

MB 90-45

GEOLOGIE DE LA REGION D'ORFORD (PARTIE SE) - RAPPORT INTERIMAIRE -

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 



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique de Québec

Géologie de la région d'Orford (partie SE)

- Rapport intérimaire -

Robert Marquis



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

MB 90-45

1990

TABLE DES MATIÈRES

	i
INTRODUCTION	1
Objet du travail	1
Localisation et accès	1
Méthodes de travail	2
Travaux antérieurs	4
Géologie régionale	8
Remerciements	10
STRATIGRAPHIE	11
Nomenclature stratigraphique	11
Descriptions lithologiques de la zone d'Humber	11
Suite métamorphique de Sutton	11
Schiste à quartz, mica blanc, albite, chlorite Fe, $\pm$ calcite	13
Schiste à quartz et mica blanc	15
Schiste noir à quartz, chlorite Fe, mica blanc et graphite	16
Schiste à chlorite Mg, épidote, mica blanc ou talc	17
Dolomie à talc, $\pm$ fuschite	20
Comparaison entre les régions d'Orford et de Richmond	21
Corrélations entre la SMS et les unités adjacentes	21
Descriptions lithologiques de la zone de Dunnage	23
Complexe structural de la ligne Brompton Baie-Verte	23
Intrusions granitiques du lac Trousen	24
Complexe structural de Brompton	25
wacke feldspathique	25
tuf rhyolitique	27
métatuf mafique	28
micaschiste à quartz, chlorite Fe et mica blanc	28
Complexe ophiolitique d'Orford	30
Complexe structural de St-Daniel	32
Intrusifs Crétacé	33
Dykes de lamprophyre et syénite porphyrique	34
Brèche de diatrème d'Eastman	35
STRUCTURE	39
Introduction	39
Analyse structurale	39
Éléments structuraux planaires	39
Éléments structuraux linéaires	40
Autre symboles	40
Les domaines structuraux	40
Domaine 1	42
Domaine 2	43
Domaine 3	44
Conclusions	46
Les phases de déformation	49
Zones de cisaillement	50

	ii
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	52
CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	56
RÉFÉRENCES	59
LISTE DES FIGURES	iii
LISTE DES TABLEAUX	iii
LISTE DES ANNEXES	iii

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation et géologie régionale.	3
Figure 2: Ilménite authigénique avec inclusions.	18
Figure 3: Inclusion dans les carbonates du Schiste à chlorite de la SMS.	18
Figure 4: Placage de fuschite sur S1-2 dans la Suite de Sutton.	22
Figure 5: Litage du métatuf mafique du CSB.	29
Figure 6: Dyke de lamprophyre Crétacé.	36
Figure 7: Brèche Crétacé d'Eastman.	36
Figure 8: Compilation stéréographique des données structurales.	41
Figure 9: Pli en fourreau dans le Schiste à chlorite de la SMS.	45
Figure 10: Stéréogramme de répartition de S2, dans D1 et D2.	45
Figure 11: Interprétation photosatellite le long de la BBL.	51

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I: Compilation des travaux antérieurs.	5
Tableau II: Tableau stratigraphique de la région d'Orford.	12
Tableau III: Diagrammes de discrimination des schistes à chlorite de part et d'autre de la BBL.	19
Tableau IV: Attitude préférentielle des éléments structuraux par domaine.	48

LISTE DES APPENDICES

Appendice 1: Résultats des analyses géochimiques pour les éléments majeurs et les éléments traces.	64
Appendice 2: Traitement des analyses géochimiques pour les schistes métavolcaniques des différentes unités stratigraphiques.	84
Appendice 3: Liste des indices minéralisés.	90

INTRODUCTION

Objet du travail

Le relevé géologique de la région d'Orford a permis d'établir la stratigraphie et le style tectonique des schistes de la Suite métamorphique de Sutton (SMS), qui affleurent à l'ouest du Complexe de la ligne Brompton Baie-Verte (BBL). À l'est de la BBL, les lithologies ont été regroupées dans trois unités lithodémiques soit, le Complexe structural de Brompton (CSB), le Complexe ophiolitique d'Orford (COO) et le Complexe structural de St-Daniel (CSD). Finalement, ce relevé a permis de préciser le contexte général dans lequel apparaissent les nombreux indices, gîtes et gisements métallifères du secteur.

De plus, ces travaux permettront à deux géologues inscrits à la maîtrise, Hugh Rose à l'Université du Vermont et Éric Brodeur à l'UQAM, de recueillir les informations de terrain nécessaires à leurs projets. Suite à l'entente intervenue entre les représentants du MERQ et ceux de l'Université du Vermont, le MERQ pourra utiliser les relevés géologiques à l'échelle du 1:5 000 effectués entre 1980 et 1983 par des étudiants gradués de l'Université du Vermont. À ce jour, ces relevés qui couvrent des secteurs-clés situés au sud de l'autoroute 10 n'ont jamais fait l'objet de publication.

Localisation et accès

Cette région des Appalaches du Québec, est située en Estrie, dans le comté d'Orford. Facilement accessible par l'autoroute 10, elle couvre le feuillet topographique 31H08 200 0101. Les coordonnées du coin SE de la carte sont 72° 15' lon. et 45° 15' lat.

En 1989, il a été possible de couvrir une superficie d'environ 81 km²

dans le secteur centre-sud du feuillet d'Orford, où le tracé des contacts géologiques entre les schistes de la SMS, est très complexe et où la densité d'affleurements est considérable. Heureusement, un réseau de routes secondaires partiellement asphaltées qui quadrille la région, facilite grandement l'accès aux affleurements (figure 1).

Eastman est la principale agglomération de cette région touristique et agricole qui a aujourd'hui oubliée sa vocation minière de naguère. Les autres villages sont St-Étienne de Bolton et Stukely-Sud, où des carrières de marbre sont encore en exploitation.

La rivière Missisquoi, qui traverse la partie sud du feuillet d'Orford, coule vers le nord dans le lac d'Argent, sur les rives duquel est construit le village d'Eastman. Les lacs Orford, Stukely, Brome, Libby et Bonnaly représentent les autres plans d'eau importants. Nous avons dû utiliser des embarcations pour avoir accès aux nombreux affleurements localisés en bordure de ces lacs.

Le relief peu accidenté dans la partie ouest de la région devient de plus en plus escarpé vers l'est. Au sud de St-Étienne de Bolton, plusieurs collines dépassent une altitude de 300 m et la plus élevée atteint 557 m. Près de l'extrémité est de la carte se trouvent deux autres sommets importants: le mont Chagnon à 606 m, et le mont Sylvio Lacharité qui avec ses 625 m est le point culminant de la région.

