UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DE LA FAILLE ST-JOSEPH ET DE LA LIGNE BAIE VERTE-BROMPTON DANS LES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MORGANN PERROT

JANVIER 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu mon directeur de recherche, Alain Tremblay, pour ses précieux conseils, son accompagnement, sa pédagogie, ses critiques constructives, sa disponibilité, sa patience et sa confiance.

Je suis reconnaissante envers l'Agence Spatiale Canadienne qui a financé en partie les travaux effectués durant cette maîtrise à des fins de cartographie de zones ciblées (dans la mine Jeffrey à Asbestos et la mine de Norsbestos) dans le cadre de la mission *Mars Methane*, par le biais d'une bourse d'étude qui m'a été attribuée par Ed Cloutis, professeur à l'université de Winnipeg et responsable du projet. De plus, un support financier m'a également été fourni par le Fonds à l'accessibilité et à la réussite des études (FARE) de l'UQAM sous la forme d'une bourse d'excellence.

Je remercie également Stéphane de Souza pour sa disponibilité et ses conseils au début de mes travaux de maîtrise, alors qu'il finissait son doctorat, ainsi que Yannick Daoudène pour m'avoir fait partager son expérience en recherche, et pour ses précieux conseils ces derniers mois. Je n'oublie pas Michelle Laithier, pour son aide indispensable, et son regard artistique. Merci à Viorel Horoi, pour m'avoir formé aux bases de la géomatique et conseillé lors des «bugs» informatiques, tout comme Fréderic Toupin et Raynald Lapointe pour leur assistance technique et leur grande disponibilité.

Merci à Renaud Soucy La Roche, fidèle compagnon de bureau, et Xavier Vasseaud pour leur soutien musclé et leur aide précieuse lors des travaux de terrain.

Je voudrais aussi remercier sincèrement mes collègues du Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM, notamment, celles qui sont devenue des amies inestimables, Christine, Clémence, Émilie, Floriane, Laura et Pauline (dans l'ordre alphabétique pour qu'il n'y ait pas de jalouses...). Merci pour m'avoir supportée durant les moments de stress, et d'avoir été là pour partager ces deux ans de vie, et quelques bières en sortant du labo (avec modération bien sûr). Enfin, je souhaite exprimer toute ma gratitude à mes parents, Monique et Dominique, sans lesquels je n'en serai pas là aujourd'hui, et bien sûr, merci à ma sœur adorée, Jennifer, pour ses conseils de vie. Merci à vous trois qui m'avez toujours soutenue et encouragée, transmis vos valeurs, et appris à avancer dans la vie.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES vi
RÉSUMÉ ix
CHAPITRE I
INTRODUCTION1
1.1 Organisation du mémoire
1.2 Contexte Géologique
1.3 Problématique des travaux de maîtrise
1.4 Méthodologie 11
1.4.1 Cartographie géologique11
1.4.2 Analyse microstructurale
1.5 Contributions reliées au mémoire de maîtrise12
CHAPITRE II
ÉTUDE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DE LA FAILLE ST-JOSEPH
ET DE LA LIGNE BAIE VERTE-BROMPTON DANS LES APPALACHES DU SUD
DU QUÉBEC14
2.1 Introduction15
2.2 Contexte Géologique
2.2.1 La chaîne des Appalaches
2.2.2 Les Appalaches du Sud du Québec
2.3 La ligne Baie Verte-Brompton et la faille St-Joseph
2.3.1 La LBB-FSJ, région d'Asbestos
2221 a faille St Joseph région de Thetford Mines

2.4 Discussion	
2.4.1 Contraintes d'âge et importance du rejet	
2.4.2 Corrélations régionales	
2.4.3 Origine et implications tectoniques	59
2.5 Conclusion	
CHAPITRE III	
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	64
REFERENCES	67

v

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Carte simplifiée des Appalaches du Canada et de la Nouvelle-Angleterre montrant les principaux éléments lithotectoniques de la région, et localisant les 3 régions d'étude dans les localités ded'Asbestos, Thetford Mines et Cabano (modifiée de Tremblay et Pinet, 2005)	2
1.2	Modèle schématique pour l'évolution structurale de la marge laurentienne dans le sud du Québec. Tiré de Tremblay et Castonguay (2002)	5
1.3	Distribution des roches et des structures le long du flanc ouest des Appalaches canadiennes et localisation de la ligne Baie Verte-Brompton (tirée de Williams et St-Julien, 1982).	7
1.4	Carte géologique des principales unités lithologiques et des structures majeures des Appalaches du sud du Québec selon Williams et St-Julien (1982)	8
1.5	Profil structural idéalisé le long de la rivière Chaudière. A : Sainte Marie de Beauce, A' : St-Joseph. (tirée de Pinet et al., 1996)	9
2.1	A. Carte simplifiée des Appalaches du Nord du Canada et de la Nouvelle- Angleterre montrant les principaux éléments lithotectoniques de la région. Tiré de Tremblay et Pinet, 2005. B. Carte géologique du Sud du Québec (d'après Tremblay et Castonguay, 2002).	18
2.2	Carte géologique de la région Estrie-Beauce (modifiée d'après de Souza et Tremblay 2010 ; Tremblay et Perrot 2013)	22
2.3	A. Carte géologique du puits de la mine Jeffrey à Asbestos. B. Vue SE-NO de la lentille ultra-mafique observable sur le mur nord de la mine Jeffrey. C. Modèle 3D du plissement de l'ophiolite recoupé par la LBB-FSJ. D. Projection stéréographique des stries de failles mesurées sur les miroirs de failles correspondants (hémisphère inférieur, projection à aire égale) E. Vue NO-SE de la mine Jeffrey montrant le miroir est de la faille composite LBB- FSJ. F. Zoom sur le miroir Est de la faille composite LBB-FSJ dans la mine Jeffrey, mettant en valeur une première génération de stries aval-pendage et	
	une seconde génération de stries sub-horizontales	26

- 2.4 Photographies de la zone de déformation associée à la LBB-FSJ et à la faille St-Joseph. A. Stries de failles montrant une rotation progressive d'orientation dans la mine du rang IX ; (1) désigne la première génération de strie et (2) désigne la génération postérieure. B. FSJ dans une carrière (rang VI) au nord de la mine du rang IX mettant en contact des schistes à chlorite et des argilites dans son toit (au SE) et des serpentinites dans son mur (au NO). C. LBB-FSJ à la mine Jeffrey juxtaposant les péridotites cisaillées et altérées du Complexe ophiolitique d'Asbestos dans son toit (au SE) et les roches métasédimentaires du Groupe de Caldwell dans son mur (au NO). D. Stries et gradins d'arrachement à la mine Jeffrey avec (1) désigne la première génération de strie et (2) désigne la génération postérieure. E. Bandes de cisaillement observées dans la mine Jeffrey indiquant un mouvement normal. F. FSJ dans la mine du rang IX mettant en contact des schistes à chlorite et des argilites dans son toit (au SE) et des serpentinites dans son mur (au NO).
- 2.5 A. Carte géologique du puits de la mine de Norsbestos. B. Coupe Structurale W-W' de la zone de faille exposée dans le puit de la mine de Norsbestos. C. Projection stéréographique des stries de faille mesurées sur les miroirs de failles correspondants (hémisphère inférieur, projection à aire égale). Le plan représente un miroir de faille situé sur la LBB-FSJ. D. Photographie du miroir de faille exposé au nord de la mine marquant le contact entre la serpentine au SE (à gauche) et les grés et ardoises au NO (à droite).....
- 2.6 A. Carte géologique de la carrière du rang IX. B. Projection stéréographique de l'orientation des stries de failles mesurées au sein de cette carrière. Le plan représente le miroir de faille exposé sur la paroi nord de la carrière (hémisphère inférieur, projection à aire égale). C. Coupe structurale X-X' de la zone de faille de la FSJ exposée dans le puits de la carrière du rang IX. D. Bandes de cisaillement observées dans la carrière du rang IX et illustrant un mouvement normal. E. Miroir de faille exposé sur la paroi nord de la carrière du rang IX.
- 2.7 Microphotographies d'échantillons orientés prélevés aux alentours de la mine du rang IX, illustrant le degré variable de la recristallisation de grains de quartz dans les roches du toit et du mur de la FSJ. Échantillons # 1, 2 et 3. Grès quartzo-feldspathique prélevés dans le toit de la faille St-Joseph. Échantillon # 4. Mylonite au cœur de la faille St-Joseph. Échantillon # 5. Texture C/S soulignée par la présence de plans de cisaillement (C) et d'aplatissement (S). Échantillons # 6 et 7. Quartzite. Les tirets oranges soulignent la schistosité dominante......
- 2.8 Illustration en fonction A. d' un cisaillement simple ou B. d'un cisaillement simple, de la distribution des grands axes d'élongation des grains selon le concept d'une ligne d'attraction de fabrique (AF), et des rosaces de la forme moyenne de ces grains (modifié de Passchier et Trouw, 2005).....
- 2.9 A. Analyse de l'anisotropie de fabrique des échantillons provenant du toit et du mur de la faille St-Joseph par la méthode des intercepts. Pour chacun des échantillons est présenté la photo utilisée pour l'analyse numérique, et le

vii

29

31

36

42

39

	résultat du traitement d'image montrant des rosaces de la forme moyenne des grains plus ou moins aplatis. Échantillons #1 et 2 : grès prélevés dans le toit de la faille St-Joseph. Échantillons # 6 et 7 : quartzite prélevés dans le mur de la faille St-Joseph. B. Localisation des échantillons	44
2.10	Compilation des âges 40Ar/39Ar mesurés dans les roches du mur et du toit de la faille St-Joseph et de la BBL-FSJ dans le sud du Québec et au Vermont. Données tirées de Castonguay et al. (2001, 2007, 2011) et de Tremblay et al. (2011).	49
2.11	A. Carte géologique de la région du lac Memphrémagog, sud du Québec et nord du Vermont montrant les corrélations probables d'unités lihtologiques et de structures. (tirée de De Souza, 2012). B. Coupe structurale Y-Y' des roches du toit de la LBB-FSJ dans la région du Mont Orford (tirée de Schroetter et al. 2005). C. Coupe structurale Z-Z' du nord du Vermont dans les roches du toit de la BBFZ (modifiée de Ratcliffe et al., 2011).	54
2.12	Carte géologique de Cabano montrant la trace de la faille St-Joseph dans la région du Bas-Saint-Laurent. FSJ – Faille St-Joseph ; FLT-PLB – Faille du Lac Témiscouata-Petit Lac Biencourt. Modifiée de Tremblay et Perrot (2013)	56
2.13	A. Carte géologique d'une carrière à l'ouest de Cabano traversée par la faille St-Joseph. FSJ – Faille St-Joseph. B. Projection stéréographique des stries de faille mesurées sur le miroir de faille situé à l'ouest de la carrière. C. Photographie des stries de failles correspondante avec : (1) désigne la première génération de stries et (2) désigne la génération postérieure. D. Panorama de la carrière exposant la faille St-Joseph. Voir figure 2.12 pour la localisation et le texte pour la discussion	58
2.14	Modèle schématique illustrant l'évolution structurale de la marge laurentienne dans le sud du Québec. A. Chevauchement vers le NO des nappes de la zone de Humber et obduction des ophiolites. B. Épisode de rétrochevauchement. C. Extension post-orogénique. La géométrie du socle grenvillien est extrapolée des données sismiques de Stewart et al. (1993). LBB-FSJ – Ligne Baie Verte- Brompton-faille St-Joseph. Modifié de Tremblay et Castonguay (2002) et de	
	Tremblay et Pinet (2005)	61

viii

RÉSUMÉ

Dans les Appalaches du Québec, la faille St-Joseph est une importante faille normale qui forme localement une structure composite avec la ligne Baie Verte-Brompton. Ces deux structures définissent la trace apparente (de surface) et remaniée de l'interface entre les zones de Humber et de Dunnage. Ces zones correspondent respectivement aux vestiges de la marge Laurentienne et du domaine océanique adjacent ayant été accrété au cours de l'orogenèse Taconienne à l'Ordovicien. Au Québec, ces deux zones tectonostratigraphiques sont recouvertes en discordance par les roches sédimentaires siluriennes et dévoniennes de la Ceinture de Gaspé qui ont été déformées au cours de l'orogenèse Acadienne du Dévonien.

La cartographie détaillée des structures et la microanalyse des roches liées à la fois à la ligne Baie Verte-Brompton (BBL) et à la faille St-Joseph (FSJ) ont été réalisées dans deux régions des Appalaches du sud du Québec, à la faveur de plusieurs mines et carrières exposant ces structures dans les régions de, du sud vers le nord: (1) d'Asbestos où la BBL est exposée dans la mine Jeffrey et dans la carrière de Norbestos, et (2) de la Beauce, où la FSJ est exposée dans une carrière d'amiante du rang IX. Les zones de faille étudiées sont orientées vers le nord-est et plongent d'environ 70° vers le SE. Elles sont marquées par des lentilles de serpentinite cisaillées au contact entre différents types de roches métamorphiques dans le mur et des roches sédimentaires de bas grade et / ou des roches mafiques et ultramafiques ophiolitiques dans le toit. Des bandes de cisaillement et des gradins d'arrachement indiquent la présence d'une importante déformation cisaillante liée à une série de failles normales. Ces failles recoupent clairement des structures associées à un épisode taconien (au sens large) de déformation en rétrochevauchement. La compilation des contraintes d'âges 40Ar/39Ar relevées de part et d'autre de ces failles normales posttaconiennes dans les Appalaches du sud du Québec suggère que l'extension aurait eu lieu entre 430 et 410 Ma avec une période d'activité maximale en jeu normal de la ligne Baie Verte-Brompton et de la faille St-Joseph durant le Silurien tardif (pridoli)-Dévonien précoce (Lochkovien). Ces failles d'extension sont interprétées comme étant génétiquement liées à la formation du bassin sédimentaire de la Ceinture de Gaspé et ont été probablement induites par la délamination de la plaque laurentienne lors des phases tardives de l'orogenèse Taconienne.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Organisation du mémoire

Les résultats présentés dans ce mémoire sont le produit de deux campagnes de terrain d'environ deux mois chacune dans les régions de l'Estrie-Beauce du sud du Québec (à Asbestos et Thetford Mines), et d'une semaine dans la région du Bas-Saint-Laurent (à Cabano), au cours des étés 2011 et 2012 (fig. 1.1).

Le mémoire est divisé en trois chapitres. Le premier définit la problématique de recherche abordée dans cette maîtrise afin d'introduire le chapitre II qui a été rédigé sous la forme d'un article scientifique où les résultats sont présentés et discutés pour une soumission ultérieure à une revue scientifique avec comité de lecture. Afin de conclure, et d'ouvrir la réflexion, le chapitre III expose les nouvelles perspectives découlant de ce projet. Une liste exhaustive des publications, résumés de conférence et autres documents produits dans le cadre de cette étude est aussi présentée à la fin du premier chapitre (cf. 1.5 Liste des contributions).



Figure 1.1 Carte simplifiée des Appalaches du Canada et de la Nouvelle-Angleterre montrant les principaux éléments lithotectoniques de la région, et localisant les 3 régions d'étude dans les localités d'Asbestos, Thetford Mines et Cabano (modifiée de Tremblay et Pinet, 2005).

1.2 Contexte Géologique

La chaîne orogénique des Appalaches s'étend sur plus de 2500 km de l'Alabama-Arkansas au SE des Etats-Unis, jusqu'à Terre-Neuve au nord en longeant la côte Est de l'Amérique du Nord. Elle résulte de la superposition de plusieurs phases orogéniques, telles que les orogenèses Taconienne (Cambrien-Ordovicien), Salinienne (Silurien-Dévonien), Acadienne (Dévonien) et Alléghanienne (Carbonifère-Permien) (Osberg et al., 1989; Robinson et al., 1998; van Staal et al., 1998; Van Staal, 2005, 2007; Malo et al, 2008) ayant

2

conduit à la fermeture des océans Iapétus (Cambrien-Dévonien) et Rhéic (Dévonien-Carbonifère). Ces différentes phases présentent des déformations à la géométrie et à l'intensité variables le long des Appalaches résultant de l'obliquité des collisions orogéniques et de l'existence d'une série de promontoires et de réentrants le long de la marge ouest du continent Laurentia (Thomas, 1977). Géographiquement, les Appalaches du Nord et du Sud sont séparées par le promontoire de New-York (Hibbard et al., 2007, 2010). Les états de Nouvelle-Angleterre, le Québec et les provinces maritimes du Canada appartiennent donc aux Appalaches du Nord. Ces dernières sont divisées en 5 zones tectonostratigraphiques d'âge Néoprotérozoïque à Ordovicien, qui sont, d'ouest en est : les zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Meguma (Williams, 1979; Williams et al., 1988). Ces zones ont été successivement accrétées à la marge laurentienne suite aux différentes phases orogéniques citées précédemment.

La région d'étude se situe dans les Appalaches du Québec, où seules sont préservées les zones de Humber et de Dunnage (figs. 1.1) qui correspondent, respectivement, à l'ancienne marge continentale de Laurentia, et au domaine océanique adjacent. Dans le sud du Québec, la zone de Humber est subdivisée en une zone externe composée de roches faiblement à non-métamorphisées, et une zone interne caractérisée par un métamorphisme variant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites (Tremblay et Castonguay, 2002). La partie orientale de la zone interne est limitée par la faille St-Joseph (Pinet et al., 1996; Tremblay et Castonguay, 2002), une importante faille normale qui forme localement une même structure avec la ligne Baie Verte-Brompton (fig. 1.2, Williams et St-Julien, 1982), au SE de laquelle affleurent des roches appartenant principalement à la zone de Dunnage (Tremblay, 1992 ; Tremblay et al., 1995). Les zones de Humber et de Dunnage sont recouvertes par un troisième assemblage lithotectonique distinct, la Ceinture de Gaspé, qui forme une série sédimentaire silurienne-dévonienne s'étendant de l'état du Connecticut jusqu'à la péninsule gaspésienne (Bourque et al., 2000; Lavoie et Asselin, 2004 ; Tremblay et Pinet, 2005).

