MB 2010-07

APERCU GEOLOGIQUE LE LONG DE L'AUTOROUTE 10 DU MONT ROYAL (MONTREAL) A LA MINE EUSTIS (A PROXIMITE DE SHERBROOKE)

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources naturelles
Québec

APERÇU GÉOLOGIQUE

le long de l'autoroute 10

du mont **Royal** *(Montréal)*
à la mine **Eustis** *(à proximité de Sherbrooke)*






Andrea Amórtegui, Robert Marquis et Hugo Dubé-Loubert

Ressources naturelles et Faune
Québec

GM 65012

Aperçu géologique le long l'autoroute 10 du Mont Royal (Montréal) à la mine Eustis (à proximité de Sherbrooke)

Excursion géologique

18 septembre 2010

Andrea Amórtegui

Robert Marquis

et Hugo Dubé-Loubert

Direction Générale de Géologie Québec.

Bureau de l'exploration géologique du Québec

MRNF

2010 GM 65012

Table de matières

Introduction *4*

L'itinéraire et les arrêts *6*

Arrêt 1 : Le Mont Royal : Paysage calcaire ordovicien et intrusion crétacée **9**

Arrêt 2 : Les dépôts de la vallée du Saint-Laurent **12**

Contexte stratigraphique régional 14

Arrêt à la sablière St-Césaire (Du Coteau): 16

Arrêt 2.1 18

Arrêt 2.2 : 20

Arrêt 3 : Métabasaltes transitionnels cambriens de la Formation de Tibbit Hill, Groupe d'Oak Hill. **23**

Arrêt 4 : La Ligne Brompton Baie Verte, une suture majeure des Appalaches du sud du Québec. Serpentinites exposées à la halte routière du lac Orford **26**

Arrêt 5 : Mudslate noir Ordovicien du Groupe de Magog, contemporain des calcaires des Basses-terres du Saint-Laurent. **28**

Arrêt 6 : Visite d'une mine du XIX siècle en Estrie. La Mine Eustis **30**

Un peu d'histoire… 30

Extraction du minerai : 33

Restauration de la mine : 35

Géologie de la mine : 35

Remerciements *37*

Bibliographie *37*

Liste de figures

Figure 1. Édification des Appalaches du Sud-est du Québec. (D'après Perras, L-P. et Marquis, R., 1998)..... 5
Figure 2a. Carte géologique et routière de la région Montréal-Sherbrooke. Localisation des arrêts. (Modifiée de la carte géotouristique du Sud de Québec, 1991) 7
Figure 2b. Stratigraphie 8
Figure 3. Photographies du mont Royal et les domaines géologiques. (Courtoisie de Dr Pierre Bédard, tous droits réservés, 1998-2009)..... 11
Figure 4. Coupe géologique du mont Royal. (Courtoisie de Dr Pierre Bédard, tous droits réservés, 1998-2009) 12
Figure 5. Colonne stratigraphique de la couverture sédimentaire de la vallée du Saint- Laurent. (D'après Clark. T.H., 1972)..... 13
Figure 6. Cadre chronostratigraphique des Basses Terres du Saint-Laurent. (D'après Gadd, 1971 et Karrow, 1957) 14
Figure 7. Corrélations stratigraphiques entre les Basses Terres du Saint-Laurent et la région des Appalaches. (D'après Parent, 1987) 16
Figure 8: Localisation de la sablière St-Césaire. Modifié d'après une image du logiciel Google Earth..... 17
Figure 9. Interprétation stratigraphique de la sablière de St-Césaire et de St-Jacques-le-Mineur. (LaSalle, 1982). 18
Figure 10. Modèle illustrant la mise en place d'un esker et d'un épandage fluvioglaciaire sous-aquatique associé. A) Remplissage du tunnel sous-glaciaire au rythme des crues d'eau de fonte. B) Retrait de la marge glaciaire, relâchement des contraintes et du support entraînant respectivement la formation de failles normales et de coulées boueuses. C) Drapage de l'entité fluvioglaciaire par des sédiments fins dû à la distance croissante de la marge glaciaire. D) Remaniement par les eaux et les courants de turbidité. Benn et Evans, 1998 21
Figure 11. Analyses paléoécologiques des sédiments de la mer de Champlain-de la sablière, LaSalle (1982);.. 22
Figure 12 (gauche). Affleurement de la Formation Tibbit Hill. Coupe routière 10, sortie 90. 25
Figure 13 (droite). Formation Tibbit Hill. Facies schistes verts. Schiste à chlorite et épidote..... 25
Figure 14 (gauche). Contact entre les schistes et la phyllade de la Formation Tibbit Hill..... 25
Figure 15 (droite). Amygdales remplies de quartz et feldspath. Observez la direction de la coulée. 25
Figure 16 (gauche). Serpentinites à la base du Complexe ophiolitique d'Orford 27
Figure 17 (droite). Base du Complexe ophiolitique d'Orford. 27
Figure 18 (gauche). Mont Orford vers l'ouest 28
Figure 19 (droite). Mont Orford vers l'est depuis la halte routière 112. 28
Figure 20. Schéma de l'affleurement, montrant un anticlinal déversé vers le nord-ouest, dans les turbidites du Groupe de Magog..... 30
Figure 21. Plan du complexe et industriel de Capelton – Eustis en 1905. (Modifié de Ross, 1974)..... 32
Figure 22. Ruines de l'usine. Figure 23. Ruines de l'usine..... 32
Figure 24. Effet de la pollution engendrée par le grillage de la pyrite en 1876 au sud de Sherbrooke. (d'après Ross, 1974)..... 34
Figure 25 (gauche). Eustis, confinement et re-végétation sur les résidus 35
Figure 26 (droite). Eustis. Résidus miniers re-végétés..... 35
Figure 27. Rivière Massawippi et coucher de soleil sur la Faille de Guadeloupe..... 36

Introduction

Cette excursion a pour objectif d'observer et comprendre la géologie d'une coupe le long de l'autoroute 10 entre la ville de Montréal et les mines de cuivre de la région de l'Estrie-Beauce. Nous observerons les calcaires ordoviciens exposés dans la région de Montréal, puis la couverture sédimentaire quaternaire de la vallée du Saint-Laurent, pour ensuite nous plonger dans les domaines du fond océanique de la nappe interne de Dunnage de la région de l'Estrie-Beauce. Cette nappe est chevauchée par les Appalaches du Québec. Ce chevauchement marquera la fermeture de l'océan Iapetus pendant l'orogenèse acadienne et la mise en place des arcs insulaires responsables de la formation des gisements caractéristiques de l'Estrie-Beauce (Fig. 1).

L'excursion comporte six arrêts géologiques le long de l'autoroute 10. Nous débuterons notre excursion au pied du mont Royal à Montréal, où nous pourrons observer différents domaines géologiques et le contraste entre les corps ignés mis en place au Crétacé et les calcaires de l'Ordovicien moyen. Ensuite nous nous dirigerons vers l'est pour observer la couverture sédimentaire de la vallée du Saint-Laurent. Nous allons dépasser la ligne Brompton-Baie Verte (BBL), qui, pour certains auteurs, est une suture qui marque la limite entre les zones d'Humber et de Dunnage (nappe externe et nappe interne, respectivement). Pour d'autres auteurs, la ligne représentera une faille normale majeure des Appalaches du Québec. Nous observerons ensuite les domaines des nappes internes en débutant par la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill du Cambrien. Nous continuerons en dépassant la ligne BBL, pour observer les serpentines démembrées et ensuite le Groupe de Magog d'âge ordovicien et qui sera contemporain des calcaires des Basses-terres du Saint-Laurent. Ensuite, nous allons effectuer une visite guidée dans une ancienne mine de cuivre typique de l'Estrie-Beauce du début du siècle dernier. Nous finirons notre excursion en observant la limite ouest de la zone de Dunnage, la Faille de Guadeloupe.

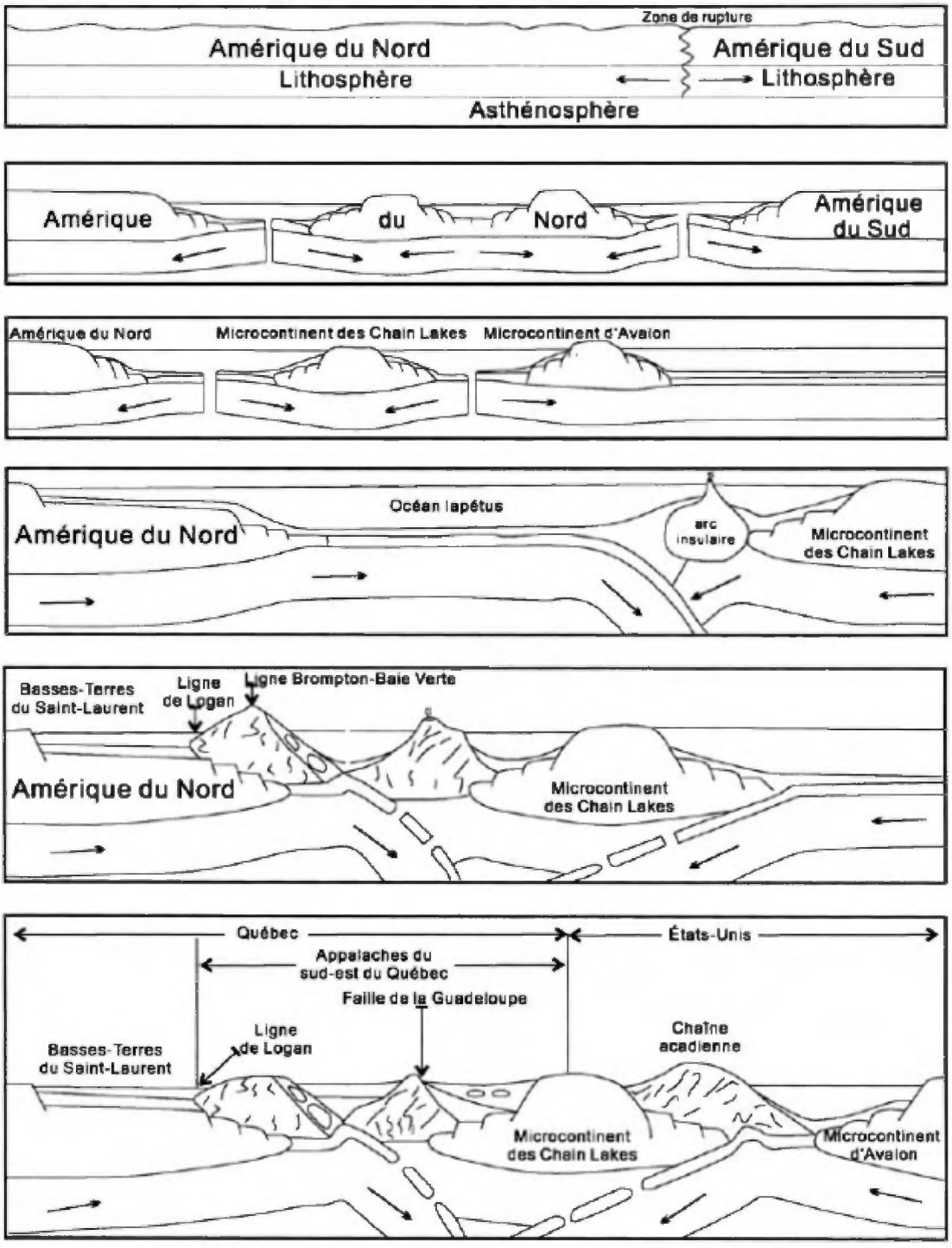


Figure 1. Édification des Appalaches du Sud-est du Québec. (D'après Perras, L-P. et Marquis, R., 1998)

L'itinéraire et les arrêts

Figure 2a. Carte géologique et routière de la région Montréal-Sherbrooke. Localisation des arrêts. (Modifiée de la carte géotouristique du Sud de Québec, 1991)

Arrêt 1 : Le Mont Royal : Paysage calcaire ordovicien et intrusion crétacée.