Méthodes de travail

La cartographie au 1:15 000 du feuillet topographique d'Orford a permis à une équipe constituée de trois géologues et de deux assistants de répertorier la quasi totalité des affleurements du secteur.

Les affleurements situés en bordure des routes, le long des cours d'eau

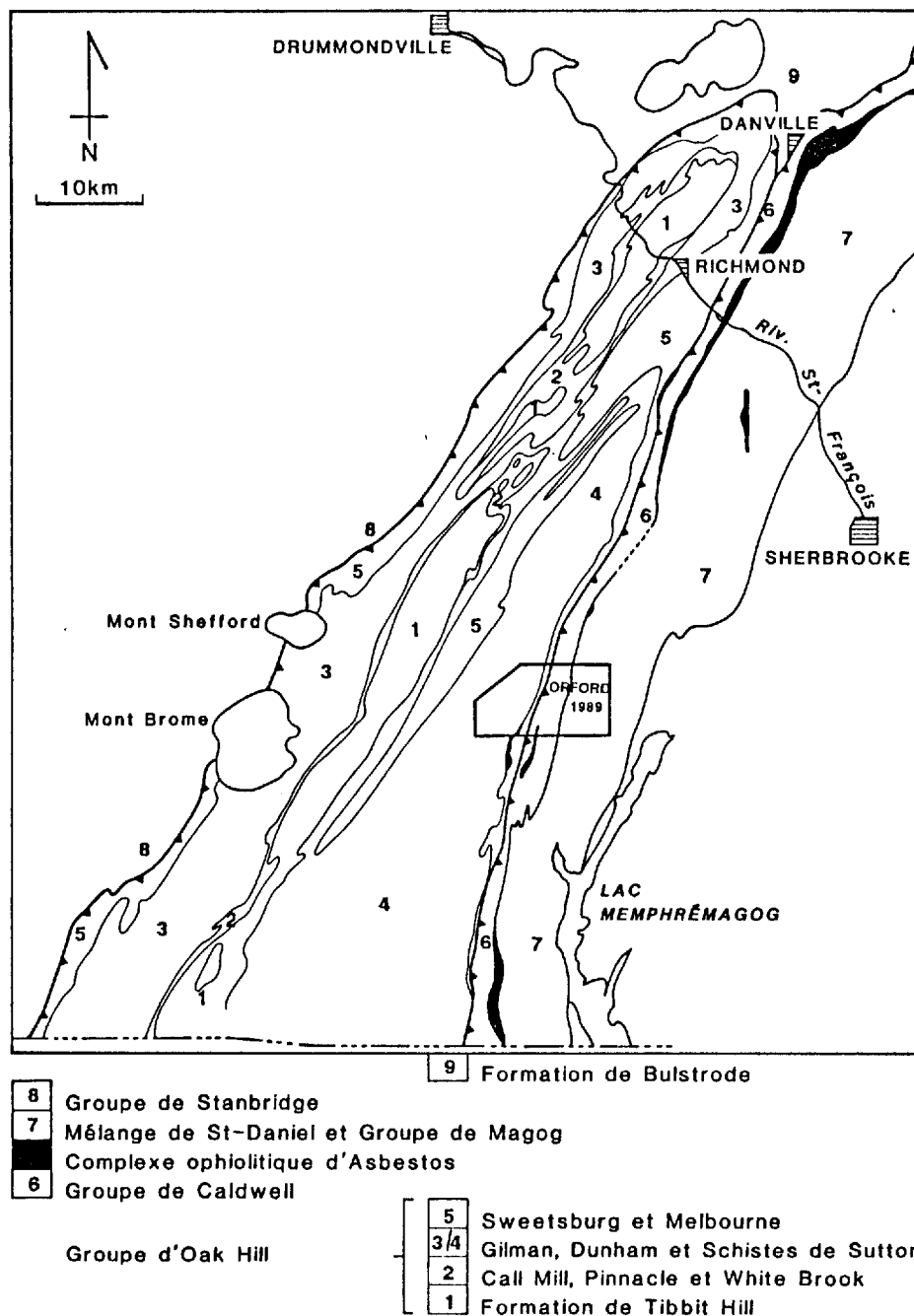


Figure 1 : Carte géologique régionale localisant la région d'Orford et montrant les limites du secteur cartographié (modifiée d'après Osberg, 1965 ; Hubert et al., 1977).

et dans les champs furent localisés directement sur des photographies aériennes de 1985 au 1:15 000. Pour localiser les affleurements dans les zones boisées, nous avons eu recours à des cheminements à la boussole et au compte-pas. Dans les zones les plus déformées de la Suite de Sutton, nous avons dû suivre les contacts géologiques pas à pas; les cheminements espacés ne permettant pas de tracer correctement ces contacts sur la carte.

L'échantillonnage systématique des unités lithologiques a permis de sélectionner (79+?) /50 échantillons pour analyse pétrographique en lames minces et 58 échantillons qui ont été analysés pour les éléments majeurs, certaines terres rares et des éléments traces. Ces analyses géochimiques furent effectuées au Centre de Recherches Minérales de Québec et les résultats sont insérés en appendice. Ces analyses permettent en particulier de caractériser et de distinguer les schistes à chlorite d'origine volcanique qui apparaissent dans plusieurs unités stratigraphiques différentes.

L'analyse structurale est basée sur le traitement statistique des éléments structuraux à l'aide de projections stéréographiques réalisées sur microordinateur Macintosh équipé du programme STÉRÉO 4.0. Les résultats sont présentés sous forme stéréographique et sur un tableau des attitudes préférentielles des éléments structuraux pour chaque domaine.

Finalement, les indices minéralisés déjà répertoriés et les nouveaux indices mis à jour durant nos travaux sont décrits dans le chapitre portant sur la géologie économique. Ces indices sont également localisés sur la carte accompagnant ce rapport.