À l'échelle régionale, seules les déformations et épisodes métamorphiques d'âge taconien, salinien et acadien sont observables dans le sud du Québec (Castonguay et al., 2001, 2007; Tremblay et Castonguay, 2002), la phase de déformation alléghanienne ne s'exprimant que dans les Appalaches du Sud. Les phases de déformation taconienne et salinienne sont principalement développées dans les roches de la zone de Humber. La déformation taconienne a été attribuée à l'obduction et à l'accrétion des roches ophiolitiques de la zone de Dunnage. Dans le sud du Québec, la phase salinienne est assimilée à un épisode de déformation rétrochevauchante (Tremblay et Pinet, 1994, Tremblay et Castonguay, 2002; Castonguay et al., 2003). Les roches de la zone de Dunnage et de la Ceinture de Gaspé ont été principalement déformées et métamorphisées durant l'orogenèse Acadienne du Dévonien moyen. L'âge de ces trois phases de déformation a été contraint par diverses méthodes de datation isotopique (notamment Ar/Ar sur muscovite et amphiboles et U/Pb sur zircon) et biostratigraphiques (fig. 1.2; Tremblay et Castonguay, 2002; Tremblay et al., 2000; Castonguay et al., 2001, 2012; Castonguay, Ruffet et Tremblay, 2007; Sasseville et al., 2008; Tremblay, Ruffet et Bédard, 2011) :

4

- Un premier épisode durant l'orogenèse Taconienne à l'Ordovicien moyen à tardif (471-445 Ma, fig. 1.2A). Il est associé au chevauchement vers le NO des nappes de la zone de Humber et à la mise en place des ophiolites.

Un second épisode tardi-taconien, au Silurien-Dévonien précoce (435-405 Ma, fig.
1.2B). Il correspond à un rétro-chevauchement chronologiquement associé à l'orogenèse Salinienne.

- Un dernier épisode de métamorphisme et de déformation régionale attribué à la compression acadienne (390-376 Ma) durant le Dévonien moyen (fig. 1.2C).



5

Figure 1.2 Modèle schématique pour l'évolution structurale de la marge laurentienne dans le sud du Québec. 1 – socle grenvillien; 2 – Basses-Terres du Saint-Laurent; 3 – zone de Humber externe; 4 – zone de Humber interne; 5 – ophiolites; 6 – roches sédimentaires de la zone de Dunnage. Tiré de Tremblay et Castonguay (2002).

1.3 Problématique des travaux de maîtrise

6

Dans les Appalaches du sud du Québec, la faille St-Joseph et la ligne Baie Verte-Brompton marquent approximativement la limite orientale de la zone de Humber interne et occidentale de la zone de Dunnage.

La ligne Baie Verte-Brompton (LBB) a été originellement définie comme la trace en surface d'une suture continent-océan dans les Appalaches canadiennes (fig. 1.3, Williams et St-Julien, 1982) et interprétée comme témoignant de la mise en place des ophiolites durant l'orogenèse Taconienne. Elle fut mise en carte comme une faille inverse dirigée vers le NO (St-Julien et Slivitzky, 1985). Sur le terrain, cette «suture» est soulignée par une zone de failles (i.e de 1 à 5km) où se succèdent de manière discontinue des écailles de roches ultramafiques et de serpentinites cisaillées, ainsi que des zones de mélanges (i.e. généralement inclus dans le Mélange de Saint-Daniel, fig. 1.4, Williams et St-Julien, 1982) qui, dans le sud du Québec, « emballent » les différents massifs ophiolitiques. Elle a été extrapolée sur une distance de plus de 1500km (fig. 1.3, Williams et St-Julien, 1982) depuis le nord-est de Terre-Neuve jusque dans la région du Lac-Brompton dans le sud du Québec.



fig. 1.3 Distribution des roches et des structures le long du flanc ouest des Appalaches canadiennes et localisation de la ligne Baie Verte-Brompton. (tirée de Williams et St-Julien, 1982)



Figure 1.4 Carte géologique des principales unités lithologiques et des structures majeures des Appalaches du sud du Québec selon Williams et St-Julien (1982) : 1) socle grenvillien, 2) plateforme du Saint-Laurent, 3) ceinture de plis-chevauchement, 4) roches allochtones du domaine externe, 5) roches allochtones du domaine interne, 6) Groupe de Caldwell et Formation de Mansonville, 7) Ophiolites, 8) Mélange de Saint-Daniel et Formation de Brompton, 9) Groupe de Magog, 10) Formation de Ascot-Weedon, 11) Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, 12) Formation de Frontenac, 13) Massif de Chain Lake, 14) Granites ordoviciens, 15) Granites dévoniens, 16) Roches intrusives alcalines mésozoiques.

La faille St-Joseph a été définie par Pinet et al. (1996) comme une importante faille normale plongeant à environ 70° vers le SE (fig. 1.5) et fut attribuée à la déformation rétrochevauchante tardi-taconienne par Tremblay et Castonguay (2002). Jusqu'à présent, elle a été reconnue telle une faille subparallèle à la ligne Baie-Verte Brompton sur une distance d'environ 80km, depuis la région de Thetford Mines au sud-ouest, jusque dans la région de la Beauce au nord-est de la rivière Chaudière (fig.1.5, Pinet et al, 1996). Dans cette région, elle longe la branche NE du Feuillet de Pennington, une structure décrite par St-Julien (1987) et Tremblay et Pinet (1994). Cette faille est soulignée par la juxtaposition d'unités lithologiques de composition similaire mais ayant enregistré une histoire structurale et métamorphique distincte, et soulignée dans la région de Thetford Mines, par des écailles de serpentine cisaillées (Kirkwood et Tremblay, 1994). Elle a été extrapolée par la suite vers le sud, jusqu'au Vermont, puis vers le nord jusqu'au Maine par Tremblay et Pinet (2005).



Figure 1.5 Profil structural idéalisé le long de la rivière Chaudière. A : Sainte Marie de Beauce, A' : St-Joseph. (tirée de Pinet et al., 1996).

Depuis les travaux de Pinet et al. (1996) et de Tremblay et Castonguay (2002), la ligne Baie Verte-Brompton et la faille St-Joseph sont considérées comme formant une structure composite définissant un réseau de failles normales inclinées vers le SE (Tremblay et Pinet, 2005). Cette structure composite a été interprétée comme appartenant à une série de structures d'extension crustale (Tremblay et Pinet, 2005), attribuées à la délamination de la marge laurentienne durant le Silurien, et serait génétiquement associée à l'exhumation des roches métamorphiques de la zone de Humber et aux dépôts siluriens et dévoniens du bassin sédimentaire de la Ceinture de Gaspé.

Par comparaison, dans les ceintures orogéniques du Phanérozoïque, les effets de l'érosion ne sont plus considérés comme la cause unique de l'exhumation de roches métamorphiques des domaines internes. L'influence des processus d'extension lithosphérique sont à prendre en compte, qu'ils soient contemporains (syn-orogéniques) ou non (post-orogéniques) des forces compressives reliées à la convergence de plaques (e.g. Davis et Lister., 1988; Platt et Behrmann, 1986; Wernicke, 1992; Jolivet et Goffé, 2000; Augier, 2004). Dans le sud du Québec, deux modèles principaux ont été proposés par Pinet et al (1996) pour expliquer la présence de structures d'extension sur le flanc oriental de la zone de Humber : (1) un modèle d'extension syn-orogénique dans lequel le raccourcissement du socle engendre un rétro-chevauchement dirigé vers le SE et des failles normales synchrones, et (2) un modèle d'extension crustale post-orogénique où la faille St-Joseph et la LBB sont des failles normales synthétiques de la faille de Bennett.

A l'exception de l'analyse structurale de la faille de St-Joseph sur une section réalisée le long de la rivière Chaudière (fig. 1.5, Pinet et al., 1996), et de la connaissance d'un âge Silurien-Dévonien de ces failles d'extensions que sont la ligne Baie Verte-Brompton et la faille St-Joseph depuis la thèse de doctorat de Castonguay (2001), leur caractérisation structurale n'a jamais été complétée à l'échelle régionale..

Ce mémoire propose une synthèse des fabriques et des structures préservées le long de la LBB et de la faille St-Joseph, pour discuter et préciser les contraintes chronologiques de l'extension crustale et ses implications tectoniques pour les Appalaches du Québec. La faille St-Joseph et la LBB sont toutes deux exposées à la faveur de nombreuses mines et carrières d'amiante du sud du Québec, au sein de complexes ophiolitiques tels que ceux de Thetford Mines, d'Asbestos, du Lac-Brompton et du Mont-Orford. Cette région des Appalaches demeure donc un secteur-clé pour l'étude et l'interprétation du schéma tectonique évolutif associé à la formation de telles failles normales.

1.4 Méthodologie

Du point de vue méthodologique, la problématique de ce mémoire a été abordée en combinant des travaux de cartographie géologique de terrain et des méthodes d'analyse microstructurales afin de décrire les principales caractéristiques macroscopiques et microscopiques de la ligne Baie Verte-Brompton et de la faille St-Joseph.

1.4.1 Cartographie géologique

La cartographie géologique de la plupart des feuillets SNRC de la région de l'Estrie-Beauce ayant été réalisée au 1 : 20 000 ou 1 : 50 000, une cartographie systématique tout au long de la faille St-Joseph et de la ligne Baie Verte-Brompton n'était pas nécessaire. Seuls les feuillets SNRC 21E13 et 21N10 ont nécessité une révision, à partir des travaux antérieurs, et de visites de terrain durant l'été 2012. Des travaux de terrain spécifiquement reliés à la problématique de cette maîtrise ont donc été effectués de façon ciblée, dans la mine Jeffrey à Asbestos, une ancienne mine d'amiante, ainsi que dans d'anciennes carrières d'amiante qui sont actuellement utilisées pour le concassage de roche, telles que la carrière de Norsbestos près d'Asbestos, la carrière du rang IX dans la région de Thetford Mines. Dansla région du Bas-Saint-Laurent plus au nord, une petite carrière de la région à Cabano, près du lac Témiscouata (fig. 1.1) a également été étudiée. Ces sites ont été choisis en fonction de leur accessibilité et de la qualité des affleurements rocheux exposant les zones de faille, de manière à étudier de façon comparative la déformation et les structures associées à ces failles normales.

1.4.2 Analyse microstructurale

Une analyse microstructurale a été menée à partir de lames minces. Cette étude a consisté en une analyse pétrographique et microstructurale comparative des roches du mur et du toit de la faille St-Joseph afin de mieux contraindre et qualifier les contrastes métamorphiques et structuraux des roches affleurant de part et d'autre de la faille. Une analyse qualitative et quantitative de la déformation des grains a ensuite été réalisée avec le logiciel « Intercept 2003 » (Launeau et al., 1990, 2010 ; Launeau et Robin, 1996) afin de traiter les microphotographies et analyser la forme des grains, dans le but de mieux quantifier le contraste de déformation de part et d'autre de la faille St-Joseph.

1.5 Contributions reliées au mémoire de maîtrise

Résumés de conférences

- Perrot M. et A. Tremblay. 2013. Silurian extensional faulting in the Québec Appalachians Structural characterisation and tectonic implications, Geological Society of America, *Abstracts with Programs*, Vol. 45, No. 1, p.106
- Perrot M. et A. Tremblay. 2013. Silurian extensional faulting in the Québec Appalachians Structural characterisation and tectonic implications, Congrès des étudiants du GEOTOP, Montréal, Québec.
- Qadi, A., Cloutis, E., Whyte, L., Ellery, A., Bell, J.F., Berard, G., *Boivin, A.*, Haddad, E., Jamroz, W., Kruzelecky, R., Mack, A., Mann, P., Olsen, K., Perrot, M., Popa, D., Rhind, T., Samson, C., Sharma, R., Stromberg, J., Strong, K., Tremblay, A., Wilhem, R., Wing, B., and Wong, B. 201X. Mars methane analogue mission rover operations at Jeffery Mine deployment. Accepted for publication in Advances in Space Research.
- M. Ralchenko, M. Perrot, C. Samson, A. Tremblay, S. Holladay, et E. A. Cloutis, Mars Methane Analogue Mission (M3): Geological Mapping with an Electromagnetic Induction Sounder. 44th Lunar and Planetary Science Conference, held March 18-22, 2013 in The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1719, p.1027
- Cloutis, E. A., and 24 others (2013), The Mars Methane Analogue Mission (M3): Results of the 2012 Field Deployment. Lunar and planetary science conference, 44, The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1719, p.1579.
- Tremblay A., S. de Souza, M. Perrot, X. Vasseaud. 2012. La zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé dans les Appalaches du sud du Québec une synthèse. Exposition géoscientifique Québec Mine, Résumé 314, Québec..

- Perrot M. et A. Tremblay. 2012. Caractérisation structurale et microstructurale de la faille St-Joseph et de la ligne Baie Verte-Brompton, Appalaches du sud du Québec. Exposition géoscientifique Québec Mine, Résumé 339, Québec.
- Perrot M. et A. Tremblay. 2012. Structural characterization of the St-Joseph fault and the Baie Verte-Brompton line (Southern Quebec Appalachian), Geological Society of America, *Abstracts with Programs*, Vol. 44, No. 2, p.69
- Cloutis, E. A., et al. (2012), The Mars Methane Analogue Mission (M3): Results of the 2011 field deployment. Lunar and planetary science conference, 43, Abstract 1569, Lunar and Planetary Institute, Houston, Tx.
- Perrot M. et A. Tremblay. 2012. Structural characterization of the St-Joseph fault and the Baie Verte-Brompton line (Southern Quebec Appalachian), Congrès des étudiants du GEOTOP, Montréal, Québec.
- Tremblay A., M. Perrot, P-E. Mercier et B. Soucy-de-Jocas. 2011. Géologie des régions de Wottonville et de Scotstown, Estrie, feuillets topographiques SNRC 21E11 et 21E12, Exposition géoscientifique Québec Explo, Résumé 258, Québec

Cartes et rapports géologiques

- Tremblay A. et Perrot M. (sous presse) Compilation géologique des feuillets topographiques SNRC 21E13 et 21N01, 21N02, 21N03, 21N06, 21N07, 21N08, 21N09, 21N10, 21N11, 21N12, 21N13, 21N14, 21N15, 21N16, Ministère. des Ressources Naturelles et de la Faune, 15 cartes (1:50 000)
- Tremblay A., M. Perrot, P-E. Mercier et B. Soucy-de-Jocas. 2012. Géologie des régions de Wottonville et de Scotstown, Estrie, feuillets topographiques SNRC 21E11 et 21E12, Ministère des ressources naturelles du Québec, Rapport géologique, GM 66635, 12p.

CHAPITRE II

ÉTUDE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DE LA FAILLE ST-JOSEPH ET DE LA LIGNE BAIE VERTE-BROMPTON DANS LES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC

2.1 Introduction

Dans les ceintures orogéniques phanérozoïques, l'exhumation des domaines métamorphiques internes n'est plus, depuis plusieurs décennies, considérée comme résultante des seuls effets de l'érosion mais bien de processus d'extension lithosphérique qui peuvent être contemporains (syn-orogéniques) ou non (post-orogéniques) des forces compressives reliées à la convergence de plaques (e.g. Davis et Lister, 1988; Platt et Behrmann, 1986; Wernicke, 1992; Jolivet et Goffé, 2000; Augier, 2004). Les processus et caractéristiques structurales typiques de l'extension syn-orogénique sont abondamment documentés en littérature et souvent associés à l'exhumation de roches métamorphiques de haute-pression et ultra-haute-pression (e.g. Burg et Chen, 1984; Hodges et al., 1993; Chemenda et al., 1996; Jolivet et al., 1996; 1998; Searle et al., 2004). L'extension post-orogénique affecte, par définition, l'ensemble d'une chaîne de montagnes après sa formation, conduisant ultimement à sa destruction (e.g. Dewey, 1969; Platt, 1993). Ces phénomènes d'extension lithosphérique sont souvent soulignés par des sauts de pression significatifs de part et d'autre de contacts majeurs et, particulièrement dans le cas de l'extension post-orogénique, par une fréquente association avec la formation d'importants bassins sédimentaires dans le toit de failles de détachement majeures. La géométrie de la déformation finie est a même dans les cas d'extension syn- et post-orogénique et comme les deux processus peuvent coexister au sein d'une même chaîne orogénique, et même se succéder dans le temps (Jolivet et Goffé, 2000), les relations structurales et les contraintes d'âge des événements compressifs et extensifs et des dépôts sédimentaires associés sont des éléments importants à documenter afin de reconstituer l'histoire tectonique d'une région.

Dans les Appalaches canadiennes, la Ceinture de Gaspé (Fig. 2.1) préserve une séquence stratigraphique qui s'étend de l'Ordovicien supérieur au Dévonien moyen, affleurant sur près de 1500 km entre la Nouvelle-Angleterre au sud-ouest et la Gaspésie au nord-est et s'étant déposée pendant une période d'extension lithosphérique entre les orogenèses Taconienne et Acadienne (e.g. Bourque et al., 2000 ; Tremblay et Pinet, 2005). Cette période d'extension, désignée sous le nom de «crise» Salinique dans la péninsule gaspésienne (Boucot, 1962), appartient à un épisode tectonique tributaire de l'orogenèse Salinienne dans les Appalaches (e.g. Dunning et al., 1990; Cawood et al.,1994, 1995; van Staal et al., 1998). En Gaspésie, cet épisode tectonique aurait commencé au Llandovérien tardif et persisté jusqu'à l'orogenèse Acadienne (Bourque et al., 2000). Il se traduit par l'existence de failles normales syn-sédimentairesdont le mur a permis le développement de ceintures récifales s'étendant sur des centaines de kilomètres le long de la marge laurentienne (e.g. Bourque et al., 1995; 2000). Dans le sud du Québec, Tremblay et Pinet (2005) ont inclu la faille St-Joseph (Pinet et al., 1996) et la ligne Baie Verte-Brompton (LBB ; Williams et St-Julien, 1982) dans cette série de structures d'extension, et ont proposé l'existence d'un important réseau de failles normales s'étendant sur plusieurs centaines de km sur la bordure occidentale de Laurentia, depuis le nord du Vermont au sud-ouest (i.e. faille de Burgess Branch; Kim et al., 1999) jusque dans le Maine au nord-est. Selon Tremblay et Pinet (2005), ces failles normales seraient le résultat de la délamination de la marge laurentienne lors de l'orogenèse Taconienne et auraient été génétiquement associées à l'exhumation des roches métamorphiques de la marge laurentienne et la formation du (des) bassin(s) sédimentaires de la Ceinture de Gaspé.

