



**Géométrie et séquence de mise en place des duplex dans la
région du stockage de gaz naturel de Joly – Saint-Flavien :
implication sur la continuité latérale du réservoir de Saint-
Flavien**

RAPPORT

INRSCO2-2012-V2.13

Par

Elena Konstantinovskaya et Michel Malo

Soumis au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs

Décembre 2012 – Québec

R-1394

TABLE DES MATIÈRES

Préambule	5
Sommaire	6
1. Introduction.....	7
2. Données disponibles et méthodologie.....	9
3. Géologie régionale	10
4. Résultats obtenus.....	14
4.1. Les duplex de la région de Joly.....	15
4.2. Les petits duplex de la zone de transfert	19
4.3. Le duplex de Saint-Flavien.....	19
4.4. Estimation de la direction et de la valeur de raccourcissement	20
4.4.1. La direction de raccourcissement.....	20
4.4.2. La valeur de raccourcissement	21
4.5. Facies de la Formation de Beauharnois dans les duplex de la région de Joly – Saint-Flavien 23	
4.5.1. Les écailles supérieures des duplex de Joly et de la zone de transfert	23
4.5.2. Le duplex de Saint-Flavien et les écailles inférieures de la région de Joly	25
4.5.3. Les écailles moyennes et inférieures des duplex de la zone de transfert.....	28
4.6. L’histoire de la mise en place et la localisation initiale des duplex de la région de Joly - Saint-Flavien	28
4.6.1. Histoire de la mise en place des duplex	28
4.6.2. Localisation initiale des séquences sédimentaires.....	30
5. Discussion	31
6. Conclusions.....	35
7. Recommandations sur les travaux à venir	36
8. Remerciements.....	36
9. Références.....	37
ANNEXES.....	43
Annexe 1. Liste de puits analysés dans la région de Joly – Saint-Flavien.....	45
Annexe 2. Élévation des toits de formations et épaisseur des duplex dans la région de Joly – Saint-Flavien.	46

Annexe 3. Diagraphie et lithologie calculée dans les puits F et 10.	48
Annexe 4 Carte structurale du socle grenvillien dans la région Joly – Saint Flavien.....	49
Annexe 5. Carte structurale du duplex de Saint-Flavien : (a) ‘time-slice’ à 600 ms; (b) toit de Formation Beauharnois, unité A (TWT, ms)	50

Préambule

Le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) a octroyé une subvention à l'INRS-ETE pour mettre en place une chaire de recherche sur la séquestration géologique du CO₂ au Québec. Le décret n° 714-2008 approuvant l'octroi a été adopté le 25 juin 2008. La subvention d'une durée de cinq ans (exercices financiers 2008-2009 à 2012-2013) provient du Fonds vert. La création de la chaire s'inscrit dans l'action 20 du Plan d'action 2006-2012 sur les changements climatiques intitulé « Le Québec et les changements climatiques, un défi pour l'avenir ».

Les travaux de la chaire permettront d'explorer les principales options de séquestration géologique du CO₂ au Québec. Les objectifs principaux sont d'évaluer la capacité de stockage du CO₂ au Québec, de tester quelques sites pour leur potentiel de rétention du CO₂ après injection, et de former une expertise au Québec dans le domaine de la technologie du captage et de la séquestration du CO₂ (CSC). Les objectifs secondaires pour arriver à répondre aux objectifs principaux sont de: 1) faire l'inventaire des réservoirs géologiques potentiels au Québec; 2) faire l'inventaire des sources majeures d'émission de CO₂ au Québec; 3) compiler les travaux réalisés ailleurs dans le monde sur la technologie du CSC; 4) caractériser les paramètres géologiques et géophysiques des réservoirs potentiels; 5) évaluer leur capacité de stockage; 6) choisir des sites potentiels pour réaliser des essais d'injection de CO₂; 7) tester un ou deux sites avec suivi sur une période d'un à deux ans pour évaluer la capacité de rétention du CO₂ et les risques de fuite. En marge de l'atteinte des objectifs mentionnés plus haut, les travaux complémentaires concernent l'évaluation des enjeux socio-économiques de l'implantation de la technologie du CSC au Québec (lois, sécurité, etc.) et des études technico-économiques pour l'implantation d'une usine pilote.

Les cinq volets de recherche suivants permettront d'atteindre les objectifs et de réaliser les travaux complémentaires :

Inventaire

Caractérisation

Capacité de stockage

Test-pilote

Enjeux socio-économiques

Le présent rapport sur l'estimation de la capacité de stockage du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent cadre dans le volet capacité de stockage.

Sommaire

Les duplex à pendage en direction de l'arrière-pays, à un et à deux niveaux, sont reconnus dans le domaine parautochtone le long du front structural des Appalaches du Québec, dans la région de Joly – Saint-Flavien. L'intégration de l'analyse des diagraphies de 26 puits et de l'interprétation structurale des levés sismiques 2D (48,3 km) et 3D (37,4 km²) est utilisée pour reconstruire la géométrie et l'histoire de la mise en place des duplex. L'emplacement des écailles supérieures des duplex de Joly a été suivi par l'accrétion des écailles inférieures et du duplex de Saint-Flavien, ce qui reflète une séquence de mise en place des chevauchements de l'arrière-pays vers l'avant-pays. Le déplacement parallèle à la direction du raccourcissement est de 17,2 km et de 13 km pour les écailles supérieures et inférieures des duplex de Joly et de 11 km pour le duplex de Saint-Flavien. Le raccourcissement lié à la mise en place des duplex est de - 49 % dans la zone Joly et de - 31 % dans la région de Saint-Flavien. L'orientation de l'axe long des duplex dans les régions de Joly et de Saint-Flavien diffère de 13 ° ce qui est probablement lié à la rotation du duplex de Saint-Flavien autour de un axe vertical dans le sens horaire pendant l'emplacement. Le transport différentiel vers l'avant des duplex de Joly et de Saint-Flavien a été accommodé par l'emplacement d'écailles tectoniques mineures dans une zone de transfert. Dans le même niveau structural, des écailles tectoniques ont été sous-plaquées progressivement du SO vers le NE, en induisant un chevauchement régulier des bordures d'écailles de petite échelle (1 km). Le niveau de détachement pour les duplex de la région d'étude se situe dans l'unité supérieure du grès de la Formation de Theresa, ce qui est probablement lié au contraste rhéologique entre les unités de grès et de carbonates. Les failles normales SO-NE dans le socle grenvillien, ayant un rejet vertical important, ont influencé la localisation de l'emplacement des duplex pendant l'orogénèse taconienne. Le soulèvement frontal et la rampe latérale NO-SE dans le socle ont créé des contraintes extérieures qui ont affecté la géométrie de propagation des chevauchements. Les séquences de la Formation de Beauharnois sont différentes dans les écailles supérieures et les écailles inférieures. Elles ont été formées dans des paléo-environnements distincts. Le réservoir fracturé des dolomies de l'Ordovicien inférieur du duplex de Saint-Flavien est corrélé à l'unité des dolomies oolithiques de haute porosité dans l'écaille tectonique inférieure du duplex de Joly qui pourrait représenter un piège structural comparable.

1. Introduction

Les duplex à pendage en direction de l'arrière-pays sont reconnus dans le domaine parautochtone le long du front structural des Appalaches du Québec (Fig. 1). Ces duplex sont exposés à la surface dans les écailles de Saint-Dominique et de Phillipsburg à l'est de Montréal (Séjourné et Malo, 2007). Les duplex de la région de Joly – Saint-Flavien représentent des écailles qui se trouvent en profondeur au sud de la ville de Québec (Bertrand *et al.*, 2003; Castonguay *et al.*, 2010). Les duplex sont essentiellement composés de carbonates et de grès du Paléozoïque inférieur de la plate-forme du Saint-Laurent. Il a été démontré que la variabilité des structures associées aux duplex localisés à l'est de Montréal est influencée par la lithologie, l'épaisseur des lits et le volume des shales dans la succession sédimentaire (Séjourné *et al.*, 2003; Séjournée et Malo, 2007). Est-ce qu'il y a des variations latérales dans la géométrie et l'histoire d'emplacement des duplex de la région Joly – Saint-Flavien et quels sont les paramètres qui les contrôlent est le sujet de la présente étude.

Le duplex de Saint-Flavien est bien étudié car il représente le réservoir de gaz converti en un site de stockage de gaz naturel dans les années 1992-1998 (Béland et Morin, 2000; Bertrand *et al.*, 2003). Le duplex constitue une écaille qui forme un pli anticlinal (Fig. 1, coupe) délimité par deux failles principales – la Ligne de Logan et la faille d'Aston (Bertrand *et al.*, 2003; Castonguay *et al.*, 2010). L'anticlinal est composé des facies distaux de calcaires, de dolomies et de grès du Paléozoïque inférieur de la plate-forme du Saint-Laurent qui ont été détachés, plissés et transportés au front des chevauchements appalachiens pendant l'orogénèse taconienne de l'Ordovicien moyen-tardif. Le réservoir est localisé dans les dolomies

de l'Ordovicien inférieur de la Formation de Beauharnois.

Une série de duplex à deux écailles composées de calcaires, de dolomies et de grès du Paléozoïque inférieur a été interprétée le long de cinq lignes sismiques 2D dans le domaine parautochtone de la région de Joly (données d'Intragaz non-publiées, interprétation des compagnies Vertas et Kelman). Ces duplex se retrouvent sur une distance de 20 km au sud-ouest de l'écaille de Saint-Flavien (Fig. 1). Cependant, aucun champ de gaz n'a été trouvé dans ces structures et la géométrie de ces duplex ainsi que la nature de leur connexion à l'écaille de Saint-Flavien sont mal définies.

Le but de cette étude est de reconstruire la géométrie des duplex de la région de Joly et d'établir comment ces structures sont connectées au duplex de Saint-Flavien ainsi que d'évaluer la continuité latérale du réservoir le long du domaine parautochtone à partir du réservoir de Saint-Flavien vers la région de Joly au sud-ouest. L'analyse des facies lithologiques de la Formation de Beauharnois et de leur épaisseur dans les écailles de Saint-Flavien et de Joly est utilisée pour établir la variation latérale des facies de réservoir et leur localisation paléogéographique. L'estimation du déplacement dans la direction de transport et du raccourcissement pour les duplex de Joly et de Saint-Flavien est faite afin de reconstruire l'histoire de la mise en place des duplex. Les structures du socle grenvillien sont analysées dans le but de mieux comprendre leur influence sur la propagation et la géométrie des duplex et des chevauchements frontaux dans la région d'étude.

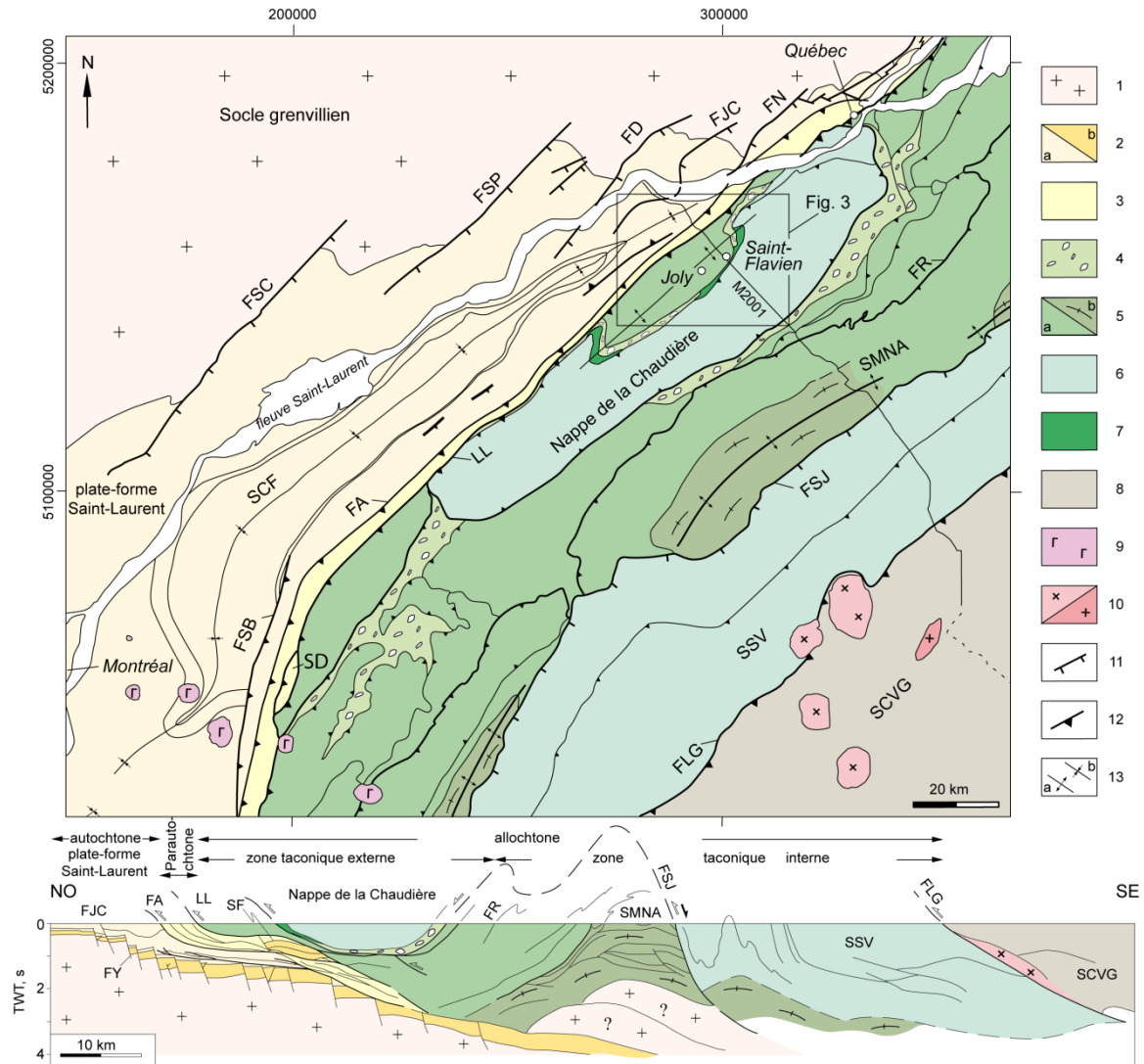


Figure 1. Carte tectonique du Sud du Québec, modifiée d'après St-Julien et Slivitsky (1985), Globensky (1987), Pinet et Tremblay (1995), Konstantinovskaya et al. (2009). La coupe interprétative le long de la ligne sismique M2001 est modifiée d'après Castonguay et al. (2010). L'échelle verticale de la coupe est présentée en temps double en secondes (TWT, s).

1, socle grenvillien; 2-3, succession sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent : 2, domaine autochtone incluant les unités clastiques (a) et les unités calcaires et clastiques (b, sur la coupe); 3, domaine parautochtone; 4, dépôts d'olistostrome ordovicien; 5, unités cambriennes-ordoviennes imbriquées dans la zone taconienne externe (a) et dans la zone taconienne interne (schistes de Sutton-Bennett); 6, unités cambriennes-ordoviennes allochtones de la zone taconienne interne et leur unités corrélatives dans les klippes tectoniques externes; 7, basaltes et gabbros de Saint-Flavien du Cambrien inférieur; 8, unités siluriennes-dévonniennes; 9, gabbros crétacés (montérégiens); 10, granodiorites (a) et granites (b) dévoniens; 11, failles normales; 12, failles inverses; 13, axes d'antiformes (a) et de synformes (b). La ligne noire indique la localisation de la ligne sismique M2001.

SD, écaïlle de Saint-Dominique; SF, écaïlle de Saint-Flavien; SMNA, Anticlinorium de Sutton-Monts Notre Dame; SSV, Synclinorium de Saint-Victor; SCVG, Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Failles: FSC, Saint Cutbert; FSP, Saint Prosper; FD, Deschambault; FJC, Jacques Cartier; FN, Newville; FSB, Saint Barnabé; FA, Aston; LL, Ligne Logan; FR, Richardson; FSJ, Saint Joseph; FLG, La Guadeloupe, FY, Yamaska.

2. Données disponibles et méthodologie

Les données mises à notre disposition par Intragaz pour la région de Joly – Saint-Flavien (Fig. 2) incluent:

- a. Les données de localisation et de déviation des puits, les diagraphies, les toits de formations et les tables de conversion temps-profondeur pour les 7 puits de la région de Joly et les 19 puits de la région de Saint Flavien (Annexe 1).
- b. Les cinq lignes sismiques 2D (1-5) avec les horizons interprétés par Veritas et Kelman et les trois lignes sismiques 2D non-interprétées de Shell Canada Limitée (6-8) dans la région de Joly, d'une longueur globale de 48,3 km.
- c. Les données du levé sismique 3D avec les horizons et les failles interprétés par Veritas et Kelman dans la région de Saint-Flavien pour une surface de 37,4 km².

Le nouveau projet a été créé pour associer les données de puits et de levés sismiques 2D et 3D (Fig. 2).

Les toits de formations et la composition lithologique ont été analysés et corrigés au besoin (Annexe 2). La lithologie a été calculée pour les puits où les diagraphies nécessaires étaient disponibles (Annexe 3) en utilisant les données de la radioactivité naturelle gamma, de la porosité de densité et de neutron, et du facteur photo-électrique (Doveton, 1986). La lithologie calculée a été contrainte par les données de description des carottes et des déblais. Les puits ont été ensuite projetés sur les lignes sismiques 2D et sur le cube du levé sismique 3D. Les horizons ont été tracés en tenant compte de la localisation des toits de formations obtenus dans les puits.

Les failles normales dans le socle et les unités autochtones de la plate-forme du Saint-Laurent ont été tracées à travers le cube du levé sismique 3D et leur continuation a été établie sur les lignes sismiques 2D ce qui a permis de créer une carte du socle détaillée dans la région Joly – Saint-Flavien (Annexe 4). Les réflexions sismiques de haute amplitude qui correspondent aux toits des grès du Groupe de Potsdam et des calcaires du Groupe de Trenton de la plate-forme du Saint-Laurent (Claprood *et al.*, 2012) ont été utilisées pour extrapoler les unités de la plate-forme à partir de la région du socle à faible profondeur au nord-ouest vers la région de Joly – Saint-Flavien. La majorité des failles chevauchantes qui délimitent les duplex ou qui affectent la structure interne des écailles tectoniques a été interprétée ou réinterprétée sur les levés sismiques 2D et 3D (Annexe 5).

Sept lignes sismiques 2D transversales par rapport à la direction de la structure régionale sont orientées N318°O (Fig. 2). Une ligne 2D longitudinale, parallèle à la structure régionale, est orientée N47°E (Fig. 2). Trois lignes arbitraires ont été construites à travers le cube du levé sismique 3D pour présenter les résultats obtenus (Fig. 2): deux lignes A et B transversales et la ligne C longitudinale par rapport à la direction de la structure régionale. La localisation et l'orientation des lignes arbitraires sont choisies pour qu'elles restent parallèles aux lignes sismiques 2D et à la ligne régionale M2001 pour mieux présenter la structure régionale sur sa continuité vers le nord-est.

La restauration spatiale des failles et de la géométrie des duplex ainsi que le traçage des contours structuraux du toit de la Formation de Beauharnois dans chaque duplex sont réalisés en utilisant le krigeage en temps à partir des horizons tracés et des failles interprétées.

Toutes les données obtenues au cours de la présente étude sont transférées à Intragaz en forme de fichiers électroniques (Annexe 6).