Travaux antérieurs

Les travaux antérieurs effectués en Estrie-Beauce et ayant une incidence sur la compréhension de la géologie de la région d'Orford sont

Tableau I: Compilation des travaux antérieurs

AUTEURS	ANNÉE	CONTRIBUTION
Logan, W.E.	1849	Première cartographie en Estrie.
Selwyn, A.R.C.	1883	Reconnaissance de l'anticlinorium des monts Sutton.
Mackay, B.R.	1921	Définition du Groupe de Caldwell.
Clark, T.H.	1934-36	Définition de la Série d'Oak Hill.
Ambrose, G.W.	1943	Cartographie des schistes de Sutton.
Fortier, Y.O.	1945	Cartographie des schistes de Sutton.
Sharpe, J.I.	1959	Cartographie des schistes de Sutton.
Cooke, H.C.	1952	Extension des Groupes d'Oak Hill et de Caldwell.
de Romer, H.S.	1960-61	Introduction de la Formation de Bonsecours.
Cooke, Eakins et Tiphane	1962	Identification et extension du Groupe d'Oak Hill.
Osberg, P.H.	1965	Première étude structurale en Estrie.
St-Julien, P.	1970	Introduction de la Formation de St-Daniel.
St-Julien et Hubert	1975	Synthèse géologique des Appalaches du Québec.
Hubert et al.	1977	Synthèse géologique et géophysique du sud du Québec.
Globensky, Y.	1978	Cartographie de la région de Drummondville.
Gariépy, C.	1978	Analyse géochimique des basaltes du Groupe de Caldwell.
Rodrigue, G.	1979	Analyse géochimique du mont Orford.
Laurent et al.	1979	Analyse géochimique des ophiolites du Québec.
Lamothe, D.	1979	Introduction du Complexe de St-Daniel.
Charbonneau, J.M.	1980	Étude du Groupe d'Oak Hill dans la région de Cowansville.
Winner, P.S.	1981	Analyse géochimique du mont Chagnon.
Smith, G.T.	1982	Analyse structurale du CSB dans la région d'Orford.
Martin, L.M.	1983	Analyse structurale de la BBL dans la région d'Orford.
Pintson et al.	1985	Étude géochimique de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill.
Slivitsky et St-Julien	1987	Carte de compilation de l'Estrie et de la Beauce.
Trottier, J.	1987	Analyse géologique des mines Huntingdon et Memphrémagog.
Dowling, W.M.	1988	Étude sédimentologique de la Formation de Pinnacle du Groupe d'Oak Hill.
Cousineau, P.	1988	Étude détaillée du Complexe structural de St-Daniel.
Brassard, B.	1988	Identification de la brèche de diatrème d'Eastman.
Kumarapeli et al.	1989	Datation isotopique de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill.
Harnois et Morency	1989	Analyse géochimique du mont Orford.
Gauthier et al.	1989	Synthèse géologique de l'Estrie et de la Beauce.
Tremblay, A.	1989	Analyse géochimique et structurale de la région de Sherbrooke.
Marquis, R.	1989-90	Analyse structurale des régions de Richmond et de Windsor.
Colpron, M.	1990	Analyse structurale de la région de Sutton.

présentés par ordre chronologique au tableau I.

Les premiers travaux effectués en Estrie coïncident avec les débuts de la cartographie géologique au Canada (Logan, 1849). À la fin du XIX^e siècle, Selwyn (1883) avait déjà reconnu la structure anticlinale des monts Sutton. En 1921, Mackay définit le Groupe de Caldwell en Beauce, dans la région de la rivière Calway. En 1934-36, Clark décrivit en Estrie, dans la région de Sutton, la séquence lithostratigraphique qui devint plus tard le Groupe d'Oak Hill (Cooke, Eakins et Tiphane, 1962).

Les Groupes de Caldwell et d'Oak Hill furent reconnus avec quelques modifications dans les comtés adjacents de Richmond et de Drummond par Cooke (1952). Les modifications ultérieures au Groupe d'Oak Hill résultent des travaux d'Osberg (1965), de Globensky (1978) de Charbonneau (1980) et de Marquis (1989). Pintson et al., (1985) ont démontré par une étude géochimique que le schiste à chlorite d'origine volcanique du Groupe d'Oak Hill, la Formation de Tibbit Hill, datée à 554 Ma (Kumarapeli et al., 1989) s'est mise en place en milieu intracratonique. Au-dessus de la Formation de Tibbit Hill, dans la région de Sutton, la Formation sédimentaire de Pinnacle représente une accumulation en milieu littoral lacustre ou marin (Dowling, 1988) mais dans la région de Richmond, il s'agit plutôt d'une accumulation deltaïque (Marquis, 1989).

Les Schistes de Sutton furent cartographiés dans la région d'Orford par Clark (1934), Ambrose (1943), Fortier (1945), Sharpe, 1959 et de Romer (1960, 1961). Ce dernier regroupa les Schistes de Sutton dans la Formation de Bonsecours.

Conformément à la nomenclature préconisée par le code stratigraphique de 1983, Marquis (1989) proposa de désigner désormais les Schistes de

Sutton comme la Suite métamorphique de Sutton. Par ailleurs, Marquis (1989) et Colpron (1990) ont démontré que le schiste à chlorite de la Suite de Sutton est interstratifié avec les unités métasédimentaires et que sa composition diffère de celle de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill, ce qui suggère une position stratigraphique différente pour ces deux unités métavolcaniques.

Dans la région d'Orford, au sud de l'autoroute 10, un segment de l'assemblage volcano-sédimentaire du CSB a fait l'objet d'une cartographie détaillée par Smith (1982), et un segment de la BBL compris entre la SMS et le CSB a été cartographié par Martin (1983). Le CSB ressemble au Groupe volcano-sédimentaire de Caldwell décrit initialement en Beauce (Mackay, 1921), reconnu ultérieurement dans la région de Windsor (Cooke, 1952), et caractérisé par des coulées de basalte tholéitique océaniques (Gariépy, 1978) interstratifiées avec un grès quartzo-feldspathique.

Le CSB contient également des roches volcaniques mafiques de ce type. Cependant ces deux unités apparaissent de part et d'autre de la BBL, par conséquent, il ne peut pas s'agir de la même unité.

La cartographie partielle du COO (Rodrigue, 1979) a démontré qu'il est constitué de roches ultramafiques à mafiques, de basaltes coussinés et de gabbro à grain fin. Les analyses géochimiques du COO suggèrent qu'il s'agit d'un copeau de croûte océanique (Laurent et al., 1979) ou un lambeau d'îles en arc (Harnois et Morency, 1989) obducté sur la plateforme continentale durant l'orogénèse taconienne (St-Julien et Hubert, 1975). Des travaux de géochimie non publiés ont également été fait sur la partie nord du mont Chagnon (Winner, 1981).

La Formation de St-Daniel introduite (St-Julien, 1970) pour désigner une unité d'ardoise et de brèche fut interprétée par Laurent et al., (1979) comme un mélange formé dans une zone de subduction. Lamothe (1979) suite à des relevés géologiques dans la région de Bolton adjacente à celle d'Orford a suggéré le terme Complexe de St-Daniel et Cousineau (1988) décrit en détail les différents faciès du Complexe structural de St-Daniel, qu'il associe à un prisme d'accrétion.