Bien que l'existence d'un régime en extension durant le Silurien et le Dévonien ait été proposée depuis Castonguay et al. (1997) pour les Appalaches du sud du Québec, la caractérisation des structures associées n'a été complétée, à ce jour, que pour une seule section recoupant la faille St-Joseph (Pinet et al., 1996). Cette contribution présente donc une synthèse des fabriques et structures en extension préservées le long la LBB et de la faille St-Joseph, exposées dans différentes mines et carrières du sud du Québec et de la région de Témiscouata, et discute de l'implication de ces structures en ce qui concerne l'évolution structurale et tectonique de la marge laurentienne durant le Paléozoïque moyen.

2.2 Contexte Géologique

2.2.1 La chaîne des Appalaches

La chaîne des Appalaches est le résultat de quatre phases orogéniques, soit les orogenèses Taconienne (Cambrien-Ordovicien), Salinienne (Silurien), Acadienne (Silurien-Dévonien) et Alléghanienne (Carbonifère-Permien) (Osberg et al., 1989; Robinson et al., 1998; van Staal et al., 1998; van Staal, 2005, 2007; Malo et al, 2008). L'orogenèse

Alléghanienne étant essentiellement développée aux USA, principalement dans les Appalaches du Sud (le promontoire de New-York servant de limite géographique entre les Appalaches du Nord et du Sud (Hibbard et al., 2007, 2010), il n'en sera pas question dans ce document. Dans les Appalaches canadiennes, Williams (1979) a divisé les séries cambroordoviciennes en cinq zones tectono-stratigraphiques qui sont, d'ouest en est, les zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Méguma (Fig. 2.1A). La zone de Humber correspond à la marge continentale du paléo-continent Laurentia à l'ouest de l'océan Iapétus, alors que la zone de Dunnage représente les vestiges de cet océan. Les zones de Dunnage, Gander, Avalon et Méguma ont été progressivement accrétées à Laurentia au cours des phases Taconienne, Salinienne et Acadienne (Osberg et al., 1989; Robinson et al., 1998; van Staal et al., 1998; van Staal, 2005, 2007; Malo et al, 2008). Seules les zones de Humber et de Dunnage sont présentes dans les Appalaches du sud du Québec (Tremblay et al., 1995). La zone de Gander est considérée comme l'alter-ego de la zone de Humber et aurait été formée sur la marge est de l'océan Iapétus, en périphérie de Gondwana. La zone d'Avalon comprend des vestiges d'arcs volcaniques et de séries volcano-sédimentaires néoprotérozoïques dont formées en bordure de Gondwana antérieurement à l'ouverture de l'océan Iapétus. Enfin la zone de Méguma est interprétée comme un fragment de Gondwana qui serait resté accolé à Laurentia suite à l'ouverture de l'océan Atlantique durant le Mésozoïque.



Figure 2.1 A. Carte simplifiée des Appalaches du Nord du Canada et de la Nouvelle-Angleterre montrant les principaux éléments lithotectoniques de la région. Tiré de Tremblay et Pinet, 2005. B. Carte géologique du Sud du Québec (d'après Tremblay et Castonguay, 2002). LBB – Ligne Baie Verte-Brompton, AMS – Anticlinorium du Mont Sutton, AMND – Anticlinorium des Monts Notre-Dame, OO – Ophiolite du Mont-Orford; OLB – Ophiolite du Lac-Brompton; OA – Ophiolite d'Asbestos; OTM – Ophiolite de Thetford Mines.

2.2.2 Les Appalaches du sud du Québec

Dans les Appalaches du Québec, trois assemblages lithotectoniques distincts sont reconnus, soit les zones de Humber et de Dunnage brièvement décrites ci-dessus, et les roches siluriennes et dévonienne de la Ceinture de Gaspé (Williams, 1979; Tremblay et al., 1995; Bourque et al., 2000). La ligne Logan marque le front de l'orogène appalachien, délimitant la portion imbriquée des Basses-Terres du Saint-Laurent et les nappes allochtones de la zone de Humber (St-Julien et Hubert, 1975). La LBB marque la limite entre les zones de Humber et de Dunnage et a été originellement définie comme la trace de surface d'une suture continent-océan dans les Appalaches canadiennes. Elle a été reconnue depuis Terre-Neuve jusque dans le sud du Québec et est essentiellement soulignée par des zones de «mélange», des écailles discontinues de péridotite communément altérées en serpentinite et par une série d'ophiolites plus ou moins démembrées (Williams et St Julien, 1982).

La zone de Humber est subdivisée en deux sous-zones sur la base de contrastes importants au niveau des caractéristiques structurales et de l'intensité du métamorphisme régional (Fig. 2.1B, Tremblay et Castonguay, 2002) : une zone externe de très faible grade métamorphique essentiellement caractérisée par des structures chevauchantes dirigées vers le NO, et une zone interne constituée de roches métamorphiques du faciès schistes verts à amphibolite, porteuses de trois générations distinctes de structures (Tremblay et Pinet, 1994; Tremblay et Castonguay, 2002), qui sont exposées à la faveur de dômes allongés orientés NE-SO, tel que l'anticlinorium des Monts Sutton-Notre-Dame. Dans les Appalaches du sud du Québec, la limite orientale de la zone de Humber interne est marquée par la faille St-Joseph et la LBB, ces deux failles formant une structure composite et définissant un réseau de failles normales inclinées vers le SE (Pinet et al., 1996; Tremblay et Castonguay, 2002, Tremblay et Pinet, 2005). La zone de Dunnage affleure dans le toit du système LBB-faille St-Joseph et est constituée, de la base vers le sommet, de différents massifs ophiolitiques (les complexes ophiolitiques d'Orford, du Lac-Brompton, d'Asbestos et de Thetford Mines), de roches volcaniques bimodales appartenant au Complexe d'Ascot, et de diverses unités de roches volcanoclastiques, volcanosédimentaires, et sédimentaires incluses dans le Mélange de Saint-Daniel et/ou le Groupe de Magog (i.e. Tremblay et al. (1995) pour une synthèse).

Du sud du Québec jusqu'en Gaspésie, la Ceinture de Gaspé occupe un bassin sédimentaire (10 à 70km de large) limité par les roches cambro-ordoviciennes des zones de Humber et Dunnage au NO et par l'anticlinorium de Bronson Hill/Boundary Mountains et les structures corrélatives au SE (Tremblay et Pinet, 2005). Le contact entre les roches des zones de Dunnage/Humber et celles de la Ceinture de Gaspé est souvent faillé mais des lambeaux de roches siluro-dévoniennes, reposant en discordance sur un socle cambro-ordovicien, sont localement présents du côté nord et NO des principales failles (Fig. 2.1A). La Ceinture de Gaspé est essentiellement composée de roches silicoclastiques, de calcaires, et de roches volcaniques mafiques à felsiques (Tremblay et Pinet 2005). En Gaspésie, elle est constituée de quatre principaux assemblages stratigraphiques variant de l'Ordovicien supérieur au Dévonien moyen (Bourque et al., 1995, 2000) alors que, dans le sud du Québec et en Nouvelle-Angleterre, la stratigraphie de ces roches post-ordoviciennes est moins bien connue mais considérée comme étant corrélative des assemblages du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur de la Gaspésie (Bourque et al., 1995).

Evolution structurale et métamorphique. Les Appalaches du sud du Québec ont enregistré plusieurs phases de déformation régionale. Les déformations reliées à l'orogenèse Taconienne sont essentiellement tributaires d'un épisode d'obduction de la lithosphère océanique et de la formation d'une semelle métamorphique infra-ophiolitique datée à ca. 479-472 Ma dans le sud du Québec (Tremblay et al., 2011). Sur la marge laurentienne, cette période orogénique correspond à la mise en place d'une série de nappes de chevauchement de roches ophiolitiques et continentales s'imbriquant progressivement dans la zone de Humber interne au cours de l'Ordovicien (de ca. 471 à 455 Ma selon Castonguay et al., 2001) et culminant avec l'emplacement des nappes allochtones de la zone de Humber externe entre ca. 455 et 445 Ma (Castonguay et al., 2001 ; Sasseville et al., 2008 ; Tremblay et Castonguay, 2002; Tremblay et al., 2011). Sur le terrain, la déformation Taconienne est caractérisée par des structures D₁₋₂, soulignées par une schistosité pénétrative (S₁₋₂), principalement développée dans les roches de la zone de Humber et celles de la semelle métamorphique infraophiolitique (Tremblay et Pinet, 1994; Tremblay et Castonguay, 2002; Schroetter et al, 2005). Dans la zone de Humber interne, cette phase D_{1-2} est associée à un métamorphisme prograde variant du faciès schiste vert à amphibolite. Dans la zone de Dunnage, le Mélange de Saint-Daniel (463-461 à 455 Ma; de Souza et al., 2012) et le Groupe de Magog, d'âge Ordovicien supérieur (449 à 461 selon de Souza et al., 2012), sont considérés comme des dépôts synorogéniques pénécontemporains de l'orogenèse Taconienne et n'ont donc été que peu ou pas affectés par D₁₋₂ (Tremblay et Pinet, 1994; Tremblay et Castonguay, 2002; Schroetter et al., 2005).

Les roches des zones de Humber et de Dunnage sont aussi affectées par deux générations distinctes de structures postérieures à l'obduction des ophiolites et à l'imbrication des roches de la marge continentale ; (1) une phase de déformation D_3 reliée à un épisode de

rétrochevauchement durant le Silurien (433-420Ma, Castonguay et al., 2001, 2007) et caractérisée par le développement de plis et failles à vergence SE qui auraient culminé avec la formation de failles normales durant le Dévonien précoce (417-405Ma, Castonguay et al., 2001, 2007; Tremblay et Castonguay, 2002). Cette phase de déformation rétrochevauchante est temporellement équivalente à l'orogenèse Salinienne documentée à Terre-Neuve et dans les Maritimes (Dunning et al., 1990; Cawood et al., 1994, 1995; van Staal et al., 1998). Et (2) une phase de déformation D_4 associé à l'orogenèse Acadienne durant le Dévonien avec un pic de métamorphisme et de déformation à 380-375Ma (Tremblay et al., 2000), caractérisée par des plis orientés NE-SO à vergence NO et une série de failles inverses comme, par exemple, la faille de La Guadeloupe (Tremblay et al., 1989, 2000 ; Tremblay et Castonguay, 2002). D4 est la phase dominante au sein des roches de la zone de Dunnage et de la Ceinture de Gaspé. Elle est associée à un métamorphisme de bas grade, au faciès schiste vert, avec des conditions de pression et température plus faibles dans le sud du Québec qu'en Nouvelle-Angleterre où cette phase orogénique atteint le faciès amphibolite supérieur (Tremblay et al., 2000). Les caractéristiques structurales et métamorphiques des roches de la zone de Dunnage indiquent que cette zone appartenait à un domaine structural nettement plus superficiel que celui de la zone de Humber durant les phases D1-2 et D3 (Pinet et al., 1996 ; Tremblay et Castonguay, 2002).

2.3 La ligne Baie Verte-Brompton et la faille St-Joseph

Les termes de ligne Baie Verte-Brompton (LBB) et de faille St-Joseph ont été respectivement introduits par Williams et St-Julien (1982) et Pinet et al. (1996). Ils désignent deux structures majeures subparallèles des Appalaches du sud du Québec. Suite aux travaux de Tremblay et Castonguay (2002) ces deux structures été définies telles une même structure au sud de l'ophiolite d'Orford. En effet, d'après la compilation des travaux de Tremblay et Perrot (2013) et de Trembray et de Souza (2010), il apparait que ces deux structures se rejoignent au SO dans la région d'Asbestos et forment alors une même structure (fig. 2.1, désignée LBB-FSJ ci-dessous). Au NE de cette région, ces deux structures s'individualisent en deux structures normales. Au NE de la région de Thetford Mines, dans le secteur de

rivière-des-plantes, la LBB est alors interprétée comme une structure rétrochevauchante (de Souza, 2012)..



Figure 2.2 Carte géologique de la région Estrie-Beauce (modifiée d'après de Souza et Tremblay 2010 ; Tremblay et Perrot 2013). AA – Amphibolite d'Arthabaska ; AMND – Anticlinoiruum des Monts Notre-Dame ; COTM – Complexe Ophiolitique de Thetford Mines ; FSJ – Faille St-Joseph ; LBB – Ligne Baie Verte-Brompton. P2 – Plis de deuxième phase ; P3 – Plis de troisième phase.

Williams et St-Julien (1982) ont initialement décrit la LBB comme une structure majeure délimitée par une étroite zone où se succèdent de manière discontinue des écailles de roches ultramafiques et de serpentinites cisaillées et des zones de mélanges à matrice argileuse (i.e. inclus dans le Mélange de Saint-Daniel) qui, dans le sud du Québec, emballent les différents massifs ophiolitiques. Cette structure majeure fut alors interprétée comme l'expression en surface d'une «suture», fortement inclinée vers le SE, entre le paléocontinent Laurentia et les vestiges de l'océan Iapétus et témoignant de la mise en place des ophiolites durant l'orogenèse Taconienne. Williams et St-Julien (1982) ont reconnu cette structure sur

une distance de près de 2000 km, depuis Terre-Neuve (au niveau de la péninsule de Baie-Verte) jusque dans la région du Lac-Brompton dans le sud du Québec. Dans les Appalaches du sud du Québec, ils ont défini son tracé à partir de la frontière avec le Vermont (USA) au SO, en passant par l'ophiolite d'Orford, jusqu'à une centaine de kilomètres au NE de Thetford Mines, au niveau de la frontière Québec-Maine (fig. 2.1 et 2.2). La LBB fut interprétée comme une faille inverse dirigée vers le NO par St-Julien et Slivitzky (1985). Sur le terrain, la LBB marque la transition entre des domaines aux fabriques structurales et au métamorphisme contrastés de part et d'autre. Les roches affleurant dans le mur de la faille, au NO, appartiennent aux unités métamorphiques cambro-ordoviciennes des groupes de Caldwell, de Rosaire et de Oak Hill, et à leurs équivalents métamorphiques au sein des Schistes de Bennett. Dans le toit de la faille, côté SE, affleurent les séquences ophiolitiques plus ou moins complètes des différents complexes ophiolitiques, le Mélange de Saint-Daniel, le Groupe de Magog ainsi que les roches volcaniques du Complexe d'Ascot. Au sud-ouest du Complexe ophiolitique de Thetford Mines, la trace de la LBB est marquée par des lambeaux de roches mafiques/ultramafiques, et de serpentinite (Williams et St-Julien, 1982), alors qu'au nord-est, elle marque le contact entre les roches du Groupe de Caldwell et celles du Mélange de Saint-Daniel (figs. 2.1 et 2.2). La LBB n'est pas ici considérée comme une réelle suture entre la marge laurentienne et l'océan Iapetus, mais plutôt comme la trace apparente (de surface) et remaniée de cette interface continent-océan et souligné par une faille normale tardi-Taconienne, au même titre que la faille St-Joseph.

La faille St-Joseph est définie comme une faille normale plongeant à environ 70° vers le SE, reconnue jusqu'à présent sur une distance d'environ 80km, depuis la région de Thetford Mines au sud-ouest, où elle suit la branche NE-SO du feuillet de Pennington (St-Julien, 1987; Tremblay et Pinet, 1994; Pinet et al., 1996) jusque dans la région de la Beauce au nord-est de la rivière Chaudière. Elle marque la limite SE de l'anticlinorium des monts Notre-Dame situé dans son mur (fig. 2.1). Cette faille a été reconnue et décrite par Pinet et al. (1996) sur un transect le long de la rivière Chaudière. Elle est exprimée par la juxtaposition d'unités lithologiques de composition similaire mais ayant enregistré une histoire structurale et métamorphique distincte. Sur le transect de la rivière Chaudière, sur le flanc est de l'anticlinorium des Monts Notre-Dame, des failles fragiles-ductiles de faible pendage découpant des plis à vergence SE recoupées par d'autres failles plus abruptes, et soulignées par des lentilles de quartz apparaissent progressivement. La zone de déformation devient plus intense vers l'est, avec la présence de plans de cisaillement représentatifs d'un mouvement normal, où les veines de quartz sont discontinues et boudinées. Dans la région de Thetford Mines, la faille St-Joseph est soulignée par des écailles de serpentinite cisaillée qui sont porteuses d'une schistosité mylonitique plongeant au SE, de fabriques C/S et de bandes de cisaillement synthétiques témoignant du jeu normal de la faille (Kirkwood et Tremblay, 1994).

La LBB-FSJ a interprétée par Tremblay et Castonguay (2002) comme appartenant à une série de structures d'extension d'échelle crustale, attribuable à une délamination de la marge Laurentienne durant le Silurien et génétiquement associées à l'exhumation des roches métamorphiques de la zone de Humber et aux dépôts siluriens et dévoniens du (des) bassin(s) sédimentaire(s) de la Ceinture de Gaspé (Tremblay et Pinet, 2005).