(Basé sur les notes de Martin Roy et Pierre Bédard)

Le Mont Royal est le relief dominant de Montréal. Il forme une colline plus ou moins circulaire de 232 m d'altitude. Il permet d'observer cinq domaines géologiques différents : La plaine du Saint-Laurent, les collines montérégiennes à l'est, le plateau des Laurentides au nord, les reliefs des Appalaches au sud-est et le massif montagneux des Adirondacks (Fig. 3).

L'origine géologique du mont Royal est intimement liée à celle des autres collines montérégiennes. Ces neuf massifs rocheux présentent beaucoup de différences entre eux d'un point de vue géochimique, mais leur genèse est reliée au même processus de formation (Roy, M., 2008)

Le coeur du mont Royal est formé de gabbros mélanocratiques et leucocratiques, de diorites et monzonites à néphéline (Gélinas, 1970). Le mont Royal date du Crétacé avec un âge de 124 ±1Ma (138 ±6 Ma sur gabbro et 117 ±3 Ma sur diorite). Une montée de magma perce (aidée par des zones de faiblesse liées au graben du Saint-Laurent) le socle précambrien et la série sédimentaire du Saint-Laurent. Au moment de la mise en place de l'intrusion, il restait 2000 m de couverture sédimentaire. Un hiatus dépositionnel prédomine pendant 100 Ma et l'érosion fait exposer les intrusifs en relief positif. Les passages cycliques des glaciers au cours des deux derniers millions d'années ont assurément contribué à l'érection de ce relief (Berré, F. et Lépine, J.-F., 2000).

Les alentours du mont Royal exposent donc les trois grandes familles de roches, les roches ignées, sédimentaires et métamorphiques. Tout d'abord, au pied de la colline, on y retrouve les strates de roches calcaires du Groupe Trenton. Ces calcaires gris et stratifiés sont associés à un épisode marin peu profond de l'océan Iapetus à l'Ordovicien moyen et Dévonien. Au périphérique du mont Royal, on observe aussi des roches de métamorphisme de contact, ainsi que le calcaire de Trenton se transformant en marbre et les shales de la Formation d'Utica (d'âge ordovicien moyen) en cornéennes (Fig. 4). La montée du magma dans la croûte

a aussi provoqué la déformation et la fracturation des roches sédimentaires. On remarque une multitude de fractures verticales et horizontales autour du massif intrusif.

À ce jour, deux théories sont mises de l'avant. Certains auteurs associent la formation de ces magmas à l'ouverture du graben du Saint-Laurent qui a débuté au Jurassique, il y a environ 160 Ma. Les forces tectoniques (principalement de tensions) qui ont mené à la formation de cet océan auraient provoqué une série de fractures à l'intérieur desquelles le magma aurait migré. Les datations des roches de ces collines indiquent d'ailleurs qu'elles se sont mises en place peu de temps après cette période, soit entre 140 et 99 Ma.

L'autre mécanisme de formation tire son origine de l'alignement de l'axe est-ouest des collines Montérégiennes avec les montagnes Blanches (White Mountains) au New Hampshire, qui sont faites de roches de même nature que les Montérégiennes et qui datent également du Crétacé. De plus, toujours dans le même axe, au large de la Nouvelle-Angleterre, on remarque un chapelet de petits volcans sous-marins (les monts Kelvin). D'autres auteurs ont suggéré que ces séries d'intrusions plutoniques correspondent au passage du continent au-dessus d'un point chaud.

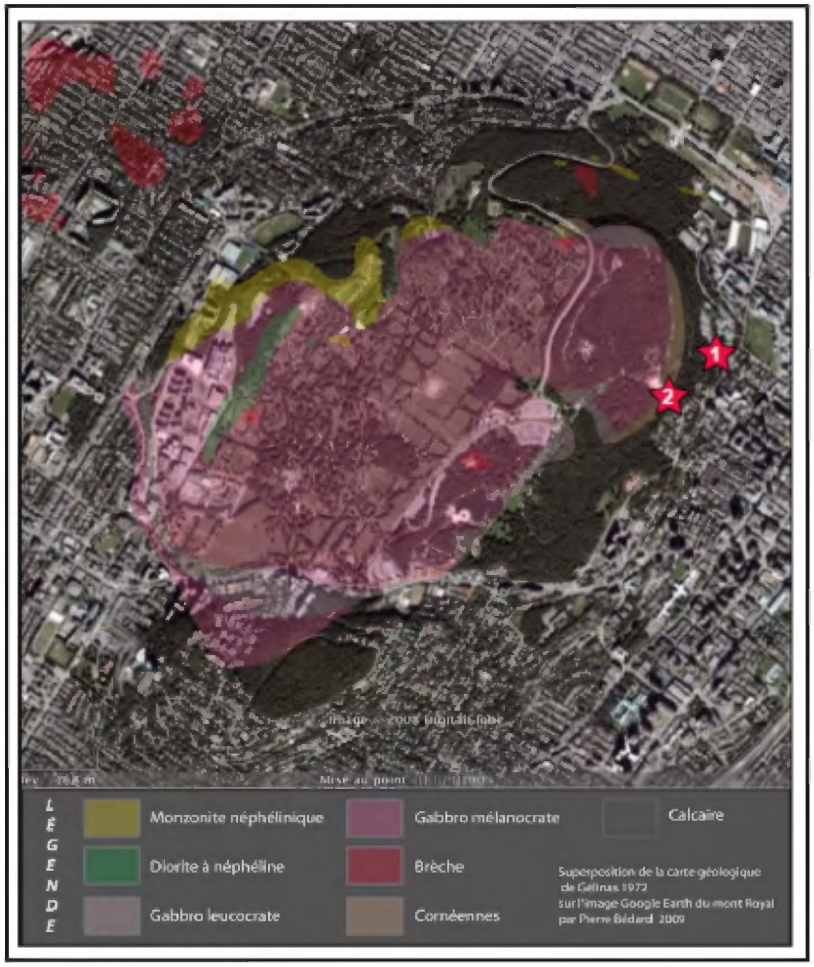




Photo 1. Le rocher calcaire situé à côté du monument Mc Tavish est partiellement métamorphisé, ce qui a probablement causé la disparition des plans de faiblesse liés aux lits de shale. Un réseau de fractures verticales isolent des monolithes spectaculaires.



Photo 2. Vue de l'est depuis le mont Royal vers les collines montérégiennes.

Figure 3. Photographies du mont Royal et les domaines géologiques. (Courtoisie de Dr Pierre Bédard, tous droits réservés, 1998-2009)

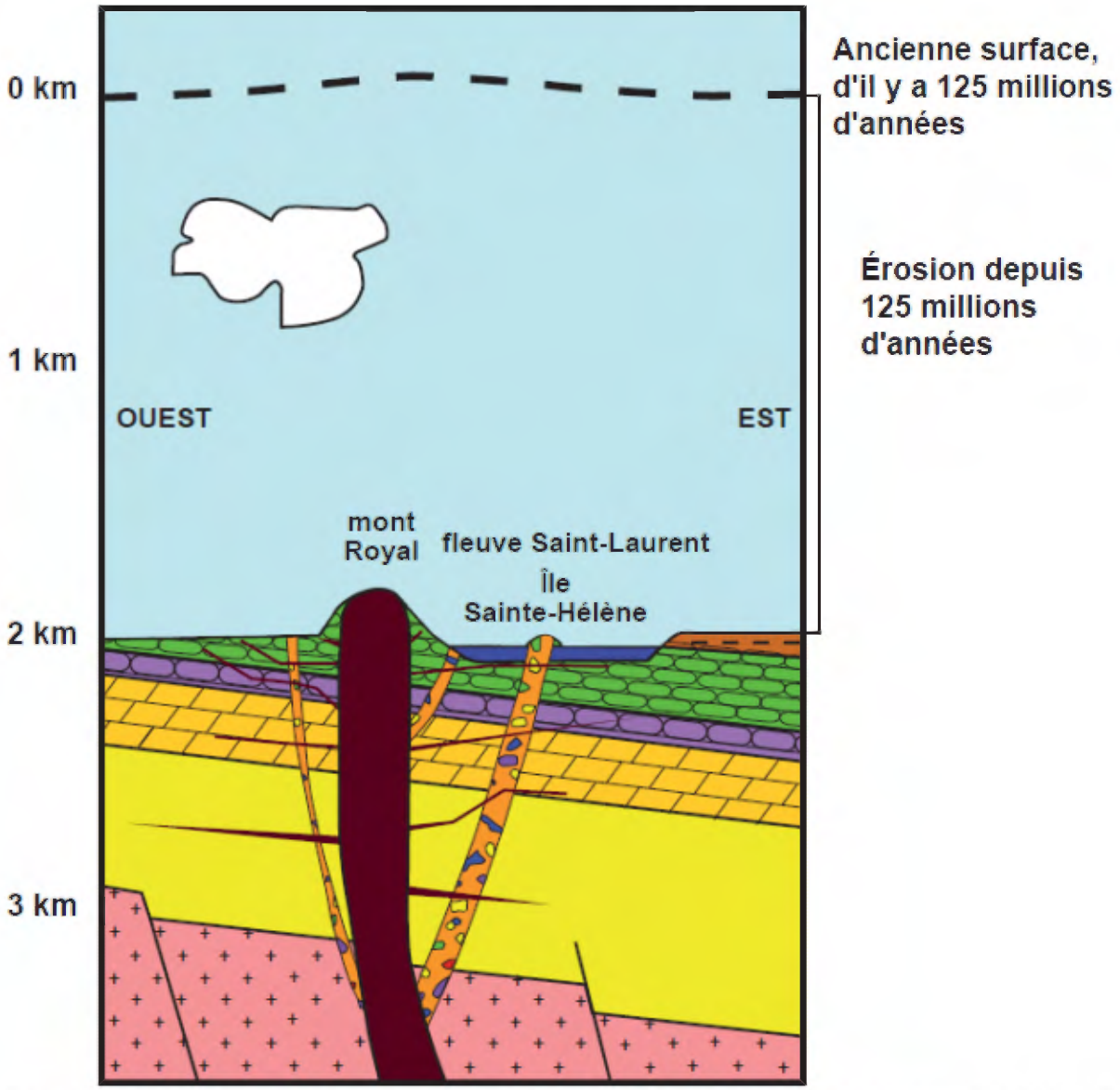


Figure 4. Coupe géologique du mont Royal. (Courtoisie de Dr Pierre Bédard, tous droits réservés, 1998-2009)

Arrêt 2 : Les dépôts de la vallée du Saint-Laurent.