Les compilations régionales incluant l'Estrie et la Beauce sont celles de St-Julien et Hubert (1975), Hubert, St-Julien et Martignole (1977) ainsi que Slivitsky et St-Julien (1987). Une compilation métallogénique systématique des indices, gîtes et gisements métallifères de l'Estrie-Beauce a été publiée également par Gauthier et al., (1989). Trottier (1987) et Brassard (1988) ont effectué des travaux métallogéniques dans le secteur d'Eastman. Les travaux de Trottier (1987) ont permis de définir le contexte tectonique des minéralisations d'Huntingdon et de Memphrémagog. Les travaux de Brassard (1988) ont permis de reconnaître la brèche de diatrème d'Eastman et de trouver un indice aurifère dans la Suite de Sutton, près d'un lamprophyre Crétacé.

Les plus récents relevés régionaux dans les secteurs avoisinants sont ceux de Marquis (1989, 1990) dans les régions de Richmond et de Windsor, de Colpron (1990) dans la région de Sutton et de Tremblay (1989) dans la région de Sherbrooke.

Géologie régionale

Le secteur cartographié regroupe des terrains cambro-ordoviciens métamorphisés et déformés qui chevauchent les zones d'Humber et de Dunnage des Appalaches du Québec (Williams, 1980). La limite entre ces deux

zones correspond à la BBL. La SMS, située à l'ouest de la BBL, regroupe des schistes déformés et métamorphisés, qui représentent probablement des dépôts volcaniques et clastiques précoces accumulés durant la phase de rift d'Iapétus (Rose et al., 1990). Ces schistes se sont mis en place sur un socle grenvillien affleurant dans les Green Mountains au Vermont (Dennis, 1964). Un copeau de socle affleure également dans le secteur de Ste-Marguerite au Québec (Vallières et al., 1978) où il est impliqué dans la déformation. L'antiforme de St-Étienne (ASE) une antiforme de schistosité subverticale, plongeant faiblement vers le NNE (de Romer, 1960, 1961) est une structure majeure de la zone d'Humber reconnue initialement par de Romer (1960, 1961) qui se superpose sur une phase de déformation antérieure ayant produit des plis déversés vers le SE. Nous avons recueilli peu d'évidences de terrain démontrant l'existence d'un transport tectonique précoce vers le NO. Bien qu'une telle déformation doive être invoquée pour expliquer la surrection des Appalaches, nous devons constater qu'il en reste peu de traces dans le secteur couvert par ce relevé.

À l'est de la BBL, le secteur de la zone de Dunnage cartographié regroupe le COO, le CSB et le CSD. La déformation des unités de la zone de Dunnage est contrôlée par une phase de plissement ayant produit une schistosité pénétrative, des failles et des zones de cisaillements.

Selon nous, l'assemblage volcano-sédimentaire du CSB doit être distingué du Groupe de Caldwell car ces unités affleurent respectivement de part et d'autre de la BBL.

Le COO est interprété comme un fragment de l'ancienne croûte océanique d'Iapétus (Laurent et al., 1979) ou comme un fragment d'îles en arc (Harnois et Morency, 1989) obducté sur le socle grenvillien (St-Julien et Hubert, 1975).

La présence de lames de granite calco-alcalin partiellement rodingitisé dans les roches ultramafiques des Complexes de Thetford Mines et d'Asbestos (Laurent et al., 1984) indique la proximité du socle continental, ce qui à notre avis favorise l'hypothèse ^{de la formation} que ces complexes ophiolitiques soient des fragments d'îles en arc. La seule schistosité visible du CDD apparaît dans un mélange ophiolitique qui localise les plans de failles majeures.

Selon Cousineau (1988) le CSD est le prisme d'accrétion formé dans la zone de subduction d'Iapétus, en marge du continent nord-américain. Cette unité est affectée par une phase de déformation qui produit une schistosité pénétrative probablement acadienne (Tremblay, 1989).

Remerciements

Le MERQ a financé le projet d'Orford dans le cadre de son programme de cartographie de l'Estrie et les personnes suivantes ont contribué aux travaux de terrain: Éric Brodeur, Hugh Rose, Bruno Mélançon et Yves Lefèbre. Nous avons bénéficié également des discussions et conseils de Barry Doolan de l'Université du Vermont, de Joël Brun, d'Alain Tremblay, de Maurice Colpron et de Marc Bardoux du MERQ, de Jamie Bourne, Michel Jebrak et Michel Gauthier de l'UQAM et de Walter Trzcienski jr. de l'Université de Montréal. Nous remercions également David Morin qui a fait une étude pétrographique de la brèche Crétacé d'Eastman et Diane Blais qui a dessiné certaines figures de ce rapport.

STRATIGRAPHIE

Nomenclature stratigraphique

Selon la version française (DV 86-02) du code stratigraphique nord-américain (CSNA), les unités lithostratigraphiques et lithodémiques de la région d'Orford sont trois complexes structuraux, un complexe ophiolitique et une suite métamorphique regroupant plusieurs lithodèmes. Ces unités se nomment la Suite métamorphique de Sutton (SMS), le Complexe structural de la ligne Brompton Baie-Verte (BBL), le Complexe structural de Brompton (CSB), le Complexe ophiolitique d'Orford (COO) et le Complexe structural de St-Daniel (CSD).

Dans ce chapitre, nous décrivons ces unités stratigraphiques qui appartiennent aux zones d'Humber et de Dunnage (Williams, 1978) des Appalaches du Québec. Nous décrivons tout d'abord les schistes de la Suite métamorphique de Sutton de la zone d'Humber puis, les lithologies de la zone de Dunnage dispersées dans les différents complexes lithostratigraphiques précités. Nous décrivons aussi les dykes Crétacé qui abondent dans le secteur d'Orford et la brèche de diatrème d'Eastman reconnue par Brassard (1988).