Dans la section qui suit, les caractéristiques structurales macroscopiques de la LBB et de la faille St-Joseph seront décrites. Dans le sud du Québec, les observations de terrain sur chacune de ces structures proviennent de l'étude de deux régions principales, du sud vers le nord (fig. 2.2), la région d'Asbestos où la LBB-FSJ est exposée dans les mines Jeffrey et Norbestos, et la région de Thetford Mines – East-Broughton où la faille St-Joseph est mise à l'affleurement au sein de plusieurs carrières d'amiante et de talc localisées sur la branche NE-SO du feuillet de Pennington ; la mine du rang IX sera présentée à titre d'exemple-type des lithologies et structures soulignant cette faille. Une caractérisation microstructurale des roches affleurant de part et d'autre de la faille St-Joseph sera aussi présentée afin de souligner et quantifier, à l'aide de la méthode des intercepts, les contrastes structuraux et métamorphiques des roches du mur et du toit de la faille St-Joseph.

2.3.1 La LBB-FSJ, région d'Asbestos

2.3.1.1 La mine Jeffrey

La mine Jeffrey d'Asbestos est une mine d'amiante exploitée depuis 1881 (Létourneau, 2004). Le puits possède un diamètre de 2km pour une profondeur de 350 mètres, et expose la LBB-FSJ sur son mur nord (fig. 2.3A). Elle est représentée par une zone de faille orientée

NE-SO, qui possède un pendage d'environ 60°-70° vers le SE et qui juxtapose un toit constitué de péridotites cisaillées et altérées appartenant à la section mantellaire du Complexe ophiolitique d'Asbestos (Hébert, 1980), et un mur constitué de roches métavolcaniques et métasédimentaires appartenant au Groupe de Caldwell, incluant une écaille d'amphibolite et de schiste à chlorite de la semelle dynamothermale infraophiolitique (Whitehead et al., 1995; fig. 2.3 A et B). Des dykes de rodingite décimétriques à métriques recoupent les roches du toit aux abords de la zone de faille. Localement, cette zone de faille s'exprime différemment, présentant parfois des contacts francs (fig. 2.4C), sans marque de cisaillement apparent (le cisaillement ayant pu être entièrement absorbé par les roches ultra-mafiques), et exposant à d'autres endroits un corridor de déformation, où des bandes de cisaillement sont observables sur environ 1 mètre d'épaisseur (fig. 2.4E). Dans ces sections où la déformation cisaillante est mieux développée, les plans de cisaillement (C) sont parallèles à l'orientation du plan de faille, alors que les plans de schistosité (S) sont orientés NE-SO mais possèdent un pendage plus faible d'environ 35°-45° vers le SE. Des gradins de recristallisation soulignés par les fibres de serpentinite sont aussi observables sur les principaux miroirs de faille (fig. 2.4D). Les structures observées indiquent clairement la prédominance d'incréments de déformation correspondant à un jeu en faille normale. Trois principales orientations de stries de faille ont cependant été observées sur les divers miroirs de faille de la mine (fig. 2.3D); deux premières générations sont observables sur le miroir de faille à l'ouest de la mine. La plus ancienne montre des angles de chute (pitch) d'environ 40° à 60° vers le NE et est marquées par des fibres de minéraux de serpentine. La seconde génération essentiellement d'aval-pendage (i.e. pitch de 80° NE) recoupe les stries précédentes (fig. 2.4D) et est soulignée par un placage de magnétite dans les plans de cisaillement. La troisième génération de stries qui est observable sur le miroir est de la mine recoupe les stries d'aval-pendage dites de deuxième génération et montre des angles de chute d'environ 30° vers le NE et le SO. Ces trois familles de stries témoignent clairement de l'existence d'incréments multiples de déformation le long de cette faille dans la mine Jeffrey, avec la présence d'une composante dextre durant les derniers incréments en plus du jeu principal en faille normale.


Figure 2.3 A. Carte géologique du puits de la mine Jeffrey à Asbestos. B. Vue SE-NO de la lentille ultra-mafique observable sur le mur nord de la mine Jeffrey. Mesures structurales compilées de Whitehead et al. (1995). C. Modèle 3D du plissement de l'ophiolite recoupé par la LBB-FSJ. D. Projection stéréographique des stries de failles mesurées sur les miroirs de failles correspondants (hémisphère inférieur, projection à aire égale) E. Vue NO-SE de la mine Jeffrey montrant le miroir est de la faille composite LBB-FSJ. F. Zoom sur le miroir Est de la faille composite LBB-FSJ dans la mine Jeffrey, mettant en valeur une première génération de stries aval-pendage et une seconde génération de stries subhorizontales. Voir le texte pour les détails et la figure 2.2 pour la localisation.

Dans le mur de la faille, les roches varient du faciès amphibolite au faciès schiste vert et sont affectées par 2 schistosités distinctes et un clivage de crénulation. Une première schistosité composite $(S_{1,2})$ est marquée par une orientation préférentielle de la hornblende, de l'épidote et du quartz définissant un rubanement métamorphique (Whithead, 1995). Dans les roches métasédimentaires du Groupe de Caldwell, constituées en majorité de phyllades gris-noir en alternance avec de minces lits de quartzite, cette S₁₋₂ est porteuse d'une linéation minérale plongeant NO-SE. Sur l'ensemble des roches du mur de la faille, une schistosité S3 est fortement développée dans les phyllades avec une orientation NE-SO et un pendage qui varie de 40° à 60° vers l'est et le SE. Un clivage de crénulation, associé à une linéation de crénulation plongeant approximativement de 10° vers le NE, est aussi nettement développé. Au sein de la mine Jeffrey, la fabrique S₁₋₂ est nettement reprise par les structures fragilesductiles associées à la LBB-FSJ, soulignant le caractère tardif de celles-ci par rapport au métamorphisme et à la déformation régionale des unités métamorphiques adjacentes. Sur les niveaux supérieurs de la paroi nord du puits de la mine Jeffrey, est exposée une lentille de serpentinite encaissée dans les roches métamorphiques infraophiolitiques (fig. 2.3A, B et C). En effet, le contact entre cette serpentinite et les amphibolites est faillé mais la transition entre les amphibolites, les schistes à chlorite, les micaschistes et les phyllades semble s'effectuer de manière graduelle, ce qui appuie le fait que nous sommes en présence de roches de la semelle infraophiolitique. Cette lentille de serpentine est plissée et représente, selon nos observations de terrain, le vestige d'un plissement P3 de l'ophiolite et de sa semelle dynamothermale lors de la phase rétrochevauchante dirigée vers le SE, avant d'être découpé par les failles normales (fig. 2.3C).

On peut corréler la fabrique S_{1-2} avec la déformation D_{1-2} attribuée à l'obduction de l'ophiolite sur la marge laurentienne durant l'orogenèse Taconienne (Tremblay et Pinet,

1994 ; Tremblay et Castonguay, 2002 ; Schroetter et al, 2005). La fabrique S_3 appartient quant à elle aux fabriques régionales S_3 , associées à la déformation D_3 attribuée à l'épisode de rétrochevauchement (Castonguay et al., 2001, 2007) ayant précédé l'extension marquée par les failles normales comme la LBB-FSJ. Enfin, l'orientation du clivage de crénulation est typique des fabriques associées à l'orogenèse Acadienne du Dévonien moyen à tardif (Tremblay et Pinet, 1994 ; Tremblay et Castonguay, 2002 ; Tremblay et al., 2000).

28



Figure 2.4 Photographies de la zone de déformation associée à la LBB-FSJ et à la faille St-Joseph. A. Stries de failles montrant une rotation progressive d'orientation dans la mine du rang IX ; (1) désigne la première génération de strie et (2) désigne la génération postérieure. B. FSJ dans une carrière (rang VI) au nord de la mine du rang IX mettant en contact des schistes à chlorite et des argilites dans son toit (au SE) et des serpentinites dans son mur (au NO). C. LBB-FSJ à la mine Jeffrey juxtaposant les péridotites cisaillées et altérées du Complexe ophiolitique d'Asbestos dans son toit (au SE) et les roches métasédimentaires du Groupe de Caldwell dans son mur (au NO). D. Stries et gradins d'arrachement à la mine Jeffrey avec (1) désigne la première génération de strie et (2) désigne la génération postérieure. E. Bandes de cisaillement observées dans la mine Jeffrey indiquant un mouvement normal. F. FSJ dans la mine du rang IX mettant en contact des schistes à chlorite et des argilites dans son toit (au SE) et des serpentinites dans son mur (au NO).

2.3.1.2 La mine de Norbestos

La mine de Norsbestos se situe à 10 km au nord-est de la mine Jeffrey. Elle fut anciennement exploitée pour l'amiante, et est présentement utilisée pour le concassage de roches. La LBB-FSJ est exposée sur le mur nord de l'excavation (fig. 2.5 A). Elle est marquée par un contact franc orienté vers le est-nord-est avec un pendage d'environ 75° vers le sud-SE. À cet endroit, la faille marque le contact entre des roches ultramafiques constituées d'une alternance d'harzburgite, dunite, et serpentinite dans le toit et des schistes ardoisiers noirâtres appartenant au Groupe de Caldwell dans le mur.

Localement, la zone de faille principale, présente les mêmes caractéristiques qu'à la mine Jeffrey. Relativement étroite, elle présente parfois des contacts francs, sans bandes de cisaillement apparentes et expose à d'autres endroits un corridor de déformation, où les bandes de cisaillement sont observables sur environ 1 mètre de largeur. Comme à la mine Jeffrey, dans les sections où la déformation est mieux développée, les plans de cisaillement sont parallèles au plan de la faille, et les plans de schistosité sont orientés NE-SO avec un pendage d'environ 50°-70° vers le SE, ce qui est cohérent avec les données cartographiques régionales de Lamarche (1973). Ces structures cisaillantes indiquent la prédominance d'incréments de déformation correspondant à un jeu en faille normale. Un miroir de faille observé au sein des serpentinites, sur le mur nord de la carrière, expose cependant deux familles distinctes de stries (fig. 2.5 B). La génération de stries la plus ancienne est très pénétrative et caractérisée par un angle de chute de 60°-70° vers le SO. La seconde génération possède un angle de chute de 20° vers le SO et est soulignée par des fibres de minéraux de serpentine. Ces différentes orientations de stries soulignent le caractère

incrémental de la faille, et sont corrélables avec le dernier incrément de déformation à caractère décrochant observé à la mine Jeffrey.



32

Figure 2.5 A. Carte géologique du puits de la mine de Norsbestos. B. Coupe Structurale W-W' de la zone de faille exposée dans le puit de la mine de Norsbestos. C. Projection stéréographique des stries de faille mesurées sur les miroirs de failles correspondants (hémisphère inférieur, projection à aire égale). Le plan représente un miroir de faille situé sur la LBB-FSJ. D. Photographie du miroir de faille exposé au nord de la mine marquant le contact entre la serpentine au SE (à gauche) et les grés et ardoises au NO (à droite). Voir le texte pour les détails et la figure 2.2 pour la localisation.

Les schistes ardoisiers du mur de la LBB-FSJ, sont affectés par une schistosité régionale (S₂) orientée NE-SO qui apparaît légèrement oblique par rapport au tracé de la faille. Cette schistosité porte une linéation minérale possédant un angle de chute de 50° vers le SO.

Dans les roches ultramafiques du toit de la faille, à environ 100 mètres de sa trace de surface, un corridor de déformation d'environ 30 mètres de large est constitué de serpentinites fortement déformées formant un réseau anastomosé de zones de cisaillement d'épaisseur métrique à centimétrique (fig. 2.5 A). Les cisaillements d'épaisseur métrique sont marquées par la présence d'un mélange ophiolitique composé de blocs d'harzburgite et de dunite emballés dans de la serpentine cisaillée. Ce corridor de déformation est orienté approximativement est-ouest avec un pendage fort (75° à 90°) vers le sud, il est constitué d'une série de failles cisaillantes antithétiques et synthétiques de la LBB-FSJ. A l'échelle de l'affleurement, chacun de ces cisaillements présente des variations d'épaisseur progressives et discontinues. La majorité de ces cisaillements présente un mouvement dextre-normale marqué par des bandes de cisaillement et des gradins de recristallisation. Les différentes générations de stries de faille, soulignées par des fibres de serpentine, sont nettement développées sur l'ensemble des miroirs de faille, et présentent des relations de recoupement très nettes. Deux familles de stries dominent : une première génération possède un angle de chute de 70° vers l'ouest. Elle est recoupée par une deuxième famille de stries avec un angle de chute de 10° vers l'ouest également. Sur un des miroirs de faille serpentinisé, il est possible d'observer des fibres de serpentine curvilinéaires et développées de manière syntaxiale qui soulignent des stries de faille qui montrent, une rotation progressive (fig. 2.4 A). Cela suggère soit une déformation continue avec une cinématique variant de normale à décrochante dextre entre les stades respectivement précoces et tardifs, ce qui est cohérent avec les divers recoupements décrits ci-dessus, soit une cinématique plus ou moins invariante mais dont les plans de cisaillement sont progressivement basculés. De rares critères de cisaillement, en mouvement inverse, tardifs par rapport aux mouvements normaux-dextres, sont aussi localement observés.

Ces deux sites de la région d'Asbestos (la mine Jeffrey et la mine Norsbestos) présentent des zones de faille marquées par de la serpentinite et de la péridotite altérées et cisaillées, avec les roches métamorphiques des schistes de Bennett dans leur mur, et des roches ophiolitiques dans leur toit. Différentes générations de stries ont été observées sur les différents miroirs de faille, suggérant la présence de multiples incréments de déformation fragile. Bien que localement, à la mine Jeffrey, on peut observer une première génération de stries faiblement inclinée vers le NE, les stries de glissement dominantes et les mieux développées sont généralement fortement inclinées, ce qui est cohérent avec un mouvement normal comme composante principale du mouvement de faille. Par ailleurs, les bandes de cisaillement, ainsi que les gradins d'arrachement observés le long des failles confirment la prédominance de ce mouvement normal. Dans les deux sites, les stries d'aval-pendage sont recoupées par des stries de faille faiblement inclinées vers le SO, suggérant la présence d'un incrément tardif de déformation dextre.

2.3.2 La faille St-Joseph, région de Thetford Mines

Dans la région de Thetford Mines, plusieurs carrières d'amiante et de talc, se succèdent sur une distance d'environ 30 km (i.e., Hébert, 1985) entre Thetford Mines et St-Joseph-de-Beauce. La faille St-Joseph est exposée à la faveur de ces carrières. Elle est reconnue sur une distance d'environ 80 km depuis les travaux de Pinet et al. (1996) le long de la Rivière Chaudière. La faille St-Joseph est particulièrement bien exposée dans une carrière située sur le rang IX de la municipalité d'East-Broughton, située à environ 20 km au nord-est de Thetford Mines (fig. 2.2). Ce site a été choisi, à titre d'exemple-type des lithologies et des structures associées à la faille St-Joseph, pour son accessibilité et la qualité d'exposition des structures.

La carrière du rang IX expose des roches appartenant au segment NE-SO du feuillet de Pennington (St-Julien et Slivitzky, 1985), une structure soulignée par une série d'écailles discontinues de serpentinites bréchiques et/ou cisaillées s'étendant sur une distance d'environ 80km, ayant été historiquement interprétée comme une importante faille inverse par St-Julien (1987) et St-Julien et Slivitzky (1985). Le feuillet de Pennington est composé de deux segments d'orientation distincte, une branche NO-SE affectée par les structures régionales D_3 et D_4 , tronquée par la faille St-Joseph dont la trace est soulignée par la branche NE-SO de ce feuillet.

Dans la région de Thetford Mines, la faille St-Joseph sépare des roches de grade métamorphique différent, soit une série de roches sédimentaires appartenant aux groupes de Caldwell et de Rosaire au SE (dans le toit) et une séquence de roches métamorphiques incluses dans les Schistes de Bennett au NO (dans le mur) (Tremblay et Pinet, 1994). Il est à noter que les roches sédimentaires du toit occupent le flanc inverse d'un grand pli couché (St-Julien, 1987), attribué par Tremblay et Pinet (1994) à la déformation rétrochevauchante D₃. Structuralement, les écailles de serpentinite soulignant la faille St-Joseph sont donc situées dans la LBB et le Complexe ophiolitique de Thetford Mines.

Dans la carrière du rang IX, la faille St-Joseph est soulignée par une zone de serpentinite cisaillée exposé sur le mur nord de la carrière et possédant une orientation NE-SO et un pendage d'environ 75° vers le SE (fig. 2.6). De part et d'autre de la serpentinite affleurent : (1) dans le toit, des quartzites en alternance avec des schistes noirs à séricite et des schistes à chlorite-albite-séricite alternant avec des bancs de grès verdâtres, et (2), dans le mur, des micaschistes, des schistes à chlorite, et des quartzites. Ces roches sont porteuses de 3 générations distinctes de fabriques ; soit, une schistosité S1 affectée par des plis intrafoliaux, une schistosité S2 de plan axial orientée NO-SE et modérément inclinée (environ 35°) vers le NE, ces deux fabriques (S1 et S2) étant reprises par une schistosité S3 dont l'orientation générale est vers le NE avec un pendage fort (ca. 80°) vers le SE.