- ***Saint-Césaire, sortie 48 de l'autoroute 10***

La Plate-forme du Saint-Laurent, dans la région de Montréal, est constituée des roches formées il y a entre ~500 et 400 Ma (au Cambrien et à l'Ordovicien), à l'intérieur d'un océan chaud et peu profond, l'océan Iapetus, qui bordait alors une grande partie du Bouclier. Avec le temps, l'empilement de nombreuses couches de sédiments a solidifié ce matériel et formé de grandes strates horizontales de roches relativement peu déformées. Dans la vallée du

Saint-Laurent, cette séquence de roches sédimentaires peut faire plus de 2000 m d'épaisseur (Fig. 5. Clark, T .H., 1972)

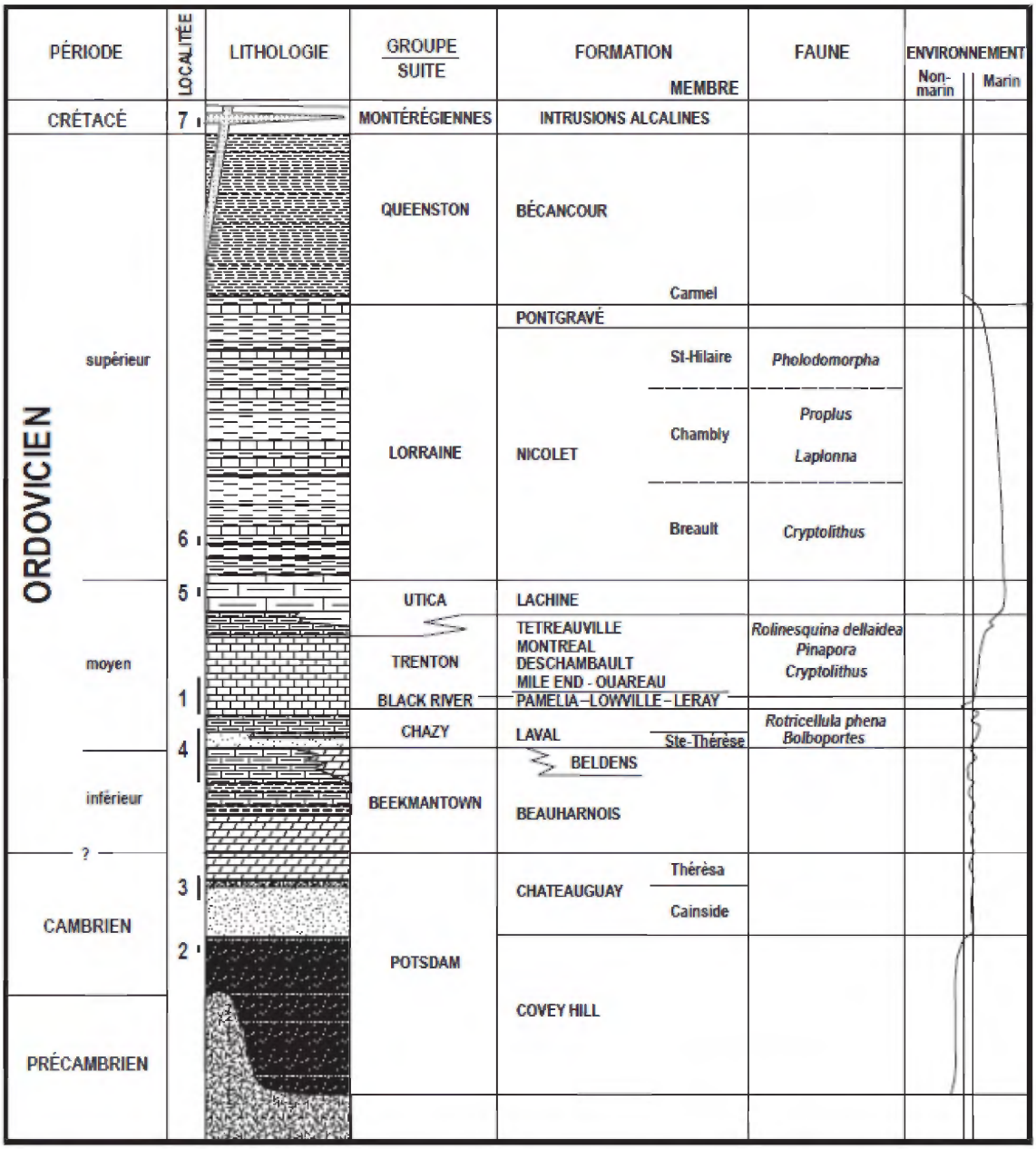


Figure 5. Colonne stratigraphique de la couverture sédimentaire de la vallée du Saint- Laurent. (D'après Clark. T.H., 1972)

Contexte stratigraphique régional

L'élaboration du cadre chronostratigraphique de la région des Basses Terres du Saint-Laurent et des Appalaches fut grandement précisée au cours des dernières décennies. Nombre d'auteurs ont contribué à sa conception (Karrow, 1957; Gadd, 1971; McDonald et Shilts, 1971; Lamothe, 1985; Parent, 1987, etc.)

La figure 6 illustre le canevas stratigraphique généralement accepté pour la région des Basses-Terres du Saint-Laurent.

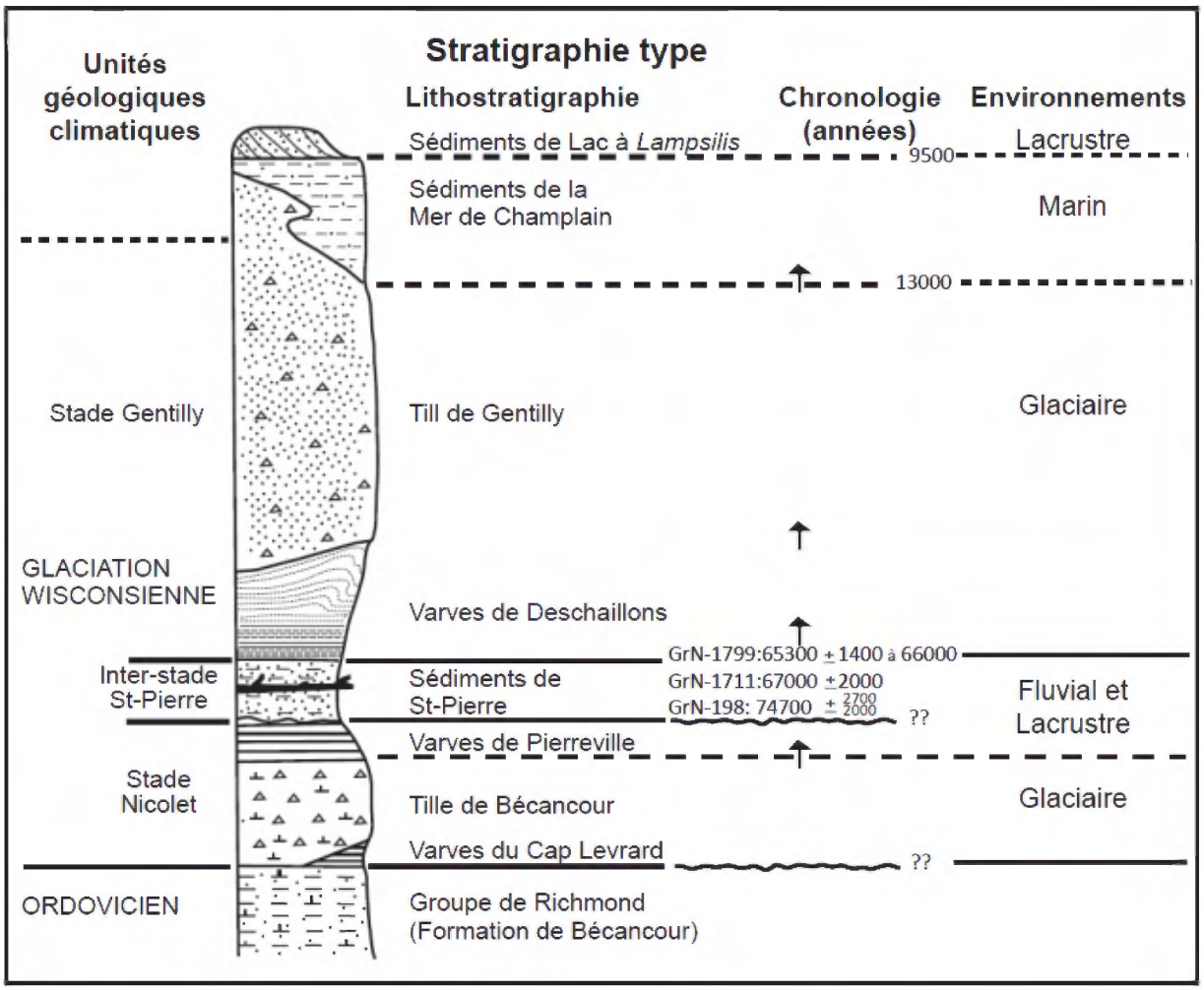


Figure 6. Cadre chronostratigraphique des Basses-Terres du Saint-Laurent. (D'après Gadd, 1971 et Karrow, 1957)

La plus ancienne unité glaciaire répertoriée dans la région, le till de Bécancour, a été interprétée comme étant d'âge wisconsinien inférieur, sur la base de l'absence de véritable séquence témoignant d'une période interglaciaire (stade 5) comme définit par la stratigraphie isotopique océanique (LaSalle, 1982). Cette unité est en contact inférieur et supérieur avec deux séquences de rythmites glaciolacustres; les varves de Cap Lévrard à la base et celles de Pierreville au sommet. Le tout est surmonté par des sédiments fluviatiles et lacustres (Sédiments de Pierreville) dont l'âge de déposition semble attribuable au stade 3 lequel est considéré comme étant wisconsinien moyen. Cette séquence comprend également, outre les sédiments brièvement évoqués, des horizons de tourbe dont les datations effectuées semblent indiquer un âge compris entre 66 et 74 ka (Dreimanis, 1960; Stuiver, 1978).

Le retour aux conditions glaciaires est marqué par une autre séquence de varves (Varves de Deschaillons) en contact direct avec des sables organiques corrélatifs à la séquence de St-Pierre. Les varves témoigneraient du blocage du drainage par l'inlandsis et de la réavancée de ce dernier. Ce dernier soubresaut glaciaire déposera le till sommital de la région soit le till de Gentilly.

Lors de la régression glaciaire subséquente, un bras de l'océan Atlantique a envahi la dépression isostatique laissée vacante par la fonte de l'inlandsis (environ vers 12 ka). La mer de Champlain a alors comblé les dépressions topographiques en déposant argiles, silt et autres dépôts sableux littoraux, nivelant la partie septentrionale de la région. Au fur et à mesure du relèvement isostatique, ce bras océanique fut isolé de l'Atlantique et l'étendue d'eau résiduelle devint peu à peu saumâtre. L'apparition de communauté de moules d'eau douce (Lampsilis) marque la fin de la mer de Champlain et le début du lac à Lampsilis dont l'actuel lac St-Pierre en est le reliquat.