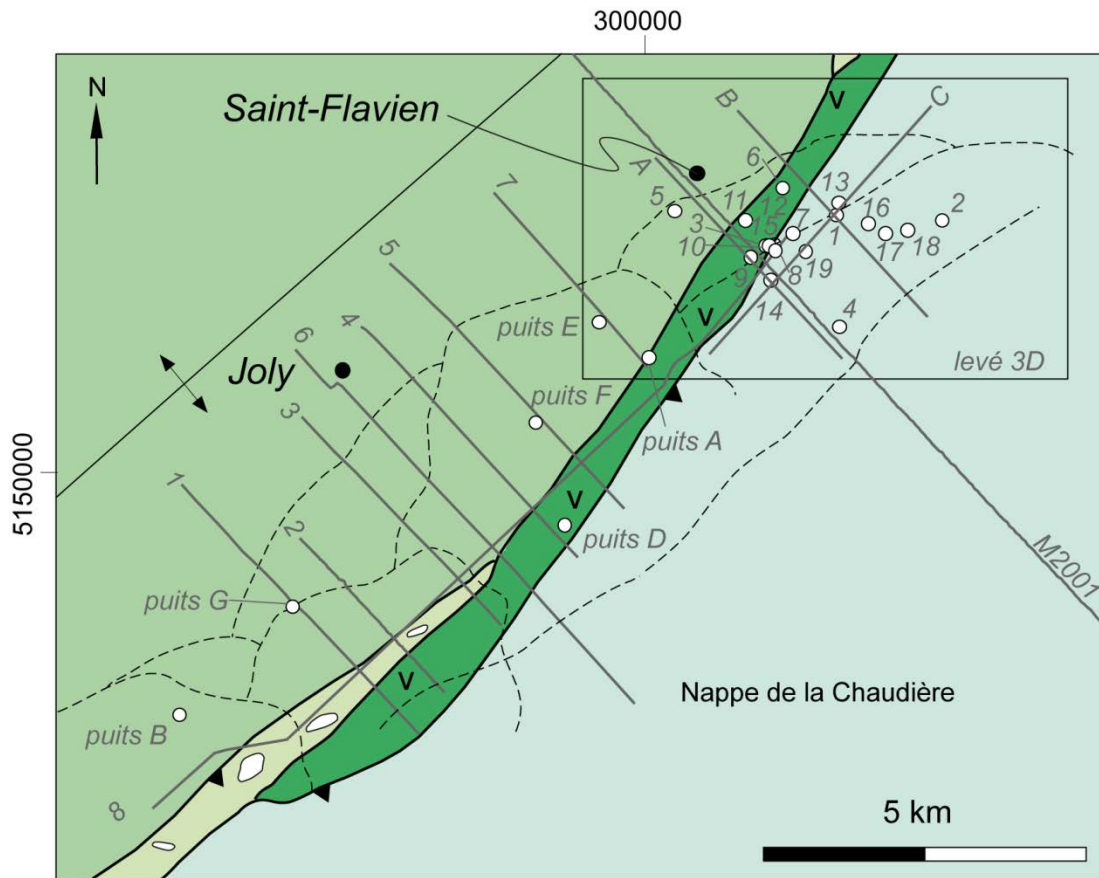


Figure 2. Les données disponibles dans la région de Joly – Saint-Flavien. Les lignes A, B, et C sont les lignes arbitraires construites à travers le levé sismique 3D pour présenter les résultats de l'interprétation (Fig. 10).

3. Géologie régionale

Les écailles de la région de Joly – Saint-Flavien sont localisées dans le domaine parautochtone entre le domaine autochtone de la plate-forme du Saint-Laurent et la zone

taconienne externe de chevauchement des Appalaches du Québec, soit entre la Ligne Logan et la Faille d'Aston (Fig. 3, coupe interprétative de la ligne sismique M2001).

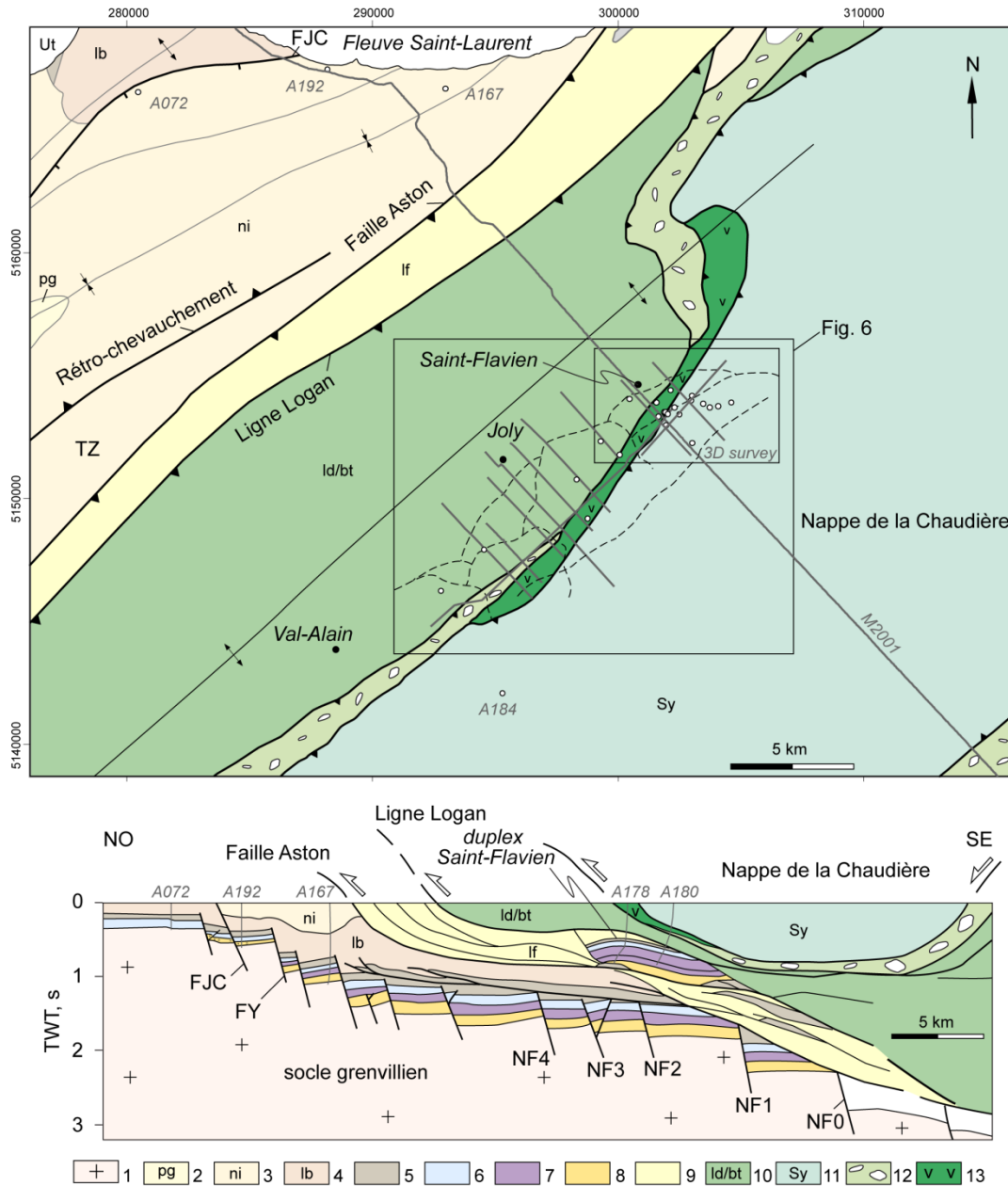


Figure 3. Carte tectonique de la région de Joly – Saint-Flavien, modifiée d'après Globensky (1987), et la coupe interprétative de la ligne sismique M2001, modifiée d'après Castonguay et al (2010). L'échelle verticale de la coupe est présentée en temps double en secondes (TWT, s).

1, socle grenvillien; 2-8, succession sédimentaire autochtone de la plate-forme du Saint-Laurent : 2-4 facies pro-deltaïques et les dépôts de flysch des Formations de Pontgravé (2), de Nicolet (3) et de Lotbinière (4); 5, Shale Utica; 6, calcaires des groupes de Trenton, de Black River et de Chazy; 7, dolomies et grès du Groupe de Beekmantown; 8, grès du Groupe de Potsdam; 9, unités de l'Ordovicien supérieur du domaine parautochtone (Formation Les Fonds); 10-11, unités allochtones du Cambrien-Ordovicien : 10, formations de Bourret et de La Citadelle, non-différenciées, 11, Groupe de Sillery; 12, olistostrome de la rivière Etchemin; 13, basaltes et gabbros de Saint-Flavien. TZ- zone triangulaire. Failles normales dans le socle : FJC, Jacques Cartier; FY, Yamaska; NF1 à NF4 (voir Fig. 5). Pour plus de détails voir Figs 1 et 6.

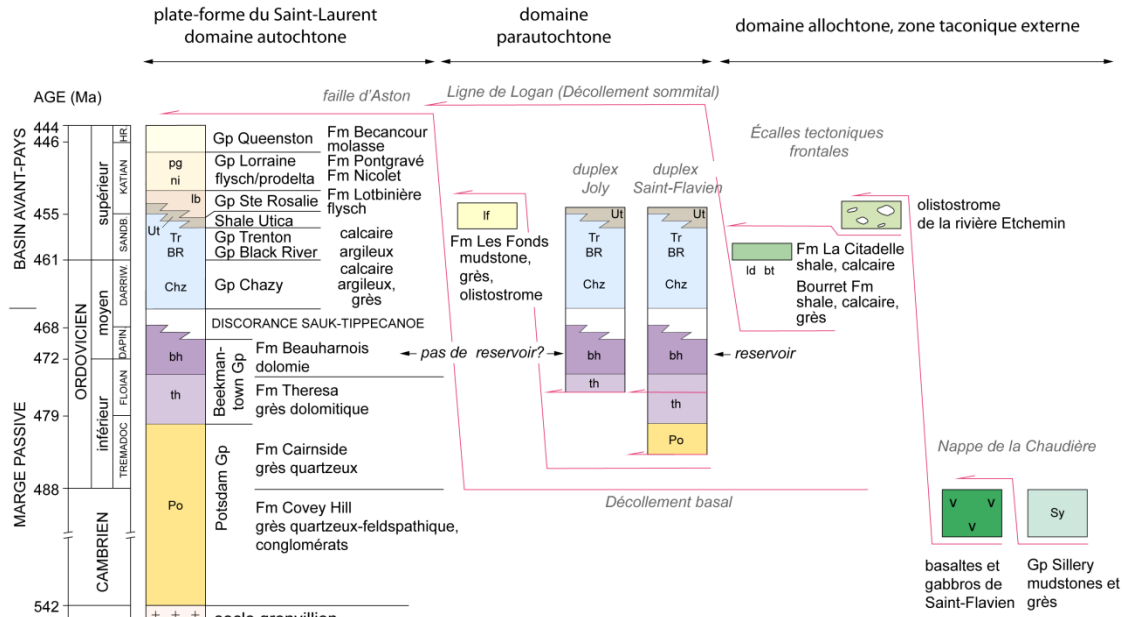


Figure 4. Schéma stratigraphique des unités litho-tectoniques de la région de Joly – Saint-Flavien, composée avec les données de Riva (1969); Globensky (1987); Lavoie (1994; 2002); Bertrand et al. (2003); l'échelle du temps d'après Walker et Geissman (2009). Abréviations : pg, Formation de Pontgravé; ni, Formation de Nicolet; lb, Formation de Lotbinière; Ut, Shale d'Utica; Tr, Groupe de Trenton; BR, Groupe de Black River; Chz, Groupe de Chazy; bh, Formation de Beauharnois; th, Formation de Theresa; Po, Groupe de Potsdam; lf, Formation de Les Fonds; ld, Formation de La Citadelle; bt, Formation de Bourret; Sy, Groupe de Sillery.

La plate-forme du Saint-Laurent représente le bassin sédimentaire du Paléozoïque inférieur reposant en discordance sur le socle grenvillien précambrien (Williams, 1979; Globensky, 1987). La succession sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent (Fig. 4) d'une épaisseur totale de 1500-3000 m consiste en plusieurs unités qui sont, de la base vers le sommet : les grès quartzeux du Groupe de Potsdam du Cambrien-Ordovicien inférieur; les grès dolomitiques et les dolomies de la Formation de Theresa et les dolomies de la Formation de Beauharnois du Groupe de Beekmantown de l'Ordovicien inférieur; les grès et les calcaires argileux du Groupe de Chazy de l'Ordovicien moyen; les calcaires argileux des Groupes de Black River et de Trenton de l'Ordovicien supérieur; les shales calcaires du Shale d'Utica; les shales, les siltstones et les grès

de la Formation de Lotbinière; les shales calcaires et les siltstones des Formations de Nicolet et de Pontgravé; et les siltstones et les grès du Groupe Queenston (Globensky, 1987; Lavoie, 1994). Les unités des Groupes de Potsdam et de Beekmantown représentent les dépôts de la marge passive. La discordance de Sauk-Tippecanoe de l'Ordovicien moyen entre les Groupes de Beekmantown et de Chazy est reconnue comme une discordance d'érosion (Jacobi, 1981) qui marque le début de l'orogénèse taconienne (460-440 Ma) suite à une flexure lithosphérique et au soulèvement de la marge continentale au-dessus du bombement périphérique. Les unités stratigraphiques au-dessus de la discordance de Sauk-Tippecanoe se sont accumulées dans le bassin d'avant pays (Lavoie, 1994).

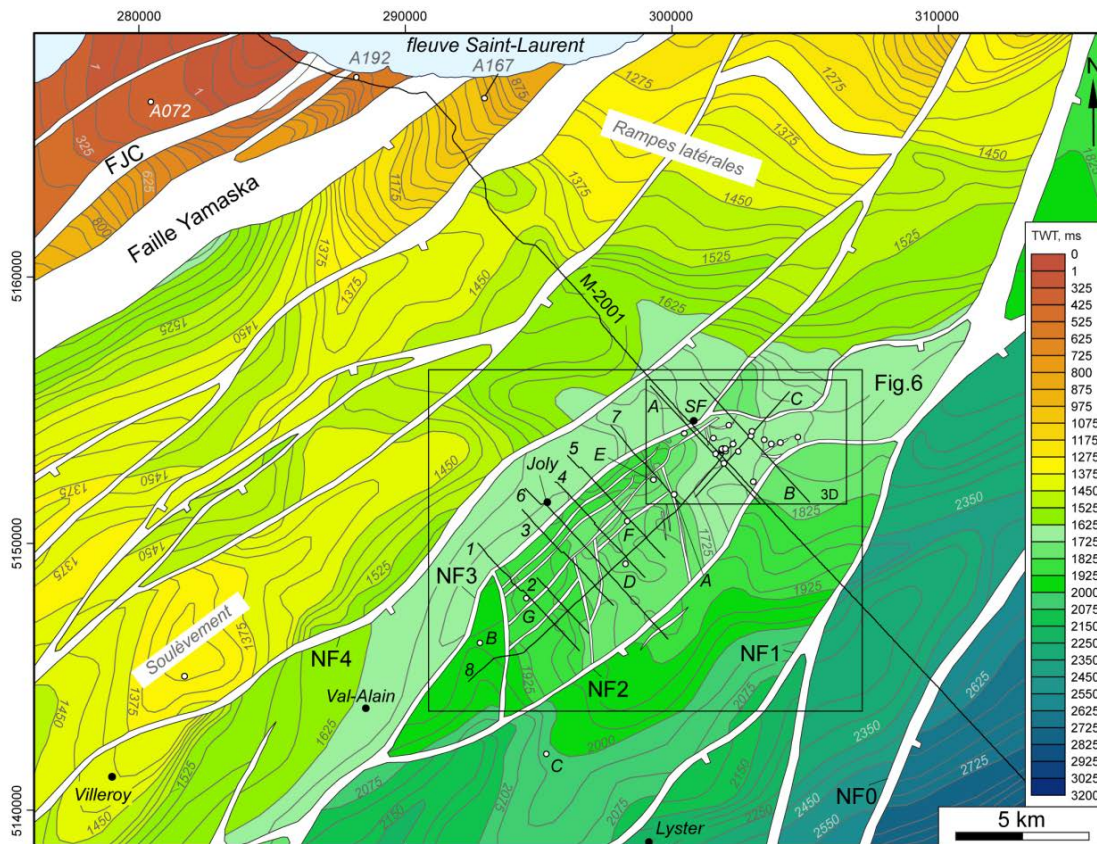


Figure 5. Carte structurale du socle grenvillien dans la région de Joly – Saint-Flavien, modifiée d'après Thériault et al. (2005). Les contours de l'élévation du socle sont présentés en temps double (TWT, ms). Les polygones des failles normales sont montrés en blanc NF1 à NF4 failles normales; FJC, Faille de Jacques Cartier. Voir Annexe 4 pour la carte détaillée du socle soulignée par le cadre.

Une série de failles normales SO-NE à pendage vers le SE affecte le socle grenvillien (Fig. 5) et les unités autochtones de la plateforme du Saint-Laurent jusqu'au toit du Shale Utica (Fig. 3, coupe) (Séjourné et al., 2003; Konstantinovskaya et al., 2009; Castonguay et al., 2010). Les failles normales ont été formées au Néo-Protérozoïque pendant le rift et l'extension de la marge continentale laurentienne et l'ouverture de l'océan Iapetus (Rankin, 1976; Williams, 1979; St-Julien, et al. 1983; Kumarapeli, 1985; Cawood et al., 2001; Thomas, 2006; Hibbard et al., 2007; Allen et al., 2009; O'Brien et van der Pluijm, 2012). Ces failles ont été par la suite réactivées à plusieurs reprises comme des failles normales synsédimentaires à l'Ordovicien moyen-tardif pendant le développement du bassin d'avant-pays et au Silurien tardif-Dévonien précoce (St-Julien et al., 1983; Séjourné et al., 2003; Tremblay et al., 2007; Sasseville et al., 2008;

Konstantinovskaya et al., 2009). Certaines de ces failles comme la faille de Yamaska ont subi une réactivation inverse à la fin de l'orogénèse taconienne ou plus tard, pendant des phases de raccourcissement postérieures (Faure et al., 2004; Konstantinovskaya et al., 2009). Une réactivation des failles normales dans le socle grenvillien et une inversion tectonique au temps jurassique sont interprétées dans le système de rift du Saint-Laurent (Tremblay et al., 2007; Tremblay et Roden-Tice, 2010).

Les unités autochtones de la plateforme du Saint-Laurent forment le pli synclinal large et ouvert de Chambly-Fortierville de direction SO-NE (Fig. 1). Les unités de la plateforme dans les zones adjacentes au front des chevauchements dans l'allochtone sont déformées plus intensément et affectées par des failles inverses à vergence vers le nord-ouest (Fig. 1) et par des rétrochevauchements à vergence vers le sud-est

(Fig. 1) qui délimitent une zone triangulaire formée au front de l'orogène appalachien dans la région d'étude (Konstantinovskaya *et al.*, 2009; Castonguay *et al.*, 2010). La propagation du front de déformation dans les unités autochtones de la plate-forme est liée aux phases finales de l'orogénèse taconienne ou aux phases compressives plus tardives.

Les duplex à pendage en direction de l'arrière-pays (vers le SE) dans le domaine paraautochtone de la région de Joly – Saint-Flavien (Fig. 3) sont définis par le décollement sommital (Ligne de Logan) et par le décollement basal (Faille d'Aston). Les écailles composées de calcaires, de dolomies et de grès du Paléozoïque inférieur de la plate-forme du Saint-Laurent (Fig. 4) ont été transportées et mises en place sur des roches sédimentaires de l'Ordovicien supérieur de la Formation de Les Fonds pendant l'orogénèse taconienne pour former une zone d'imbrication (Riva, 1969; Globensky, 1987; Comeau *et al.*, 2004). La Formation de Les Fonds est composée en général de mudstones et de grès fins à grossiers avec une faible proportion de lits de calcaires et de conglomérats (Comeau *et al.*, 2004). Les indicateurs de courant dans ces roches indiquent une direction nord-ouest du paléo-courant et une source située au sud-sud-est (Beaulieu *et al.*, 1980). Les niveaux chaotiques composés d'olistostrome et de tectonosome se sont développés dans une matrice de mudstones et de grès suite à l'imbrication des dépôts du bassin d'avant-pays au temps caradocien (Comeau *et al.*, 2004).