A l'échelle de la carrière du rang IX, la faille St-Joseph représente un corridor de déformation qui est constitué d'une série de failles ductiles-fragiles à pendage variable sur environ 300m d'épaisseur (Fig. 2.6). Une section NO-SE (X-X' fig. 2.6 C) de la carrière, perpendiculaire à ce corridor de déformation, illustre les différentes générations de structures visibles dans les schistes de Bennet. Trois familles de failles peuvent être isolées. Une première famille de structures correspond à des failles normales à faible pendage vers le SE

(30 à 50°). Au SE de la coupe structurale X-X' (fig. 2.6C) on constate qu'elles sont recoupées par une deuxième famille de structures correspondant à des failles normales orientée NNE fortement inclinées d'environ 70°. Localement, ces deux familles de failles orientée vers le NE sont recoupées par une troisième génération de failles avec un pendage d'environ 30° vers le NO. Des plis P2, déversés vers le SE, sont associés à la schistosité de plan axial (S2) orientée N290/30°N. Ces plis P2 sont découpés par les diverses familles de failles. La schistosité S3, dont l'orientation varie de N045/70°SE à N025/70°SE est présente tout au long de la section. La faille St-Joseph est constituée d'une multitude de plans de failles, exposant fréquemment des surfaces de faille portant de nombreuses stries. Sur le miroir de faille exposé sur la paroi nord de la carrière (fig. 2.6 B et C), des cannelures et des stries soulignent un mouvement principal aval-pendage. Sur ce même miroir de faille, d'autres stries de diverses générations sont soulignées par le développement de fibres de serpentine, avec une première génération de stries dont l'angle de chute varie de 70 à 85° vers le SO (2.6A), et une seconde plongeant à environ 50° vers le NE (2.6A). La présence d'un mouvement avec une composante principale en jeu normal qui précède un mouvement où la composante décrochante est plus importante est cohérent avec ce qui est observé dans la région d'Asbestos (voir ci-dessus).



Figure 2.6 A. Carte géologique de la carrière du rang IX. B. Projection stéréographique de l'orientation des stries de failles mesurées au sein de cette carrière. Le plan représente le miroir de faille exposé sur la paroi nord de la carrière (hémisphère inférieur, projection à aire égale). C. Coupe structurale X-X' de la zone de faille de la FSJ exposée dans le puits de la carrière du rang IX. D. Bandes de cisaillement observées dans la carrière du rang IX et illustrant un mouvement normal. E. Miroir de faille exposé sur la paroi nord de la carrière du rang IX. Voir le texte détails et la figure 2.2 pour la localisation.

Caractérisation microstructurale.

Une analyse pétrographique et microstructurale comparative des roches du mur et du toit des roches de la faille St-Joseph a été conduite aux alentours de la carrière du rang IX afin de mieux contraindre les contrastes métamorphiques et structuraux dans les roches sédimentaires et métamorphiques affleurant de part et d'autre de la faille.

Les lames minces examinées (fig. 2.7) sont des échantillons de grès et de métagrès recueillis sur une distance d'environ 4.5 km perpendiculairement à la trace de la faille St-Joseph, dans son mur et dans son toit, ainsi qu'un échantillon de serppentinite cisaillée relevé au cœur de la zone de faille. en effet, les échantillons #1, 2 et 3 (fig. 2.7) sont des roches du toit de la faille affleurant entre 1500 mètres à 500 mètres de la faille (l'échantillon #1 étant le plus éloigné, et le #3 le plus proche du tracé de la faille St-Joseph), l'échantillon #4 (fig. 2.7) provient d'un secteur situé dans la carrière du rang IX, approximativement au cœur de la zone de faille, et l'échantillon #5 (fig. 2.7)a été prélevé dans l'horizon de serpentinite cisaillé, alors que les échantillons #6 et 7 (fig. 2.7) proviennent du mur de la faille, respectivement à une distance d'environ 2000 et 3000 mètres (fig. 2.9 pour localisation). L'intensité de la déformation et de la recristallisation au sein de ces roches varie évidemment selon la distance par rapport à la faille. Deux principaux types de mécanismes de déformation et de recristallisation dynamique sont observables dans les roches du toit. Ce sont, selon la nomenclature de Passchier et Trouw (2005), et en ordre croissant d'intensité de déformation, (1) le bombement (bulging) de frontières de grains ou recristallisation secondaire (Nicolas, 1989), un processus de recristallisation de basse température où la migration des frontières de grain n'est que locale et se traduit par la formation de petits cristaux avec une haute densité de dislocation, formant ainsi des néo-grains de petite taille en bordure des grains primaires.

Ce mécanisme évolue vers (2) une recristallisation par rotation de sous-grains (recristallisation *in situ*), un processus de recristallisation où les agrégats de grains commencent à montrer une fabrique (orientation préférentielle) soulignée par la formation de joints de sous-grains néoformés et de granulométrie plus fine.



Figure 2.7 Microphotographies d'échantillons orientés prélevés aux alentours de la mine du rang IX, illustrant le degré variable de la recristallisation de grains de quartz dans les roches du toit et du mur de la FSJ. Échantillons # 1, 2 et 3. Grès quartzo-feldspathique prélevés dans le toit de la faille St-Joseph. Échantillon # 4. Mylonite au cœur de la faille St-Joseph. Échantillon # 5. Texture C/S soulignée par la présence de plans de cisaillement (C) et d'aplatissement (S). Échantillons # 6 et 7. Quartzite. Les tirets oranges soulignent la schistosité dominante.Voir texte pour détails, et la figure 2.9, pour la localisation des échantillons.

L'échantillon #1 (fig. 2.7), provenant du toit, a été prélevé à environ 1.5 km de la trace de la faille St-Joseph. Il s'agit d'un grès montrant une texture détritique bien préservée, avec une extinction roulante visible dans la plupart des grains de quartz et une légère recristallisation de la matrice par bombement des frontières de grains. Cette roche est constituée d'environ 70% de particules de quartz, de forme ovoïde et légèrement aplaties, d'un diamètre moyen de 2 mm, et de quelques feldspaths baignant dans environ 30% de matrice microgrenue à quartz \pm carbonates. La schistosité y est peu développée et soulignée par de fins cristaux de séricite. L'échantillon #2, prélevé à environ 1000 mètres de la faille, montre une schistosité bien marquée par l'aplatissement des grains de quartz et par la présence de cristaux bien alignés de séricite dans la matrice (fig. 2.7). Une texture détritique primaire est cependant toujours nettement visible dans cet échantillon, bien qu'on y observe un taux significatif de recristallisation par rotation de sous-grains, ainsi que le début de la formation de joints de sous-grains au sein des particules de quartz. La proportion de matrice microcristalline a nettement augmenté et la taille des grains a diminué par rapport à l'échantillon #1. L'échantillon #3 (fig. 2.7), recueilli approximativement à 500 mètres de la faille St-Joseph, dans le toit, présente des textures de recristallisation beaucoup mieux développées et montre un stade avancé de rotation de sous-grains soulignée, d'une part, par des frontières intergranulaires irrégulières, des joints de sous-grains et des grains néoformés très nets, et d'autre part, par une augmentation de la proportion de matrice fine due à la recristallisation complète de certains grains. Le développement de la schistosité mylonitique est souligné par d'abondantes laminations riches en micas blancs, le développement d'un rubanement compositionnel et la présence d'une texture porphyroclastique marquée par des grains sigmoïdales de quartz. L'échantillon #4 (fig. 2.7), provenant d'un corridor de déformation soulignant la faille St-Joseph au sein de la carrière, montre une texture mylonitique caractérisée par environ 15% de porphyroclastes de quartz et de plagioclase

baignant dans une matrice fine de chlorite, hématite, micas blancs et épidote. Les grains de quartz et de plagioclase montrent de nombreuses caractéristiques microstructurales typiques d'une déformation plastique telles que de la recristallisation de chlorite dans les zones abritées, de l'extinction ondulante et une texture porphyroclastique de cristaux de quartz totalement recristallisées avec disparition complète de la texture détritique. La schistosité est très pénétrative et soulignée par des bandes de micas blancs. L'échantillon #5 (fig. 2.7) provient d'une écaille de serpentinite cisaillée situées au cœur de la faille St-Joseph ; une texture C/S soulignée par la présence de plans de cisaillement (C) et d'aplatissement (S) y est nettement développée.

Cette série d'échantillon provenant du toit de la faille St-Joseph montre donc qu'en s'en rapprochant, on observe une diminution progressive de la taille des grains, attribuable à la formation de sous-grains et de grains néoformés par recristallisation dynamique des grains détritiques primaires. La matrice fine de ces échantillons apparait aussi de plus en plus fortement recristallisée et abondante à l'approche de la faille, avec une perte graduelle de la texture détritique et une nette tendance à l'homogénéisation de la taille des grains.

Les échantillons #6 et 7 (fig. 2.7) proviennent du mur de la faille St-Joseph, les microstructures et les recristallisations observées dans ces roches sont essentiellement attribuables au métamorphisme et à la déformation régionale qui caractérisent les schistes de Bennett. Ces deux échantillons sont des métagrès montrant, au microscope, une schistosité pénétrative bien marquée, soulignée par des feuillets de micas blancs. Dans l'échantillon #6 (fig. 2.7), on observe une texture hétéro-granulaire avec des grains inter-lobaires où le rubanement métamorphique est souligné par la muscovite et par un aplatissement prononcé de grains porphyroclastiques de quartz baignant dans une matrice quartzo-feldspathique finement recristallisée. Dans l'échantillon #7 (fig. 2.7), les grains sont de taille nettement plus importante, interlobés et sériés (nomenclature de Passchier et Trouw, 2005). Bien que l'on ne puisse précisément évaluer l'importance des variations texturales primaires, il semble y avoir aussi, comme dans les roches du toit, une tendance à la diminution de la taille des grains en se rapprochant de la faille, accompagnée par une augmentation de la proportion de matrice fine et le développement d'une schistosité plus pénétrative.

Analyse numérique comparative par la méthode des intercepts.

Afin de bonifier la caractérisation microstructurale et d'obtenir une évaluation de la variation et du contraste d'intensité de la déformation qui caractérise les roches affleurant de part et d'autre de la faille St-Joseph, nous avons procédé à une analyse numérique des fabriques de grains par la méthode des intercepts (Panozzo, 1987; Launeau et Robin, 1996; Launeau et al., 2010). Cette méthode est basée sur le recoupement des segments d'un ensemble d'objets d'une image quelconque par un ensemble de lignes parallèles balayant diverses orientations. Elle fut développée en sciences des matériaux par Saltykov (1958) pour des mesures d'anisotropie, puis élargie à des applications géologiques par Panozzo (1983, 1984, 1987). Launeau et Robin (1996) ont ensuite développé une méthode numérique et informatisée permettant de calculer la forme moyenne des grains : en divisant chaque surface de grain par un nombre de segments donné afin d'obtenir la longueur moyenne de ces mêmes segments. On obtient alors une rosace représentant ces longueurs moyennes de segments (fig. 2.8). Pour une roche caractérisée par une granulométrie statistiquement homogène au départ, cela permet de déterminer la meilleure forme possible de l'ellipsoïde de la déformation finie. Cette méthode et la méthode de Fry (Fry, 1979), dont elle est une variante, déterminent des mesures d'intensité de déformation et de directions d'anisotropie (Launeau et Robin, 1996).

Analyse des grands axes d'élongation des grains





(B) Cisaillement pure





Distribution





Rosaces



Figure 2.8 Illustration en fonction A. d' un cisaillement simple ou B. d'un cisaillement simple, de la distribution des grands axes d'élongation des grains selon le concept d'une ligne d'attraction de fabrique (AF), et des rosaces de la forme moyenne de ces grains (modifié de Passchier et Trouw, 2005).

Dans la méthode des intercepts, la forme moyenne des grains est calculée en considérant leur orientation initiale. Par exemple, dans le cas d'une déformation en cisaillement simple, les grains vont avoir tendance à se paralléliser (Passchier, 1997), alors l'analyse de la distribution de leurs grands axes d'élongation permettra d'obtenir une rosace représentant la forme moyenne seule des grains, soit, une ellipse possédant une orientation préférentielle (fig. 2.8A). Par contre, dans le cas d'une déformation en cisaillement pur, les grains auront plutôt tendance à posséder une orientation aléatoire, avec une distribution de leurs grands axes de déformation de type hyperbolique (Passchier, 1991, 1997), la forme moyenne obtenue sera alors un cercle (fig. 2.8B). Dans tous les autres cas de figures, il s'agira d'une combinaison de la forme moyenne des grains et de leur orientation préférentielle.



Figure 2.9 A. Analyse de l'anisotropie de fabrique des échantillons provenant du toit et du mur de la faille St-Joseph par la méthode des intercepts. Pour chacun des échantillons est présenté la photo utilisée pour l'analyse numérique, et le résultat du traitement d'image montrant des rosaces de la forme moyenne des grains plus ou moins aplatis. Échantillons #1 et 2 : grès prélevés dans le toit de la faille St-Joseph. Échantillons # 6 et 7 : quartzite prélevés dans le mur de la faille St-Joseph. B. Localisation des échantillons. Voir texte pour les détails.

Il existe une condition *sine qua none* afin que la forme moyenne déterminée par la méthode des intercepts corresponde à l'ellipsoïde de la déformation finie; que les grains initiaux et/ou leur distribution initiale impliquent un comportement rhéologique isotrope selon lequel les propriétés de déformation seront identiques quelle que soit l'orientation et l'intensité des contraintes d'aplatissement. Si l'on postule que les roches échantillonnées dans le toit de la faille St-Joseph proviennent d'une même lithologie, et que l'échantillon #1

représente le stade initial de déformation, tel que suggéré par une texture détritique bien préservée et la forme quasi-circulaire des grains de cette roche (Fig. 2.9, échantillon #1) qui possède une valeur de R (voir ci-dessous) proche de l'unité, donc l'hypothèse d'un comportement rhéologique initial isotrope des grains est validée.

La méthode des intercepts a été appliquée aux échantillons de roche recueillis de part et d'autre de la faille St-Joseph. Les résultats sont présentés sur la figure 2.9. Sur cette figure, le paramètre R représente le ratio entre le grand axe (a) et le petit axe (b) de l'ellipsoïde de la déformation finie et peut être utilisé pour quantifier l'aplatissement des grains. Les résultats (fig. 2.9) montrent que les ellipsoïdes de la déformation finie déterminées par cette méthode sont plus aplatis dans les roches du mur que dans celles du toit. Cela est attribuable au fait que, en comparaison avec les roches du toit qui proviennent d'un niveau structural plus élevé, les roches du mur ont enregistré un métamorphisme plus élevé et une déformation régionale plus intense. Par contre, les échantillons du toit permettent d'isoler clairement l'influence de la faille St-Joseph. Ainsi, l'échantillon #1 livre un ellipsoïde de la déformation finie pratiquement circulaire (Fig. 2.9), avec une valeur R = 1,16, alors que l'échantillon #2, situé plus près de la faille, et qui est donc plus déformé (voir ci-dessus), livre une valeur R de 1,638 et montre un aplatissement marqué de l'ellipsoïde de la déformation finie, attribuable à la proximité de la faille St-Joseph. Les échantillons #6 et 7, situés dans le mur de la faille et caractérisés par une forte recristallisation métamorphique (voir ci-dessus), livrent quant à eux des ellipsoïdes de la déformation finie très allongés, avec une valeur R \geq à 5.5 (R=5.971 pour l'échantillon #7 et R=5.755 pour l'échantillon #6).

Selon Launeau et al. (2010), pour un coefficient de cisaillement d'ordre 4, R devient très élevé (≈ 17) lorsqu'on a une déformation en cisaillement simple, et tend vers des valeurs de 1 lorsqu'on a une déformation en cisaillement pur. Bien que les variations de R ne soient pas aussi importantes dans nos échantillons, on observe tout de même une augmentation de la valeur de R à l'approche de la faille, notamment pour échantillons prélevés dans le toit de la faille, une variation cohérente avec une augmentation de la composante en cisaillement simple en se rapprochant de la faille.

En guise de sommaire, il semble donc que, dans les roches du toit de la faille St-Joseph, il y a une augmentation graduelle de l'intensité de la foliation et une diminution de la taille des grains à l'approche de la faille. Bien que cette variation de la taille des grains puisse être, en partie, d'origine primaire, elle est aussi clairement associée à une destruction graduelle de la texture détritique et une augmentation de l'abondance de séricite dans la fraction fine, le développement de textures porphyroclastiques (fig. 2.7, éch. #3) et l'apparition d'ombres de pression et, finalement, par la mylonitisation des roches au cœur de la zone de faille (fig. 2.7, éch. #4). Les textures détritiques des roches du toit contrastent fortement avec les textures de recristallisation métamorphique primaires qui sont dominantes dans les échantillons du mur (fig. 2.7, éch. #6 et 7). Régionalement, l'importance volumétrique de la déformation en cisaillement simple associée à la faille St-Joseph demeure cependant relativement discrète (i.e., quelques centaines de mètres) par rapport à l'importance de l'extension géographique de sa trace (i.e., plusieurs dizaines, sinon centaines de km; voir ci-dessous). Les différences structurales et microstructurales entre les échantillons du mur et du toit de la faille (fig. 2.9) sont essentiellement le résultat de la juxtaposition de niveaux métamorphiques contrastés impliquant un rejet net probable de plusieurs kilomètres le long de cette importante structure régionale (voir ci-dessous).

2.4 Discussion

La ligne Baie Verte-Brompton (LBB) et la faille St-Joseph sont toutes deux orientées NE-SO et présentent un pendage d'environ 60°-70° vers le SE. Ces failles sont chacune soulignées par des écailles de serpentinite altérées et cisaillées et mettent en contact divers types de roches métamorphiques dans leur mur, et des roches sédimentaires et/ou ignées mafiques à ultra-mafiques dans leur toit. Des bandes de cisaillement dans les écailles de serpentinite ainsi que des gradins d'arrachement et des stries sur les miroirs de failles sont généralement très bien développées. L'ensemble des critères cinématiques observés sur le terrain indiquent un mouvement principal de la faille en jeu normal, bien qu'il ne faille pas négliger la présence de mouvements décrochants, soulignés par la présence de stries subhorizontales ou faiblement plongeantes sur certains miroirs de faille. Des variations significatives dans l'épaisseur des zones de cisaillement associées à ces structures sont localement observables, à l'image de l'aspect cartographique de ces failles à l'échelle

régionale (i.e. fig. 2.2). Précisons que la LBB n'est pas ici considérée comme une réelle suture entre la marge laurentienne et l'océan Iapetus, mais plutôt comme la trace apparente (de surface) et remaniée de cette interface continent-océan. La LBB ne représente donc pas une faille de chevauchement issue de l'orogenèse Taconienne tel que proposé initialement par St-Julien et Slivitzky (1985) et Slivitzky et St-Julien (1987) mais plutôt une faille normale tardi-Taconienne, au même titre que la faille St-Joseph (i.e. voir les contraintes d'âge ci-dessous).