Descriptions lithologiques de la zone d'Humber

SUITE MÉTAMORPHIQUE DE SUTTON

Située à l'ouest de la BBL, la SMS fut la seule unité de la zone d'Humber cartographiée dans la région d'Orford en 1989. L'origine des schistes de la SMS, plus déformés et plus métamorphisés que les unités limitrophes, demeure problématique. Il pourrait s'agir d'anciens dépôts volcaniques et clastiques dérivés de l'érosion du continent nord-américain et mis en place durant la phase initiale d'ouverture d'Iapétus, au Cambrien précoce. Par la

Tableau II: Unités stratigraphiques de la région d'Orford

Age	OUEST	Unités stratigraphiques	EST
O R D O V I C I E N			
			Complexe structural de St-Daniel
			Complexe ophiolitique d'Orford
		Complexe structural de Brompton	
		Complexe structural de la BBL	
C A M B R I E N	Suite métamorphique de Sutton		
	Schiste à chlorite, épidote et talc		
	Schiste noir à graphite		
	Schiste à quartz, chlorite et séricite		
	Schiste et phyllade à chlorite		
	Schiste à quartz et mica blanc et wacke grossier		

suite, ces schistes auraient été déformés et métamorphisés suite à leur incorporation dans un prisme d'accrétion durant la phase de fermeture d'Iapétus, à l'Ordovicien moyen (Rose *et al.*, 1990)

Dans la région d'Orford, la SMS est constituée de cinq lithodèmes: un schiste verdâtre à quartz, mica blanc, albite et chlorite Fe, un schiste gris pâle à quartz et mica blanc, un schiste noir à quartz, chlorite Fe et graphite, un schiste vert foncé à chlorite Mg, épidote, quartz, mica blanc ou talc et une dolomie blanche à talc $\pm$ fuschite.

Schiste à quartz, mica blanc, albite, chlorite Fe $\pm$ calcite

Le schiste verdâtre à quartz, mica blanc, albite, chlorite Fe $\pm$ calcite contient environ 35 % de quartz et d'orthose recristallisés, à texture équi-granulaire et à extinction normale. Au microscope optique, l'orthose se distingue du quartz par une biréfringence légèrement plus élevée et par son signe optique mais, comme les cristaux sont trop petits pour faire une conoscopie il est difficile d'évaluer précisément les proportions relatives de chaque minéral.

Les concentrations de mica blanc alternent avec un grès à quartz, orthose, albite et calcite. Le mica blanc constitue environ 35% de l'assemblage minéral et son alignement préférentiel définit la schistosité S2 et la crénulation S3. Un peu de chlorite Fe est finement disséminée dans les bandes micacées aussi bien que dans les niveaux gréseux. Cette chlorite Fe provient vraisemblablement de la recristallisation de la matrice originelle et constitue tout au plus 10% de l'assemblage.

L'albite se présente en porphyroblastes hypidiomorphes formés de préférence dans les niveaux gréseux. Elle constitue environ 10% de l'assemblage minéral. L'alignement des inclusions de quartz dans les

porphyroblastes d'albite indique que celle-ci est post S2 et comme la crénulation S3 peut se mouler sur l'albite ou être recoupée par celle-ci, l'albite doit être pré, syn et post S3.

Les conditions métamorphiques favorables à la formation d'albite ont donc été atteintes après le paroxysme de la déformation D2 et elles sont demeurées stables pendant, durant et même après la déformation D3.

Le schiste verdâtre à quartz, mica blanc, albite, chlorite Fe $\pm$ calcite contient également un peu de calcite et des minéraux opaques parmi lesquels le plus significatif est l'ilménite authigénique contenant des inclusions d'albite et de quartz (figure 2). Ce minéral, facilement reconnu en affleurement par son aspect tabulaire, sa couleur brun pâle et sa taille qui peut atteindre 1 cm fut identifié en utilisant le microscope électronique à balayage de l'UQAM.

L'ilménite apparaît dans le schiste verdâtre à quartz, mica blanc, albite, chlorite Fe $\pm$ calcite depuis la région d'Orford jusqu'à Richmond où ce minéral est rapporté également dans la Formation de Gilman du Groupe d'Oak Hill, à l'ouest de Kingsbury, près du contact avec la Suite de Sutton (Marquis, 1989).

Compte tenu de la taille et de la proportion des fragments d'orthose et de quartz contenus dans le schiste verdâtre à quartz, mica blanc, albite, chlorite Fe $\pm$ calcite, le protolithe est probablement un siltstone feldspathique d'origine continentale. La similitude entre ce protolithe et celui de la phyllade verdâtre de la Formation de Gilman du Groupe d'Oak Hill est suggérée par la présence d'ilménite authigénique dans ces deux unités.

Schiste à quartz et mica blanc

Le schiste laminé, gris pâle, à quartz et mica blanc est constitué de 60 à 70% de quartz, de plagioclase et d'orthose. Le mica blanc forme entre 20 et 30 % de l'assemblage minéralogique, les carbonates (calcite et dolomite) entre 5 et 20%, la chlorite Fe 5% et les minéraux lourds (hématite, limonite, ilménite et zircon) moins de 3%.

Plusieurs grains de quartz bleu ont été reconnu directement sur le terrain. La dimension originelle des grains de quartz est préservée seulement lorsqu'ils sont isolés les uns des autres. Nous avons pu constater au microscope une dispersion bimodale des grains de quartz dans la fraction détritique principale de ce schiste. Les tailles moyennes de chacune des 2 populations identifiées sont approximativement 0.25 et 0.5 mm, ce qui correspond aux tailles limites entre les sables fin, moyen et grossier.

Dans ce schiste laminé, le mica blanc est concentré en bandes discontinues et lenticulaires dont l'alignement préférentiel définit la schistosité S2 et la crénulation S3. La quantité de mica, inversement proportionnelle au quartz, varie de 2% dans les bandes gréseuses à 70% dans les bandes micacées. Nous n'avons pas reconnu de mica détritique. Occasionnellement des cristaux d'orthose peu altérés apparaissent dans les niveaux micacés. Nous avons alors noté une recristallisation asymétrique en zone abritée dans le plan S2, de part et d'autre de plusieurs de ces grains d'orthose. Ces marqueurs cinématiques pourraient éventuellement être utilisés pour préciser la cinématique de la déformation D2.

Le ciment carbonaté forme des rhomboèdres de dolomite et de grandes plages xénomorphes de calcite tardive dispersées dans les niveaux quartzeux. Il y a peu de carbonates dans les niveaux micacés.

Finalement, le long des failles syn-métamorphiques, le schiste à quartz et mica blanc est fréquemment mylonitisé. Il s'agit alors d'une roche à grain très fin où le quartz présente une texture cristalline et une extinction normale et où le mica blanc aligné en minces feuillets dispersés ne forme pas plus de 10% de l'assemblage minéral.

Le protolithe du schiste à quartz et mica blanc est un grès quartzo-feldspathique bimodal, dont l'origine continentale est suggérée par l'assemblage de plagioclase, d'orthose, et de quartz bleu dans la fraction principale ainsi que par la présence de zircons brisés parmi le cortège des minéraux lourds. Le protolithe envisagé pour ce schiste ressemble au métagrès de la Formation de Pinnacle du Groupe d'Oak Hill, dont la mise en place est associée à la phase de rift de l'ouverture d'Iapétus. Le schiste à quartz et mica blanc de la Suite de Sutton diffère du grès du CSB, polymodal et mal classé, qui contient beaucoup de fragments granitiques et presque toujours une petite quantité de mica blanc détritique.