La zone taconienne externe des Appalaches du Québec contient une série d'écailles allochtones frontales à vergence vers le nord-ouest composée des roches de l'Ordovicien supérieur (Formations de Bourret et de La Citadelle) et de la Nappe de la Chaudière composée des roches cambriennes (Fig. 4). La formation des plis et des chevauchements à vergence vers le nord-ouest dans la zone taconienne externe a eu lieu pendant les phases initiales de raccourcissement à l'Ordovicien précoce et pendant les imbrications hors-séquence à l'Ordovicien tardif au cours de l'orogénèse taconienne (Sasseville *et al.*, 2008).

4. Résultats obtenus

La géométrie des duplex de la région de Joly – Saint-Flavien varie le long du domaine paraautochtone (Fig. 6). Le duplex de Saint-Flavien au nord-est contient une écaille tandis que les duplex de Joly au sud-ouest sont composés de deux écailles : inférieures et supérieures. Cinq petites écailles sont reconnues dans la zone de transfert entre les deux régions. Le décollement sommital DS ou Ligne de Logan (Fig. 7) est localisé dans ou au-dessus des shales de l'Utica en séparant les duplex des unités allochtones de l'Ordovicien supérieur (Formations de Bourret et de La Citadelle). Le décollement basal principal DB délimite la base des écailles inférieures (Fig. 7). Le socle grenvillien et les unités autochtones de la plate-forme du Saint-Laurent se trouvent au-dessous des unités imbriquées constituées des roches fines clastiques de la Formation de Lorraine (Fig. 7)

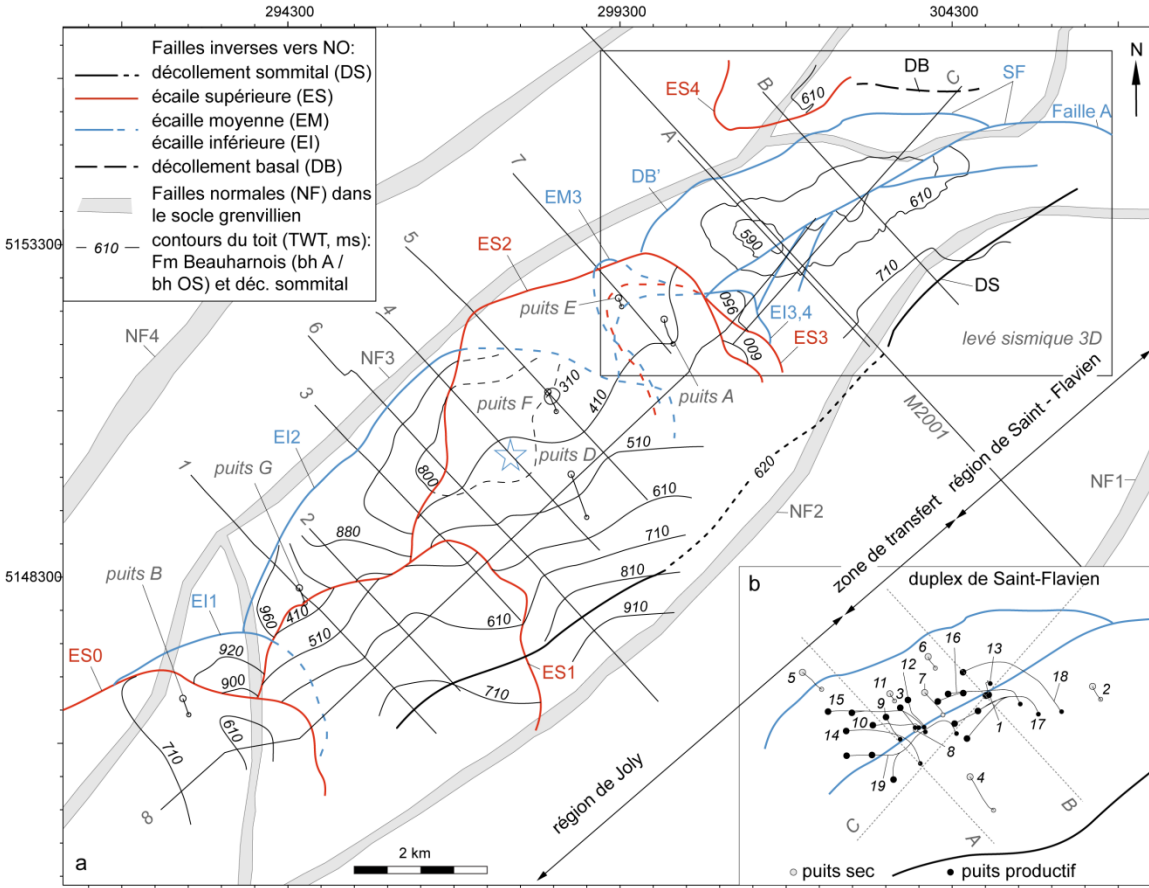


Figure 6. Carte structurale du toit de la Formation de Beauharnois dans les duplex de la région de Joly – Saint-Flavien et dans la zone de transfert (a) et carte de localisation des puits dans le duplex de Saint-Flavien (b). Le toit de la Formation de Beauharnois correspond au toit de l'unité Oolithe Supérieure (bh OS) ou au toit de l'unité A (bh A). L'étoile bleue indique la partie apicale de l'anticlinal dans l'écaille inférieure EI2. Voir Figs 7-10 pour l'interprétation structurale le long des lignes sismiques 1-8, A-C et Fig. 3 – le long de la ligne M2001. Les détails sur les puits sélectionnés sont présentés dans l'Annexe 2 et sur les Figs 12-13. Voir l'Annexe 5 pour la carte détaillée du duplex de Saint-Flavien.

4.1. Les duplex de la région de Joly

Trois écailles supérieures (ES0 à ES2) et deux écailles inférieures (EI1 et EI2) sont reconnues dans les duplex de la région de Joly (Fig. 6). Les écailles supérieures et inférieures sont séparées par ~375 m de shale et de siltstone attribués à la Formation de Lorraine (Fig. 7;

Annexe 2, puits D). Le décollement basal principal DB est pénétré seulement par le puits D (Figs 7, 9a) tandis que les autres puits pénètrent seulement les écailles supérieures des duplex de Joly (Figs 8a, 9b).

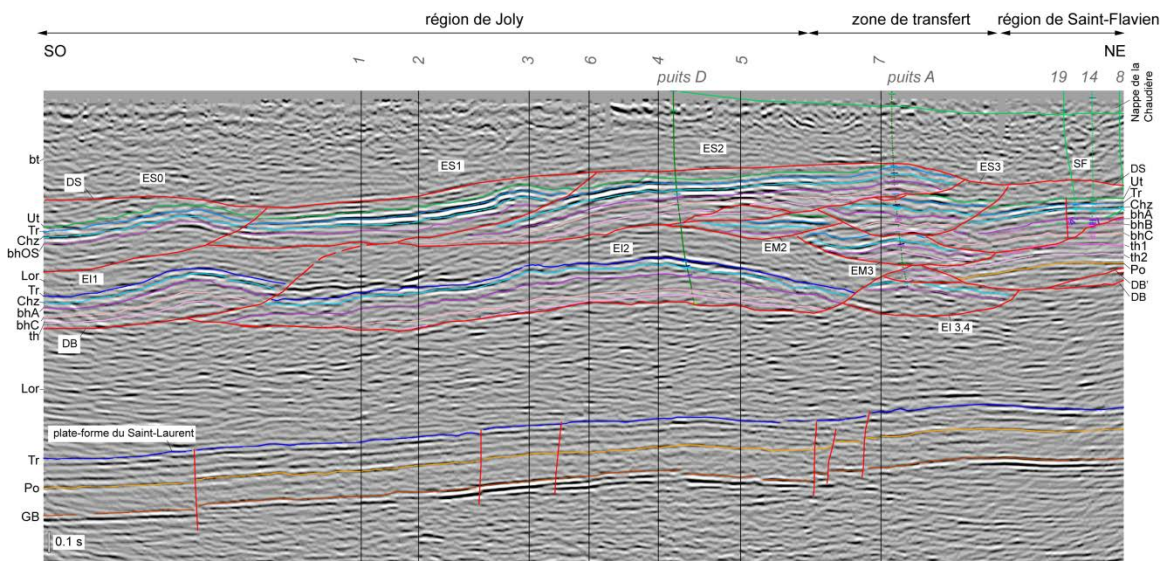


Figure 7. Coupe interprétative le long de la ligne sismique 8. La longueur de la ligne est de ~13,5 km. Les échelles verticale et horizontale sont égales pour la vitesse moyenne de 5486 m/s. Les lignes rouges indiquent les failles. Voir Fig. 6 pour la localisation de la ligne et pour les abréviations des failles et des écaïlles tectoniques. Voir Fig. 4 pour les abréviations des unités stratigraphiques. Lor, Formation de Lorraine; bhOS, bhA, bhB, bhC indiquent les unités Oolithe Supérieur, A, B, C de la Formation de Beauharnois, respectivement (voir Figs 12-13); th1 et th2 correspondent aux réflexions sismiques dans la Formation de Theresa. Pour les toits de formations dans les puits voir Figs 12-13 et Annexe 2.

Les écaïlles supérieures et inférieures des duplex de Joly sont composées principalement de carbonates des groupes de Beekmantown, de Black River et de Trenton avec les shales de l'Utica au sommet (Figs 7, 9A; Annexe 2). Les grès de l'Ordovicien inférieur de la Formation de Theresa sont localement présents (de 0 m à 236 m) à la base des écaïlles tectoniques et ils sont recoupés par les détachements de base (Fig. 7; Annexe 2).

La direction des écaïlles de la région de Joly est déterminée à partir de l'orientation des contours d'élévation calculés pour le toit de la Formation de Beauharnois dans chaque écaïlle et elle est de N52°E (Fig. 6). Les écaïlles ont un pendage vers le sud-est, les écaïlles supérieures étant plus inclinées (25 ° à 30 °) que les écaïlles inférieures (5 ° à 10 °) (Figs 8, 9). Les écaïlles supérieures sont presque isométriques (4 km x

4 km) dans le plan de la carte (Fig. 6) et ont une épaisseur de ~495 m (Annexe 2, ES2 dans puits D). Les écaïlles inférieures sont allongées dans la direction SO-NE (4 km x 8 km) (Figs 6-7) et ont une épaisseur de ~612 m (Annexe 2, EI2 dans puits D). L'écaïlle ES2 est plus mince (272 m à 349 m) sur ses bordures à l'est et au nord (Fig. 6; Annexe 2, puits A, E, F) où elle est sous-plaquée par des petits duplex (Fig. 7, 9b).

Les unités carbonatées de l'écaïlle EI2 forment un pli anticlinal ouvert (Fig. 6). Sur la coupe SO-NE, parallèle à la direction de l'écaïlle, l'écaïlle EI2 est faiblement courbée vers le haut avec une localisation du segment le plus élevé à l'intersection avec la ligne sismique 4 (Fig. 7). Sur la coupe transversale SE-NO de la ligne 4, l'écaïlle EI2 est aussi courbée vers le haut (Fig. 9a) avec la localisation de la partie apicale à ~1 km vers le NO de la ligne 8 (Fig. 6).

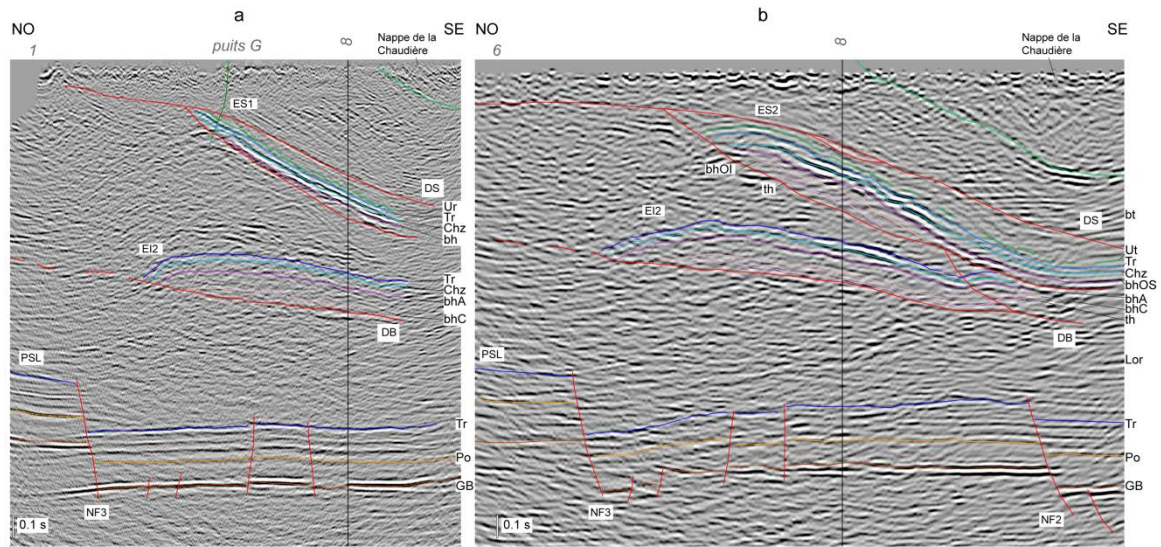


Figure 8. Coupes interprétatives le long des lignes sismiques 1 (a) et 6 (b). La longueur de la ligne 1 est de ~5,4 km et de la ligne 6 – 7,7 km. Les échelles verticale et horizontale sont égales pour la vitesse moyenne de 5486 m/s. Les lignes rouges indiquent les failles. Voir Fig. 6 pour la localisation des lignes et pour les abréviations des failles et des écaïlles tectoniques. Voir Figs 4, 7 pour les abréviations des unités stratigraphiques. PSL, plate-forme du Saint-Laurent.

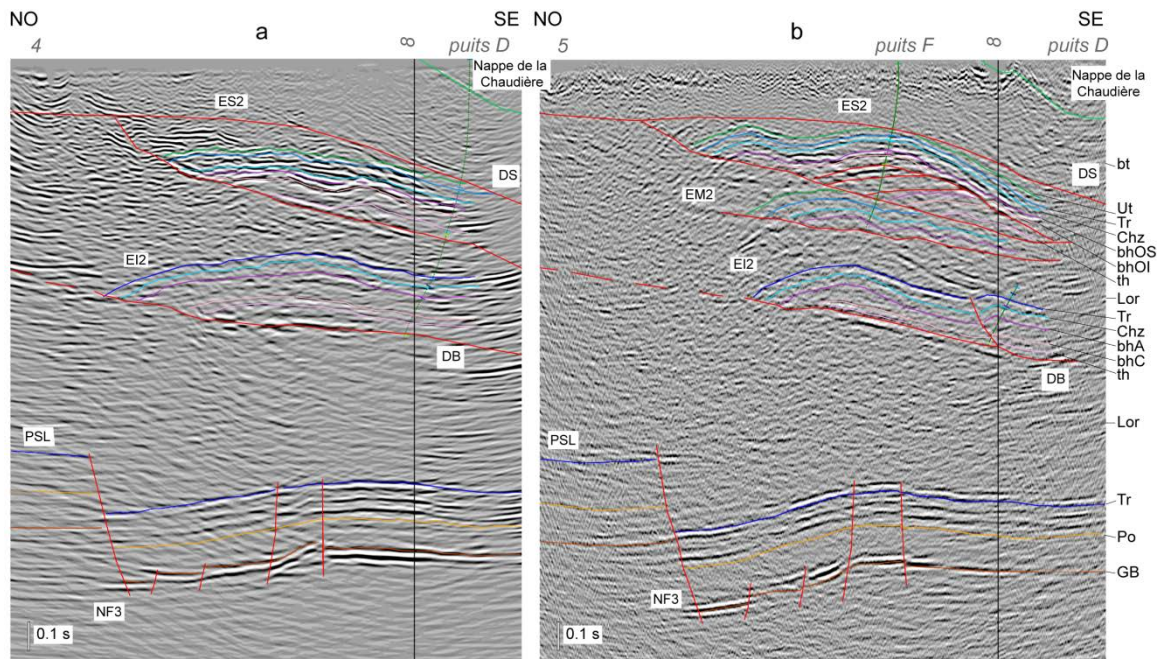


Figure 9. Coupes interprétatives le long des lignes sismiques 4 (a) et 5 (b). La longueur de la ligne 4 est de ~4,9 km et de la ligne 5 – 5,3 km. Les échelles verticale et horizontale sont égales pour la vitesse moyenne de 5486 m/s. Les lignes rouges indiquent les failles. Voir Fig. 6 pour la localisation des lignes et pour les abréviations des failles et des écaïlles tectoniques. Voir Figs 4, 7 pour les abréviations des unités stratigraphiques; bhOI, unité Oilthe Inférieur de la Formation de Beauharnois. PSL, plate-forme du Saint-Laurent. Pour les toits des formations dans les puits voir Figs 12-13 et Annexe 2. Pour les noms des unités dans les petits duplex sous l'écaïlle ES2 voir Annexe 2, puits F.