2.4.1 Contraintes d'âge et importance du rejet

Dans les Appalaches du sud du Ouébec, les relations de terrain permettant de contraindre précisément l'âge de la structure composite LBB-FSJ ne sont pas abondantes, les deux structures recoupant des séries lithologiques appartenant au Cambrien et/ou à l'Ordovicien. Les travaux de cartographie de Cousineau (1990) en Beauce suggèrent, par contre, que la LBB est recouverte par la formation de Crambourne du Silurien supérieur (Pridoli), impliquant ainsi que cette faille, qui correspond d'ailleurs à un rétrochevauchement dans cette région (cf de Souza et Tremblay, 2010), serait d'âge pré-Silurien tardif dans ce secteur. Plusieurs observations de terrain indiquent d'ailleurs que la LBB-FSJ est tardive ou postérieure aux structures rétrochevauchantes des Appalaches du sud du Québec : ces failles recoupent des lentilles de serpentinite affectées par des plis à vergence SE (issus de la déformation D3 régionale) dans le mur de la LBB-FSJ à la mine Jeffrey et de la FSJ dans la carrière du rang IX. A la mine Jeffrey, le pli qui affecte les serpentinites du mur, ainsi que les roches métamorphiques de la semelle infra-ophiolitique est clairement recoupé par la faille normale qui doit donc être postérieure ou tardive par rapport à cette structure rétrochevauchante (D3). Dans la carrière du rang IX, les plis couchés observés dans la zone de déformation soulignant la faille St-Joseph (fig. 2.6) sont corrélatifs d'un grand pli couché attribué à la phase D3 par Tremblay et Pinet (1994), décrit par St-Julien, 1987) dans les roches sédimentaires des groupes de Rosaire et de Caldwell affleurant dans le toit de la faille St-Joseph. Enfin, dans la région du Bas-Saint-Laurent, près de la municipalité de Cabano, Tremblay et Perrot (2013) ont récemment reconnu la faille St-Joseph. La géologie régionale indique qu'elle y est recoupée par une faille inverse tributaire de l'orogenèse Acadienne (la faille du Lac Témiscouata-Petit Lac Biencourt), au niveau du lac Témiscouata (voir paragraphe 2.4.2). Ainsi, les relations de recoupement visibles sur terrain, bien que de nature disparate, suggèrent que la structure composite LBB-FSJ, est probablement d'âge post-Silurien tardif (soit post-D3) mais pré-Dévonien moyen (pré-Acadien), ce qui est corroboré par les données d'âges isotopiques ⁴⁰Ar/³⁹Ar disponibles dans les Appalaches du sud du Québec (fig. 2.10)



Figure 2.10 Compilation des âges 40Ar/39Ar mesurés dans les roches du mur et du toit de la faille St-Joseph et de la BBL-FSJ dans le sud du Québec et au Vermont. Données tirées de Castonguay et al. (2001, 2007, 2011) et de Tremblay et al. (2011).

Une compilation des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar mesurés dans les roches du mur et du toit de la LBB et de la faille St-Joseph (Castonguay et al., 2001, 2007, 2011 ;Tremblay et al., 2011) est présentée sur la figure 10. Deux groupes d'âges distincts se distribuent de part et d'autre de la LBB-FSJ. Des âges métamorphiques ordoviciens (481-445Ma, fig. 2.10) et protérozoïques hérités (1160-960 Ma, fig. 2.10) sont confinés aux roches sédimentaires et métasédimentaires de la marge laurentienne affleurant dans le toit de ces failles. Dans la région de Thetford Mines, les roches métamorphiques constituent des fenêtres de roches continentales structuralement situées sous les ophiolites et préservent des âges ordoviciens (ca. 473-445 Ma, fig. 2.10, Castonguay et al., 2001) qui sont interprétés comme le résultat d'un métamorphisme régional pénécontemporain de l'épaississement de la croûte laurentienne et de la propagation vers le NO de nappes de roches continentales et océaniques durant l'orogenèse Taconienne (Castonguay et al., 1997, 2001; Tremblay et Castonguay, 2002; Tremblay et al., 2011). Localement, la présence de muscovites détritiques préservant des âges grenvilliens hérités (Castonguay et al., 2001, 2007) ont été interprétés comme le résultat d'un affaissement du prisme orogénique taconien et de la juxtaposition structurale de niveaux crustaux distincts de part et d'autre des failles normales, avec des roches sédimentaires de la zone de Humber externe de faible grade métamorphique (voir Castonguay et al., 2003) dans le toit où des âges hérités sont préservés, (Castonguay et al., 2001, 2007).

Les roches affleurant dans le mur de la LBB-FSJ, appartenant principalement à la zone de Humber interne, livrent des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur muscovites variant de 434 Ma à 406 Ma (fig. 2.10). Selon Castonguay et al. (2001, 2007, 2011), ces âges siluriens à dévoniens reflèteraient la durée d'une phase tectonique en compression (associée aux structures rétrochevauchantes) suivie d'une extension crustale. On aurait donc eu l'amorce de la phase tectonique compressive au Silurien précoce (vers 434 Ma) puis la supperposition d'une phase crustale en extension jusqu'au Dévonien précoce (vers 406 Ma). L'épisode extensif aurait favorisé, selon Castonguay et al. (2001), l'exhumation progressive des roches de la zone de Humber interne de manière diachronique selon un axe NO-SE. Des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar ordoviciens sur amphiboles (fig. 2.10, 462-460 Ma mesuré dans l'Amphibolite

d'Arthabasca; Castonguay et al., 2001) fournissent des contraintes critiques en ce qui concerne l'histoire métamorphique de la zone de Humber interne, ces données reflétant une évolution métamorphique en deux temps; soit, (1) un épaississement crustal précoce atteignant le faciès épidote-amphibolite (vers 455-460Ma), suivi de (2) une rétrogression métamorphique au faciès des schistes verts (vers 430Ma) attribuable à la phase rétrochevauchante du Silurien (Castonguay et al., 2001). L'ensemble de ces données géochronologiques suggère donc que la période d'activité en jeu normal maximale la plus probable pour cette période d'extension correspondrait au Silurien tardif.(pridoli)-Dévonien précoce (Lochkovien).

Les caractéristiques structurales de la LBB-FSJ, notamment l'absence de brèche de faille ou de cataclasite et la présence de structures fragiles-ductiles dans les serpentinites, témoignent d'un niveau crustal moyen, correspondant probablement au faciès du schiste vert inférieur. Sans sous-entendre que le développement des fibres de chrysotile sont directement associés aux mouvement de la faille, on peut considérer que leur formation ait été synchrone à certaines périodes d'activités de la faille, les fibres étant développées selon le mouvement, et soulignant les stries de failles, dans les plan de failles. Les minéraux des serpentinites soulignent des températures de formation de l'ordre de 250-350°C (O'Hanley et al., 1989, Palandri et Reed, 2004) dans des conditions de gradient métamorphique faible. La minéralogie métamorphique contrastée des roches du mur et du toit laisse supposer un rejet net vertical significatif, qui demeure cependant difficile à quantifier. Les roches sédimentaires ou ignées du toit des failles sont pratiquement dépourvues de textures de recristallisation dynamique et/ou de métamorphisme important à l'exception de la présence locale d'amphibolites et de schistes appartenant à la semelle métamorphique des ophiolites formées lors de l'épisode d'obduction. Les roches du mur présentent quant à elles des textures métamorphiques intensément développées dans les Monts Sutton et Notre-Dame où la zone de Humber interne est exposée et où le métamorphisme régional varie, du nord vers le sud, du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Tremblay et Pinet, 1994). En termes de métamorphisme régional (i.e. qui résulte d'un métamorphisme barrovien typique d'un épaississement crustal en contexte de collision orogénique), les roches du mur et du toit de la LBB-SJF présentent des différences d'enfouissement caractérisées, selon leurs assemblages métamorphiques respectifs, par des écarts de température (T) et de pression (P) de l'ordre de 200-300°C et de 0.05-0.15 GPa. En effet, selon Spear et Cheney (1989) et Spear et al. (1999), un gradient métamorphique aux P et T moyennes, associé au métamorphisme barrovien permet d'extrapoler que les roches du mur ont été enfouies sous des conditions P-T de l'ordre de ca 0.50 à0.55 GPa et de 400 à 500°C, alors que les conditions P-T maximales enregistrées par les roches du toit auraient été de 200 °C et ca. 0.4 à 0.45 GPa, en excluant toujours, évidemment, les roches métamorphiques de la semelle infra-ophiolitique. Ces dernières valeurs P-T correspondent à un enfouissement inférieur à 15 km pour les roches du toit de la LLB-FSJ, ce qui est cohérent avec le caractère fragile-ductile des structures soulignant ces failles. Si l'on postule une augmentation de pression proportionnelle à la profondeur avec un ratio de 0.3 GPa par km (Winter, 2001), et un mouvement de faille essentiellement vertical (sans composante significative en décrochement), la comparaison des données P-T des roches du mur et du toit suggèrent un rejet net de l'ordre de 2 à 4 km.

Une estimation précise du rejet net de la LBB-FSJ est évidemment une tâche difficile. L'ordre de grandeur du rejet proposé ci-dessus (2-4 km) est cependant en accord avec une valeur de 4km documentée en sismique dans la région de la Matapédia (Pinet, 2013). De plus Il est cohérent avec celui proposé pour la « Burgess Branch Fault Zone », une structure corrélative du nord du Vermont (Tremblay et Pinet, 2005 ; voir ci-dessous) qui possèderait un rejet minimal de l'ordre de 3.5-4 km (selon la coupe structurale proposée par Ratcliffe et al., 2011 ; fig. 2.11). Etant donné que l'on ne peut cependant exclure une possible inversion de ces failles durant l'orogenèse Acadienne dans le sud du Québec et au Vermont, ces estimations de rejet sont des valeurs minimales. Au Maine, les roches siluriennes du Groupe de Fivemile Brook recouvrent le membre supérieur des roches ordoviciennes de la Formation de Depot Mountain (Roy, 1989). Si l'on considère ce contact comme représentant un niveau repère, alors il indique un rejet minimal de la faille St-Joseph de 1.5 km au nord du Maine (d'après la coupe structurale de Osberg et al., 1985). .

2.4.2 Corrélations régionales

Au Vermont, la structure composite représentée par la LBB et la faille St-Joseph se corrèle avec la *Burgess Branch Fault Zone* (BBFZ, Kim et al., 1999) qui a été reconnue et documentée comme une faille normale fortement inclinée vers l'est dans le nord du Vermont (Lamon et Doolan, 2001). Selon Kim et al. (1999) d'un âge Silurien présumé, elle serait le

produit de l'inversion d'une faille de chevauchement (fig. 2.11). Comme au Québec, cette faille sépare des lithologies caractérisées par un métamorphisme et une déformation contrastés. En effet, à l'ouest, les roches de l'anticlinorium des Green Mountains qui composent le mur de la BBFZ sont constituées de schistes ultra-mafiques à mafiques appartenant à la Formation de Hazen Notch, une unité corrélative des schistes de Bennett dans le sud du Québec (fig. 2.11). À l'est de la BBFZ, dans le toit, affleurent des roches de plus faible grade incluses dans les écailles de Hyde Park et de Mount Norris Intrusive Suite (Kim et al., 1999; Lamon et Doolan, 2001). Les roches du Hyde Park sont constituées de schistes à chlorite-albite-séricite et de phyllades appartenant à la Formation de Stowe, et de phyllades noires interstratifiées de quartzites sombres et de calcaires appartenant à la Formation d'Ottauquechee, une unité corrélative du Groupe de Rosaire dans le sud du Québec (fig. 2.11). Quant aux roches de la Mount Norris Intrusive Suite, elles consistent en des roches intrusives gabbroïques. Elles pourraient alors être considérées comme les équivalents intrusifs des basaltes du groupe de Bolton retrouvés dans le Sud du Québec, au sein de la Formation de Saint-Daniel (fig. 2.11). La BBFZ est considérée comme une structure ayant joué dès la fin de l'orogenèse taconienne et ayant été réactivée durant l'orogenèse acadienne (Kim et al., 1999). Dans le sud du Vermont, le tracé de cette faille devient incertain ; elle semble converger vers un certain nombre de failles dont la cinématique et l'âge ne sont pas clairement documentés (Kim et al., 1999; Ratcliffe et al., 2011). Les caractéristiques structurales de la BBFZ dans le Vermont, au moins dans sa partie nord, suggèrent donc que la phase d'extension silurienne documentée dans le sud du Québec a aussi affecté les Appalaches de la Nouvelle-Angleterre, bien que la superposition d'un métamorphisme et d'une déformation acadienne plus intense dans le sud du Vermont et au Massachussetts a probablement oblitéré/effacé la majeure partie des marqueurs structuraux de ces failles normales sur le terrain.



Figure 2.11 A. Carte géologique de la région du lac Memphrémagog, sud du Québec et nord du Vermont montrant les corrélations probables d'unités lihtologiques et de structures. BBFZ – *Burgess Branch Fault Zone* ; LBB-FSJ – Ligne Baie Verte-Brompton-faille St-Joseph ; FRM – Faille de la rivière Magog ; RMC - *Richardson Memorial Contact* ; ZFLM – Zone de faille du lac Massawippi. (tirée de De Souza, 2012). B. Coupe structurale Y-Y' des roches du toit de la LBB-FSJ dans la région du Mont Orford (tirée de Schroetter et al. 2005). C. Coupe structurale Z-Z' du nord du Vermont dans les roches du toit de la BBFZ (modifiée de Ratcliffe et al., 2011).

Dans le sud du Québec, la LBB sépare les terrains de la marge continentale de la zone de Humber des roches de la zone de Dunnagequi comprend des séquences ophiolitiques plus ou moins complètes, des lambeaux de roches mafiques/ultramafiques, et de serpentinite (Williams et St-Julien, 1982). Si l'on s'en tient à cette définition stricte, on peut donc tracer cette faille depuis la frontière Québec-Vermont jusqu'à l'ouest des massifs ophiolitiques du Mont Orford et d'Asbestos. Au nord-est d'Asbestos, elle semble «recouverte» par le Mélange de Saint-Daniel sur quelques kilomètres et réapparait au niveau du lac Nicolet (fig. 2.2). Plus au NE, ce même contact faillé marque les limites ouest et nord du Complexe ophiolitique de Thetford Mines, contournant les dômes de Carineault et de Bécancour puis suit le contact entre les roches du Groupe de Caldwell au NO et le Mélange de Saint-Daniel au SE (figs. 2.1 et 2.2) jusqu'à la frontière avec le Maine (fig. 2.1). Dans leur étude du complexe ultramafique de la Rivière-des-Plante, de Souza et Tremblay (2010) ont cependant démontré que la structure désignée comme représentant la trace de la LBB en Beauce (William et St-Julien, 1982) correspond plutôt à une faille rétrochevauchante et est donc fort probablement d'âge Silurien.

Jusqu'à maintenant, la faille St-Joseph a été reconnue depuis la région de Thetford Mines au SO jusqu'à la rivière Chaudière au NE (Pinet et al., 1996). Si l'on postule, comme l'indique les données de terrain en Beauce et les cartes géologiques existantes, que cette faille suit le contact entre les roches métamorphiques de la zone de Humber interne (Schistes de Bennett et unités corrélatives) dans son mur et celles des groupes de Caldwell et/ou de Rosaire dans son toit, elle peut être étendue depuis la Beauce jusqu'à la frontière Québec-Maine au NE. Or, selon Osberg et al. (1985), cette même faille soulignerait le contact entre des roches appartenant à la Formation de Saint-Daniel (nomenclature selon Osberg et al., 1985) dans le mur, et celles de la Formation de Depot Mountain dans le toit. La compilation d'Osberg et al. (1985) décrit cependant laFormation de Saint-Daniel comme étant constitué de phyllades

noires et de quartzite, une description qui s'apparente plutôt aux roches du Groupe de Rosaire, qui constitue d'ailleurs le mur de la faille St-Joseph dans la région du Bas-Saint-Laurent (fig. 2.12 ; voir ci-dessous). Selon cette description lithologique, nous suggérons que cette attribution à la Formation de Saint-Daniel par Osberg et al. (1985) est erronée et que ces roches sont plutôt des unités métamorphiques du Rosaire de la zone de Humber interne.





Dans la région du Bas-Saint-Laurent, une carrière située à proximité de la municipalité de Cabano (fig. 2.12 et 2.13), expose un contact faillé entre des strates du Groupe de Caldwell au SE (une alternance de grès verts et de shales rouges) et une série de phyllades noires et quartzites nettement plus déformées et métamorphisées au NO interprété comme du groupe de Rosaire (fig. 2.13 A et D). La faille soulignant ce contact est orientée N075 avec un pendage de ca 70° vers le SSE. Le plan de faille montre 2 générations de stries; une première génération avec un angle de chute d'environ 10° vers le NE et une seconde, plus jeune, avec une plongée aval-pendage (*down-dip*) (fig. 2.13 B et C). Cette faille représente la continuité NE de la trace de la faille St-Joseph telle que compilée dans le Maine (Osberg et al., 1985), et nous proposons qu'elle représente donc la trace de la faille St-Joseph dans la région du Bas-Saint-Laurent. La géologie régionale, compilée par Tremblay et Perrot (2013), suggère que cette faille normale (St-Joseph) est recoupée par une faille inverse acadienne dans cette région, la faille du Lac Témiscouata-Petit Lac Biencourt (fig. 2.12).