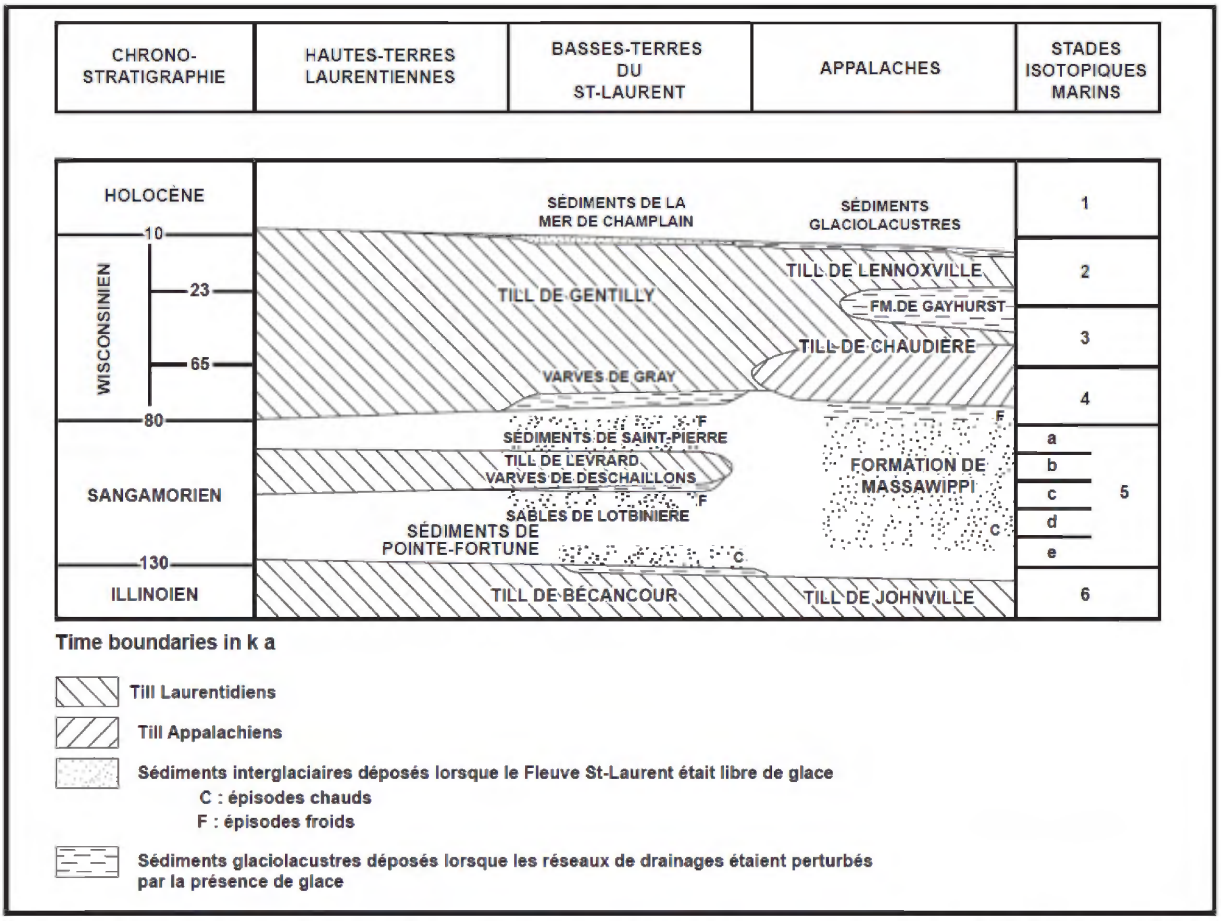


Figure 7. Corrélations stratigraphiques entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et la région des Appalaches. (D'après Parent, 1987)

Le présent arrêt, à proximité de la municipalité de Saint-Césaire, va nous permettre d'observer quelques aspects intéressants de la géologie du Quaternaire des Basses Terres du Saint-Laurent. Outre l'intérêt géologique de ce site, la succession stratigraphique permettra de mettre en perspective une facette importante des interactions géologie de surface/eaux souterraines.

Arrêt à la sablière Saint-Césaire (Du Coteau):

La sablière de Saint-Césaire (maintenant connu sous le nom de Sablière du Coteau dont le propriétaire est M. André Viens) est située à environ deux kilomètres au sud-ouest du village du même nom, le long du chemin St-François (Fig. 8). Elle est exploitée depuis plus d'une quarantaine d'années.

Malgré le peu de diversité stratigraphique observable sur ce site, cette sablière est très intéressante de part les séquences que l'on peut voir, l'architecture sédimentaire et le contenu fossilifère des argiles de Champlain.



Figure 8: Localisation de la sablière St-Césaire. Modifié d'après une image du logiciel *Google Earth.*

LaSalle (1982) a travaillé dans la région et plus particulièrement à la sablière Saint-Césaire. La figure suivante illustre l'interprétation faite des dépôts observés à Saint-Césaire ainsi que le schéma stratigraphique des coupes de St-Jacques-le-Mineur (Prichonnet, 1984) situées au sud-ouest à environ 50 km.

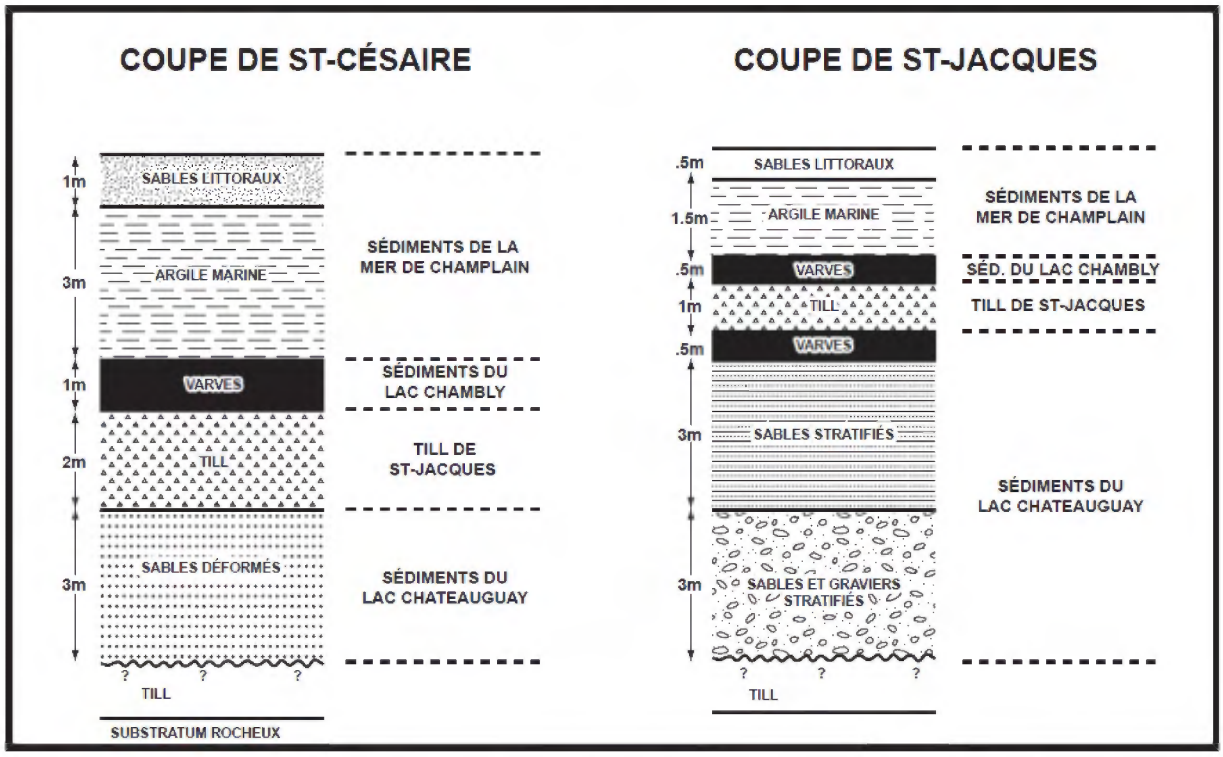


Figure 9. Interprétation stratigraphique de la sablière de Saint-Césaire et de St-Jacques-le-Mineur. (LaSalle, 1982).

La sablière ayant été intensément exploitée depuis trente ans, les coupes investiguées par LaSalle (1982) ne semblent plus existées (Fig. 9). LaSalle rapporte des données de forage indiquant la présence d'un till en profondeur sous des sables et graviers déformés (failles, figures de charge, etc.). Le tout serait surmonté par une deuxième unité glaciaire nommée till de St-Jacques en référence au till cartographié à St-Jacques-le-Mineur par Prichonnet (1984).

Arrêt 2.1

Cette partie de la sablière offre une belle fenêtre sur un ensemble fluvioglaciaire (Fig. 10). On peut y voir, à partir du plancher de la sablière, une importante séquence de sable moyen et quelques passages graveleux d'environ 10 mètres de puissance. La structure conique et allongée de l'ensemble et les variations granulométriques poussent à interpréter la séquence comme un dépôt fluvioglaciaire de type esker. La prédominance de la fraction sableuse et le

litage principalement horizontal des bancs de sable pourraient aussi indiquer un épandage sous-glaciaire. La figure 5 montre un modèle génétique d'un esker et d'un épandage sous-glaciaire associé.

Plusieurs figures de courant (rides de courant, lits entrecroisés, etc.) sont observables dans cette séquence. Globalement, les mesures de paléocourant montrent un écoulement vers le sud-sud-est (~ 158o). De plus, quelques failles normales sont visibles au cœur de la structure témoignant des effets de déformations glaciotectoniques (fusion de culots de glace enfouis) ou du relâchement des contraintes suite au retrait glaciaire.

Au sommet, l'esker est drapé par des sédiments plus fins attestant du retrait de la marge glaciaire. Ces sédiments fins montrent par endroits des déformations liées à des coulées gravitaires sur les flancs de l'esker ou à la mise en place de l'unité glaciaire sus-jacente. L'unité semble en contact supérieur avec une séquence diamictique compacte d'une épaisseur allant de quelques mètres, en bordure de la butte fluvioglaciaire, à moins d'un mètre près du sommet. Il semble étonnant d'envisager un tel agencement stratigraphique dans l'optique où il est peu probable qu'un corps sédimentaire lâche comme un esker puisse résister à l'érosion d'une avancée glaciaire. La proximité et la position du mont Rougemont a sûrement joué un rôle de protection protégeant ainsi cette séquence de l'érosion glaciaire.

LaSalle (1982) a corrélé cette séquence au till de St-Jacques. Aucune mention n'est faite quant à l'unité fluvioglaciaire sous-jacente et les sables et graviers observés à l'époque ont été interprétés comme des dépôts glaciolacustres du lac Châteauguay.

Ce canevas stratigraphique semble récurrent dans la région. Des coupes ont d'ailleurs été investiguées montrant sensiblement la même succession stratigraphique dans les bassins contigus des rivières Yamaska et Richelieu. De plus, des profils géophysiques réalisés à l'aide de camions vibreurs semblent également indiquer la présence d'eskers enfouis ou du moins de séquences fluvioglaciaires sous les argiles et le till de surface. Ce schéma, outre son intérêt scientifique, s'avère avoir un excellent potentiel d'un point de vue hydrogéologique en ce qui a trait aux eaux souterraines.

Arrêt 2.2 :

Ce deuxième arrêt près de l'entrée permettra d'observer les sables distaux d'épandage et des silts massifs rythmés en contact avec le till sommital. Les silts rythmés semblent avoir été en partie incorporés à la base du till. Les mesures de paléocourant prises dans les sables de la base de la coupe indiquent toujours un écoulement vers le sud-sud-est (~162°).