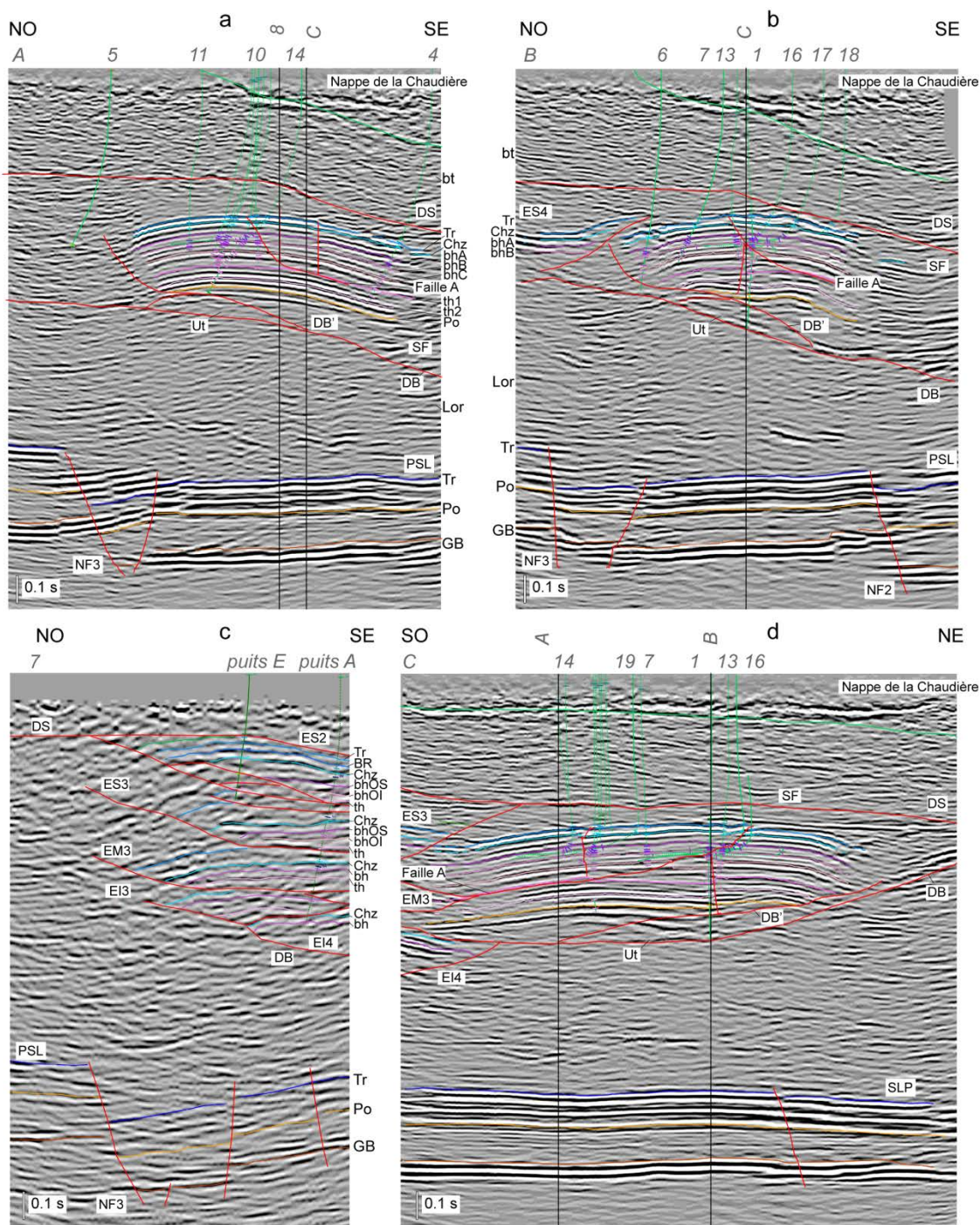


Figure 10. Coupes interprétatives le long des lignes arbitraires A (a), B (b), C (d) à travers le cube du levé sismique 3D à Saint-Flavien et de la ligne 7 (c) dans la zone de transfert. La longueur des lignes A et B est de ~4,2 km, de la ligne C – 5,1 km, et de la ligne 7 – 3,6 km. Les échelles verticale et horizontale sont égales pour la vitesse moyenne de 5486 m/s. Les lignes rouges indiquent les failles. Voir Fig. 6 pour la localisation des lignes et pour les abréviations des failles et des écailles tectoniques. Voir Figs 4, 7, 9 pour les abréviations des unités stratigraphiques; PSL, plate-forme du Saint-Laurent. Pour les toits des formations dans les puits sélectionnés voir Figs 12-13 et Annexe 2.

Sur la coupe longitudinale (Fig. 7), parallèle à la direction des duplex de Joly, les écailles de chaque niveau (supérieur et inférieur) forment des chevauchements de bordure réguliers à petite échelle (1 km). Les bordures d'écailles du nord-est sont sous-plaquées au-dessous des bordures d'écailles du sud-ouest.

4.2. Les petits duplex de la zone de transfert

Cinq petites écailles (ES3, EM2, EM3, EI3 et EI4) sont reconnues sous la marge de la large écaille ES2 dans la zone de transfert entre les régions de Joly et de Saint-Flavien (Fig. 6). Les puits A et E traversent ces écailles, sauf EI4 (Figs 7, 10c). Les écailles sont composées de carbonates de l'Ordovicien avec les grès du Theresa à la base de chaque écaille (Figs 7, 12-13). L'épaisseur de ces écailles varie de 489 m (ES3) à 185 m (EI3) (Annexe 2) et elles sont légèrement allongées en direction NO-SE (2 km x 3 km) (Fig. 6).

4.3. Le duplex de Saint-Flavien

Le duplex de Saint-Flavien est composé d'une épaisse écaille (Fig. 6, Annexe 5). Le détachement basal DB' à sa base est pénétré par les puits 1 et 10 (Fig. 10 a, b; Annexe 3). L'écaille est composée de grès et de siltstones du Groupe de Potsdam; de grès, de dolomies et de calcaires du Groupe de Beekmantown; de calcaires argileux des groupes de Chazy, Black River et Trenton, avec les shales de l'Utica au sommet (Annexe 2, puits 10). La succession sédimentaire de la plateforme est mieux préservée dans le duplex de Saint-Flavien que dans le duplex de Joly (Fig. 7), en conservant à la base de l'écaille 236 m de la Formation de Theresa (contre 185 m dans l'écaille ES2 de Joly) et 80 m à 113 m du Groupe de Potsdam (qui est absent dans les écailles de Joly) (Annexe 2). La séquence complète de la Formation de Theresa inclut deux unités (inférieure et supérieure) de grès dolomitiques séparées par l'unité de dolomies (Annexe 2, puits 10).

Les unités sédimentaires du duplex de Saint-Flavien forment un pli anticlinal qui est délimité à la base par un décollement basal secondaire DB' et les petits duplex de shales de l'Utica le long d'une rampe dans le décollement basal principal DB (Figs 10 a, b). Les flancs du pli ont un pendage de 20° vers le NO et le SE. Le réservoir est localisé dans la zone charnière de l'anticlinal (Fig. 6, Annexe 5). Au NO, le pli est délimité par la rampe frontale du décollement basal secondaire DB' (Figs 10 a, b). Une écaille tectonique ES4 est provisoirement interprétée au nord du duplex de Saint-Flavien (Fig. 6) en tenant compte de la présence de réflexions sismiques de haute amplitude typiques pour les unités carbonates dans la région (Fig. 10b).

Le duplex de Saint-Flavien est allongé (3 km x 6 km) dans la direction SO-NE (Fig. 6) et a un pendage de 20° vers le SE (Figs 9a, b). La direction du duplex est déterminée à partir de contours d'élévation calculés pour le toit de la Formation de Beauharnois et elle est de N65°E (Fig. 6). Cette orientation diffère de 13° par rapport à la direction des duplex de Joly (N52°E) ce qui est probablement lié à la rotation de l'écaille de Saint-Flavien autour d'un axe vertical dans le sens horaire pendant son emplacement. L'épaisseur du duplex de Saint-Flavien dans sa partie frontale (Fig. 10a) où il n'est pas affecté par les failles est de 819 m (Annexe 2, puits 10).

Le duplex de Saint-Flavien est coupé par la faille A, qui est parallèle aux décollements de base DB et DB' et sommital DS (Fig. 6, Annexe 5), représente une faille inverse à vergence vers le NO et à déplacement faible et variable (Fig. 10 a, b). La faille A est caractérisée par un pendage faible (~10°) vers le SE et elle suit la stratification dans l'unité supérieure de grès dolomitiques de la Formation de Theresa (Annexe 2, puits 10) sauf pour le segment de la rampe frontale qui est plus raide (45-50°) (Fig. 10 a, b). Le déplacement horizontal est d'environ de 50 m le long de la rampe frontale dans les parties centrale et nord-est du duplex de Saint-Flavien ce qui est reconnu par le rejet du toit des groupes de Chazy et de Trenton et de la Formation de Beauharnois (Figs 10 b, d). Il n'y a

presque pas de déplacement le long de la rampe frontale dans la partie SO du duplex (Fig. 10a). Ainsi, l'amplitude du déplacement le long de la faille A diminue à quasi nul le long de sa direction vers le SO (Fig. 10 d) et aussi vers le SE (Fig. 10b). Les failles auxiliaires sub-verticales à rejet vertical variable qui sont associées à la faille A (Figs 10a, b, d) compliquent la structure interne du duplex de Saint-Flavien sur ses flancs SO et NE (Fig. 6, Annexe 5).

Les décollements sommital DS et basal DB dans la région de Joly – Saint-Flavien ont une direction générale N50°E (Fig. 6) et un pendage de 20 ° à 10 ° vers le SE (Figs 8-10). Néanmoins, le décollement sommital est dévié vers le nord au-dessus du duplex de Saint-Flavien. Le long de la direction du duplex, le décollement sommital DS plonge de 7 ° vers le NE et le décollement basal DB se redresse à 20 ° dans la même direction (Fig. 10d), les deux failles ainsi se rapprochent sur le flanc NE du duplex de Saint-Flavien.

4.4. Estimation de la direction et de la valeur de raccourcissement

4.4.1. La direction de raccourcissement

D'après les études de terrain (St-Julien *et al.*, 1983; Faure *et al.*, 2004; Sasseville *et al.*,

2008), le déplacement des écaïlles tectoniques frontales des Appalaches du Québec s'est effectué en direction du NO (par rapport aux coordonnées d'aujourd'hui). Dans les unités de la plate-forme du Saint-Laurent de la région de la Ville de Québec, on observe des stries de glissement à plongée vers le SE sur les plans de failles normales avec des critères cinématiques de mouvement inverse (Konstantinovskaya, données non-publiées). Les détachements plats inverses, les structures de rampes et de plats, les plis de rampe et les structures *pop-up* sont aussi présent (Konstantinovskaya *et al.*, 2009). Ces données confirment le transport tectonique vers le NO (N320°O-N340°O). Ainsi, la direction de raccourcissement pendant l'orogénèse taconienne dans la région de la Ville de Québec est assumée NO-SE (~N320°O), étant orthogonal à la direction des écaïlles tectoniques allochtones allongées SO-NE (N50°E) (Fig. 1).

La direction de déplacement pendant la mise en place des duplex de la région de Joly – Saint-Flavien est assumée orthogonale par rapport à leur extension (Fig. 6), tel que supporté par les données géologiques régionales. Les résultats de modélisation analogique sur le développement de duplex permettent aussi de suggérer que les duplex se forment pour être allongés dans la direction perpendiculaire à la direction de transport (Guillier *et al.*, 1995). En tenant compte de cette assumption, la direction de raccourcissement (Tableau 1) est de N322°O pour les duplex de Joly (direction N52°E) et de N335°O pour le duplex de Saint-Flavien (direction N65°E).

Tableau 1. Estimation du déplacement parallèle au transport tectonique, du changement de la longueur de lits, et du raccourcissement attribués à la mise en place des duplex de la région de Joly – Saint-Flavien.

Écaille/Duplex	Déplacement parallèle au transport tectonique D, km	Longueur initiale de lits l_0 , km	Longueur finale de lits l_i , km	Raccourcissement ε_i , %	Direction de transport
				$(l_i-l_0)/l_0 \times 100$	
duplex Joly					
Écaille ES2	17,2	6,1	5,5	-10	N322°E
Écaille EI2	13,0	5,4	5,0	-7	
duplex Saint-Flavien	11,0	4,3	4,1	-5	N335°E
Duplex	Distance de raccourcissement S, km	Longueur initiale de duplex L_0 , km	Longueur finale de duplex L' , km	Raccourcissement ε_L , %	Direction de transport
	$S = L_0 - L'$			$(L'-L_0)/L_0 \times 100$	
duplex Joly	12,2	25	12,8	-49	N322°E
duplex Saint-Flavien	4,8	15,7	10,9	-31	N335°E

4.4.2. La valeur de raccourcissement

Pour estimer la valeur du raccourcissement lié à la mise en place des duplex dans la région de Joly – Saint-Flavien, deux coupes structurales ont été restaurées le long des lignes sismiques (Fig. 11) : la ligne 6, qui est la plus longue parmi les lignes de Joly, et la ligne A, qui traverse le duplex de Saint-Flavien et se trouve à proximité de la ligne régionale M2001 (Fig. 6). La continuité vers le sud-est le long de ces deux lignes a été reconstruite en utilisant l'interprétation de la ligne M2001 (Castonguay *et al.*, 2010), qui est parallèle aux lignes choisies et qui se trouve à 130 m de la ligne A et à 6 km de la ligne 6 (Fig. 5). L'orientation de la ligne A et de la ligne 6 est de N318°O, ce qui est subparallèle (4 °) ou légèrement oblique (17 °) par rapport à la direction de transport tectonique

estimée dans la région de Joly (N322°O) et dans la région de Saint-Flavien (N335°O). Ceci implique qu'aucune correction n'est nécessaire à appliquer dans la région de Joly et que la vraie valeur du déplacement parallèle au transport tectonique dans la région de Saint-Flavien ne soit pas grandement affectée (Cooper, 1983) :

$$D_{\text{orth}} = D_{\text{obl}} \times \cos\alpha = D_{\text{obl}} \times \cos(17^\circ) = D_{\text{obl}} \times 0.96, \quad (1)$$

où D_{orth} est le déplacement le long de la coupe perpendiculaire à la direction de la structure (i.e. parallèle au transport tectonique), D_{obl} est le déplacement le long de la coupe oblique, et α est l'angle entre la coupe oblique et la direction de transport.

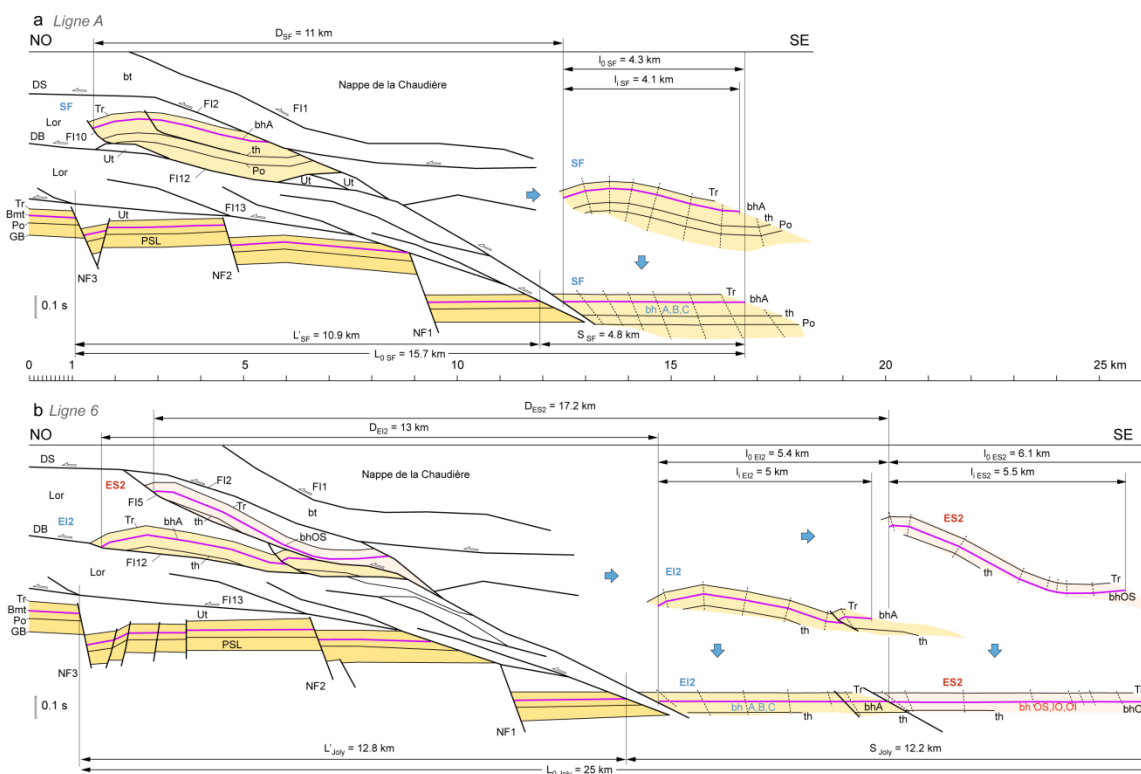


Figure 11. Coupes structurales restaurées dans la région de Saint-Flavien (Ligne A, Fig. 10a) et de Joly (Ligne 6, Fig. 8b) qui démontrent la position initiale des lits transportés dans les duplex. PSL, plate-forme du Saint-Laurent. Voir Fig. 6 pour la localisation de lignes et l'abréviation des failles et des écaïles tectoniques; Figs 4, 7 pour l'abréviation des unités stratigraphiques. F11 à F113 indiquent les failles inverses mises en place de façon consécutive (voir Fig. 13). Voir le texte pour plus de détails.

En assumant la conservation de l'épaisseur des unités lithologiques (Marshak et Mitra, 1988), les charnières et les plans axiaux des plis ont été tracés dans les duplex sur les coupes restaurées (Fig. 11). La longueur des lits a été restaurée par le dé-plissement des plis, en assumant la conservation de la longueur des lits. La localisation initiale des lits restaurés a été interprétée soit comme la position la plus proche des lits équivalents dans la plate-forme du Saint-Laurent qui sont coupés par le décollement basal principal DS, soit comme la position restaurée du duplex inférieur (accrété par la suite). La courbe reliant les bouts des lits restaurés (*loose line*) a été subséquentement analysée en utilisant la méthode de Wilkerson *et al.* (2001) pour contrôler la conservation de la longueur des lits.

Le déplacement parallèle au transport tectonique D qui est attribué à la mise en place des duplex est estimé le long des coupes

structurales restaurées comme une distance horizontale entre la position initiale des lits transportés dans les duplex et leur position d'aujourd'hui (Fig. 11). Le long de la ligne 6 dans la région de Joly, les lits de l'écaïlle supérieure ES2 ont été déplacés horizontalement de 17,5 km vers le NO à partir de leur position initiale; et les lits de l'écaïlle inférieure EI2 à 13 km (Fig. 11b; Tableau 1). Le long de la ligne A dans la région de Saint-Flavien, les lits du duplex de Saint-Flavien ont été déplacés de leur position initiale de 11 km vers le NO (Fig. 11a; Tableau 1).

Le raccourcissement lié à la mise en place des duplex est estimé (Tableau 1) en utilisant la méthode de l'équilibrage de la longueur des lits (Boyer et Elliott, 1982; Cooper *et al.*, 1983; Marshak et Mitra, 1988; Groshong, 2006). Le toit de la Formation de Beauharnois a été pris comme un lit-marqueur (Fig. 11).

Le raccourcissement ε_l lié au plissement dans l'écaïlle tectonique est :

$$\varepsilon_l = (l_i - l_0) / l_0 \times 100, \quad (2)$$

où l_i est la longueur de lits plissés et l_0 est la longueur de lits avant la déformation (Davis et Reynolds, 1996). Le raccourcissement ε_L lié à la mise en place des duplex est :

$$\varepsilon_L = (L' - L_0) / L_0 \times 100 \quad (3)$$

où L' est la longueur de la coupe déformée et L_0 est la longueur de la coupe initiale (restaurée) (Groshong, 2006). La distance de raccourcissement S (Boyer et Elliott, 1982) lié à la mise en place de duplex est :

$$S = L' - L_0 \quad (4)$$

À partir des équations (1) à (4), les paramètres de raccourcissement sont estimés pour les régions de Joly et de Saint-Flavien (Tableau 1). Le raccourcissement ε_l lié au plissement de lits dans les duplex est de - 10 % pour l'écaïlle supérieure ES2 et de - 7 % pour l'écaïlle inférieure EI2; il est de - 5 % pour le duplex de Saint-Flavien. La distance de raccourcissement S est de 12,3 km pour le duplex de Joly et de 4,8 km pour le duplex de Saint-Flavien (Fig. 11; Tableau 1). Le raccourcissement ε_L lié à la mise en place des duplex est de - 49 % pour le duplex de Joly et de - 31 % pour le duplex de Saint-Flavien (Tableau 1).

Il faut remarquer que les données de raccourcissement obtenues incluent la contribution cumulative de la mise en place des duplex et des chevauchements plus tardifs qui se sont produits par le développement des décollements plats (comme FI13) dans les shales du Lorraine et de l'Utica au-dessous du décollement basal principal DB (Faille d'Aston) (Fig. 11). Ces décollements tardifs se sont propagés vers le NO jusqu'au flanc sud-est du pli synclinal de Chambly-Fortierville (Fig. 3) qui est délimité par un rétrochevauchement

(Konstantinovskaya *et al.*, 2009). Le raccourcissement lié aux décollements tardifs contribue probablement à l'avancement supplémentaire des duplex vers le NO dans le domaine parautochtone.