Encore plus au NE, dans la péninsule gaspésienne, la trace de la LBB a été interprétée comme passant au sud des Monts Chics-Chocs (Williams et St-Julien, 1982) sous la couverture sédimentaire silurienne-dévonienne de la ceinture de Gaspé. Malo et al. (1992) ont repris ce tracé en intégrant des données gravimétrique et aéro-magnétique en plus de la géologie. Ils suggèrent que la LBB suit la marge sud des roches cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie, connue alors sous le nom de la faille de Shickshock-Sud, et serait, à l'extrémité NE de la péninsule, décalée par des failles de décrochement acadiennes (Malo et al. 1992). La faille de Shickshock-Sud est considérée comme une structure post-Taconienne (Sacks et al. 2004 ; Pincivy et al., 2003) ayant été active durant le début de la sédimentation des roches de la fosse de Connecticut Valley-Gaspé, et ayant aussi enregistré des mouvements tardi-acadiens dextres (Malo et al, 1992). Au Québec, la LBB s'étendrait donc possiblement sur une distance de plus de 700 km, et formeraient un important système de failles normales anastomosées depuis la région du Mont-Orford jusque dans les monts Chics-Chocs en Gaspésie.



Figure 2.13 A. Carte géologique d'une carrière à l'ouest de Cabano traversée par la faille St-Joseph. FSJ – Faille St-Joseph. B. Projection stéréographique des stries de faille mesurées sur le miroir de faille situé à l'ouest de la carrière. C. Photographie des stries de failles correspondante avec : (1) désigne la première génération de stries et (2) désigne la génération postérieure. D. Panorama de la carrière exposant la faille St-Joseph. Voir figure 2.12 pour la localisation et le texte pour la discussion.

2.4.3 Origine et implications tectoniques

Pour les Appalaches du sud du Québec, deux modèles ont été proposés pour expliquer la présence de structures d'extension sur le flanc est de la zone de Humber (Pinet et al., 1996): (1) un modèle d'extension crustale syn-orogénique dans lequel l'imbrication du socle grenvillien entraîne la formation de structures rétrochevauchantes dirigées vers le SE centrées sur la faille de Bennett, et de failles normales synchrones de ces rétrochevauchements, (2) un modèle d'extension crustale post-orogénique où la faille St-Joseph et la LBB sont des failles normales synthétiques l'une de l'autre recoupant les structures génétiquement reliées à la faille de Bennett, et donc postérieures à celles-ci. Les deux modèles permettent d'expliquer la présence de structures d'extension dans les niveaux supérieurs de la croûte laurentienne, la juxtaposition d'unités rocheuses provenant de niveaux métamorphiques différents de part et d'autre des failles normales, et l'exhumation des roches de l'anticlinorium des Monts Sutton-Notre-Dame par écaillage tectonique du socle pendant la compression pour le premier modèle, ou par la surrection progressive du mur des failles majeures durant l'extension pour le second. Ils fournissent aussi les mécanismes tectoniques d'âges compatibles avec le début de la sédimentation au sein de la fosse de Connecticut Valley-Gaspé durant le Ludlovien-Pridolien. Enfin, les deux modèles impliquent une diminution progressive de la contrainte compressive suite à l'orogenèse Taconienne (modèle de raccourcissement crustal), si ce n'est une inversion complète du champ de contraintes (modèle d'extension crustale).

Selon Wheeler et Butler (1994), les critères diagnostiques pour différencier les phénomènes d'extension syn- et post-orogénique dans les zones internes des ceintures orogéniques, sont à considérer avec précaution, notamment dans les contextes de déformations polyphasées. Les indicateurs structuraux peuvent être obscurcis par l'inclinaison de plans de cisaillements, et la juxtaposition de roches métamorphiques de haut grade et de bas grade n'y est pas nécessairement liée à des failles normales et peuvent être le résultat d'événements tectoniques antérieurs. De plus, la distribution des âges radiochronologiques et les données thermo-barométriques ne permettent que difficilement de distinguer de tels événements (Wheeler et Butler, 1994).

Dans le sud du Ouébec, la compression tectonique nécessitée par le modèle d'extension syn-orogénique est cependant peu compatible avec la nature des structures d'extension d'âge Silurien-Dévonien précoce documentées dans ce travail, les structures rétrochevauchantes étant nettement recoupées par les structures extensives, ni avec la morphologie et la dimension de la fosse de Connecticut Valley-Gaspé qui représente un bassin sédimentaire étroit s'étendant sur environ 1000 kilomètres, entre les promontoires de New York et du Saint-Laurent tout le long de la bordure orientale des Appalaches, militant plutôt en faveur d'une extension crustale post-orogénique, telle que décrite pour le bassin méditerranéen (voir Guegen, Doglioni et Fernandez, 1998 ; Augier, 2004). Selon Tremblay et Pinet (2005), cette fosse sédimentaire serait le résultat d'une extension crustale post-orogénique reliée à la délamination ou le retrait de la subduction taconienne. Le faible grade métamorphique des roches sédimentaires du Groupe de Magog (Ordovicien moyen à supérieur), qui ont été principalement déformées durant l'orogenèse Acadienne et qui possèdent les mêmes caractéristiques métamorphiques et structurales que celles de la Ceinture de Gaspé (Tremblay et Pinet, 1994) est incompatible avec les modèles tectoniques impliquant une intense collision orogéniques Salinienne dans les Appalaches du sud du Québec, tel que proposé pour les provinces maritimes et Terre-Neuve (Cawood et al., 1994, 1995) et militent aussi en faveur d'une extension post-orogénique durant le Silurien et le Dévonien précoce.

60



Figure 2.14 Modèle schématique illustrant l'évolution structurale de la marge laurentienne dans le sud du Québec. A. Chevauchement vers le NO des nappes de la zone de Humber et obduction des ophiolites. B. Épisode de rétrochevauchement. C. Extension postorogénique. La géométrie du socle grenvillien est extrapolée des données sismiques de Stewart et al. (1993). LBB-FSJ – Ligne Baie Verte-Brompton-faille St-Joseph. Modifié de Tremblay et Castonguay (2002) et de Tremblay et Pinet (2005). Voir texte pour discussion.

Nous proposons donc ici un modèle d'extension post-orogénique, illustré sur la figure 2.14, qui s'amorce durant les stades tardifs de l'orogenèse Taconienne. La mise en place des séries ophiolitiques et des nappes de chevauchement de la zone de Humber vers le NO, qui se produit durant l'Ordovicien moyen et tardif (fig. 2.14 A, 471-440 Ma, Tremblay et Castonguay, 2002; Sassseville et al. 2008; Tremblay, Ruffet et Bédard, 2011), est suivie par un épisode de rétrochevauchement (D3) dirigé vers le SE (fig. 2.14 B). Cette déformation rétrochevauchante (ca. 430 à ca. 420 Ma) est pénécontemporaine de l'orogenèse Salinienne et

probablement attribuable à une imbrication du socle grenvillien en profondeur. Ces failles de rétrochevauchement coïncident, selon les données géochronologiques disponibles, avec l'amorce de la sédimentation au sein de la fosse de Connecticut Valley-Gaspé (ca. 426 Ma en Nouvelle-Angleterre, et ca. 419 Ma dans le sud du Québec). D'après les profils sismiques de Stewart et al. (1986, 1993), il semble que le socle grenvillien soit présent sous la Ceinture de Gaspé à des profondeurs variant de 2 à 10 km. Suite à cet épisode de rétro-chevauchement, la délamination ou le retrait de la subduction taconienne (Tremblay et Pinet, 2005, Rankin et al., 2007) aurait entrainé une phase d'extension crustale, correspondant au développement de failles normales majeures telles que la faille St-Joseph et la ligne Baie Verte-Brompton, ainsi que le dépôt de séries sédimentaires au sein d'un bassin d'ampleur continentale, tel que celui préservé par la Ceinture de Gaspé (fig. 2.14 C). La compression acadienne du Dévonien moyen aurait par la suite modifié l'orientation originelle des structures.

Cette interprétation nécessite une transition entre un régime de raccourcissement crustal syn-orogénique, contemporain de l'imbrication du socle grenvillien, et un régime extensif post-orogénique. Plusieurs mécanismes ont été proposés pour les Appalaches du Nord. En Gaspésie, la « crise » Salinique (Boucot, 1962), qui se traduit par le développement de failles normales syn-sédimentaires et la formation d'importantes ceintures récifales à partir du Llandovérien tardif (ca. 430Ma, Bourque et al., 2000) jusqu'au Pridoli, est considérée comme consécutive d'un retrait de la subduction de Gondwana sous Laurentia qui aurait induit une extension vers le NO (van Staal et De Roo, 1995). Tucker et al. (2001) et Tremblay et Pinet (2005) ont cependant proposé une extension généralisée durant le Silurien tardif-Dévonien précoce, qui serait attribuable à un effondrement post-taconien suite à la délamination et/ou au retrait de la plaque laurentienne sous les terrains péri-gondwaniens de la Nouvelle-Angleterre, induisant ainsi une remontée lithosphérique et du magmatisme/volcanisme intraplaque localement préservé dans la fosse de Connecticut Valley-Gaspé dans le sud du Québec et en Gaspésie (i.e. au sein de la Formation de Frontenac; Desjardins, 1994). Un tel régime tectonique en extension serait donc en contraste avec la déformation silurienne compressive, connue sous le nom d'orogenèse salinienne, décrite à Terre-Neuve (Cawood et al., 1994, 1995). Une hypothèse plausible, mais qui demeure à être documentée plus en détail, serait que cette orogenèse salinienne correspond possiblement à une collision Laurentia-Ganderia (Gondwana?) à Terre-Neuve mais est pénécontemporaine d'une phase d'extension crustale
dans la partie québécoise des Appalaches du Nord. Cette phase serait associée à la formation d'importants bassins sédimentaires au Silurien et au Dévonien bordés au NO (coordonnées actuelles) par la faille St-Joseph et la ligne Baie Verte-Brompton.

2.5 Conclusion

En conclusion, la cartographie de terrain et les observations structurales indiquent que la ligne Baie Verte-Brompton et la faille St-Joseph sont des failles normales majeures à pendage SE qui forment localement une structure composite. Ces failles sont caractérisées par des fabriques et des structures fragiles-ductiles marquées par des copeaux de serpentinite et de péridotite altérée et cisaillées et présentent des indices d'incréments multiples de déformation, avec une composante principale en mouvement normal. Le sens de cisaillement est souligné par des stries de faille, des bandes de cisaillement ainsi que des gradins d'arrachement. Bien que difficile à quantifier pour les deux structures, il semblerait que la largeur du couloir cisaillant associé au jeu de la faille St-Joseph demeure relativement faible (i.e d'une dizaine à une centaine de mètres) par rapport à son extension géographique en carte (i.e plusieurs centaines de kilomètres). Cependant, les forts contrastes métamorphiques entre les roches du toit et du mur de la faille St-Joseph, essentiellement représentés par la préservation de textures détritiques dans les roches du toit comparativement aux textures de recristallisation métamorphiques dominantes du mur, impliquent un rejet net de plusieurs kilomètres. La période d'activité maximale en mouvement normal de la ligne Baie Verte-Brompton et de la faille St-Joseph est considérée comme correspondante au Silurien tardif.(pridoli)-Dévonien précoce (Lochkovien).

Nous privilégions un modèle d'extension post-orogénique où l'exhumation des domaines métamorphiques des monts Sutton-Notre-Dame, et la formation de failles normales d'échelle crustale auraient favorisé la formation du bassin sédimentaire d'échelle lithosphérique correspondant à la fosse de Connecticut Valley-Gaspé.

CHAPITRE III

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Les objectifs premiers de ce projet d'étude ont été d'identifier et de préciser les caractéristiques structurales, la localisation et l'étendue de la faille St-Joseph et de la ligne Baie Verte-Brompton dans le sud du Québec, afin de discuter de l'implication de ces structures dans l'évolution structurale et tectonique de la marge laurentienne durant le Paléozoïque inférieur et moyen.

Les travaux de cartographie ont permis d'étendre la faille St-Joseph de la région d'Asbestos au sud, jusque dans la région de Cabano au nord. Cette faille suit la bordure orientale de l'anticlinorium des Monts Notre-Dame. Au sud d'Asbestos, la faille St-Joseph devient une structure composite de la ligne Baie Verte-Brompton. Les observations de terrain indiquent que la ligne Baie Verte-Brompton et la faille St-Joseph sont des zones de failles normales majeures, à pendage SE, soulignées par des fabriques et des structures fragilesductiles. Cela a permis de valider et de préciser les modèles tectoniques d'extension crustale syn- et post-orogéniques proposés par Pinet et al. (1996) en Beauce et affinés par Tremblay et Pinet (2005).

Le premier modèle de Pinet et al. (1996) était un modèle d'extension crustale synorogénique où l'imbrication du socle grenvillien entraînait la formation de structures rétrochevauchantes dirigées vers le SE centrées sur la faille Bennett, et de failles normales synchrones de ces rétrochevauchements. Mais les hypothèses d'un possible lien génétique entre la faille de Bennett et les structures extensives n'ont pu être mises en évidence. Au contraire, les observations de terrain ont montré que ces structures d'extension recoupent les structures associées à l'épisode taconien de rétrochevauchement (Tremblay et Pinet,1994), notamment les plis couchés du feuillet de Pennington (St-Julien, 1987), permettant de statuer sur leur postériorité.

Le deuxième modèle de Pinet et al. (1996), est plus cohérent avec ces observations avec une extension crustale post-orogénique, où la faille St-Joseph et la LBB sont des failles normales synthétiques l'une de l'autre et recoupent les structures génétiquement reliées à la faille de Bennett, et donc postérieures à celles-ci. De plus, comme l'ont précisé Tremblay et Pinet (2005), ce dernier modèle est plus favorable à la formation de bassins sédimentaires d'échelle lithosphérique tels que la fosse de Connecticut Valley-Gaspé.

Par contre, le développement des connaissances structurales, lithologiques, et géochronologiques, de la fosse de Connecticut-Valley-Gaspé, sont à approfondir, afin de mettre en lumière les mécanismes de formation de ce bassin sédimentaire, et ses possibles liens génétiques avec la faille St-Joseph et la ligne Baie Verte-Brompton. Pour cela il faudrait identifier la/les source(s) des sédiments de ce bassin et l'âge précis de ses unités lithologiques dans le Sud du Québec et le Vermont, ainsi que la nature du socle de ce bassin.

De plus, dans le Sud du Québec, la faille de La Guadeloupe a été définie par Tremblay et al. (2000) comme une faille normale réactivée durant l'orogenèse Acadienne en faille inverse. La reconnaissance de marqueurs structuraux d'un jeu normal ancien permettrait de mieux contraindre ce modèle et de le bonifier.

Aussi, la présence d'incréments de déformation tardifs en décrochement dextre le long de la LBB et de la faille St-Joseph est à considérer ; à savoir, s'il existe un possible lien génétique avec le régime tectonique de la faille Shickshock-Sud, une structure post-Taconienne (Pincivy et al., 2003) ayant été active durant le début de la sédimentation des roches de la fosse de Connecticut Valley-Gaspé, et ayant aussi enregistré des mouvements tardi-acadiens dextres (Malo et al, 1992).

Enfin, pour étendre le modèle d'une extension post-orogénique au Nord des Appalaches, il serait intéressant d'essayer de reconnaitre la localisation de la faille St-Joseph dans la région du Bas Saint-Laurent, au NE de Cabano et de considérer la présence de structures corrélatives à la faille St-Joseph dans les régions du Bas Saint-Laurent et en Gaspésie où la déformation acadienne en termes de métamorphisme et de déformation est beaucoup plus faibles, afin de mieux contraindre le rejet et l'influence de ce type de structure.

Vers le sud, au Vermont, et au Massachussetts, l'intense superposition de métamorphisme et les déformations acadiennes est considérée comme ayant probablement oblitéré/effacé la majeure partie des marqueurs structuraux de ces failles normales sur le terrain. Si la réactivation de failles normales en failles inverses a vraiment été aussi importante en Nouvelle-Angleterre, il serait alors utile de documenter et de reconnaitre ces phénomènes structuraux sur certaines failles corrélatives du centre et du sud du Vermont.

REFERENCES

- Augier, R. 2004. « Evolution tardi-orogénique des Cordillères Bétiques (Espagne): apports d'une étude intégrée ». Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 400 p.
- Birkett, T.C. 1981. « Metamorphism of a Cambro-Ordovician sequence in south-eastern Quebec ». Thèse de doctorat, Montréal, Université de Montréal, 268 p.
- Boucot, A. J. 1962. Appalachian Siluro-Devonian. Dans Some aspects of the Variscan fold belt (ed. K. Coe), p. 155–63. Manchester University Press.
- Bourque, P.-A., Brisebois, D., et Malo, M., 1995, Gaspé belt. Dans Geology of the Appalachian-Caledonian orogen in Canada and Greenland. (eds William, H.), Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. F-1, p. 316–351.
- Bourque, P.-A., M. Malo et D. Kirkwood. 2000. « Paleogeography and tectono-sedimentary history at the margin of Laurentia during Silurian to earliest Devonian time: The Gaspé Belt Québec ». Geological Society of America Bulletin, vol. 112, p. 4-20.
- Burg, J.P. et Chen, G.M., 1984. Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, vol. 311, p. 219-223.
- Castonguay, S. 2000. Évolution tectonique et géochronologie ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la zone de Humber interne, Appalaches du sud du Québec. Thèse de doctorat, Québec, INRS, 268 p.
- Castonguay, S., G. Ruffet, A. Tremblay et G. Féraud. 2001. « Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians: 40Ar/39Ar evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber zone ». Geological Society of America Bulletin, vol. 113, p. 144-160.