Aucun contact entre le till et les argiles marines sommitales n'a été clairement observé bien que cette succession soit néanmoins admise.

Finalement, un petit îlot de sédiments marins a été préservé à proximité. Environ deux mètres d'argiles fossilifères sont visibles, surmontés par des sables littoraux. On pourra y observer un assemblage fossilifère à *Macoma Balthica*, *Mytilus Edulis*, *Hiatella Arctica* et *Thethya Logani*.

La figure 11 montre les résultats d'analyses paléoécologiques effectuées sur la séquence marine.

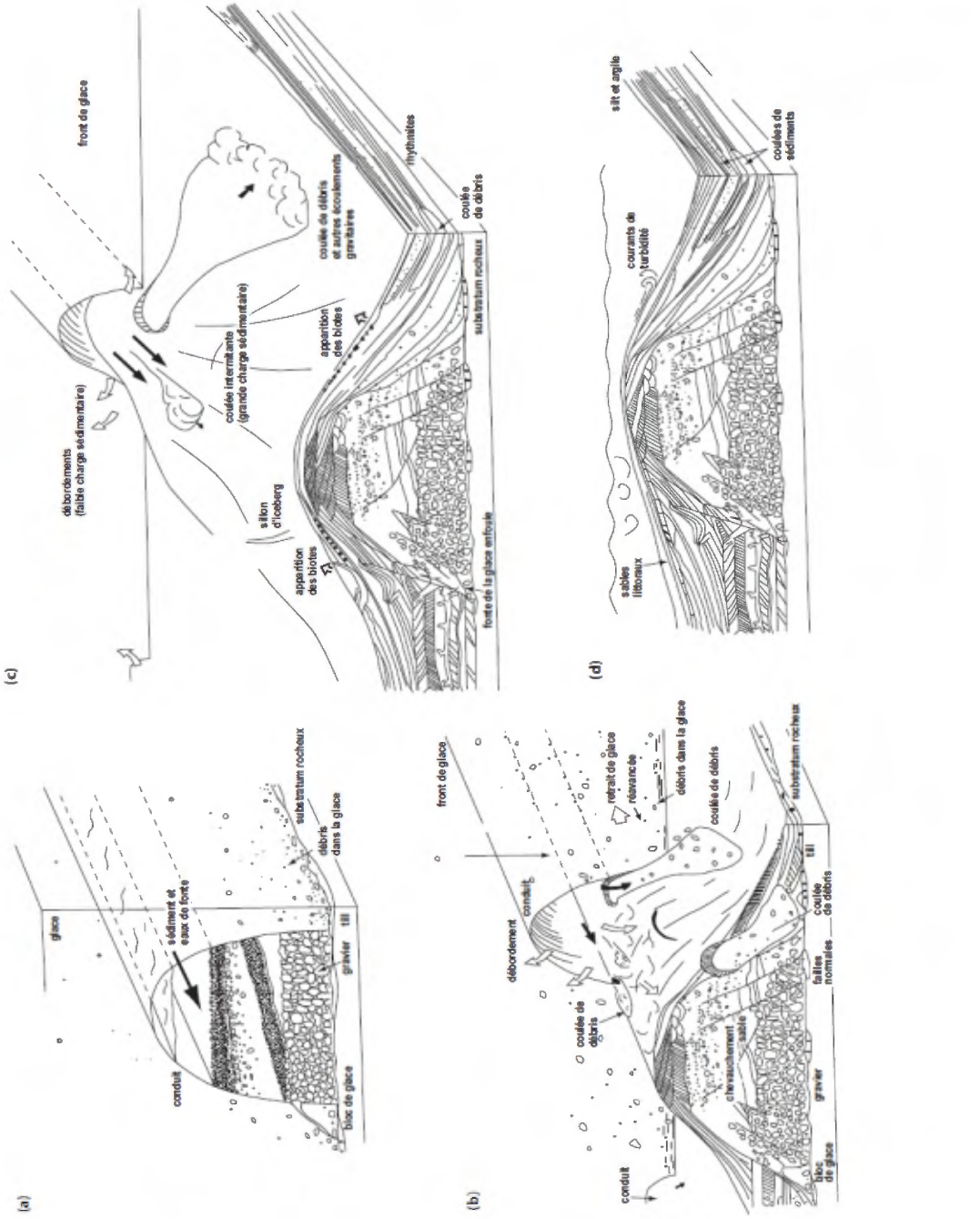
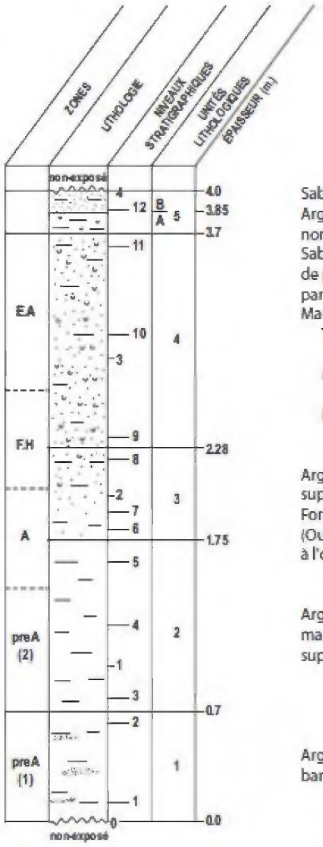


Figure 10. Modèle illustrant la mise en place d'un esker et d'un épandage fluvioglaciaire sous-aquatique associé. A) Remplissage du tunnel sous-glaciaire au rythme des crues d'eau de fonte. B) Retrait de la marge glaciaire, relâchement des contraintes et du support entraînant respectivement la formation de failles normales et de coulées boueuses. C) Drapage de l'entité fluvioglaciaire par des sédiments fins dû à la distance croissante de la marge glaciaire. D) Remaniement par les eaux et les courants de turbidité. Benn et Evans, 1998



DESCRIPTION

Sable argileux sans fossiles
Argile avec quelques fragments de macrofossiles non déterminés
Sable argileux chargé de valves désarticulées de palecypodes. Les sédiments sont partialement à coquilles jointives.
Macrofossils:
Top: Macoma balthica, Mytilus edulis
scattered Hiatella arctica
Moyen: Hiatella arctica, scattered
Mytilus edulis
Base: Hiatella arctica, Mya truncata

Argile sableuse à sable argileux dans la partie supérieur. Quelques macrofossiles non déterminés Foraminifères largement répandus (Ouinqueloculina seminulum) sont visibles à l'oeil nu

Argile non consolidé. Petites quantités de macrofossiles non déterminés dans la partie supérieur de l'unité

Argile compacté avec des intercalations de bandes irrégulières de sable fine.

DESCRIPTION PALEOÉCOLOGIQUE
(Zonation de Guilbaut, 1980)
Basé sur la faune foraminifaire et osttracode.

EA — Paléosalinité variable, mais probablement pas plus de 10 % au top de l'unité. L'eau est peu profonde, mais le matériel se trouve re-travaillé. La profondeur de l'eau a pu être plus grande.

EH — Paléosalinité très variable, mais pas plus que la salinité de la zone A. La profondeur maximale d'eau est de 20 m. L'abrupte changement lithologique dans la partie moyenne de l'unité est corrélable avec la variation faunique. La faune suggère une diminution en la profondeur de l'eau" Ceci peut expliquer la présence de coquilles lavées par l'action de la marée ou des vagues.

A — Paléosalinité de l'ordre de 25 à 30%. Profondeur de l'eau de 20 à 30 m ou plus. Ceci est le faciès plus profonde de la mer de Champlain.

pre A (2) — Eau douce à ologohaline (maximum de salinité 2 à 3%). Profondeur d'eau non déterminée.

pre A (1) — Aucun donnée fiable. Probablement d'eau douce à oligohaline. Profondeur d'eau non déterminée.

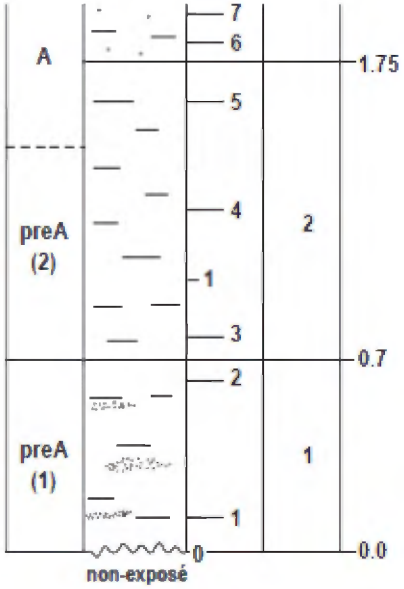


Figure 11. Analyses paléoécologiques des sédiments de la mer de Champlain-de la sablière, LaSalle (1982);

Arrêt 3 : Métabasaltes transitionnels cambriens de la Formation de Tibbit Hill, Groupe d'Oak Hill.

- ***sortie 90 de l'autoroute 10***

Le Groupe d'Oak Hill désigne une séquence lithostratigraphique bordée de failles décrites originellement dans la région de Cowansville, sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal du mont Pinacle. Il a été reconnu par la suite depuis la frontière avec le Vermont jusqu'au village de Danville, à proximité d'Asbestos (Cooke, 1955 ; Osberg, 1965 ; Globensky, 1995). La nomenclature originelle a subi plusieurs modifications au cours du temps (tableau 1).

PÉRIODE	ÉPOQUE	GROUPE	FORMATIONS					
			Clark 1936	Cooke 1952	Osberg 1965	Globensky 1978	Charbonneau 1980	Marquis 1989
ORDOVICIEN	moyen inférieur			Melbourne				Melbourne
CAMBRIEN	inférieur	OAK HILL supérieur	Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg
			Scottsmore	Dunmore		Scottsmore		
			Oak Hill					
			Dunham			Dunham	Dunham	Dunham
					Gilman		Cheshire	Gilman sup.
			Gilman	Gilman	Bonsecours	Bonsecours	Frelighsburg	
			West Sutton	Stukely			West Sutton	Gilman inf.
			White Brook		Pinnacle	Pinnacle	White Brook	White Brook
		inférieur	Pinnacle	Pinnacle			Pinnacle	Pinnacle
			Call Mill	Call Mill		Call Mill	Call Mill	Call Mill
			Tibbit Hill	Tibbit Hill	Tibbit Hill	Tibbit Hill	Tibbit Hill	Tibbit Hill
				Racine				

Tableau 1. Corrélation stratigraphique du groupe d'Oak Hill (d'après Marquis, R . et Nowlan, G., 1991).

Le Groupe d'Oak Hill se forma sur le socle grenvillien affaissé durant l'ouverture de l'océan Iapetus. Ce socle affleure au Vermont dans l'extension sud de cette structure anticlinoriale (Christman et Secor, 1961).