Schiste noir à quartz, chlorite Fe, mica blanc et graphite

Ce schiste doit sa coloration à la présence d'un peu de graphite parmi les minéraux opaques. Sa composition globale est toutefois très proche de celle des autres unités métasédimentaires de la SMS. Outre sa couleur, il se distingue des métagrès par une granulométrie plus fine et par un aspect finement lité qui rappelle la Formation de Sweetsburg du Groupe d'Oak Hill. Les lits de grès blanchâtre intercalés dans le schiste noir sont le plus souvent minces et à grain fin.

Sur le terrain, l'unité à schiste noir alterne avec les autres schistes métasédimentaires, sans qu'il soit toujours possible d'établir clairement la nature des contacts.

Schiste à chlorite Mg, épidote, mica blanc ou talc

Le schiste vert à chlorite Mg, épidote, mica blanc ou talc est souvent laminé et riche en carbonates (calcite et dolomite). La chlorite Mg constitue environ 25% de l'assemblage, l'épidote entre 5 et 10%, le quartz et le plagioclase indifférenciés entre 20 et 30% et les carbonates entre 20 et 30%. Les plages xénomorphes de carbonates concentrées dans les niveaux magnésiens contiennent des inclusions d'épidote et de chlorite Mg (figure 3) tandis que les carbonates des niveaux à quartz et plagioclase contiennent des inclusions de quartz et de plagioclase. L'alignement de ces inclusions selon S2 et la variation systématique de la nature des inclusions indique que la cristallisation des carbonates est post D2, probablement syn ou tardi D3. La cristallisation de ces carbonates est donc contemporaine à la formation de l'albite du Schiste à quartz, mica blanc, albite et chlorite Fe.

Les laminations du Schiste à chlorite Mg, épidote, mica blanc ou talc sont définies par une alternance entre des bandes cm riches en chlorite Mg et des bandes d'épaisseur comparables où se concentrent le quartz xénomorphe et isogranulaire ainsi que le plagioclase. De fines aiguilles d'actinote sont présentes en inclusion dans le quartz.

Les diagrammes de discrimination géochimique (tableau III et appendice 2, analyses 89-24606, 89-24629, 89-24635, 89-24637, 89-24649, 89-24651, 89-24656, 89-24661, 89-24662 et 89-24663) confirment les études antérieures (Marquis, 1989; Colpron, 1990) qui indiquent que le Schiste à chlorite Mg, épidote, mica blanc ou talc de la Suite de Sutton est tholéiitique et de type MORB. Par conséquent, cette unité n'est pas équivalente à la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill qui représente un volcanisme intraplaque d'affinité transitionnelle (Pintson et al., 1985).

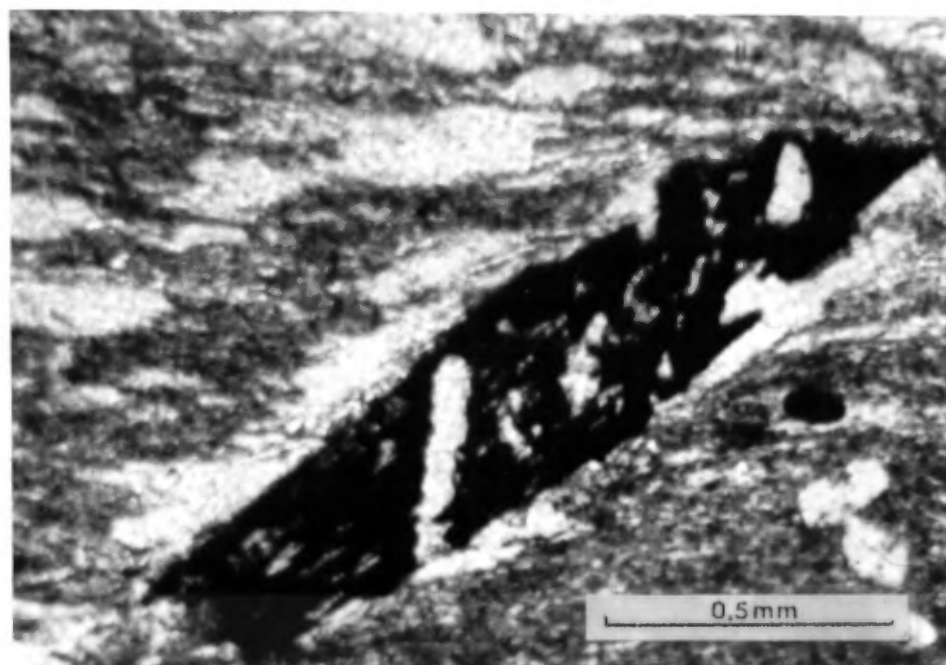


Figure 2 : Ilménite authigénique avec inclusions d'albite et de quartz.
 Photo d'un échantillon de Schiste à quartz, mica blanc, albite, chlorite
 Fe ± calcite (affleurement situé le long de l'autoroute 10, à l'extrémité
 ouest de la carte).