4.5. Facies de la Formation de Beauharnois dans les duplex de la région de Joly – Saint-Flavien

La Formation de Beauharnois dans les duplex de la région de Joly – Saint-Flavien est divisée de façon informelle en trois unités basées sur la composition lithologique des carottes et l'analyse des diagraphies. Ces unités sont appelées Oolithe Supérieure (OS), Intermédiaire (IO) et Inférieure (OI) (données non-publiées d'Intragaz) dans la région de Joly et de la zone de transfert (Fig. 12) et A, B, C (Fig. 13, puits 10) dans la région de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003). Les unités A, B, C de la Formation de Beauharnois dans la région de Saint-Flavien peuvent être corrélées lithologiquement avec les unités reconnues par Bernstein (1992) et Salad-Hersi *et al.* (2003) dans le Groupe de Beekmantown de la région de Montréal. L'unité A correspond à la Formation de Carillon, l'unité B est équivalente à la partie supérieure de la Formation de Beauharnois (Membre d'Huntington), et l'unité C est corrélée avec la partie inférieure de la Formation de Beauharnois (Membre d'Ogdensburg) (Bertrand *et al.*, 2003). La séquence de dolomies et de grès du Groupe de Beekmantown qui devient de moins en moins profonde vers le haut a été accumulée dans un paléo-environnement subtidal à péritudal, i.e. dans des zones toujours submergées et situées au-dessous des variations du niveau de l'eau marine dues aux marées (Lavoie, 1994).

4.5.1. Les écaïlles supérieures des duplex de Joly et de la zone de transfert

La composition lithologique et la signature des diagraphies des unités OS, IO, et

OI de la Formation de Beauharnois (Fig. 12) sont caractéristiques des écailles supérieures dans les duplex de la région de Joly (puits D, F) et de la zone de transfert (puits A). Les unités OS et OI sont composées principalement de dolomies cristallines, localement de dolomies oolithiques avec la présence subordonnée de grès dolomitiques et de shales. L'unité IO est composée de shale et de siltstones avec des traces de dolomies. Les niveaux de haute porosité intercrystalline et vacuolaire, de pyrobitume et d'indices de gaz caractérisent les dolomies oolithiques des unités OS et OI (Fig.

12). L'épaisseur globale des unités OS, IO et OI peut atteindre jusqu'à 215 m (Annexe 2).

L'unité d'Oolithe Supérieure (OS) est composée principalement de dolomies cristallines marron à grain fin à moyen avec des traces d'oolithes et la présence subordonnée (5 %) de shales et de siltstones dolomitiques (Fig. 12, puits D et F). L'alternance de dolomie cristalline avec la dolomie calcareuse, le calcaire dolomitique et le shale calcareux est typique de l'unité OS dans les écailles ES2 et ES3 (Fig. 12, puits A).

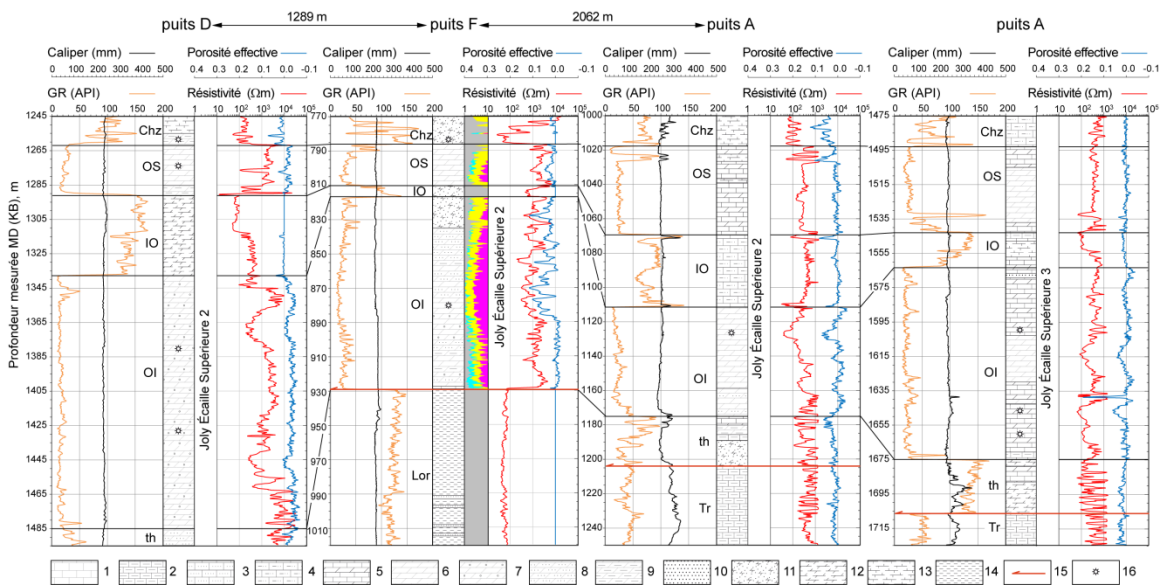


Figure 12. Carte de corrélation entre les unités OS, IO, OI de la Formation de Beauharnois dans les écailles supérieures des duplex de Joly (puits D, F) et de la zone de transfert (puits A). Abréviation des unités : OS, Oolithe Supérieure; IO, Oolithe Intermédiaire; OI, Oolithe Inférieure; Chz, Groupe de Chazy; th, Formation de Theresa. Symbole de diagraphie : GR, radioactivité naturelle gamma.

Lithologie à partir de la description de carottes et des déblais : 1, calcaire; 2, calcaire argileux; 3, calcaire gréseux; 4, calcaire argileux avec des lits de shale; 5, dolomie calcareuse ou calcaire dolomitique; 6, dolomie; 7, dolomie oolithique; 8, dolomie gréseuse; 9, dolomies argileuse; 10, grès; 11, grès dolomitique; 12, shale dolomitique; 13, shale calcareux; 14, shale; 15, faille; 16, indice de gaz. Lithologie calculée à partir de diagraphies dans la colonne colorée : rose, dolomie; jaune, grès; bleu, calcaire; gris, shale.

L'unité d'Oolithe Intermédiaire (IO) est composée de shale et de siltstones gris moyen à gris foncé contenant de la pyrite, localement dolomitiques, avec des traces de dolomie marron (Fig. 12, puits D). Cette unité dans le puits F est composée de shale noir et de grès marron

dolomitique et argileux à grain fin à grossier (Fig. 12, puits F). Les shales gris silteux et calcareux et/ou les calcaires gréseux composent l'unité IO dans les écailles ES2 et ES3 (Fig. 12, puits A).

L'unité d'Oolithe Inférieure (OI) est composée de dolomies marron cristallines à grain fin à moyen avec des traces d'oolithes (Fig. 12, puits D et F). Les lits de dolomie gréseuse sont localement présents dans cette unité dans le puits D tandis que les grès dolomitiques et les dolomies gréseuses et argileuses sont beaucoup plus présents dans cette unité dans le puits F. L'alternation de grès calcareux, de calcaire dolomitique et de dolomie calcareuse compose l'unité OI dans les écailles ES2 et ES3 dans le puits A (Fig. 12).

Les unités principalement dolomitiques OS et OI sont caractérisées par les valeurs basses (20-40 API) de la radioactivité naturelle gamma, qui deviennent plus importantes (70-90 API) avec la présence de la matière argileuse ou gréseuse dans la séquence (Fig. 12, puits F, lithologie calculée). La résistivité et la porosité effective sont variables dans les dolomies, ce qui reflète la présence discontinue de la porosité intercrystalline et de la fracturation. Les niveaux de haute porosité intercrystalline et vacuolaire sont souvent associés avec la présence de pyrobitume et d'indices de gaz dans les dolomies oolithiques des unités OS et OI. Ces niveaux sont caractérisés par des valeurs de la résistivité très faibles et de porosité effective élevées (Fig. 12). L'unité IO composée principalement de shale est caractérisée par les valeurs de radioactivité naturelle gamma élevées (130-150 API), par une porosité effective presque nulle et une résistivité faible (100 Ohm.m) due à la présence de minéraux argileux conducteurs (Fig. 12).

La signature des diagraphies dans les unités OS, IO, et OI de la Formation de

Beauharnois est consistante dans tous les puits étudiés de la région de Joly et de la zone de transfert. Ces puits caractérisent la partie centrale et la bordure est de l'écaille supérieure ES2 et l'écaille supérieure ES3. Les séquences sédimentaires de ces écailles se sont accumulées dans des paléo-localisations rapprochées les unes des autres.

L'épaisseur de l'unité OS varie entre 23 et 52 m (Annexe 2). L'unité IO démontre une forte variabilité de l'épaisseur entre 7 m et 45 m et cette unité est toujours plus mince que les unités correspondantes OS et OI (Fig. 12). L'unité OI est la plus épaisse : de 62 m à 142 m. L'épaisseur globale de la Formation de Beauharnois (Annexe 2) dans les écailles supérieures ES2 et ES3 (à l'exception du puits F où la base de la formation est coupée par la faille) varie entre 155 m (puits A) et 215 m (puits D). La variation d'épaisseur de la Formation de Beauharnois est observée dans la même écaille ES2 à une distance relativement courte de 1,3 km entre les puits D et F et 2 km entre les puits F et A (Fig. 12). Les changements latéraux rapides de l'épaisseur (et parfois de la composition lithologique) dans les unités OS, IO, et OI dans les écailles ES2 et ES3 peuvent refléter les paléo-environnements sédimentaires de forte variabilité des zones *supértidal* à *intertidal* qui sont caractéristiques du Groupe Beekmantown (Salad-Hersi *et al.*, 2003)

4.5.2. Le duplex de Saint-Flavien et les écailles inférieures de la région de Joly

Les unités A, B, C de la Formation de Beauharnois sont caractéristiques du duplex de Saint-Flavien et des écailles inférieures (EI2) de la région de Joly (Fig. 13, puits 10 et D). L'unité A est composée principalement de mudstones dolomitiques et calcaireux. L'unité B est composée en grande partie de mudstones dolomitiques. Le réservoir se trouve dans la sous-unité B1 à la profondeur moyenne de 1500 m (Fig. 12, puits 10). Les mudstones

dolomitiques de la sous-unité B1 sont caractérisées (Béland et Morin, 2000) par une haute porosité intercrystalline et vacuolaire (6 % en moyenne). L'unité C est composée de calcaires argileux et de mudstones dolomitiques avec des niveaux de haute porosité dans les sous-unités C4 et C5. La porosité secondaire de dissolution et de fracturation (jusqu'à 15 %) caractérise les horizons productifs dans les sous-unités B1, C4 et C5 (Béland et Morin, 2000).

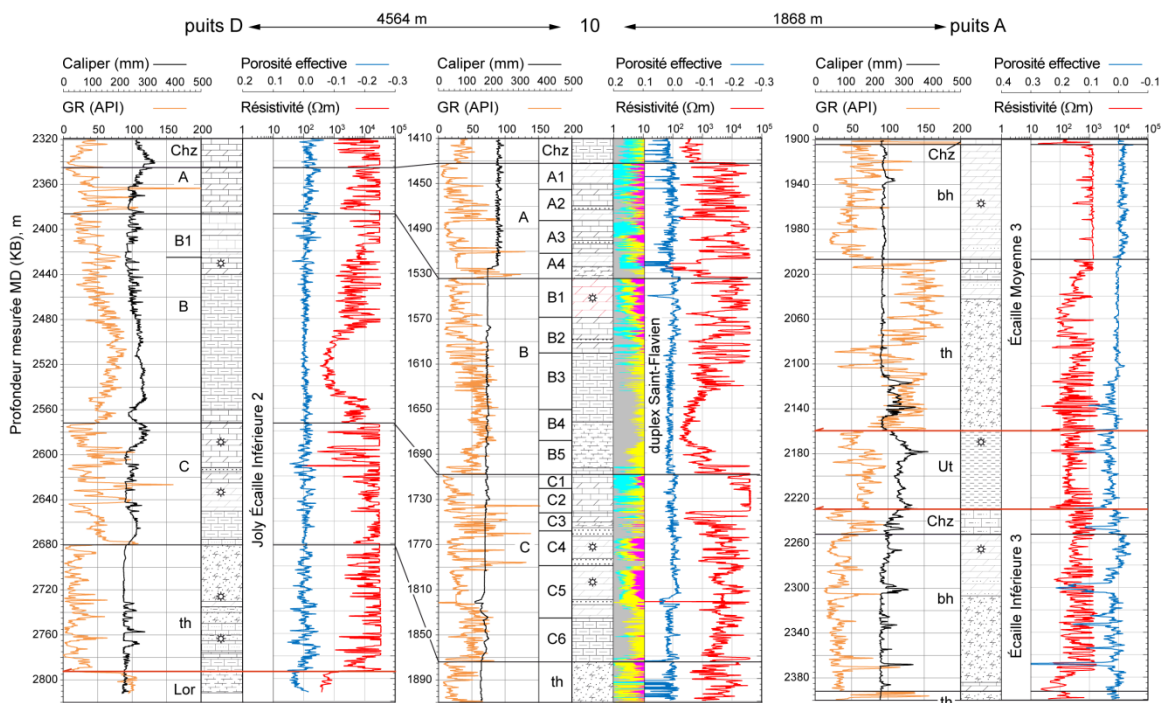


Figure 13. Carte de corrélation entre les unités A, B, C de la Formation de Beauharnois dans le duplex de Saint-Flavien (puits 10) et l'écaille inférieure EI2 de Joly (puits D) et des écailles EM3 et EI3 de la zone de transfert (puits A). Pour les symboles de lithologie et l'abréviation des unités voir Fig. 12. Le réservoir de Saint-Flavien est montré en rouge.

L'unité A est composée d'alternance variable de mudstones marron clairs dolomitiques et calcaireux à grain très fin (packstones pelletoidaux) avec de rares lits des grès verts clairs dolomitiques et calcaireux à grain fin (Fig. 13, puits 10). Les dolomies sont prédominantes dans les sous-unités A1, A2 et A4, tandis que les calcaires sont plus abondants dans la sous-unité A3. Le siltstone dolomitique argileux est présent à la base de la sous-unité A4.

L'unité B inclut les sous-unités B1 à B5 qui sont composées principalement de mudstones

dolomitiques (B1); de mudstones dolomitiques à grain fin en alternance avec des mudstones calcaireux argileux (packstones pelletoidaux) et avec quelques rares lits de grès ou de siltstones (B2); de calcaires (mudstones pelletoidaux) en alternance avec des shales calcaireux (B3); de shales calcaireux en alternance avec des calcaires (B4 et B5).

Le niveau du réservoir est localisé dans la sous-unité B1 sur une profondeur moyenne de 1500 m (Fig. 13, puits 10). La sous-unité B1 consiste en grande partie en mudstones marron

clairs dolomitiques à grain fin, localement argileux ou silteux, souvent avec des marques de bioturbation et des niveaux bioclastiques, ainsi que des lits subordonnés de mudstones calcaires (packstones pelletoidaux) et de shales dolomitiques. Les dolomies du réservoir de la sous-unité B1 sont caractérisées (Béland et Morin, 2000) par une porosité intercrystalline et vacuolaire (de 2,8 % à 15 % avec une moyenne de 6 %) qui est fréquemment marquée par du pyrobitume ou des sulfures. Les fractures ouvertes ou remplies de shale ou de calcite traversent les lits dans les dolomies. La porosité des fractures est jusqu'à >15 % dans les niveaux des réservoirs B1 et C4. La porosité secondaire de dissolution est présente dans les niveaux productifs. Les roches de réservoir sont caractérisées par une perméabilité variable de 0,1 mD à 70 mD (2 mD à 6 mD en moyenne) avec une épaisseur des niveaux productifs de 1 m à 8 m (3,5 m en moyenne).

L'unité C est composée de calcaire argileux (mudstones pelletoidaux) (C1 et C2); de mudstones dolomitiques argileux en alternance avec des shales dolomitiques et des calcaires (mudstones pelletoidaux) (C3); de mudstones dolomitiques argileux à grain fin avec la présence subordonnée de lits massifs de grès quartzeux dolomitiques à grain grossier (C4 et C5); de calcaires argileux en alternance avec des shales calcaires (C6). Les dolomies des sous-unités C4 et C5 sont caractérisées par la présence de réseaux denses de fractures soulignés par du pyrobitume ou des sulfures, de fractures ouvertes, de taches d'algues avec une porosité intercrystalline remplie de pyrobitume. Deux niveaux de dolomies de haute porosité (jusqu'à 15 %) comportant des indices de gaz sont localisés dans les sous-unités C4 et C5 aux profondeurs de 1770 m et de 1800 m, respectivement (Fig. 13, puits 10).

Les courbes des diagraphies de la Formation de Beauharnois observées dans les puits 10 (Fig. 13) sont caractérisées par des variations consistantes qui se répètent dans tous les puits qui traversent le duplex de Saint-Flavien, ce qui reflète la composition

lithologique de la formation similaire à travers la structure. La radioactivité naturelle gamma démontre les variations cycliques régulières aux différentes échelles qui sont soulignées par un contact tranchant à la base de l'unité ou de la sous-unité où les valeurs de la radioactivité gamma augmentent brusquement et diminuent graduellement par la suite vers le toit. La radioactivité augmente (80-130 API) avec la présence de matière argileuse à la base des sous-unités ou en forme d'interlits de shales dans les calcaires. Les valeurs de gamma diminuent dans les dolomies et les calcaires qui sont dépourvus de shale (10-20 API) (Fig. 13, puits 10, lithologie calculée). Les zones de forte résistivité ($3-4 \times 10^4$ Ohm-m) sont observées dans les calcaires purs et la résistivité est faible (100-1200 Ohm-m) dans les shales grâce à la présence de minéraux argileux conducteurs.

La Formation de Beauharnois dans l'échelle inférieure EI2 du duplex de Joly (Fig. 13, puits D) est caractérisée par la composition lithologique et la signature des diagraphies comparables à ceux du duplex de Saint-Flavien (Fig. 13 puits 10). Les dolomies oolithiques des unités B et C de l'échelle EI2 de la région de Joly contiennent des niveaux de haute porosité et des indices de gaz qui peuvent être corrélés avec les niveaux productifs des sous-unités de B1, C4 et C5 du duplex de Saint-Flavien.

L'épaisseur de la Formation de Beauharnois dans l'échelle inférieure EI2 de Joly et du duplex de Saint-Flavien est comparable et consiste en 303 m et 318 m, respectivement (Annexe 2).

La similarité dans la composition lithologique, la signature des diagraphies et l'épaisseur des unités A, B, C du duplex de Saint-Flavien et de l'échelle inférieure EI2 de Joly pourrait être le reflet d'une accumulation de ces séquences dans les paléo-localisations très proches les unes des autres.

Les unités A, B, C sont distinctes dans leur composition et leur signature diagraphique des unités OS, IO, et OI des échelles supérieures de Joly et de la zone de transfert. Ces séquences

étant probablement accumulées dans des paléo-localisations distinctes.

4.5.3. Les écailles moyennes et inférieures des duplex de la zone de transfert

Les séquences de la Formation de Beauharnois dans l'écaille moyenne EM3 et l'écaille inférieure EI3 de la zone de transfert sont beaucoup moins épaisses et plus monotones dans leur lithologie (Fig. 13, puits A) par rapport à la séquence de cette formation dans le duplex de Saint-Flavien ou dans l'écaille inférieure EI2 de la région de Joly (Fig. 12, puits 10 et D). La Formation de Beauharnois dans l'écaille moyenne EM3 est composée principalement de dolomies cristallines grises avec des inter-lits de dolomies gréseuses à la base (Fig. 13, puits A, écaille EM3). La même formation dans l'écaille inférieure EI3 est composée de dolomie cristalline blanche qui est remplacée graduellement vers la base par des dolomies gréseuses et ensuite par des grès dolomitiques blanc et marron à grain fin en alternance avec des lits subordonnés de dolomies (Fig. 13, puits A, écaille EI3).