Les unités du Groupe d'Oak Hill se formèrent dans un environnement de rift intracratonique qui évolua vers une plateforme continentale. La transition correspond à la transgression marine du Cambrien précoce. Ce *rift-drift transition* est datée d'il y a entre 550 et 570 Ma (Williams et Hiscott, 1987). Elle est définie par le passage d'une sédimentation volcano-

clastique d'épaisseur variable et d'étendue restreinte à une sédimentation marine peu profonde, d'abord siliclastique puis carbonatée, uniforme sur de plus longues distances. Les roches du Groupe d'Oak Hill les plus vieilles datées au Québec, 554Ma, ont été obtenues par U/Pb sur zircon, à partir d'une rhyolite de la Formation de Tibbit Hill, échantillonnée dans la région de Waterloo (Kumarapeli *et al.*, 1989). Les sédiments marins les plus jeunes, associés au Groupe d'Oak Hill, constituent une unité de calcaire noir graphiteux intercalée de phyllade noire, regroupés dans la Formation de Melbourne. Préservé essentiellement à la terminaison périclinale de l'anticlinal du mont Pinnacle, ce calcaire contient de rares fragments de conodontes représentatifs de l'Arenig tardif au Llanvirn précoce (Marquis et Nowlan, 1991). Deux unités greso-dolomitiques minces et de composition variable pourraient marquer des discordances au sein du Groupe d'Oak Hill.

L'affleurement de la Formation de Tibbit Hill situé en bordure de la sortie 90 de l'autoroute des Cantons de l'Est (n° 10) (Fig. 12) est une coupe routière représentative du faciès le plus courant de cette formation volcanique transitionnelle métamorphisée au faciès des schistes verts (Fig. 13). La Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill est représentée par trois types de lithologie : il s'agit d'un schiste à grain fin constitué de chlorite, épidote, plagioclase et magnétite, intercalé par une phyllade bleutée d'origine sédimentaire et des coulées de lave qui marqueront les limites (Fig. 14). Les datations isotopiques de ces coulées montrent que les laves se sont mises en place (Kumarapeli *et al.*, 1989) pendant la phase de *rifting* de l'océan Iapetus (Kumarapeli *et al.*, 1989). L'une de ces coulées contient des amygdales remplies de quartz et de feldspath (Fig. 15). Utilisées comme marqueurs cinématiques, ces amygdales indiquent un sens du transport tectonique vers le nord-ouest (D1 ?). Cependant, la schistosité régionale S2 est pentée au nord-ouest, ce qui est considéré comme une évidence de rétrocharriage vers le sud-est durant D2.





Figure 12 (gauche). Affleurement de la Formation Tibbit Hill. Coupe routière 10, sortie 90.

Figure 13 (droite). Formation Tibbit Hill. Facies schistes verts. Schiste à chlorite et épidote.





Figure 14 (gauche). Contact entre les schistes et la phyllade de la Formation Tibbit Hill.

Figure 15 (droite). Amygdales remplies de quartz et feldspath. Observez la direction de la coulée.

Arrêt 4 : La Ligne Brompton Baie Verte, une suture majeure des Appalaches du sud du Québec. Serpentinites exposées à la halte routière du lac Orford

Williams (1979) divise les roches cambrio-ordoviciennes en cinq zones tecto-stratigraphiques : Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Meguma. Les zones Humber et Dunnage sont rémanentes de la marge Laurentienne et le domaine océanique adjacent, respectivement. La zone Humber fait partie de la subzone Notre-Dame, laquelle est considérée comme un sous placage structural allochtone à la marge de Grenville (Van Staal *et al.*, 1998).

La zone de Dunnage regroupe des dépôts océaniques cambro-ordoviciens dont une partie importante est démembrée tectoniquement. La limite ouest de la zone de Dunnage est occupée par un couloir de déformation intense, le long duquel affleurent de nombreux copeaux ultramafiques provenant du démembrement de la croûte océanique. Les copeaux les plus considérables forment les complexes ophiolitiques de l'Estrie et de la Beauce dont l'alignement NE-SO définit la ligne Brompton – Baie Verte. La limite est de la zone de Dunnage correspond à la Faille de Guadeloupe (David, J. et Marquis, R., 1994).

Selon Tremblay et Castonguay (2002), la ligne Brompton-Baie Verte est une faille normale majeure des Appalaches du Québec marquée par des roches ultramafiques serpentinisées. Cette faille met en évidence la présence des complexes ophiolitiques et des lentilles ultramafiques serpentinisées, mises en place durant l'orogenèse taconienne à l'Ordovicien supérieur. Postérieurement, ces complexes et lentilles ont été affectés par l'orogenèse acadienne du Dévonien moyen.

Les ophiolites de l'Estrie-Beauce se distinguent de la plupart des autres complexes, ayant été formées à l'aplomb d'une zone de subduction, le long de rifts développés et pas le long d'une ride mid-océanique, comme c'est généralement le cas. Les ophiolites formées dans des zones de subduction vont avoir tendance à avoir une composition boninitique, riches en magnésium et pauvre en titane. Ce caractère particulier des ophiolites peut expliquer peut-être leur

richesse en chromo-platine et cuivre (Gauthier *et al.*, 1989). De nombreux indices minéralisés, de gisements de cuivre, ainsi que des gisements de talc, sont connus dans ce segment du complexe structural de la ligne Brompton-Baie Verte.

Les serpentinites exposées sur l'affleurement (Fig. 16), font partie du Complexe ophiolitique d'Orford (Figs. 17, 18 et 19) et du complexe structural de la ligne Brompton-Baie Verte (BBL). Cette serpentine est massive à cristalline, de couleur vert foncé qui peut présenter une texture fibreuse. Elle est composée essentiellement d'antigorite, de chlorite, de talc, de calcite et de chrysolite et présente un clivage anastomosé. Ces roches sont affectées par la déformation acadienne du Dévonien moyen, typique de la zone de Dunnage.

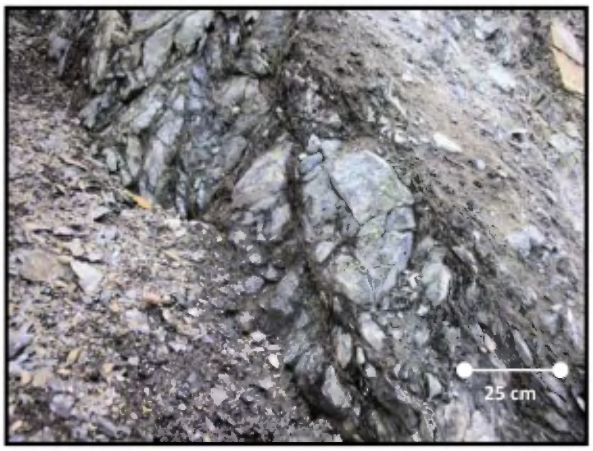




Figure 16 (gauche). Serpentinites à la base du Complexe ophiolitique d'Orford

Figure 17 (droite). Base du Complexe ophiolitique d'Orford.





Figure 18 (gauche). Mont Orford vers l'ouest

Figure 19 (droite). Mont Orford vers l'est depuis la halte routière 112.

Arrêt 5 : Mudslate noir Ordovicien du Groupe de Magog, contemporain des calcaires des Basses-terres du Saint-Laurent.

- ***Sorite 115 de l'autoroute 10.***

Le socle rocheux de la région de Sherbrooke (la zone de Dunnage, la nappe interne) est constitué de trois grandes unités : le Complexe d'Ascot (Ordovicien inférieur à moyen), le Groupe de Magog (Ordovicien moyen à supérieur) et le Groupe de Saint-Francis (Silurien à Dévonien).

Le Groupe de Magog est de nature océanique (Slivitzky, A. et St-Julien, P., 1985). Stratigraphiquement, il est divisé en quatre Formations. De la base au sommet : la Formation Frontière, la Formation d'Etchemin, la Formation de Beauceville et la Formation Saint-Victor.

- Formation Frontière : Elle affleure uniquement dans la partie nord-est de la région de l'Estrie-Beauce. Elle est composée d'une alternance de grès feldspathique vert et de mudslate vert. Le grès se présente en lits dont l'épaisseur varie de 10 cm à 2 m.

- Formation d'Etchemin : elle est constituée de volcanoclastites et de mudslate vert. À la base de cette formation, le mudslate s'interstratifie avec du mudslate violet. Dans la partie

supérieure, le mudslate s'interstratifie avec des volcanoclastites felsiques vertes et quelques horizons de siltstone cherteux. Elle affleure uniquement dans la partie nord-est de l'Estrie-Beauce. Le silstone cherteux fut utilisé par les premiers habitants du territoire pour la fabrication d'outils taillés.

- La Formation Beauceville : elle affleure à travers toute la région de l'Estrie-Beauce et forme une bande d'orientation nord-est–sud-ouest. La Formation est composée de schistes graphitiques interstratifiés avec des arénites tufacées, des tufs acides et du chert en lits. D'après des datations faites à partir de graptolites, cette formation serait d'âge ordovicien moyen. Contemporain des formations de la vallée du Saint- Laurent.

- La Formation de Saint-Victor : La formation, zone à graptolites (*Diplograptus Multidens*), affleure à travers toute la région de l'Estrie-Beauce. Elle expose des lithologies typiques de turbidites gréso-pélitiques. Il s'agit d'une alternance régulière de grès quartzofeldspathique, de siltstone et de mudslate noirâtre. Les principales structures sédimentaires présentes sont des granoclassements normaux, des rides et des brèches intraformationnelles. Ces turbidites sont intercalées avec des pyroclastites felsiques. L'interstratification de roches sédimentaires détritiques avec des roches d'origine volcanique suggère la proximité d'un édifice volcanique actif à l'Ordovicien moyen.

Si la position actuelle du Groupe de Magog reflète sa position originale relativement à l'arc volcanique et compte tenu de la polarité sud-est de la zone de subduction active à l'Ordovicien moyen, les roches du groupe de Magog pourraient représenter la portion préservée d'un bassin d'avant-arc (David, J. et Marquis, R., 1994).

L'affleurement en question montre la charnière d'un anticlinal déversé vers le nord-ouest (Fig. 20). Des failles génétiquement associées à la formation du pli sont présentes. Les veines de quartz sont abondantes. Des stries de glissement intercouches sont localement visibles. Le clivage régional S1, axial au plissement, est de direction nord-est et à pendage abrupt vers le sud-est. Deux autres foliations sont relevées. Un clivage S2 à pendage vers le sud-est est localement présent et un clivage de crénulation S3 à pendage vers le nord-ouest est

fréquemment visible. Ce dernier est associé à de fines crénulations plongeant vers le nord-est (Marquis, R. et Tremblay, A., 1993).