- Castonguay, S., G. Ruffet et A. Tremblay. 2007. « Dating polyphase deformation across lowgrade metamorphic belts: An example based on 40Ar/39Ar muscovite age constraints from the southern Québec Appalachians, Canada ». Geological Society of America Bulletin, vol. 119, p. 978-992.
- Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., Féraud, G., Pinet, N., et Sosson, M. 1997. «Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians: Bridging the gap between New England and Newfoundland». *Geology*, vol. 25, no. 7; p. 583–586.
- Castonguay, S., J. Kim, P. Thompson, M. Gale, N. Joyce, J. Laird et B. Doolan. 2011. « Timing of tectonometamorphism across the green mountain anticlinorium, northern Vermont Appalachians: 40Ar/39Ar data and correlation with southern Quebec ». *Geological Society of American Bulletin*, vol. 124, no 3-4, p. 352-367
- Cawood, P. A., Dunning, G. R., Lux, D., et van Gool, J. A. M. 1994. Timing of peak metamorphism and deformation along the Appalachian margin of Laurentia in Newfoundland: Silurian, not Ordovician. *Geology*, vol. 22, p. 399–402.
- Cawood, P.A., Van Gool, J.A.M., et Dunning, G.R. 1995. Collisional tectonics along the Laurentian margin of the Newfoundland Appalachians. Dans *Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen* (eds. Hibbard, J.P. et al.), Geological Association of Canada, Special Paper 41, p. 283–301.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M. et Bokun, A.N. 1996. Continental Subduction and a Mechanism for exhumation of High-Pressure Metamorphic Rocks: New Modeling and Field Data from Oman. Earth and Planet Sci. Lett., 143: 173-182.
- Cousineau, P.A. 1990. Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre St-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine. Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 87-02, 165 p.
- Davis, G.A. and Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the southwestern U.S. Cordillera. In: S.P.J. Clark (Editor), Processes in continental lithospheric deformation. *Geological Society of America Special Paper*, pp. 133-159.

- Desjardin, C., 1994- Pétrologie et géochimie des roches volcaniques des formations de Frontenac et de Clinton, Lac-Mégantic, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec
- De Souza, S., et A. Tremblay. 2010. The Rivière-des-Plante ultramafic Complex, southern Québec: Stratigraphy, structure, and implications for the Chain Lakes massif. *Geological Society of America Memoirs*, vol.206, p. 123-139.
- De Souza, S., A. Tremblay, G. Ruffet et N. Pinet. 2012. « Ophiolite obduction in the Quebec Appalachians, Canada – 40Ar/39Ar age constraints and evidence for syn-tectonic erosion and sedimentation ». Canadian Journal of Earth Sciences, vol.49, p.91-110
- Dewey, J. F., 1969, Continental margins: A model for the transition from Atlantic-type to Pacific-type: *Earth and Planetary Sci. Letters*, v. 6, p. 189-197.
- Dunning, G.R., S.J. O'Brien, S.P. Coleman-Sadd, R.F. Blackwood, W.L. Dickson, P.P. O'Neill et T.E. Krogh. 1990. « Silurian orogeny in the Newfoundland Appalachians ». The Journal of Geology, vol. 98, p. 895-913.
- Fry, N., 1979, Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, vol. 60, issues 1–2, p. 89–105.
- Gueguen E., C. Doglioni, and M. Fernandez1998. On the post 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics vol.* 298, p. 259–269.
- Hébert, R. 1980. « Étude pétrologique des roches ophiolitiques d'Asbestos et du Mont Ham (Ham Sud) ». M.Sc. thesis, Université Laval, Ste-Foy, Québec.
- Hébert, Y., 1985, Géologie des gîtes et indices de talc de la région de Thetford Mines, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-38
- Hibbard, J.P., C.R. van Staal, et D. Rankin. 2007. « A comparative analysis of pre-Silurian crustal building blocks of the northern and the southern Appalachian orogen »: *American Journal of Science*, vol. 307, p. 23-45.
- ----- . 2010. « Comparative analysis of the geological evolution of the northern and southern Appalachian orogen: Late Ordovician Permian ». Dans From Rodinia to

Pangea : The lithotectonic record of the Appalachian region, R.P. Tollo, M.J. Bartholomew, J.P. Hibbard et P.M. Karabinos, p. 51-69. Geological Society of America, Memoir 206.

- Hodges, K.V., Burchfiel, B.C., Royden, L.H., Chen, Z. et Liu, Y., 1993. The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the central Himalayan orogen: data from the Nyalam transect, southern Tibet. J. metamorphic Geol., vol. 11: p. 721-737.
- Jolivet, L., B. Goffé, P. Monié, C. Truffert-Luxey, M. Patriat et M. Bonneau, 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, vol. 15(6), p.1129-1153.
- Jolivet, L. et B. Goffé, 2000. Les dômes metamorphiques dans les chaines de montagnes. Extension syn-orogenique et post-orogenique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, vol. 330, p. 739-751.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, M. Mattei, F. Rossetti, C. Brunet, F. Storti, R. Funiciello, J.P. Cadet, et T. Parra. 1998. Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. J. Geophys. Res., vol. 103: 12,123-12,160.
- Kim, J., M. Gale, J. Laird et R. Stanley. 1999. « Lamoille River Valley bedrock transect #2 ». Guidebook to field trips in Vermont and adjacent regions of New Hampshire and NewYork, S.F. Wright, p. 213-250, 91st New England Intercollegiate Geological Conference, Burlington: Vermont.
- Kirkwood, D. et A. Tremblay. 1994. Structural and geometrical analysis of the Bennett schist, Taconic internal zone, Québec Appalachians [abs.]. Geological Society of America, NE section meeting, Abstracys with programs, vol. 26, p.29.
- Lamarche, R.Y. 1973. Complexe ophiolitique d'Asbestos, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DP-144, GM 28558, 9p.
- Lamon, T.C., et B.L. Doolan. 2001, «Tectonic wedging in the northern Vermont Appalachians: An emplacement model for the albitic core rocks of the Green Mountain Anticlinorium». Geological Society of America Abstracts with Programs, 33. A-20.

- Launeau, P., J-L Bouchez, K Benn. 1990. Shape preferred orientation of object populations: automatic analysis of digitized images. *Tectonophysics*, issue 2-4, vol.180, p.201–211
- Launeau, P. et P.-Y.F. Robin. 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 91–119.
- Launeau, P., C.J. Archanjo, D. Picard, L. Arbaret, P.Y. Robin. 2010. Two- and threedimensional shape fabric analysis by the intercept method in grey levels *Tectonophysics*, vol. 492, p. 230–239.
- Lavoie, D. et E. Asselin. 2004. «A new stratigraphic framework for the Gaspé Belt in southern Quebec: Implications for the pre-Acadian Appalachians of eastern Canada ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, p. 507-525.
- Létourneau, F. 2004. Le Québec minéral -- La mine Jeffrey, Asbestos [En ligne], http://www.quebecmineral.com/Asbestos/index_fr.htm (Page consultée le 03 Mai 2013).
- Malo, M., D. Kirkwood, , G. De Broucker, et P. St-Julien. 1992. A reevaluation of the position of the Baie Verte-Brompton Line in the Quebec Appalachians: The influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula: Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 29, p. 1265–1273.
- Malo, M., G. Ruffet, A. Pincivy, et A. Tremblay. 2008. « A 40Ar/39Ar study of oceanic and continental deformation processes during an oblique collision: Taconian Orogeny in the Quebec reentrant of the Canadian Appalachians ». *Tectonics*, vol. 27, TC4001.
- Nicolas, A. 1989 Principes de tectonique ; ed. Masson, 223p.
- O'Hanley, D.S., J.V. Chernosky, F.J. Wicks. 1989. The stability of lizardite and chrysotile; Can. Min., 27, p. 483–493.
- Osberg, P. H., A. M., II Hussey, et G. M. Boone. 1985, Bedrock Geologic Map of Maine, Maine Geological Survey, scale 1:500,000
- Osberg, P.H., J.F. Tull, P. Robinson, R. Hon, J.R. Butler. 1989. « The Acadian orogen, chapter 4 ». Dans The Appalachian-Ouachita orogen in the United States, R.D.

Hatcher, W.A. Thomas, G.W. Viele, p. 179-232. Geological Society of America, Geology of North America, v. F-2.

- Palandri, J. L., et M. H. Reed. 2004. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, p. 1115-1133.
- Panozzo, R. 1983. Two-dimensional analysis of shape fabric using projections of lines in a plane. *Tectonophysics* vol. 95, 279–294.
- Panozzo, R., 1984. Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. Journal of Structural Geology vol. 6, 215–221.
- Panozzo, R., 1987. Two-dimensional strain determination by the inverse SURFOR wheel. Journal of Structural Geology vol. 9, 115–119.
- Passchier, C. W. 1991. The classification of dilatant flow types. Journal of Structural Geology, vol. 13, p. 101–104
- ------ . 1997. The fabric attractor. Journal of Structural Geology, vol 19, p. 113-127.
- Passchier, C. W., et Trouw, R. A. J., 2005, *Microtectonics*. Berlin ; New York, Springer, xvi, 366 p.
- Pincivy, A., M. Malo, G. Ruffet, A. Tremblay, et P. Sacks. 2003. « Regional metamorphism of the Appalachian Humber zone of Gaspé Peninsula: 40Ar/39Ar evidence for crustal thickening during the Taconian Orogeny ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 40, p. 301-315.
- Pinet, N. 2013. Gaspé belt subsurface geometry in the northern Québec Appalachians as revealed by an integrated geophysical and geological study: 2- Seismic interpretation and potential field modelling results. Tectonophysics, 588, 100-117.
- Pinet, N., A. Tremblay, et M. Sosson. 1996. « Extension versus shortening models for hinterland-directed motions in the southern Québec Appalachians ». *Tectonophysics*, vol. 267, p. 239-256.

- Platt, J.P. et J.H. Behrmann. 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain. J. Struct. Geol., vol. 5: 519-538.
- Platt, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concept and processes. *Terra Nova*, vol. 5, p. 119-133.
- Rankin, D., R. Coish, R. Tucker, Z. Peng, S. Wilson, and A. Rouff. 2007. Silurian extension in the UpperConnecticut Valley, United States and the origin of middle Paleozoic basins in the Quebec embayment. *American Journal of Science*, vol. 307, p. 216-264.
- Ratcliffe, N.M., R.S. Stanley, M.H. Gale, P.J. Thompson et G.J. Walsh. 2011. Bedrock geologic map of Vermont: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3184, 3 sheets, scale 1:100,000
- Robinson, P., R.D. Tucker, D. Bradley, H.N.IV Berry et P.H. Osberg. 1998. « Paleozoic orogens in New England, USA ». GGF, vol. 120, p.119-148.
- Roy, D.C. 1989. The Depot Mountain Formation; Transition from syn- to post-Taconian basin along the Baie Verte-Brompton line in northwestern Maine: *Maine Geological Survey Studie in Maine Geology*, vol. 2, p. 85-99.

Saltykov, S.A. 1958. Stereometric Metallography, second ed. Metallurgizdat, Moscow.

- Sasseville, C., A. Tremblay, N. Clauer et N. Liewig. 2008. « K-Ar age constraints on the evolution of polydeformed fold-thrust belts: The case of the Northern Appalachians (southern Québec) ». Journal of Geodynamics, vol. 45, p. 99-119.
- Schroetter, J.-M., A. Tremblay et J. H. Bédard. 2005. « Structural evolution of the Thetford Mines Ophiolite Complex, Canada: Implications for the southern Québec ophiolitic belt ». *Tectonics*, vol. 24, TC 2099.
- Sacks, P.E., M. Malo, W.E., Jr, Trzcienski, A. Pincivy, et P. Gosselin. 2004. Taconian and Acadian transpression between the internal Humber zone and the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: tectonic history of the Shickshock Sud fault zone. *Canadian Journal* of Earth Sciences, vol. 41, p. 635–653.

- Searle, M.P., Warren, C.J., Waters, D.J., Parrish, R.R., 2004. «Structural evolution, metamorphism and restoration of the Arabian continental margin, Saih Hatat region, Oman Mountains» Journal of Structural Geology, vol 26, p.451–47.
- Slivitzky, A. et P. St-Julien. 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 85-04, 40 p.
- Spear F. S. et Cheney J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO2-Al2O3-FeO-MgO-K2O-H2O. Contributions to Mineralogy and Petroogyl, vol.101, p.149-164
- Spear, F. S., M.J. Kohn, et J.T. Cheney. 1999. P-T paths from anatectic pelites. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.134, p.17–32.
- Stewart, D. B., Wright, B. E., Unger, J. D., Phillips, J. D. & Hutchinson, D. R. 1993. Global geoscience transect 8, Quebec-Maine-Gulf of Maine transect, southeastern Canada, northeastern United States of America. U.S. Geological Survey, Misc. Invest., Series Map I-2329, scale 1:1,000,000.
- Stewart, D. B. et huit autres. 1986. The Quebec-western Maine seismic reflection profile setting and first year results. Dans *Reflection seismology* (eds M. Barazangi and L. Brown), p. 189-99. The continental crust. American Geophysical Union Geodynamic Series, v. 14.
- St-Julien, P., et Slivitzky, A, 1985. Compilation geologique de la region de l'Estrie-Beauce. Ministere de l'Energie et des Ressources, Quebec, Map #2030, scale 1:250,000.
- St-Julien, P. 1987. Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford Mines (moitié est). Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 86-01, 66 p.
- St-Julien, P., et C. Hubert. 1975. « Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians ». American Journal of Science, vol. 275-A, p. 337-362.
- Thomas, W. A. 1977. Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from Reentrants and promontories in the continental margin. *American Journal of Science*, vol. 277, p. 1233–1278

- Tremblay, A. 1992. « Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Quebec Appalachians ». *American Journal of Science*, vol. 292, p. 229-252.
- Tremblay, A., et N. Pinet. 1994. "Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians ». Geological Society of America Bulletin, vol. 106, p. 1172-1181.
- Tremblay, A., et N. Pinet. 2005. « Diachronous supracrustal extension in an intraplate setting and the origin of the Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack troughs, northern Appalachians ». *Geological Magazine*, vol. 142, no 1, p. 7-22.
- Tremblay, A., et S. Castonguay. 2002. « Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins ». *Geology*, vol. 30, p. 79-82.
- Tremblay, A., G. Ruffet, J. H. Bédard. 2011. Obduction of Tethyan-type ophiolites—A casestudy from the Thetford Mines ophiolitic Complex, Quebec Appalachians, Canada. *Lithos*, Volume 125, Issues 1-2, p. 10-26
- Tremblay, A., M. Malo et P. St-Julien. 1995. « Dunnage Zone-Quebec ». Dans Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland, H. Williams, p. 179-197. Commission géologique du Canada, Geology of Canada, no. 6.
- Tremblay A. et Perrot M. (sous presse) Compilation géologie des feuillets topographiques SNRC 21E13 et 21N01, 21N02, 21N03, 21N06, 21N07, 21N08, 21N09, 21N10, 21N11, 21N12, 21N13, 21N14, 21N15, 21N16, Minist. des ress. Nat. et de la Faune, 15 cartes (1:50 000)
- Tremblay A., G. Ruffet, S. Castonguay. 2000. Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Québec, northern Appalachians: 40Ar/39Ar evidence for collision diachronism. Geological Society of America Bulletin, 112(1): 136–146.
- Tucker, R. D., Osberg, P. H. et Berry, H. N. 2001. The geology of a part of Acadia and the nature of theAcadian orogeny across Central and Eastern Maine. *American Journal of Science*, vol. 301, p.205–60.

- van Staal, C. R., J. F. Dewey, C. Mac Niocaill et W. S. McKerrow. 1998. « The tectonic evolution of the Northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus ». Dans Lyell: *The past is the key* to the present, (eds. D.J. Blundell, et A.C. Scott). Geological Society of London, Special Publication 143, p. 199-242.
- van Staal, C. R. et J. A. De Roo, 1995. Mid-Paleozoic tectonic evolution of the Appalachian Central Mobile Belt in northern New BrunSOick, Canada: collision, extensional collapse and dextral transpression. Dans *Current Perspectives in the Appalachian– Caledonian Orogen* (eds J. P. Hibbard, C. R. van Staal and P. A. Cawood), Geological Association of Canada, Special Paper no. 41, p. 367–89.
- van Staal, C.R. 2005. North America; Northern Appalachians. Dans Encyclopedia of Geology. (eds. Selley, R.C. et al.), ,Oxford, Elsevier, p. 81-92.
- van Staal, C.R. 2007. « Pre-Carboniferous tectonic evolution and metallogeny of the Canadian Appalachians ». Dans Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, W.D. Goodfellow,. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 793-818.
- Wernicke, B. 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. Dans The Cordilleran Orogen (eds B. Burchfiel, L. PW and Z. ML). Boulder, Colorado, Conterminous U.S. Geol. Soc. Am., The Geology of North America, p. 553-581.
- Wheeler, J. et Butler, R. W. H. 1994. Criteria for identifying structures related to true crustal extension in orogens. *Journal of Structural Geology*, vol.16: 1023-1027.
- Whitehead, J., P.H. Reynolds, et J.G. Spray. 1995. « The sub-ophiolitc metamorphic rocks of the Québec Appalachians ». *Journal of Geodynamics*, vol. 19, p. 325-350.
- Williams, H. 1979. « Appalachian orogen in Canada ». Canadian Journal of Earth Sciences, vol.16, p. 792-808.
- Williams, H., et P. St-Julien. 1982. « The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent ocean interface in the Canadian Appalachians ». Dans *Major structural zones*

and faults of the Northern Appalachians, P. St-Julien, et J. Béland, Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 178-206.

 Williams, H., S.P. Colman-Sadd, et H.S. SOinden. 1988. Tectonostratigraphic subdivisions of central Newfoundland. Commission géologique du Canada, Current Research, Part B, Paper 88-1B, 9 p.

Winter, J. D. 2001. Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice-Hall.