Les courbes de diagraphies de la Formation de Beauharnois dans les écailles EM3 et EI3 sont monotones (Fig. 13, puits A) ce qui reflète une faible variabilité lithologique et elles sont clairement distinctes des courbes correspondantes de la formation dans les duplex de Joly et de Saint-Flavien (Fig. 13, puits D et 10).

L'épaisseur de la Formation de Beauharnois dans les écailles EM3 et EI3 de la zone de transfert est de 101 m et de 134 m, respectivement (Annexe 2; Fig. 13, puits A), ce qui est beaucoup moins par rapport à son épaisseur dans l'écaille inférieure de Joly (303 m) et dans le duplex de Saint-Flavien (318 m).

La composition lithologique, donnée par l'analyse des diagraphies, et l'épaisseur correspondante de la Formation de Beauharnois sont différentes dans les écailles supérieures

(OS-IO-OI) et inférieures des régions de Joly et de Saint-Flavien (A-B-C). Les dolomies de la Formation de Beauharnois des deux régions se seraient accumulées dans des paléo-localisations distinctes.

4.6. L'histoire de la mise en place et la localisation initiale des duplex de la région de Joly - Saint-Flavien

Les duplex à pendage en direction de l'arrière-pays dans les chaînes de montagnes ou dans les modèles de prismes d'accrétion se forment généralement par un processus de sous-plaquage (*underplating*) continu qui se propage de l'arrière-pays vers l'avant-pays. Ce processus consiste en une rotation vers l'arrière-pays autour d'un axe horizontal et à un transport de type '*pyggy-back*' des écailles mises en place précocement dans le processus. L'écaille qui est déjà mise en place est poussée vers le haut et en arrière à travers le prisme par le sous-plaquage des écailles qui sont accrétées subséquentement pendant le raccourcissement progressif et la croissance du prisme (Davis *et al.*, 1983; Hernaiz, 1990; Storti et McClay, 1995; Cobbold *et al.*, 2001; Konstantinovskaya et Malavieille, 2005; 2011; Hickman *et al.*, 2009; Evans, 2010; Malavieille, 2010; Graveleau *et al.*, 2012).

4.6.1. Histoire de la mise en place des duplex

Si l'on assume que la propagation des chevauchements dans la partie frontale de l'orogène appalachien s'est produit pendant les phases tardives de l'orogénèse taconienne de façon subséquente de l'arrière-pays vers l'avant-pays, on peut interpréter que le sous-plaquage et la mise en place des duplex dans le domaine parautochtone de la région de Joly – Saint-Flavien ont eu lieu après la mise en place des écailles frontales allochtones délimitées par la Ligne de Logan (Fig. 14). Les écailles supérieures de la région de Joly ont été mises en place en premier en sous-plaquant les unités

allochtones le long du décollement sommital DS (Ligne de Logan). Les écaïlles inférieures des duplex de Joly et du duplex de Saint-Flavien ont été sous-plaquées par la suite lors de l'épisode subséquent de l'initiation du chevauchement le long du décollement basal principal DB.

La mise en place des écaïlles en direction de l'avant-pays ne s'est pas produite de façon simultanée le long du front de chevauchements mais elle s'est propagée progressivement du sud-ouest, où se trouve le soulèvement frontal du socle (Fig. 13), vers le nord-est en induisant un chevauchement régulier des bordures d'écaïlles à petite échelle (~1 km) (Fig. 7). Pendant le premier épisode de raccourcissement, l'emplacement de l'écaïlle ES0 a été suivi par le sous-plaquage consécutif des écaïlles ES1, ES2 et ES3 (Fig. 13). Les écaïlles EM2, EM3 et les petits duplex ont été accrétés par la suite sous la bordure est des écaïlles ES2 et ES3 (Fig. 7). Pendant l'épisode suivant l'initiation du chevauchement, les écaïlles inférieures EI1 et EI2 des duplex de Joly et du duplex de Saint-Flavien se sont mises en place l'une après l'autre (Fig. 13). La faille A au déplacement faible, qui recoupe le duplex de Saint-Flavien (Fig. 10b, d),

s'est développée probablement pendant les phases finales ou après l'emplacement du duplex sous l'effet d'un raccourcissement continu. Les duplex mineurs de shales de l'Utica ont été accrétés à la base de l'écaïlle de Saint-Flavien le long d'une rampe du décollement basal DB (Fig. 10a, b). Les écaïlles EI3 et EI4 (Fig. 7) ont été probablement les dernières à être sous-plaquées dans la zone de transfert sous l'ensemble des duplex (Fig. 13).

Ainsi, les petits duplex de la zone de transfert ont sous-plaqué ou chevauché les larges écaïlles des duplex de Joly et de Saint-Flavien pendant l'accrétion progressive du haut vers le bas dans le domaine parautochtone (Fig. 7). Leur emplacement résulte apparemment du transport différentiel vers l'avant-pays des duplex des régions de Joly et de Saint-Flavien. L'emplacement différentiel des duplex de Joly et de Saint-Flavien se situe au niveau de la différence : 1) du déplacement parallèle au transport tectonique (13 km à Joly vers 11 km à Saint-Flavien), 2) du raccourcissement (18 %) et 3) de la direction de transport (13 °) attribués aux duplex de ces deux régions (Tableau 1).

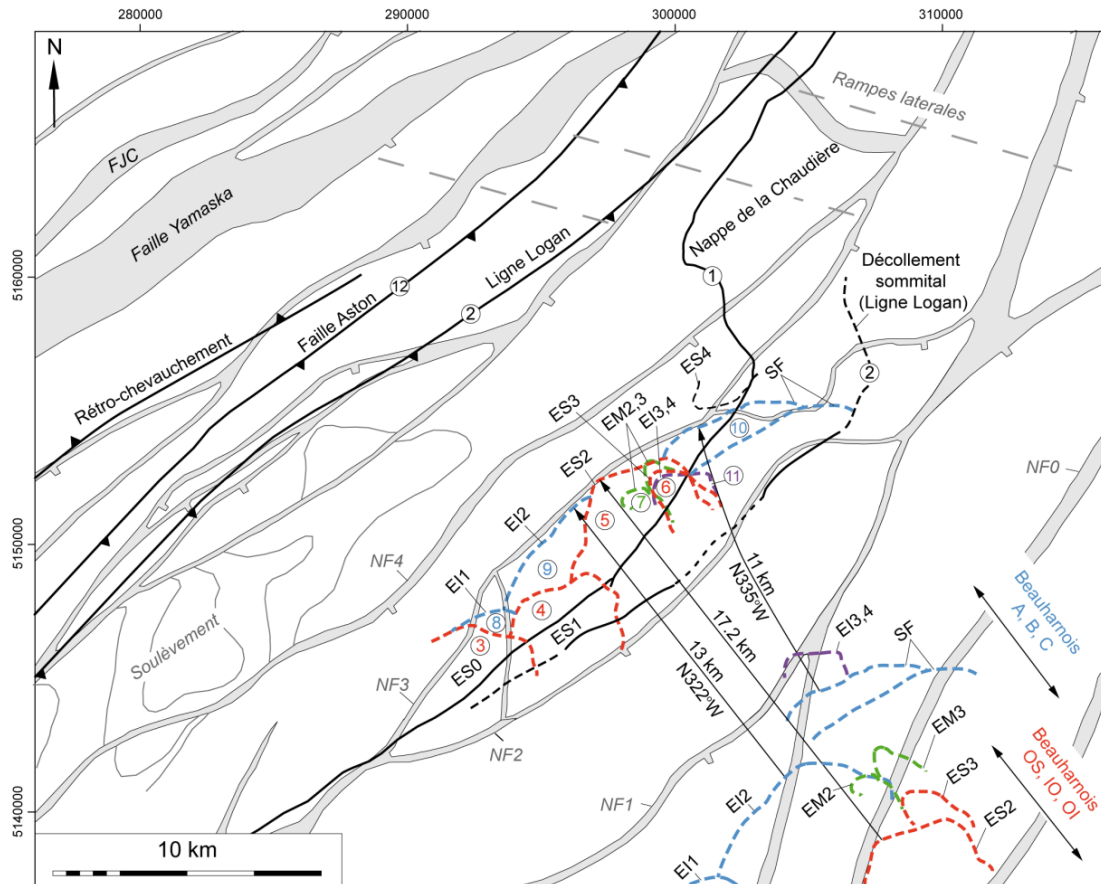


Figure 14. Carte structurale de la localisation actuelle et initiale des duplex de la région de Joly – Saint-Flavien. Les tracés du décollement sommital et des duplex sont présentés pour le niveau du toit de la Formation de Beauharnois. Les unités bhOS ou bhA (Fig. 6). ES, EM, et EI dénotent les écailles supérieures, moyennes et inférieures de la région de Joly et de la zone de transfert, SF indique le duplex de Saint-Flavien. Les données sont projetées sur le fond du toit du socle grenvillien (Fig. 5). Les contours structuraux sélectionnés et les polygones de failles normales (NF) dans le socle sont montrés en gris. À noter la présence du soulèvement frontal et les rampes latérales dans le socle (voir le texte pour plus de détails). Les numéros encadrés correspondent aux étapes subséquentes dans la mise en place des failles chevauchantes ou des duplex. Les flèches et les chiffres associés indiquent la direction du transport et la distance estimée parcourue par l'écaille. Voir le texte pour plus de détails.

4.6.2. Localisation initiale des séquences sédimentaires

Pour restaurer la localisation initiale des séquences sédimentaires déplacées dans les duplex de la région de Joly – Saint-Flavien (Fig. 14), les paramètres suivants ont été considérés : la direction du transport tectonique, le déplacement parallèle au transport (Fig. 11; Tableau 1), l'histoire de l'emplacement, et la

composition de la Formation de Beauharnois (Figs 12-13).

Les écailles supérieures ES2 et ES3 des duplex de Joly ont été transportées d'une paléolocalisation au sud de la faille normale NF0 dans le socle grenvillien (Fig. 14) en accord avec la direction et la distance de transport établies pour l'écaille ES2 (Tableau 1). La provenance d'ES2 et d'ES3 du même endroit est supportée par la similarité de la composition lithologique, de la

signature des diagraphies et de l'épaisseur de la Formation de Beauharnois dans les deux écailles (Fig. 12). L'écaille inférieure EI2 du duplex de Joly et le duplex de Saint-Flavien ont été détachés d'une paléo-localisation située à 2,5 km au sud de la faille normale NF1 dans le socle grenvillien (Fig. 14) en tenant compte de la direction du transport et de la distance de déplacement établies pour ces écailles. Leur provenance d'endroits très rapprochés est supportée également par la similarité de la composition lithologique, pétrophysique et de l'épaisseur de la Formation de Beauharnois (Fig. 13). Les écailles moyennes EM2 et EM3 ont été détachées d'une paléo-localisation située entre les localisations initiales de l'écaille ES3 et du duplex de Saint-Flavien, i.e. entre les failles NF1 et NF0 dans le socle grenvillien (Fig. 14). Les écailles inférieures EI3 et EI4 sont originaires de l'endroit situé au nord de la paléo-localisation du duplex de Saint-Flavien, tout proche de la faille normale NF1 dans le socle grenvillien (Fig. 14). La Formation de Beauharnois dans les écailles EM3 et EI3 est différente en composition et en épaisseur par rapport à la large écaille inférieure EI2 et au duplex de Saint-Flavien (Fig. 13), ce qui supporte une localisation initiale distincte pour ces séquences.

L'analogie structural et lithologique du réservoir dans le duplex de Saint-Flavien est représenté par les dolomies oolithiques de haute porosité de la Formation de Beauharnois qui forment un anticlinal dans l'écaille inférieure EI2 du duplex de Joly (Fig. 6). De plus, les deux écailles proviennent des paléo-localisations très rapprochées (Fig. 14). L'écaille EI2 est recouverte de l'épaisse séquence (~375 m) de siltstones et de shales de la Formation de Lorraine (Figs 7, 9a). Les dolomies oolithiques dans l'écaille EI2 sont caractérisées par la présence de nombreux indices de gaz (Fig. 13 puits D) et elles pourraient contenir un champ de gaz dans la partie apicale de l'anticlinale (Fig. 6), de manière similaire au réservoir fracturé localisé dans l'anticlinal du duplex de Saint-Flavien.

5. Discussion

Le rapport entre la largeur et la longueur dans les écailles étudiées est variable, en étant plus grand (2:1) dans les écailles inférieures allongées des duplex de Joly (4 km x 8 km) et du duplex de Saint-Flavien (3 km x 6 km) que dans les écailles supérieures isométriques des duplex de Joly (4 km x 4-5 km) et de la zone de transfert (3 km x 2-2,5 km). Ceci peut refléter une résistance plus importante des écailles inférieures de Joly et du duplex de Saint-Flavien, qui est probablement liée à l'épaisseur plus importante des séquences de carbonates dans ces écailles (jusqu'à 500 m) par rapport aux écailles supérieures (jusqu'à 300 m) (Annexe 2).

Le niveau de détachement dans les duplex de Joly et de la zone de transfert est localisé dans l'unité supérieure du grès de la Formation de Theresa (Fig. 7), tandis que dans le duplex de Saint-Flavien le détachement basal est plus profond stratigraphiquement – dans les grès de Potsdam (Fig. 10 a, b). Néanmoins, la faille A à déplacement faible est aussi localisée dans l'unité supérieure des grès de la Formation de Theresa où elle se propage parallèlement à la stratification (Fig. 10b). L'unité supérieure du grès de la Formation de Theresa est de 80 m d'épaisseur et elle se trouve entre deux unités de calcaires et de dolomies massives (Fig. 13, puits 10; Annexe 2, puits 10). La localisation du niveau de détachement dans l'unité supérieure du grès de la Formation de Theresa est probablement liée au contraste rhéologique entre les unités de grès et de carbonates, l'unité supérieure du grès agissant comme un niveau de faiblesse.

La longueur restaurée des lits dans les écailles tectoniques de la région de Joly – Saint-Flavien varie entre 4,3 km à 4,6 km dans la direction du transport tectonique (Fig. 11) ce qui est similaire à la distance orthogonale entre les failles normales dans le socle grenvillien – 4,5 km à 6 km (Fig. 14). Les duplex du même niveau structural ont été probablement détachés à partir de la même 'marche' dans la succession sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent : au sud de la faille NF0 pour les écailles

supérieures de Joly et au sud de la faille NF1 pour les écaïlles inférieures de Joly et du duplex de Saint-Flavien. À l'intérieur de ces 'marches', la variation de composition et d'épaisseur liées au développement des failles normales synsédimentaires n'ont pas été significatives.

Les failles normales SO-NE, ayant un rejet vertical important dans le socle grenvillien, ont probablement contrôlé la localisation de la mise en place des duplex dans la région d'étude. La faille normale NF1 montre un rejet vertical plus important (475-550 ms) que les failles normales NF2 (150-175 ms), NF3 (175-250 ms) et NF4 (200 ms) localisées plus loin vers le NO dans le socle (Figs 5, 11). Il se peut que les 'marches' au rejet vertical important créées par les failles NF1 et NF0 (Fig. 3, coupe) aient favorisé l'initiation de la mise en place des duplex pendant la propagation du front de déformation appalachien.

La présence du soulèvement frontal et des rampes latérales NO-SE dans le socle grenvillien (Fig. 5) a influencé la cinématique de la propagation des chevauchements. Le tracé en surface des chevauchements frontales SO-NE et de la Nappe de la Chaudière qui délimitent les écaïlles allochtones répète la géométrie du soulèvement basal en profondeur en montrant

une déviation vers le nord (Figs 3, 14). Le décollement sommital DS (ou La Ligne Logan) est caractérisé en profondeur par une déviation similaire vers le nord au-dessus du duplex de Saint-Flavien, où son segment est orienté N-S (Fig. 15a). La surface du décollement sommital DS n'est pas plate en direction SO-NE mais courbée. La surface du DS est localisée à un niveau structural plus haut au-dessus des duplex à deux écaïlles de Joly avec un pendage de 20 ° vers le SE mais elle subit une rotation autour d'un axe vertical au-dessus du duplex de Saint-Flavien montrant ainsi un pendage à la fois vers le SE de 18 ° et vers le NE de 7 ° (Figs 7, 10d). La géométrie du décollement sommital imite le tracé en surface de la Nappe de la Chaudière (Fig. 14) et les contours du soulèvement frontal du socle en profondeur (Fig. 15a). D'après les résultats de la modélisation analogique (Konstantinovskaya *et al.*, 2009), la déviation d'un chevauchement frontal peut se produire à cause d'une géométrie irrégulière du socle (Fig. 15b) qui entraîne un transport différentiel le long de l'écaïlle et une rotation antihoraire autour d'un axe vertical. Les Appalaches du Sud aux États-Unis représentent un exemple d'un orogène où s'est produite une déviation et une rotation des écaïlles tectoniques au-dessus d'une rampe latérale (Bayona *et al.*, 2003).

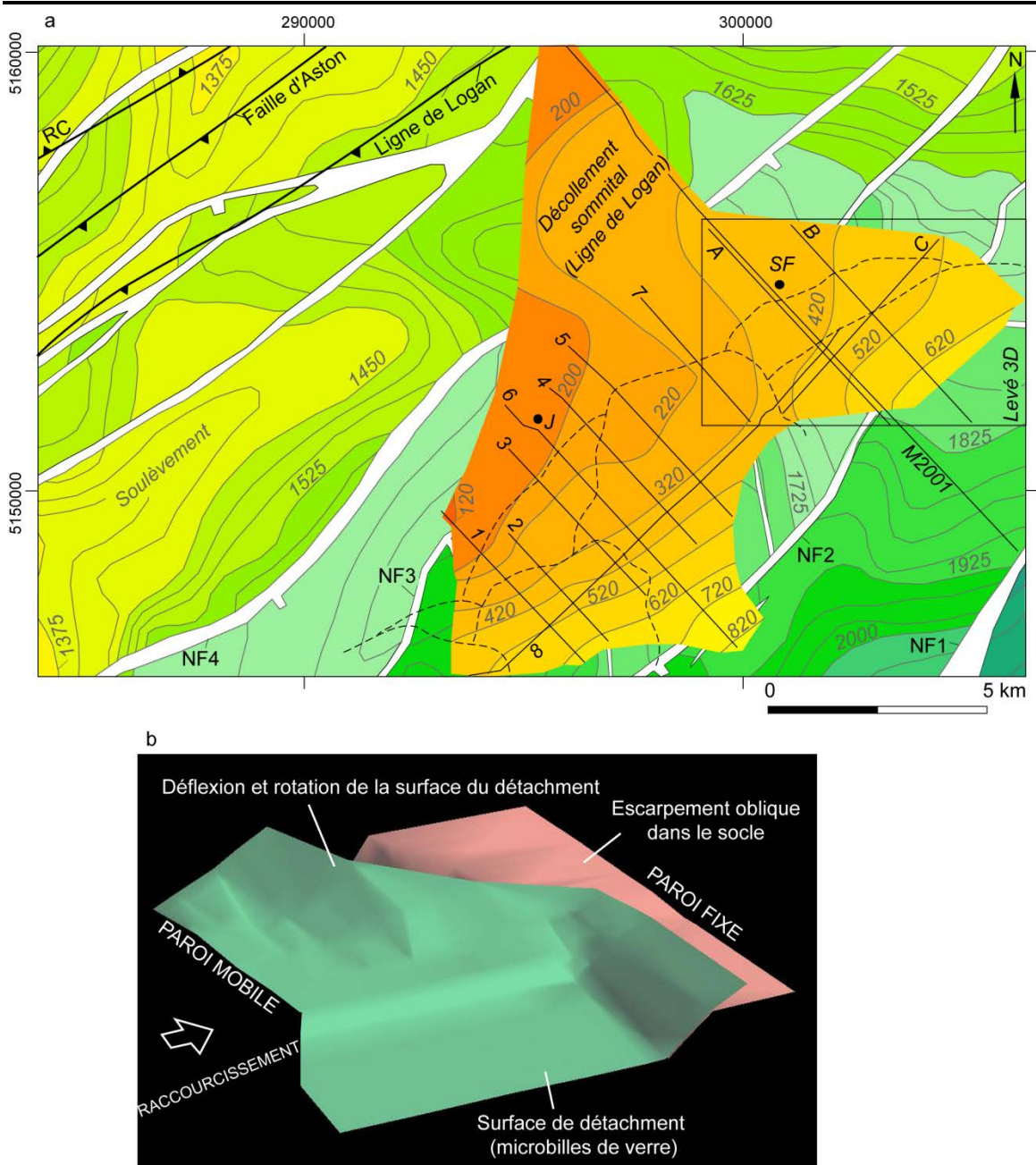


Figure 15. (a) La structure de la surface du décollement sommital DS (Ligne de Logan) et du socle grenvillien. Les contours sont donnés en temps double (TWT, ms). RC, rétrochevauchement. Voir Figs 5, 6 pour les autres symboles. J, Joly; SF, Saint-Flavien. (b) Géométrie du détachement dévié contre un escarpement irrégulier dans le socle; reconstruction à partir de coupes transversales à travers un modèle de bac-à-sable, d'après Konstantinovskaya et al. (2009). La géométrie du détachement résulte du transport différentiel le long du plan de la faille suivi par la déflexion et la rotation de la surface du détachement autour d'un axe vertical.