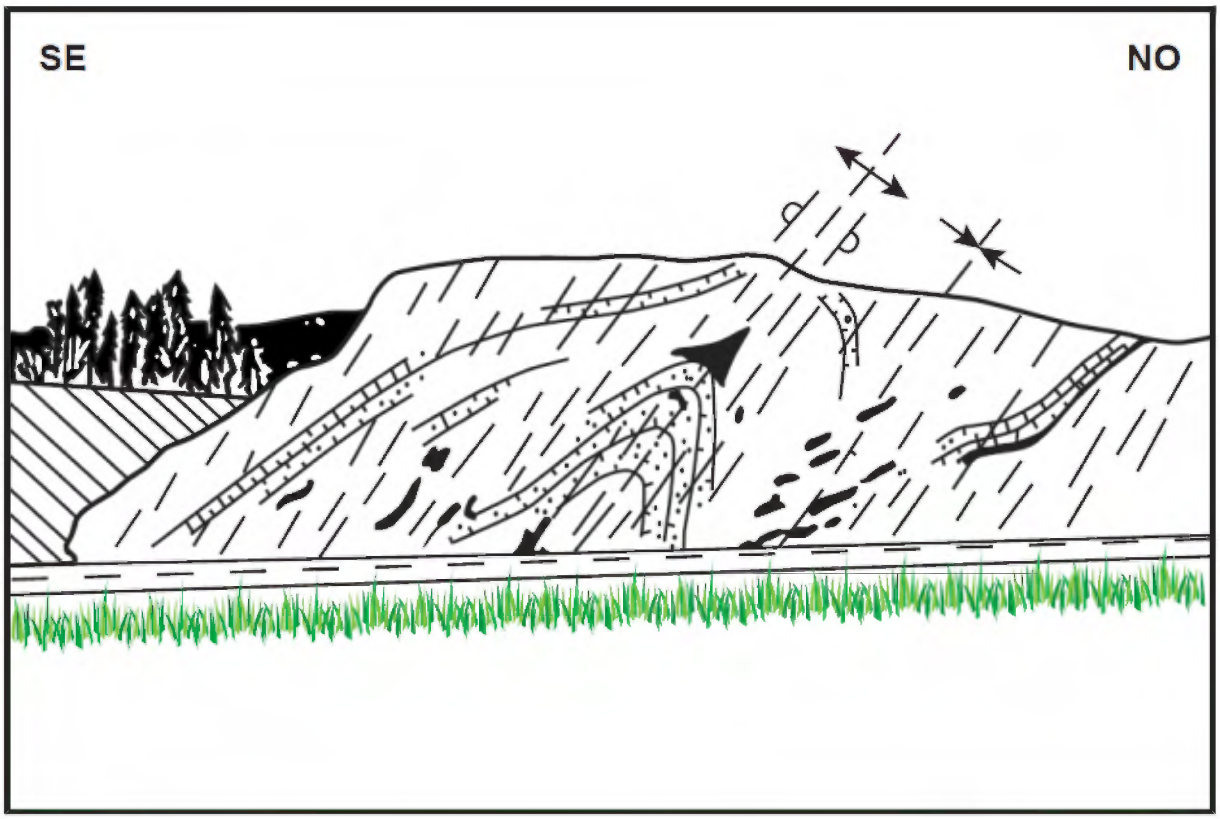


Figure 20. Schéma de l'affleurement, montrant un anticlinal déversé vers le nord-ouest, dans les turbidites du Groupe de Magog.

Arrêt 6 : Visite d'une mine du XIX siècle en Estrie. La Mine Eustis

Un peu d'histoire…

La mine Eustis a été ouverte en 1865 et elle a été exploitée jusqu'à sa fermeture en 1939. Durant toute son existence, on estime le minerai extrait (pyrite et chalcopyrite) à 3 millions de tonnes (teneur de 3 % en cuivre et 40 % en soufre). La mine se situe à 6 km de Sherbrooke et à 1.3 km de la rivière Massawippi.

Les mines de cuivre du canton d'Ascot deviennent très importantes au cœur de la guerre civile américaine (1860-1865). Cette guerre exige beaucoup de cuivre pour la fabrication d'armes. En 1863, le gîte Albert a été découvert par prospection et un an plus tard, en 1865, on a trouvé l'extension latérale de cette mine, on lui a donné le nom de Crown, Lower Canada.

En 1877, l'ingénieur minier américain W.E.C. Eustis a acheté une propriété de nickel dans le canton d'Orford, et de cuivre dans le canton d'Ascot. Un jeune avocat, R.M. Thomson l'accompagna à l'époque afin d'examiner les titres de propriété. En 1878, ces deux personnages se sont associés et ont formé la « Orford Nickel and Copper Company ». En 1886, W.E.C. Eustis se dissociait de Thomson et de la compagnie Orford. Il la quitta en prenant la mine d'Eustis comme part de l'association. En 1888, il forma la « Eustis Mining Co. ». Thomson s'impliqua dans un projet au nord de l'Ontario ou il y avait une montagne de cuivre et de nickel. La « Orford » avait réussi le développement d'un procédé de séparation de cuivre et du nickel et est devenue en 1912, la « International Nickel Company ». La fin de la guerre civile a amené la fermeture de la plupart des petites exploitations de cuivre dans les Cantons de l'Est. Les mines Albert-Eustis ont survécu grâce à la qualité de leurs gisements et à la production sur place de produits chimiques dérivés de l'extraction du cuivre. Un important complexe minier, métallurgique et chimique a vu le jour dans le village de Capelton. En 1887, la compagnie G.H Nichols , propriétaire de la mine Albert, a construit une usine chimique à Capelton. Cette compagnie a produit de l'acide sulfurique, de l'acide nitrique et de la poudre explosive, tous des produits dérivés de l'extraction du cuivre. (Figs. 21, 22 et 23)

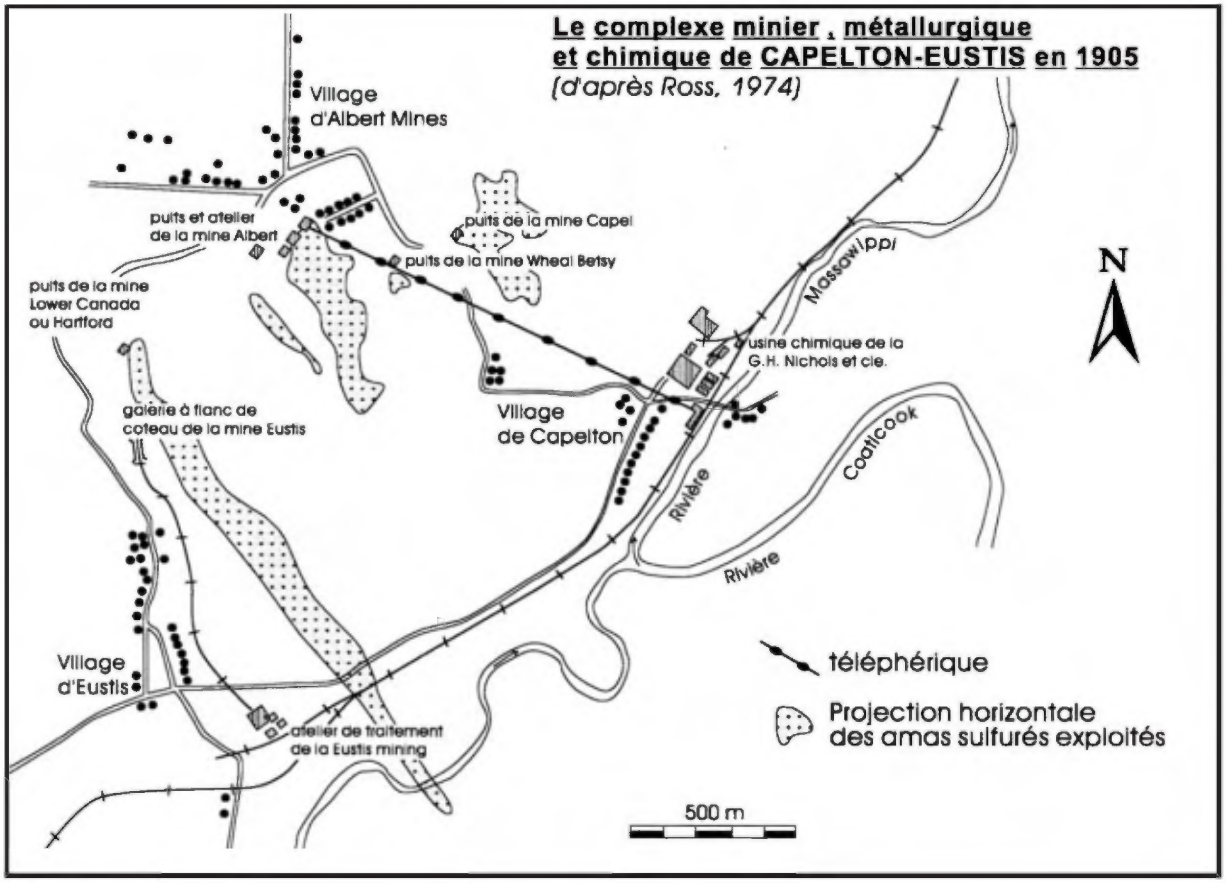


Figure 21. Plan du complexe et industriel de Capelton – Eustis en 1905. (Modifié de Ross, 1974).



Figure 22. Ruines de l'usine.



Figure 23. Ruines de l'usine.

La proximité de la voie ferrée et de la rivière ont été des avantages considérables pour les compagnies minières. Le procédé du grillage des pyrites cuprifère en plein air était assez simple. L'acide sulfurique de Capelton était la plus concentrée produite au Canada à l'époque (98%) et une usine parmi les plus importantes au monde.

À plusieurs reprises les fermiers des environs se sont plaints de la pollution engendrée par ces installations. On se rend compte déjà en 1876, de l'effet de la pollution de ce procédé sur l'environnement local. On peut s'imaginer l'importance de pluies acides, des récoltes, des effets sur les animaux, etc. (Fig. 24). Depuis sa découverte en 1865, la mine Eustis aurait produit jusqu à sa fermeture en 1939, 1 610 800 tonnes à teneur de 2.7 % en cuivre. Les réserves ont été évaluées en 1971, à 90 700 tonnes à une teneur de 1 % en cuivre.

Extraction du minerai :

Deux types de technologies ont été utilisées pour l'extraction du minerai :

1. Rôtissage de la pyrite, ce qui polluait considérablement l'atmosphère, causant localement des pluies acides aux effets désastreux sur les récoltes et les animaux. Par contre, les résidus solides produits étaient peu abondants, faciles à stocker et résistants à l'érosion. Il s'agissait d'un oxyde de fer. C'est le sol rouge de Capelton.

2. Cette technologie pour récupérer le cuivre exigeait le broyage du minerai ainsi que l'utilisation de cellules de flottation et des liqueurs denses pour séparer le cuivre du fer. Les résidus stériles abondants et à grain fin étaient rejetés sous une forme très acide qui contamina rapidement la rivière avoisinante. L'impact de ce type de résidu est très important sur le paysage. Depuis l'abandon du site, l'érosion éolienne a transporté vers la rivière des quantités importantes de débris. Ces sédiments sont tellement acides qu'ils ont détruit la végétation sur laquelle ils se sont déposés.

