les failles chevauchantes.
- 2) La mise en place des écailles s'est fait à partir d'un décollement basal dont la terminaison se ramifie pour donner les failles d'Aston et de Saint-Barnabé. Ce décollement basal suit le sommet de la plate-forme jusqu'à un bombement où s'amorce la remontée du décollement.
- Le décollement basal s'est effectué au niveau du Beekmantown et le Potsdam ne se retrouve pas dans les écailles de la structure de Saint-Simon.
- 4) La plate-forme autochtone au site de Saint-Simon abrite également des réservoirs dans les roches du Groupe de Potsdam et du Groupe de Beekmantown. Ces réservoirs sont par contre au-delà de la profondeur économiquement acceptable pour la séquestration géologique du CO₂.

Suite à ce projet, certains éléments demeurent en suspens. De plus, certaines recommandations sont proposées pour mieux évaluer le potentiel réservoir des écailles du parautochtone et aussi pour améliorer notre connaissance de l'évolution structurale du front appalachien et de ses géométries :

 Les unités lithologiques observées dans les puits devraient être étudiées plus en détail, que ce soit à partir des diagraphies ou à partir des retailles de forage (ou les deux). Ceci permettrait d'éliminer une part d'incertitude pour l'interprétation des lignes sismiques.
- Comme la séquence de mise en place des écailles n'est pas connue avec certitude, les trois autres lignes sismiques devraient faire l'objet d'une restauration. La mise en place pourrait ainsi être étudiée en trois dimensions.
- 3) Idéalement, les modifications apportées aux interprétations des lignes sismiques lors des restaurations devraient être appliquées rétroactivement sur les profils sismiques.
- 4) Il serait intéressant d'avoir un profil sismique perpendiculaire aux lignes interprétées pour ce projet. Un tel profil permettrait d'établir la continuité latérale de certaines structures. Pour mieux évaluer la géométrie des écailles et des réservoirs potentiels à Saint-Simon, un levé sismique 3D serait idéal.
- 5) Globalement, la compréhension de la zone parautochtone des Appalaches serait rehaussée si plusieurs des différentes lignes sismiques tout le long du front appalachien faisaient l'objet de restauration structurale de leur coupe géologique.

5 REFERENCES

- Bachu S (2000) Sequestration of CO2 in geological media: criteria and approach for site selection in response to climate change. *Energy Conversion & Management* v. 41, p. 953-970.
- Bachu S (2003) Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO2 in geological media in response to climate change. *Environmental Geology* v. 44(3), p. 277-289.
- Bédard K, Comeau FA & Malo M (2011) Évaluation du potentiel de séquestration géologique du CO2 des bassins sédimentaires du sud du Québec. (INRS-ETE, Québec), R-1289, 25 p.
- Bernstein L (1992) A Revised Lithostratigraphy of the Lower Middle Ordovician Beekmantown Group, St-Lawrence Lowlands, Quebec and Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 29(12), p. 2677-2694.
- Bertrand R, Chagnon A, Malo M, Duchaine Y, Lavoie D & Savard MM (2003) Sedimentologic, diagenetic and tectonic evolution of the Saint-Flavien gas reservoir at the structural front of the Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* v. 51(2), p. 126-154.
- Bertrand R, Chalaron É & Malo M (1998) Propagation des chevauchements et chronologie de l'empilement des nappes dans le domaine externe des Appalaches au sud-ouest de Québec. AGC/GAC-AMC-MAC-APGGQ (Association géologique du Canada-Association minéralogique du Canada-Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec, Québec), p. A-17.
- Bow Valley (1992) Bow Valley et al. St. Simon #1 Final Well Report. (Bow Valley Industries, rapport non publié), 1499 p.
- Boyer SE & Elliott D (1982) Thrust Systems. American Association of Petroleum Geologists v. 66, p. 1196-1230.
- Bradley DC & Kidd WSF (1991) Flexural Extension of the Upper Continental-Crust in Collisional Foredeeps. *Geological Society of America Bulletin* v. 103(11), p. 1416-1438.
- Bradley DC & Tucker RD (2002) Emsian Synorogenic Paleogeography of the Maine Appalachians. *Journal of Geology* v. 110, p. 483-492.
- Bradley DC, Tucker RD, Lux DR, Harris AG & McGregor DC (2000) Migration of the Acadian orogen and foreland basin across the northern Appalachians of Maine and adjacent areas. US Geological Survey, Profesional Paper 1624
- Canales LL (1984) Random noise reduction. 54th Annual SEG Meeting. Atlanta, p. 525 527.
- Castonguay S, Dietrich J, Lavoie D & Laliberté J-Y (2010) Structure and petroleum plays of the St. Lawrence Platform and Appalachians in southern Quebec: insights from interpretations of MRNQ seismic reflexion data. Bulletin of Canadian Petroleum Geology v. 58(3), p. 219-234.