Dans le scénario assumé pour la région d'étude, la présence du soulèvement frontal dans le socle grenvillien a causé le transport différentiel vers l'avant-pays le long du décollement sommital DS, le segment nord-est du décollement s'étant avancé plus loin que le segment sud-ouest. Suite à cela, la surface du décollement sommital a subi une déflexion vers le nord et une rotation autour d'un axe vertical ce qui a entraîné une localisation du segment sud-ouest à un niveau structural plus haut et par conséquent, le déclenchement de une érosion et la formation des duplex dans ce segment, i.e. dans la région de Joly. L'érosion peut effectivement déclencher l'emplacement de duplex tel que démontré par la modélisation analogique de cinématique des décollements dans les prismes d'accrétion (Konstantinovskaya et Malavieille, 2011). Ainsi, la formation des écailles supérieures des duplex de Joly a commencé à se développer au-dessous du décollement sommital d'abord au SO, contre le soulèvement frontal dans le socle, et ensuite s'est propagé latéralement vers le NE, parallèlement au front structural, jusqu'à l'endroit où les écailles atteignent le segment du décollement sommital DS dévié vers le nord, (Fig. 15a). La déviation de la surface du décollement DS et sa localisation structurale plus basse dans ce segment (présentement, la région du duplex de Saint-Flavien) restreint la propagation latérale vers le NE des écailles supérieures et l'épaississement du prisme d'accrétion. Sous l'effet du raccourcissement continu, l'emplacement des écailles inférieures des duplex de Joly et du duplex de Saint-Flavien a été déclenché : d'abord au sud-ouest, contre le soulèvement frontal dans le socle, et ensuite en se propageant progressivement vers le nord-est (Figs 14, 15a). Le duplex de Saint-Flavien a subi une rotation horaire autour d'un axe vertical pendant son emplacement.

Ainsi, la valeur de raccourcissement attribuée à l'emplacement des duplex de la région de Joly est plus importante (- 49 %) par rapport au raccourcissement lié à la mise en place du duplex de Saint-Flavien (- 31 %). Ceci peut être expliqué par la géométrie non-planaire

du décollement sommital DS (Ligne de Logan) et par le transport différentiel le long de cette faille, tous les deux causés par la présence d'un haut topographique frontal dans le socle grenvillien.

Les rampes latérales NO-SE sont présentes dans le socle grenvillien au nord-est de la région de Saint-Flavien (Fig. 14). Ces rampes délimitent le soulèvement brusque du socle vers le NE, vers la ville de Québec (Fig. 5). Les contours du toit du socle, généralement étendus SO-NE, se détournent en direction NO-SE le long de ces rampes (Fig. 5). La faille de Yamaska, qui est la faille majeure séparant les 'marches' du socle peu profondes des 'marches' à profondeur plus importante, est déplacée par les rampes latérales vers le SE. Le décollement basal principal DB (Faille d'Aston) à la base du duplex de Saint-Flavien se propage structuralement vers le haut en direction NE le long du plan de faille (Fig. 10d). Ceci peut être lié au soulèvement général du socle dans cette direction, vers les rampes latérales (Fig. 5). Les rampes latérales NO-SE dans le socle grenvillien ont pu contribuer à la restriction de la propagation latérale de la mise en place des duplex le long du front structural vers le NE. L'écaille ES4, pourrait faire partie du domaine parautochtone au nord du duplex de Saint-Flavien (Figs 6, 10b), pourrait s'être mise en place du NE vers le SO à cause des rampes latérales dans le socle. La présence de cette écaille au front de la bordure nord-est du duplex de Saint-Flavien a pu causer l'initiation de la faille A pendant l'emplacement du duplex qui s'est ensuite déplacé latéralement vers le SO dans un mouvement qui diminuait progressivement le long de la faille.

La méthode de l'équilibrage de la longueur des lits utilisée dans la présente étude permet de faire l'estimation des valeurs minimales de raccourcissement qui pourraient être plus importantes à cause de l'épaississement et du raccourcissement parallèle aux lits à cause de la formation d'un clivage exprimé par la présence de stylolites verticaux ou encore de la compaction inter-granulaire (Cooper *et al.*,

1983). Le raccourcissement global du volume peut être estimé en appliquant une autre méthode d'équilibrage en fonction de l'aire (Hossack, 1979; Elliott and Johnson, 1980; Groshong, 2006), i.e. en divisant l'aire de la coupe déformée par l'épaisseur originale des lits dans l'avant-pays. Néanmoins, cette méthode d'estimation du raccourcissement s'avère être trop complexe à appliquer dans la région d'étude à cause de la variation de l'épaisseur des lits qui est peu connue. L'épaisseur de la succession sédimentaire autochtone de la plate-forme du Saint-Laurent est variable à cause des failles normales synsédimentaires qui affectent le socle grenvillien et les unités de la plate-forme (St-Julien *et al.*, 1983). L'épaisseur de la succession dans l'avant-pays n'est pas nécessairement la même que celle qui est préservée dans les écailles transportées de l'arrière-pays.

6. Conclusions

La géométrie des duplex dans le domaine parautochtone de la région de Joly – Saint-Flavien varie latéralement le long du front structural des Appalaches du Québec sur une distance de 20 km. Le duplex de Saint-Flavien ne comprenant qu'une écaille est remplacé par les duplex à deux écailles vers le sud-ouest dans la région de Joly. L'empilement de cinq écailles mineures superposées caractérise la zone de transfert entre les deux régions. Les écailles inférieures du duplex de Joly (4 km x 8 km, 612 m épais) et du duplex de Saint-Flavien (3 km x 6 km, 819 m épais) sont allongées en direction SO-NE et ont un rapport entre la largeur et la longueur plus important (2:1) par rapport aux écailles supérieures isométriques (4 km x 4 km, 495 m épais). Les écailles allongées sont probablement plus robustes parce qu'elles comportent des séquences des carbonates de l'Ordovicien plus épaisses. La longueur parallèle au transport tectonique des écailles étudiées (4,5 km à 4,6 km) est similaire à la distance orthogonale entre les failles normales synsédimentaires dans l'autochtone (4,5 km – 6 km). Les écailles ont été probablement détachées de l'intérieur d'une 'marche' dans les unités de la plate-forme. Le niveau de détachement régional

dans les duplex de la région d'étude se situe dans l'unité supérieure (80 m d'épaisseur) du grès de la Formation de Theresa, qui est localisée entre les deux unités de calcaires et de dolomies massives et pourrait représenter un niveau plus faible à cause du contraste rhéologique entre les unités de grès et de carbonates.

La mise en place des duplex de l'arrière-pays vers l'avant-pays est reconnue dans le domaine parautochtone de la région de Joly – Saint-Flavien. Les écailles supérieures des duplex de Joly et de la zone de transfert ont été mises en place en premier au-dessous du décollement sommital (Ligne de Logan). Les écailles inférieures des duplex de Joly et du duplex de Saint-Flavien ont été sous-plaquées par la suite en poussant vers le haut et vers l'arrière-pays les écailles supérieures à travers le prisme d'accrétion. Les failles normales SO-NE au rejet vertical important dans le socle grenvillien ont contrôlé la localisation de la mise en place des duplex pendant l'orogénèse taconienne.

La présence du soulèvement frontal et de rampes latérales NO-SE dans le socle grenvillien a créé des contraintes externes sur la géométrie des chevauchements frontaux. Le sous-plaquage des écailles tectoniques sous le décollement sommital (Ligne de Logan) à chaque niveau structural a commencé au SO dans la région de Joly, contre le soulèvement du socle, et ensuite s'est propagé latéralement vers le NE en induisant un chevauchement régulier des bordures d'écailles de petite échelle (1 km). La déviation vers le nord et la localisation structurellement plus basse du décollement sommital au-dessus de l'écaille de Saint-Flavien a restreint la propagation latérale des duplex vers le NE et l'épaississement du prisme d'accrétion dans cet endroit, ce qui explique pourquoi le raccourcissement attribué à la mise en place du duplex de Saint-Flavien (- 31 %) est moins important par rapport à celui des duplex de la région de Joly (- 49 %).

Les unités de réservoir de la Formation de Beauharnois de l'Ordovicien inférieur de la

région du stockage de gaz naturel dans le duplex de Saint-Flavien sont similaires aux unités corrélatives de l'écaïlle inférieure EI2 du duplex de Joly. La composition lithologique, la signature des diagraphies et l'épaisseur des unités sont toutes semblables entre les deux écaïlles. Les deux séquences proviennent des paléo-localisations très rapprochées et elles ont été transportées sur une distance du même ordre (11-13 km). Les dolomies oolithiques de haute porosité de la partie apicale du pli anticlinal dans l'écaïlle inférieure EI2 du duplex de Joly représentent un piège structural potentiel similaire à celui du réservoir de dolomies fracturées du duplex de Saint-Flavien. Les écaïlles supérieures des duplex de Joly et de la zone de transfert sont composées des faciès distincts de la Formation de Beauharnois et elles ont été transportées sur 17 km à partir d'une paléo-localisation plus éloignée.

7. Recommandations sur les travaux à venir

Un forage pourrait être suggéré dans la région de Joly pour atteindre la partie apicale du pli anticlinal dans l'écaïlle inférieure EI2 (Fig. 6, étoile bleu) qui se situe le long de la ligne sismique 4, ~1 km vers le NO de la ligne 8 (Fig. 9a). L'étude des carottes et des diagraphies, y compris les diagraphies des images des parois du puits au niveau de l'écaïlle inférieure (i.e. 2200

m à 2800 m), pourrait aider à déterminer la présence d'un réservoir fracturé dans cette écaïlle EI2 dont la séquence de la Formation de Beauharnois est similaire à son corrélatif du réservoir dans le duplex de Saint-Flavien. Présentement, il n'y a pas de carottes dans le puits D.

8. Remerciements

Cette étude est financée par le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement, et des Parcs du Québec. Nous sommes reconnaissants à Intragaz – Gastem et à Shell Canada Limitée pour la mise à notre disposition des données de levés sismiques et de forage et pour la permission de publier. Des remerciements spéciaux sont adressés à Frédéric Badina pour l'initiation et le suivi de la présente étude, Donald Leavy et Gregor Heba pour la préparation et la transmission des données géophysiques et géologiques disponibles chez Intragaz, Yves Duchaine pour la discussion sur la géologie de la région du stockage de gaz naturel à Saint-Flavien, Nicolas Pinet pour les conseils sur les aspects structuraux et méthodologiques de cette étude, Mathieu Duchesne pour l'aide à la création de la base de données géophysiques, Karine Bédard pour l'aide technique avec la construction des diagrammes de lithologie calculée.

9. Références

- Allen, J.S., Thomas, W.A., Lavoie, D., 2009. Stratigraphy and structure of the Laurentian rifted margin in the northern Appalachians: A low-angle detachment rift system. *Geology* 37 (4), 335-338.
- Bayona, G., Thomas, W.A., Van der Voo, R., 2003. Kinematics of thrust sheets within transverse zones: a structural and paleomagnetic investigation in the Appalachian thrust belt of Georgia and Alabama. *Journal of Structural Geology* 25, 1193-1212.
- Beaulieu, J., Lajoie, J., Hubert, C. 1980. Provenance et mode de dépôt de la Formation de la Rivière Nicolet: flysch taconique du domaine autochtone et du domaine externe des Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 855-865.
- Béland, P. et Morin, C., 2000. The Saint-Flavien natural gas field in Quebec. Ministère des Ressources Naturelles, ISBN 2-550-35862-7. No of publication 2000-4005. National Library of Canada. 19 p.
- Bernstein, L., 1992. A revised lithostratigraphy of the Lower Ordovician Beekmantown Group, St. Lawrence Lowlands, Québec and Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 2677-2694.
- Bertrand, R., Chagnon, A., Malo, M., Duchaine, Y., Lavoie, D., Savard, M.M., 2003. Sedimentologic, diagenetic and tectonic evolution of the Saint-Flavien gas reservoir at the structural front of the Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 91(2), 126-154.
- Boyer, S., E., et Elliott, D., 1982. Thrust systems. *AAPG Bull.* 66 (9), 1196-1230.
- Castonguay, S., Dietrich, J., Lavoie, D., Laliberté, J.-Y., 2010. Structure and petroleum plays of the St. Lawrence Platform and Appalachians in southern Quebec: insights from interpretations of MRNQ seismic reflection data. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 58 (3), 219-234.
- Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., Dunning, G.R. 2001. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin* 113 (4), 443-453.
- Claprood, M., Gloaguen, E., Giroux, B., Konstantinovskaya, E., Malo, M., Duchesne, M. J., 2012. Workflow using sparse vintage data for building a first geological and reservoir model for CO2 geological storage in deep saline aquifer. A case study in the St. Lawrence Platform, Canada. *GHG Science and Technology*, 2: 1-19
- Cobbold, P. R., Durand, S., et Mourgues, R., 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. *Tectonophysics* 334, 245-258.
- Comeau, F.-A., Kirkwood, D., Malo, M., Asselin, E., et Bertrand, R. 2004. Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 1473-1490.
- Cooper, M.A., 1983. The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *Journal of Structural Geology* 5, 161-165.
- Cooper, M.A., Garton, M.R., Hossack, J.R., 1983. The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *Journal of Structural Geology* 5, 139-152.
- Davis, D., Suppe, J., et Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88, 1153-1172.
- Davis, G.H., et Reynolds, S.J., 1996. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley and Sons, Inc., 776 p.

Doveton, J.H., 1986. Log analysis of subsurface geology: concepts and computer methods. John Wiley and Sons, Inc. 273 p.

Elliott, D., et Johnson, M.R.W., 1980. Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, N.W. Scotland. *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.* 71, 69-96.

Evans, M.A., 2010. Temporal and spatial changes in deformation conditions during the formation of the Central Appalachian fold-and-thrust belt: Evidence from joints, vein mineral paragenesis, and fluid inclusions. *GSA Memoirs* 206, 477-552.

Faure, S., Tremblay, A., Malo, M., 2004. Reconstruction of Taconian and Acadian paleostress regimes in the Quebec and northern New Brunswick Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 619–634.

Fermor, P.R., et Price, R.A., 1987. Multiduplex structure along the base of the Lewis thrust sheet in the southern Canadian Rockies. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 35 (2), 159–185.

Guillier, B., Baby, P., Colletta B., Mendez, E., Limachi, R., Letouzey, J., Specht, M., 1995. Analyse géométrique et cinématique d'un « duplex » issu d'un modèle analogique visualisé en 3D par tomographie aux rayons X. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321 (série II a), 901-908.

Globensky, Y., 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent : Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources. MM 85-02. 63 p.

Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538-540, 1–66.

Groshong R.H., Jr., 2006. 3-D Structural Geology. Second ed.. Springer, Heidelberg. 400 p.

Hernaiz, P.P., 1990. Structural evolution of the Moine thrust belt in the Northern Assynt

(NW Scotland): balanced cross sections and fault rocks. *Rev. Soc. Geol. España* 3, 137-159.

Hibbard, J.P., van Staal, C.R., Rankin, D.W., 2007. A comparative analysis of pre-Silurian crustal building blocks of the northern and the southern Appalachian orogen. *American Journal of Science* 307, 23–45.

Hickman, R.G., Varga, R.J., Altany, R.M., 2009. Structural style of the Marathon thrust belt, West Texas. *Journal of Structural Geology* 31, 900-909.

Hnat, J.S., van der Pluijm, B.A., Van der Voo, R., Thomas, W.A., 2008. Differential displacement and rotation in thrust fronts: A magnetic, calcite twinning and palinspastic study of the Jones Valley thrust, Alabama, US Appalachians. *Journal of Structural Geology* 30, 725-738.

Hossack, J.R., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. Geol. Soc. London*, 136, 705-711.

Jacobi, R.D., 1981. Peripheral bulge—a causal mechanism for the Lower-Middle Ordovician unconformity along the western margin of the Northern Appalachians. *Earth and Planetary Science Letters* 56, 245-251.

Konstantinovskaya E.A. et Malavieille J. 2005. Erosion and Exhumation in Accretionary Orogens: Experimental and Geological Approaches. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (2), Q02006.

Konstantinovskaya E., et Malavieille J., 2011. Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analogue models. *Tectonophysics* 502, 336–350.

Konstantinovskaya, E.A., Rodriguez, D., Kirkwood, D., Harris, L.B., Thériault, R., 2009. Effects of basement structure, sedimentation and erosion on thrust wedge geometry: an example from the Quebec Appalachians and analogue models. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 57 (1), 34–62.

Kumarapeli, P.S., 1985. Vestiges of Iapetus rifting in the craton west of the northern Appalachians. *Geoscience Canada* 12, 54-59.

Lavoie, D., 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, Eastern Canada; comparison between the Quebec Re-entrant and Saint-Lawrence Promontory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 1309–1319.

Lavoie, D., 2002. Stratigraphic framework for the Cambrian Chaudière Nappe in the external domain of the Humber Zone in the Quebec Re-entrant, and preliminary correlation with adjacent stratigraphic frameworks. Geological Survey of Canada, Current Research 2002-D2, 11 p.

Lebel, D., Langenberg, W., Mountjoy, E.W., 1996. Structure of the central Canadian Cordilleran thrust-and-fold belt, Athabasca – Brazeau area. *Ab. Bull. Can. Petrol. Geol.* 44, 258–268.

Liu, S., Lawton, D.C., Spratt, D.A., 1996. Three-dimensional geometry of the structural front between Berland River and Smoky River, central Alberta Foothills. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 44, 299-312.

MacKay, M.E., 1995. Structural variation and landward vergence at the toe of the Oregon accretionary prism. *Tectonics* 14 (5), 1309–1320.

Malavieille, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today* 20 (1), doi: 10.1130/GSATG48A.1

Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes—a review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. AAPG Memoir 82, 1-26.

Marshak, S., et Mitra, G., 1988. Basic methods of structural geology. Prentice Hall, 446 p.

McMechan, M.E., 2001. Large-scale duplex structures in the McConnel thrust sheet, Rocky Mountains, Southwest Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 46 (3), 408–425.