Pour plus d'information, visitez :
http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth_prov/appalachian/index_e.php

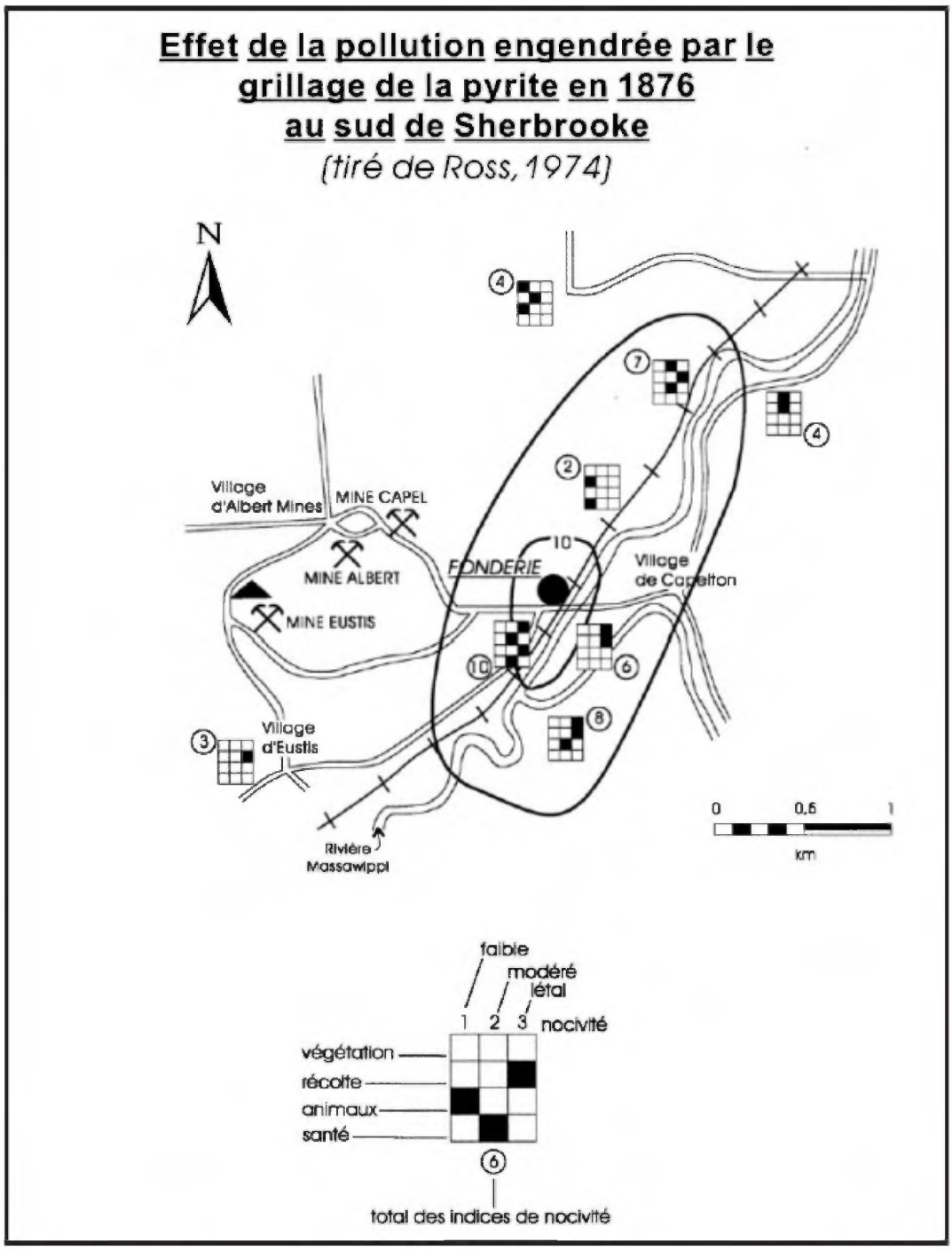


Figure 24. Effet de la pollution engendrée par le grillage de la pyrite en 1876 au sud de Sherbrooke. (d'après Ross, 1974)

Restauration de la mine :

En 2006, le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, avec la collaboration de la Fondation des lacs et des rivières du Canada et la Fondation des villages miniers de Capelton, a préparé le plan de restauration du site Eustis. La méthode consiste à recouvrir les résidus miniers à l'aide de matériaux imperméables à l'oxygène pour les isoler de tout processus d'oxydation, de limiter l'infiltration des eaux de précipitation et ainsi éliminer le drainage acide. (Figs 25 et 26).





Figure 25 (gauche). Eustis, confinement et re-végétation sur les résidus

Figure 26 (droite). Eustis. Résidus miniers re-végétés.

Géologie de la mine :

La Mine Eustis fait partie des amas sulfurés massifs cuprifères dans des roches volcaniques d'île d'arc déformées et métamorphisées au faciès de schistes verts. Ces roches appartiennent à la Ceinture d'Ascot-Weedon, à l'est d'un bassin d'avant arc (Groupe Magog). Cette ceinture renferme des sections relativement complètes d'édifices volcaniques fortement tectonisés (Gauthier *et al.*, 1989). La Formation d'Ascot-Weedon est regroupée en deux districts (Slivitzky, A. et St-Julien, P., 1987) : celui de Sherbrooke, (Mines Eustis), et celui de Stratford-Weedon. Ces deux districts sont différenciés par la géométrie des appareils volcaniques et par leur niveau d'érosion. En effet, le district de Sherbrooke semble correspondre aux faciès proximaux de volcans composites. Le complexe volcanique d'Ascot

est interprété comme les vestiges d'un arc insulaire relié à la phase de convergence de l'orogénie taconienne à l'Ordovicien moyen. Une étude faite sur des zircons hérités par David, J. et Marquis, R., (1994), démontre que cette fermeture n'est pas liée à l'Ordovicien moyen, mais plutôt que le chevauchement responsable de l'imbrication des matériaux dans la zone de Dunnage, doit s'être produit dans un période comprise entre le début du Silurien inférieur et la déformation D3 associée à l'épisode acadien et non taconien. Les minéralisations sont liées à cette fermeture de l'océan Iapetus et à la formation des arcs insulaires (Gauthier *et al.*, 1989, page 229).

Dans la mine Eustis, le corridor tectonique de Guadeloupe (Fig. 27), vient disloquer la Formation d'Ascot-Weedon. Cette faille est un corridor de déformation ductile d'épaisseur décamétrique, formant probablement un motif anastomosé sur la bordure nord-ouest du Synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley. Elle est interprétée comme un chevauchement acadien responsable du transport vers le nord-ouest des séquences sédimentaires siluriennes et dévoniennes déformées, mais peu métamorphisées (David, J. et Marquis, R., 1994).



Figure 27. Rivière Massawippi et coucher de soleil sur la Faille de Guadeloupe.

Remerciements

Nous tenons à remercier Johanne Jobidon, Luc Charbonneau, André Tremblay, Étienne Lareau, Joanne Nadeau et Venetia Bodycomb du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. Nous voulons aussi adresser des remerciements à Pierre Bédard, Michel Gauthier, Alain Tremblay et Martin Roy de l'Université de Québec à Montréal. Sans eux, la réalisation de ce livret guide n'aurait pu être possible.

Bibliographie

- Bédard, P., Tous droits réservés, 1998-2009. http://www.er.uqam.ca/nobel/k27454/accueil.html
- Benn, D.I. and Evans, D.J.A. (1998) Glaciers and Glaciation. Edward Arnold, London.734 p.
- Christman, Robert A. and Secor, Donald T., 1961, Geology of the Camel's Hump Quadrangle Vermont, Bulletin No. 15, Vermont Geological Survey.
- Carte géotouristique du Sud du Québec du Bas Saint Laurent et de la Gaspésie, 1991. Ministère de l'énergie et des Ressources. GT 91-03.
- Clark, T.H., 1972. Rapport géologique : région de Montréal. Ministère des Richesses Naturelles. Service de l'exploration géologique, Québec.
- Cooke, H-C., 1955. An early Paleozoic orogeny in the Eastern Townships of Québec. Geological Association of Canada Proceedings. Vol. 7. p 113-121.
- David, J. et Marquis, R., 1994. Géocronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec : application aux roches de la zone de Dunnage. La révue géologique du Québec Vol. 1 No. 1. p 16-20.
- Dreimanis, 1960, Pre-classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes region, North America; Int'l Geol. Congr Rept. XXI session, 1960, Copenhagen.
- GADD, N.R., 1971, Pleistocene Geology of the Central St. Lawrence Lowlands. Geol. Surv. Can., Memoir 359, 153 p.

- Gauthier, M., Brassard, B., Gariépy, C., Auclair, M., Chartrand, F., Godue, R., Bardoux, M., Darimon, A., Jebrak, M., Blain, M., Dupuis, L., Trottier, J., Boisvert, D. et Durocher, M., 1989. Synthèse gîtologique de l'Estrie et de la Beauce. MB 89-20. 632 p.

- GELINAS, L., 1972. Géologie du Mont-Royal : 24 th International Geological Congress. Field excursion. Guidebook B-12. 24 th IGC, Ottawa.

- Globensky, Y., 1995. Excursion Basses Terres du Saint- Laurent, Octobre 1995. Document inédit, 1995. 22 p.

- Karrow, P. F., 1957. Pleistocene geology of the Grondines map-area, Québec. Thèse de Ph. D., University of Illinois, Urbana, 97 p.

- Kumarapeli, S.P., Dunning, G.R, Pinston, H., En Shaver., J., 1989. Geochemistry and U-Pb zircon age of comenditic metafelsites of the Tibitt Hill Formation, Québec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 26. p 1374- 1383.

- Lamothe, M., 1985. Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St. Pierre Les Becquets areas, Québec. Thèse de Ph. D., University of Western Ontario, London, 227 p.

- LaSalle, P., 1982, Livret guide d'excursion: 45th Annual Meeting: Friends of the Pleistocene-Drummondville-St-Hyacinthe, Québec, Canada, 60 p.

- Marquis, R. et Nowland, G.S., 1991. Stratigraphic position and conodonts of the early Middle Ordovician Melbourne Formation, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 28. p 816-821.

- Marquis, R. et Tremblay, A., 1193. Sciences de la terre Ressources et Société. Excursion No. 1 Coupe à travers les Appalaches. Du rift précurseur à l'arc volcanique. APGGQ. Sherbrooke, 30 avril. 13 p.

- McDonald, B. C. et Shilts, W. W., 1971. Quaternary stratigraphy and events in southeastern Québec. Geological Society of America Bulletin, 82: p. 683-698.

- Parent, M., 1987. Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Québec. Thèse de Ph. D. University of Western Ontario, London, 292 p.
- Perras, L-P. et Marquis, R., 1998. Découverte des richesses minières des Appalaches du sud-est du Québec : Là où le passé et le présent se côtoient. Guide d'excursion A1 16-17 mai 1998. Association géologique du Canada/Association minéralogique du Canada, Sainte-Foy. 30p
- Prichonnet, G., 1984. Étude quaternaire de la région de Granby, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 83-30, 8 p.
- Ross, W.G. , 1974. Trois villages miniers des Cantons de l'Est au Québec : 1863 – 1972, Albert Mines, Capelton, Eustis, Bishop's University.
- Roy, M., 2008. Excursion géologique d'un jour. Mont Royal, être ou ne pas être un volcan. Communication personale. Prof. Université de Québec à Montréal.
- Slivitzky, A. et St-Julien, P., 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Ministère de Ressources Naturelles. Direction Générale de l'Exploration Géologique et minérale. MM 85-04. 40 p.
- Stuiver, M., Heusser, C. J. and Yan, I.C., 1978. North American glacial history extended to 75 000 years ago. Science, 200: 16-21
- Tremblay, A. et Castonguay, S., 2002. Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins. Geology. Vol. 30, no. 1. p 79-82.
- Williams, H., 1979. Appalachian Orogen in Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre. Vol. 16. p. 792-807.
- Williams, H. et Hiscott, R.N., 1987. Definition of the Iapetus rift-drift transition in western Newfoundland. Geology. Vol. 15. p 1044-1047.
- Van Staal, C.R., Dewey, J.F., Mac Niocaill, C., and McKerrow, W.S., 1998. The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex,

west and southwest Pacific-type segment of Iapetus. Geological Society, London Special Publication. Vol. 143. p. 199-242.