- Cawood PA, McCausland PJA & Dunning GR (2001) Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin* v. 113(4), p. 443-453.
- Chalaron É, Malo M, Tremblay A & Bertrand R (1997) Modélisation cinématique des bassins et structures associées du système chevauchant des Appalaches du Québec. (Centre géoscientifique de Québec), rapport de recherche pour le Ministère des Ressources naturelles du Québec, 65 p.
- Clark TH (1964) St-Hyacinthe Area (West Half). (Ministère des Richesses Naturelles du Québec), Geoligical Report 101, 128 p.
- Comeau FA, Kirkwood D, Malo M, Asselin E & Bertrand R (2004) Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 41(12), p. 1473-1490.
- Cooper MA (1983) The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections. Journal of Structural Geology v. 5(2), p. 161-165.
- Dahlstrom CDA (1969) Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Sciences v. 6, p. 743-757.
- Davis GH & Reynolds SJ (1996) Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley and Sons Inc., 2nd edition. 776 p.
- Dykstra JCF & Longman MW (1995) Gas-Reservoir Potential of the Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec Lowlands, Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin v. 79(4), p. 513-530.
- Globensky Y (1987) Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'énergie et des ressources (Direction générale de l'exploration géologique et minérale), MM 85-02, 70 p.
- Graveleau F, Malavieille J & Dominguez S (2012) Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* v. 538-540, p. 1-66.
- Hatcher RDJ (2002) Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. *Geological Society of America, Special Paper* v. 364, p. 199-208.
- Henry S (2000) Pitfalls in synthetics. The Leading Edge v. 19(6), p. 604-606.
- Héroux Y & Bertrand R (1991) Mathuration thermique de la matière organique dans un bassin du Paléozoïque inférieur, Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 28, p. 1019-1030.
- Hersi OS, Lavoie D & Nowlan GS (2003) Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the Lower-Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 40(2), p. 149-176.
- Hodych JP, Cox RA & Košler J (2004) An equatorial Laurentia at 550 Ma confirmed by Grenvillian inherited zircons dated by LAM ICP-MS in the Skinner Cove volcanics of

western Newfoundland: implications for inertial interchange true polar wander. *Precambrian Research* v. 129(1), p. 93-113.

- Konstantinovskaia E & Malavieille J (2005) Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* v. 6(2), p. 1-25.
- Konstantinovskaia E, Malo M & Badina F (2013) Effect of irregular basement structure on the geometry and emplacement of frontal thrusts and duplexes in the Québec Appalachians: Interpretations from well and seismic reflection data. *Tectonophysics* (Article soumis pour publication).
- Konstantinovskaya E, Claprood M, Duchesne M, Giroux B, Malo M & Lefebvre R (2010) Le potentiel de stockage du CO2 expérimental dans les aquifères salins profonds de Bécancour : Partie I, analyse des diagraphies et des profils sismiques. (INRS-ETE, Québec), R-1150, 59 p.
- Konstantinovskaya E & Malavieille J (2011) Thrust wedges with decollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. *Tectonophysics* v. 502(3-4), p. 336-350.
- Konstantinovskaya E & Malo M (2010) Lithostratigraphie et structure des Basses-Terres du Saint-Laurent dans les régions de Joliette, de Trois-Rivière et de Nicolet (étude de terrain). (INRS-ETE, Québec), R-1151, 77 p.
- Konstantinovskaya E & Malo M (2012) Géométrie et séquence de mise en place des duplex dans la région du stockage naturel de Joly - Saint-Flavien : implication sur la continuité latérale du réservoir de Saint-Flavien. (INRS-ETE, Québec), R-1394, 50 p.
- Konstantinovskaya E, Rodriguez D, Kirkwood D, Harris LB & Theriault R (2009) Effects of Basement Structure, Sedimentation and Erosion on Thrust Wedge Geometry: An Example from the Quebec Appalachians and Analogue Models. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* v. 57(1), p. 34-62.
- Lavoie D (1994) Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: comparison between the Quebec Reentrant and St Lawrence Promontory. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 31(8), p. 1309-1319.
- Lavoie D, Burden E & Lebel D (2003) Stratigraphic framework for the Cambrian–Ordovician rift and passive margin successions from southern Quebec to western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 40(2), p. 177-205.
- Marcil J-S, Lavoie V, Lavoie J-Y & Lavoie V (2006) Reservoir development and natural gas potential in the southern Quebec lower Palaeozoic basins. *GAC-MAC* (Association géologique du Canada Association minéralogique du Canada, Montréal).
- Matheney MP & Nowack RL (1995) Seismic attenuation values obtained from instantaneousfrequency matching and spectral ratios. *Geophysical Journal International* v. 123(1), p. 1-15.
- McClay K (1992) *Thrust tectonics*. Chapman & Hall. 447 p. (voir Glossary of thrust tectonics terms, p. 419-443).