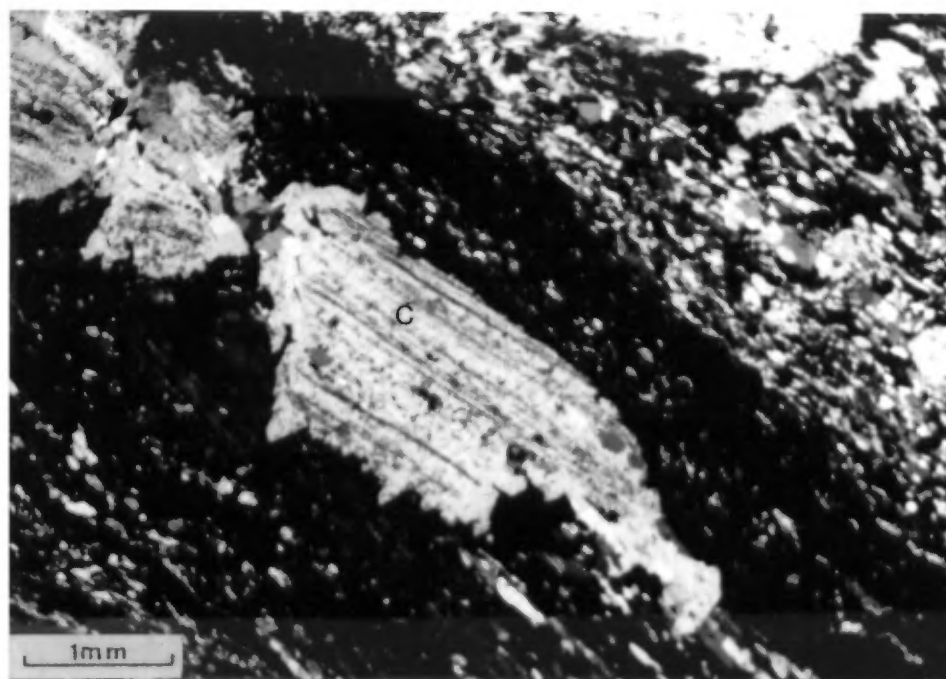
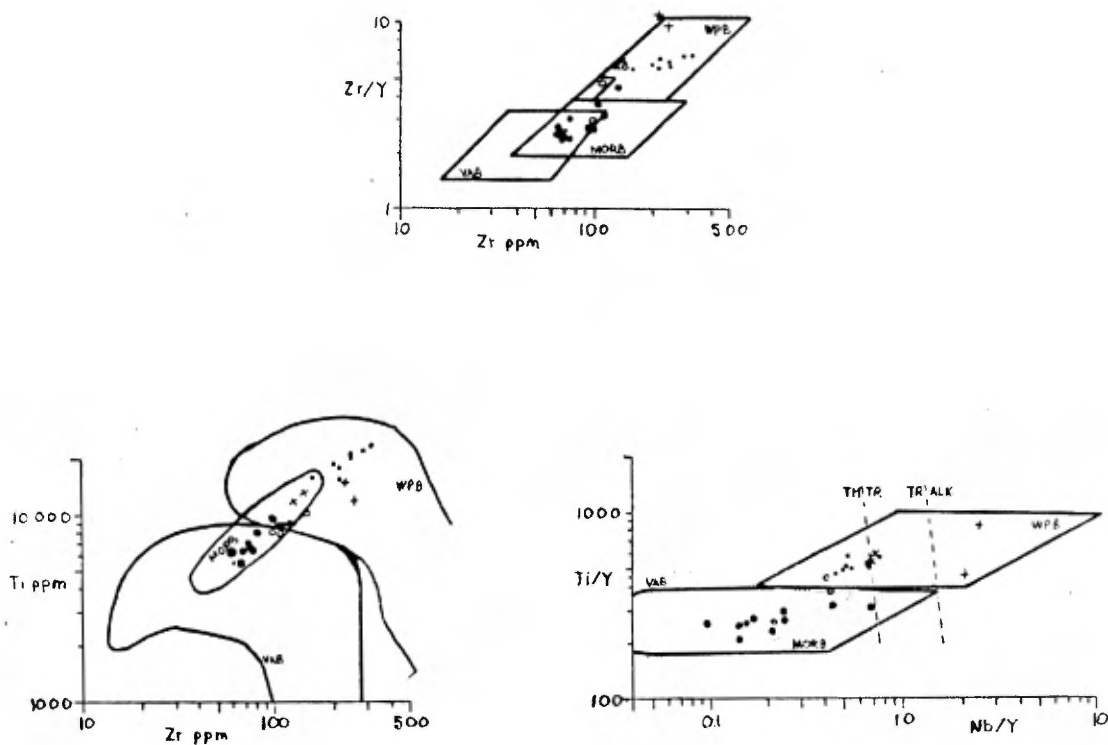


Figure 3 : Inclusions alignées d'épidote et de chlorite Mg dans le
 carbonate (C) du schiste à chlorite Mg de la Suite de Sutton.

Tableau III : Diagrammes de discrimination des schistes à chlorite Mg affleurant de part et d'autre de la BBL (d'après Pearce, 1980). Les petits points (•) représentent les analyses de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill, de Pintson *et al.*, (1985). Les croix (X) sont nos analyses de la même unité, échantillonnée dans la bretelle de la sortie Waterloo de l'autoroute 10 à l'extrémité ouest du secteur d'Orford. Les gros points (●) représentent le Schiste à chlorite Mg de la Suite métamorphique de Sutton, dans la région d'Orford. Les cercles ouverts (o) représentent le métatuf mafique du CSB et les (+) sont les analyses du basalte du COO échantillonné dans la partie nord du mont Chagnon, le long de l'autoroute 10 dans la grande courbe du lac Orford.



La composition géochimique du Schiste à chlorite Mg, épidote, mica blanc ou talc de la Suite de Sutton diffère également de celle des lithologies similaires du CSB et du COO. Nous y reviendrons plus loin, lorsque nous décrirons ces unités.

Un schiste vert foncé, à chlorite Mg, d'épaisseur métrique et d'extension latérale limitée affleure occasionnellement dans le métagrès grossier. Ce schiste à chlorite Mg pourrait représenter des filons-couches de gabbro mis en place au Cambrien précoce durant le stade initial d'ouverture d'Iapétus et déformés et métamorphisés avec les lithologies encaissantes durant la fermeture d'Iapétus. De tels filons sont très difficile à distinguer des minces copeaux de roches ultramafiques métamorphisés mis en place le long des plans de faille, durant le transport tectonique. La présence de filons-couches cambrien déformés dans la SMS pourrait être vérifiée par une analyse géochimique comparative avec les dykes cambrien non déformés qui recoupent le socle grenvillien, notamment en Gatineau.

Dolomie à talc ± fuchsite

La dolomie de la Suite de Sutton est constituée à plus de 60% de dolomite et de calcite qui forment des plages xénomorphes et des rhomboèdres. Elle contient également environ 20% de quartz, 10% de talc, 5% de minéraux opaques et des traces de fuschite.

L'origine métasédimentaire ou dérivée d'une roche ultramafique de cette dolomie n'est pas encore clairement démontrée. En effet, l'étude pétrographique en lames minces indique la présence de quartz dans la dolomie et certaines analyses géochimiques (appendice 1, analyses 89-24634 et 89-24652) contiennent plus de 1.5% de K₂O, ce qui suggère une origine sédimentaire.

Par contre, l'assemblage minéral à talc, dolomite et fuschite, de même que le contenu anomal en Ni et en Cr qui ressort dans toutes les analyses (appendice 1, analyses 89-24627, 89-24630, 89-24634 et 89-24652) et l'absence de K₂O dans une analyse (appendice 1, analyse 89-24627) suggèrent que la dolomie pourrait être dérivée d'une roche ultramafique.

Sur le terrain, la situation est également ambiguë puisque cette dolomie apparaît généralement entre un metabasalte à chlorite, épidote et calcite et un métagrès à quartz et mica blanc. De plus, la fuschite présente en petite quantité dans la dolomie est très abondante dans le métagrès où elle forme un placage sur les plans de la schistosité dominante (figure 4). Par conséquent, la présence de fuschite dans une lithologie ne prouve pas que celle-ci soit dérivée d'un protolithe ultramafique.