McMechan, M.E., 2002. Structural geometry in the Carbon Creek area of the Rocky Mountain Fold and Thrust Belt, northeastern British Columbia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 50 (3), 407–418.

O'Brien, T.M., and van der Pluijm, B.A., 2012. Timing of Iapetus Ocean rifting from Archaean geochronology of pseudotachylytes in the St. Lawrence rift system of southern Quebec. *Geology* 40, 443-446, doi:10.1130/G32691.1

Pinet, N. et Tremblay, A., 1995. Tectonic evolution of the Quebec-Maine Appalachians: from oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachians. *American Journal of Science* 295 (2), 173-200.

Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S., and Rimi, A., 2003. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics* 22 (3), 1017.

Price, R.A., 2001. An evaluation of models for the kinematic evolution of thrust and fold belts: structural analysis of a traverse fault zone in the Front ranges of the Canadian Rockies north of Banff. *Ab. J. Struct. Geol.* 23, 1079–1088.

Rankin, D. 1976. Appalachian salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus Ocean. *Journal of Geophysical Research* 81 (32), 5605–5619.

Riva, J. 1969. Middle and Upper Ordovician graptolite faunas of St. Lawrence Lowlands of Quebec, and of Anticosti island. In: *North Atlantic—geology and continental drift*. Edited by M. Kay. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 12, pp. 513–556.

Salad Hersi, O., Lavoie, D., and Nowlan, G.S., 2003. Reappraisal of the Beekmantown Group, sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the Lower–Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p.149-176.

Sasseville, C., Tremblay, A., Clauer, N., Liewig, N., 2008. K-Ar age constraints on the evolution of polydeformed fold-thrust belts: The case of the Northern Appalachians (southern Quebec). *Journal of Geodynamics* 45 (2-3), 99-119.

Séjourné, S., Dietrich, J., Malo M., 2003. Seismic characterization of the structural front of southern Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 51 (1), 29–44.

Séjourné, S., et Malo, M., 2007. Pre-, syn- and post-imbriation deformation of carbonate slices along the southern Quebec Appalachian front – implications for hydrocarbon exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 543-564.

Soule, G.S., et Spratt, D.A., 1996. En echelon geometry and two-dimensional model of the triangle zone, Grease Creek, Syncline area, Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 44, 313–323.

Spratt, D.A., et Lawton, D.C., 1996. Variations in detachment levels, ramp angles and wedge geometries along the Alberta thrust front. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 44, 313-323.

St-Julien, P., Slivitsky, A. et Feininger, T. 1983. A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec. In: Hatcher, R., Williams H., Zeitz I. (Eds.) *Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains*. Geological Society of America, Memoir 158, 103–112.

St-Julien, P., et Slivitsky, A., 1985. *Compilation géologique de la région Estrie-*

Beauce: Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Map 2030, scale 1 :250 000.

Stockmal, G.S., McMechan, M.E., Lebel, D., Mackay, P.A., 2001. Structural style and evolution of the triangle zone and external Foothills, southwestern Alberta: implications for thin-skinned thrust-and-fold belt mechanics. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 49 (4), 472–496.

Storti, F., et McClay, K., 1995. Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology* 23, 999–1002.

Thériault, R., Laliberté, J.-Y., Brisebois, D., Rheault, M., 2005. Fingerprinting of the Ottawa-Bonnechère and Saguenay grabens under the Saint-Lawrence Lowlands and Quebec Appalachians: prime targets for hydrocarbon exploration: Geological Association of Canada, Abstracts, Halifax, Nova Scotia, 65

Thomas, W.A., 2006. Tectonic inheritance at a continental margin. *GSA Today* 16 (2), 4–11.

Tremblay, A., Sasseville, C., Clauer, N., and Zentilli, M., 2007. The St. Lawrence Rift System in eastern Canada—Field and isotopic evidence for Paleozoic to Mesozoic (?) reactivations of Iapetus faults: Geological Society of America Abstracts with Programs 39 (1), 95.

Tremblay, A., et Roden-Tice, M.K., 2010. Iapetan versus Atlantic rifting of Laurentia—Constraints from field mapping and AFT dating of Precambrian basement rocks, Canada. Geological Society of America Abstracts with Programs 42 (1), 79.

Walker, J.D., et Geissman, J.W., 2009. Geologic time scale. Geological Society of America. doi:10.1130/2009.CTS004R2C

Wilkerson, M. S., et Dicken, C.L., 2001. Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in detached contractional settings. *AAPG Bulletin* 85 (10), 1759–1770.

Williams, H., 1979. Appalachian orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16(3), 792-807. doi: 10.1139/e79-070

Wise, D.U., 2004. Pennsylvania salient of the Appalachians: A two-azimuth transport model based on new compilations of Piedmont data. *Geology*, 32 (9), 777-780.

ANNEXES

Annexe 1. Liste de puits analysés dans la région de Joly – Saint-Flavien.

NN	No. Puits	Élévation table de rotation mKB	Élévation de surface m	Profondeur mesurée globale mKB	Puits productifs	Puits qui traverse la Formation Beauharnois
région de Joly						
1	A	141,34	136,15	2508,5		x
2	B	128,37	122,96	1808		
3	C	132,19	126,95	3068,5		x
4	D	145,87	140	2812		x
5	E	133,5	129,16	1142		x
6	F	151,7	128,6	1529		x
7	G	125,8	121,3	1017,12		
région de Saint-Flavien						
8	1	144,3	139	2382	x	x
9	2	148,4	142,9	1803		x
10	3	140,8	135,3	1794	x	x
11	4	146,3	142,1	2235		x
12	5	134	130,2	1587		
13	6	139,3	134,1	1951		x
14	7	141,6	136,1	1785		x
15	8	143,8	136,7	1719		x
16	9	143,3	136,3	1745	x	x
17	10	144	136,9	2305	x	x
18	11	141,8	134,4	1628		x
19	12	143,7	137	1805	x	x
20	13	143,13	136	1860	x	x
21	14	144,6	137,5	2414	x	x
22	15	143,8	136,6	2623	x	x
23	16	143,33	136,6	2522	x	x
24	17	146,2	139,5	2596	x	x
25	18	148,6	141,9	3041	x	x
26	19	145	137,7	3047	x	x

Note: SF - Saint-Flavien

Annexe 2. Élévation des toits de formations et épaisseur des duplex dans la région de Joly – Saint-Flavien.

La région de Joly								
Écaille tectonique	Groupe/Formation	Puits D						
		MD (m)	TVD (m)	Épaisseur (m)				
				Unité	Beau-harnois	Calcaires		
ES2 (495 m)	Trenton	1164	1011	59		310		
	Chazy	1225	1070	36				
	Beauharnois OS	1262	1106	28	215			
	Beauharnois IO	1291	1134	45				
	Beauharnois OI	1338	1179	142				
		Theresa	1485	1321	185			
		Chazy	1676	1506	32			
	Lorraine	1710	1538	376				
EI2 (612 m)	Trenton	2116	1914	69		507		
	Black River	2194	1983	28				
	Chazy	2225	2011	107				
	Beauharnois A	2345	2118	36	303			
	Beauharnois B	2386	2154	169				
	Beauharnois C	2572	2323	98				
		Theresa	2679	2421	105			
	Lorraine	2793	2526	18				
Profondeur globale		2812	2544					
La région de Joly								
Écaille tectonique	Groupe/Formation	Puits F						
		MD (m)	TVD (m)	Épaisseur (m)				
				Unité	Beau-harnois	Calcaires		
ES2 (272 m)	Trenton	648	489	45		272		
	Chazy	696	534	88				
	Beauharnois OS	786	622	23	139			
	Beauharnois IO	810	645	7				
	Beauharnois OI	817	652	109				
	Lorraine	929	761	92				
small duplexes	Chazy	1024	853	123				
	Chazy	1152	976	65				
	Utica	1220	1041	58				
EM2 (>234 m)	Trenton	1280	1099	82		234		
	Chazy	1367	1181	100				
	Beauharnois n/d	1475	1281	52				
Profondeur globale		1529	1333					

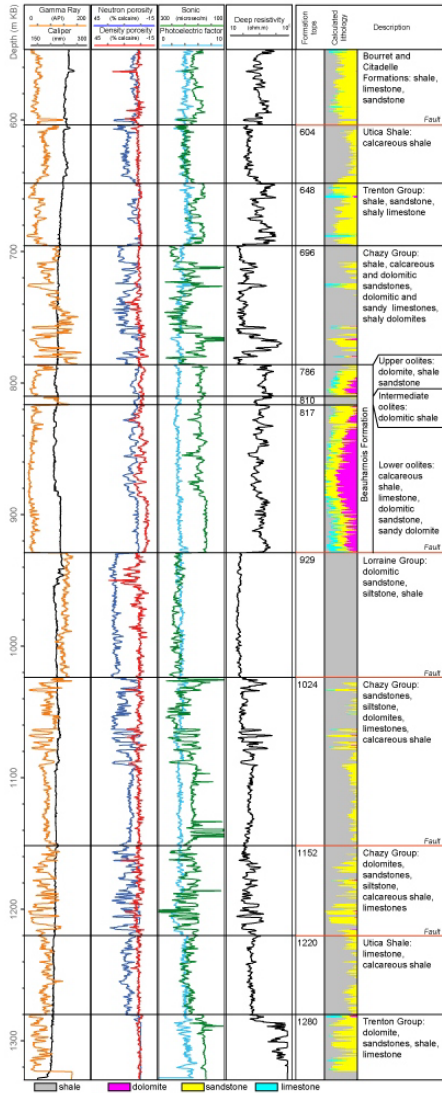
Note: MD, profondeur mesurée, TVD, profondeur verticale véritable; n/d, non-différentié;

* l'épaisseur est déterminée approximativement à partir de l'interprétation des lignes sismiques

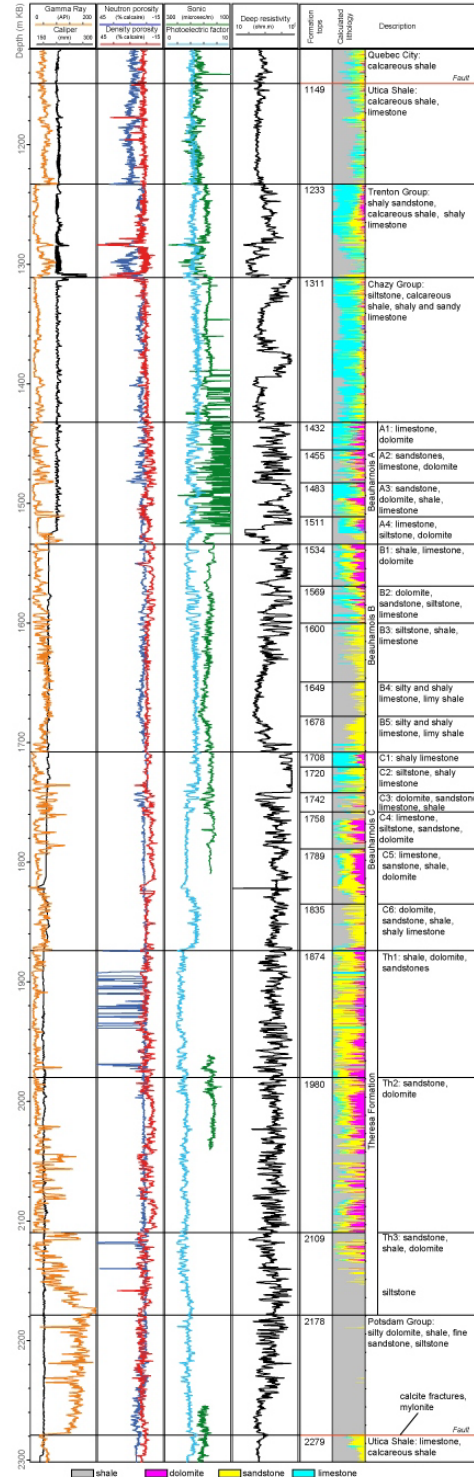
Zone de transfert						
Écaille tectonique	Groupe/Formation	Puits A				
		MD (m)	TVD (m)	Épaisseur (m)		
				Unit	Beau-harnois	Calcaires
ES2 (349 m)	Trenton	850	707	91		320
	Black River	941	798	74		
	Beauharnois OS	1017	872	52	155	
	Beauharnois IO	1069	924	41		
	Beauharnois OI	1111	965	62		
	Theresa	1175	1027	29		
ES3 (489 m)	Trenton	1204	1056	145		459
	Black River	1355	1201	45		
	Chazy	1401	1246	89		
	Beauharnois OS	1493	1335	49	180	
	Beauharnois IO	1543	1384	21		
	Beauharnois OI	1564	1405	110		
	Theresa	1675	1515	30		
EM3 (444 m)	Trenton	1706	1545	112		294
	Chazy	1820	1657	81		
	Beauharnois n/d	1904	1738	101	101	
	Theresa	2007	1839	150		
	Utica Shale, BD	2159	1989	71		
EI3 (185 m)	Chazy	2234	2060	18		152
	Beauharnois n/d	2252	2078	134	134	
	Theresa	2392	2212	33		
EI4 (370 m*)	Chazy	2426	2245	72		79
	Beauharnois	2501	2317	7		
Profondeur globale		2509	2324			
La région de Saint-Flavien						
Écaille tectonique	Groupe/Formation	Puits 10				
		MD (m)	TVD (m)	Épaisseur (m)		
				Unit	Beau-harnois	Calcaires
SF (819 m)	Trenton	1233	1085	75		504
	Chazy	1311	1160	111		
	Beauharnois A	1432	1271	76	318	
	Beauharnois B	1534	1347	120		
	Beauharnois C	1708	1467	122		
	Theresa sandstone	1874	1589	80	236	315
	Theresa dolomite	1980	1669	102		
	Theresa sandstone	2109	1771	54		
	Potsdam	2178	1825	79		
	Utica Shale, BD	2279	1904			
Profondeur globale		2305				

Annexe 3. Diagraphie et lithologie calculée dans les puits F et 10.

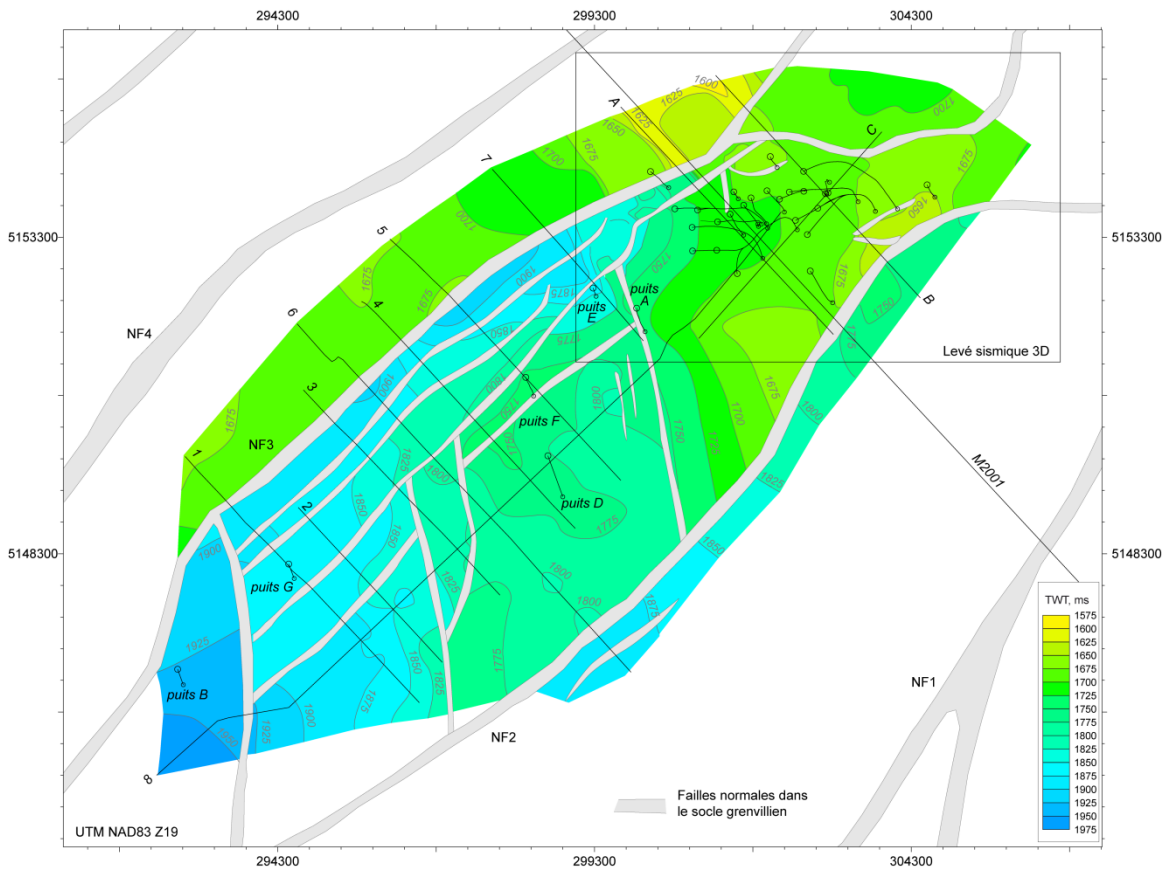
puits F



puits 10



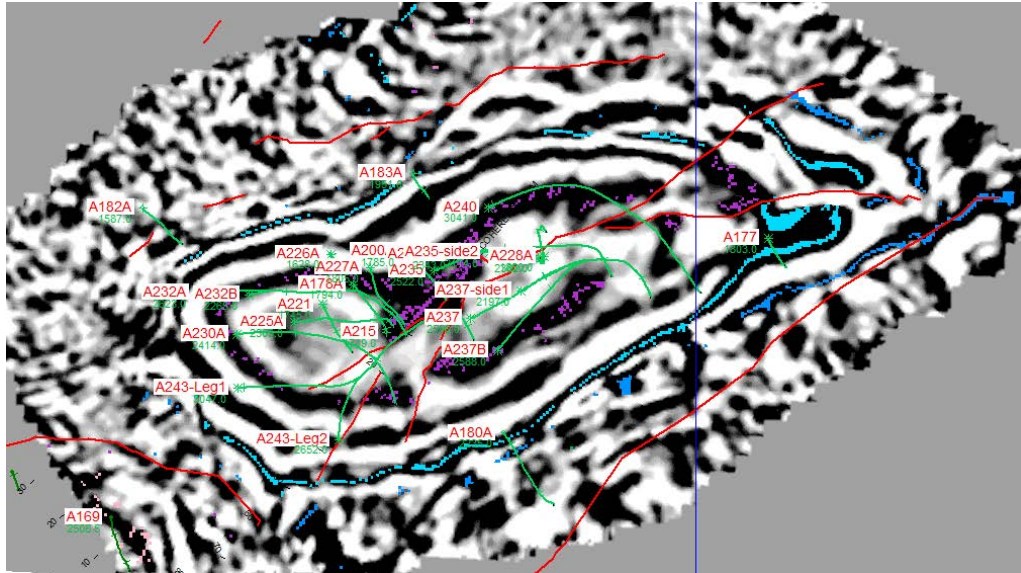
Annexe 4 Carte structurale du socle grenvillien dans la région Joly – Saint Flavien



Modifiée d'après Thériault et al (2005) en tenant compte les failles interprétées sur les lignes sismiques 1-8 et dans le cube de la levée sismique 3D. Contours de l'élévation du socle sont présentés en temps double (TWT, ms). Les polygones de failles normales sont montrés en blanc. NF1 to NF 4 failles normales.

Annexe 5. Carte structurale du duplex de Saint-Flavien : (a) 'time-slice' à 600 ms; (b) toit de Formation Beauharnois, unité A (TWT, ms)

(a)



(b)