- Prichonnet G & Raynal M (1977) La tectonique du front appalachien dans la région de St-Dominique, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences v. 14(5), p. 1085-1099.
- Ressources naturelles Canada (2008) Saint-Hyacinthe. Édition 11, Cartes topographiques du Canada, feuillet 31H10, Centre d'information topographique, Ottawa, (1:50000)
- Ressources naturelles et Faune Québec (2005) Compilation pétrolière et gazière, Basses-Terres du Saint-Laurent et sud des Appalaches.Direction du développement des hydrocarbures, Québec, (1 : 250 000)
- Schrag DP (2007) Confronting the climate-energy challenge. *Elements* v. 3(3), p. 171-178.
- Séjourné S (2000) Étude structurale et géochimique des veines de l'écaille de Saint-Dominique, Appalaches du sud du Québec. Mémoire de Maîtrise (INRS-Géoressources, Québec). 136 p.
- Séjourné S (2007) Évolution structurale et diagénétique des écailles de carbonates de plateforme dans l'avant-pays des Appalaches du sud du Québec. Thèse de Doctorat (INRS-ETE, Québec). 303 p.
- Séjourné S, Dietrich J & Malo M (2003) Seismic characterization of the ctructural front of southern Quebec Appalachians. Bulletin of Canadian Petroleum Geology v. 51(1), p. 29-44.
- Séjourné S & Malo M (2007) Pre-, syn-, and post-imbrication deformation of carbonate slices along the southern Quebec Appalachian front implications for hydrocarbon exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 44(4), p. 543-564.
- SIGPEG (2008) Carte structurale du toit du socle précambrien (Vue 2D), région Basses-Terres. (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec), Document AB CSP NAD83 G p.
- SIGPEG (2009) Carte structurale du toit du Trenton (Vue 2D), région Basses-Terres. (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec), Document AB_CST_NAD83_G p.
- Slivitzky A & St-Julien P (1987) Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (Gouvernement du Québec), MM 85-04, 40 p.
- Sloss LL (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin v. 74(2), p. 93-114.
- St-Julien P & Hubert C (1975) Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Science v. 275, p. 337-362.
- Trempe R & Lavoie J-Y (1978) Évaluation de SOQUIP et al. St-Hugues no.1 et SOQUIP et al. Ste-Hélène no.1. (SOQUIP, rapport non publié), 42 p.
- van Staal CR & Barr SM (2012) Lithospheric architecture and tectonic evolution of the Canadian Appalachians and associated Atlantic margin. *Geological Association of Canada Special Paper* v. 49, p. 41-95.
- van Staal CR & Hatcher RDJ (2010) Global setting of Ordovician orogenesis. *Geological Society* of America, Special Paper v. 466, p. 1-12.

A152 - Shell St-Simon no.1

Profondeur totale : 3353.7 m Élévation du KB / sol (p/mer) :64.6/60 m Année de forage : 1969

A179 - SOQUIP et al., Saint-Hugues No1

Profondeur totale : 3036,72 m Élévation du KB / sol (p/mer) :58,2 / 53,0 m

(m)

17.00

eau salé Gamma Ray Porosité neutron Acoustique I.T.T 0 (API) 150 200 (NAPI) 3000 140 (µsec/pi) 40 Neo e at Stratigraphie e Stratigraphie Ne Stratigraphie C Stratigraphie C Stratigraphie C Stratigraphie C Stratigraphie C Stratigraphie Lithologie Coffrage C alip er Densité 6 (pouce) 16 2,0 (kg/m3) 3,0 (m) (pi) (0) Lorraine (531) Trenton Shales (1302) Trenton <mark>4250</mark> (1317) Black River (1357) Chazy (1448) ekmanto (1518) Trenton Shales (1535) Igneous sill (1537) Trenton Shales (1610) Lorraine (1937) Trenton Shales (2461) Trenton (2477) Black River 긤 (2518) Chazy (2574) (2829) Trenton. Black River et Chazy (2963) Trenton Shales



ANNEXE 1 : DIAGRAPHIES ET LITHOLOGIES DES PUITS A152, A179, A181 ET A214



A181 - SOQUIP et al., Sainte-Hélène No 1

Profondeur totale : 3254,65 m

Élévation du KB / sol (p/mer) :78,0 / 72,5 m Année de forage : 1977



A214 - BVI el al., Saint-Simon No 1