Comparaison entre la SMS des régions d'Orford et de Richmond

Dans la région d'Orford, la SMS regroupe cinq lithodèmes dont deux sont l'extension vers le sud de lithodèmes décrits initialement dans la région de Richmond (Marquis, 1989). Il s'agit du Schiste vert pâle à quartz, mica blanc et chlorite Fe avec grains de quartz bleu et du Schiste vert foncé à chlorite, calcite et épidote. Dans la région d'Orford, le Schiste noir à quartz, chlorite Fe, mica blanc et graphite constitue un troisième lithodème, par contre dans la région de Richmond, une lithologie similaire n'a pas été distinguée de la Formation de Sweetsburg du Groupe d'Oak Hill. Les deux autres lithodèmes, soit le métagrès grossier à quartz et séricite et la dolomie possiblement dérivée d'un protolithe ultramafique sont caractéristiques de la région d'Orford.

Corrélations entre la SMS et les unités adjacentes

À ce jour, les corrélations entre la Suite de Sutton et les unités



Figure 4 : Placage de fuchsite sur les plans de la schistosité dominante S1-2 du Schiste à quartz et mica blanc de la Suite de Sutton, en contact avec la dolomie à talc $\pm$ fuchsite (Coupe routière à l'ouest d'Eastman, du côté sud de l'autoroute 10, près de la borne kilométrique 101).

adjacentes en particulier avec les Formations de Pinnacle, de Gilman et de Sweetsburg du Groupe d'Oak Hill, avec le grès vert du Groupe de Caldwell et avec le wacke micacé du CSB sont basées seulement sur des ressemblances lithologiques et sur des reconstructions paléogéographiques. Pour être significatives, de telles corrélations devraient tenir compte de l'âge des unités concernées. Cependant, aucune de ces unités n'est bien datée, par conséquent, dans l'état actuel des connaissances et en l'absence de datations fiables, nous estimons qu'il est prématuré de corrélérer les lithodèmes de la SMS avec les unités lithostratigraphiques adjacentes.

Descriptions lithologiques de la zone de Dunnage

COMPLEXE STRUCTURAL DE LA LIGNE BROMPTON-BAIE VERTE

Le Complexe structural de la ligne Brompton-Baie Verte regroupe plusieurs lithologies d'origine volcanique et sédimentaire. La composition des unités métavolcaniques, discontinues et lenticulaires, varie d'ultramafique à mafique. Ces unités contiennent plusieurs gîtes et gisements métallifères; l'exploitation la plus importante étant la mine Huntingdon. Par ailleurs, plusieurs copeaux de serpentinite affleurent dans ce complexe et localisent des zones de failles dont le mouvement est mal connu. Dans le secteur situé au nord du lac Trousters, la serpentinite est recoupée par des intrusifs granitiques non déformés.

Les roches métasédimentaires du Complexe structural de la ligne Brompton-Baie Verte constituent également des unités discontinues et lenticulaires en contact de faille avec les métavolcanites et avec la serpentinite. Une cartographie détaillée de ce secteur fut effectuée à l'échelle du 1: 5 000 dans le cadre d'un projet de maîtrise à l'Université du Vermont (Martin, 1983). Les contacts géologiques reproduits sur la carte

d'Orford proviennent de la compilation à l'échelle du 1: 15 000 de la cartographie originale de Martin (1983) qui distingue parmi les lithologies métasédimentaires un grès (arénite ou wacke) granoclassé, une phyllade à graphite et chlorite, un quartzite noir et un schiste laminé à quartz et séricite. Le meilleur horizon repère est un banc massif de quartzite noir dont le tracé permet de localiser plusieurs failles importantes. Pour plus de détails concernant la description de ces unités, le lecteur est référé au mémoire de MSc. de Martin (1983).

Intrusions granitiques du lac Trousers

Au nord du lac Trousers, de petits stocks de granite aplitique parfois microporphyrrique forment un relief positif dans la serpentinite. Le granite frais contient environ 40% de quartz, 30% de plagioclase, 20% de feldspath K et 10% de chlorite Fe et de mica blanc. Dans les échantillons altérés, la proportion de quartz dépasse 50%, la séricitisation du plagioclase et du feldspath K est notable et la biotite est transformée en chlorite Fe, ce qui suggère une altération hydrothermale importante.

Une texture particulière où le feldspath K entoure le plagioclase est mise en relief par une coloration au cobaltinitrite et à l'amarante. En lame mince, il est clair que les gros cristaux xénomorphes de feldspath K cristallisent tardivement autour du plagioclase et du quartz.

La mise en place de ce granite est probablement tardive car il est peu déformé et il contient des xénolithes foliés, centimétriques, formés d'un assemblage de chlorite Fe, d'épidote, de mica blanc et de minéraux opaques.

La granulométrie de ce granite, les évidences d'altération hydrothermale et la texture du feldspath K rappellent les faciès à grain fin des intrusions dévoniennes de St-Sébastien ou d'Aylmer, mises en place à faible

profondeur, en milieu marin (J. Bourne, communication personnelle, 1990). Seule une datation isotopique permettrait de déterminer si le granite de la BBL s'est également mis en place au Dévonien. Une étude géochimique comparative pourrait également fournir des renseignements utiles sur la nature de cet intrusif et sur le contexte tectonique de sa mise en place.

COMPLEXE STRUCTURAL DE BROMPTON

Le Complexe structural de Brompton a fait l'objet d'un projet de maîtrise à l'Université du Vermont (Smith, 1982). Ce travail inédit comporte une cartographie à l'échelle du 1: 5 000 d'un secteur situé au sud de l'autoroute 10. Nous avons compilé ces travaux au 1:15 000 après vérification des contacts. Nous avons vérifié en entier une grande partie du relevé de Smith (1982) pour identifier les lithologies cartographiables et les rattacher de part et d'autre de l'autoroute 10.

La plupart des lithologies métasédimentaires et métavolcaniques sont discontinues et lenticulaires. Toutefois, la lithologie dominante, un wacke feldspathique vert à fragments de granite et de mica détritique, est une unité cohérente susceptible d'être nommée formellement si des relevés ultérieurs démontrent son extension latérale. Toutes les autres lithologies: le micaschiste à quartz, chlorite Fe et séricite, le métatuf mafique, le tuf rhyolitique, le metabasalte et la serpentinite sont discontinues et apparaissent près des contacts faillés avec la BBL et le COO.

Dans les pages qui suivent nous décrivons le wacke feldspathique, le tuf rhyolitique, le métatuf mafique et le micaschiste à quartz, chlorite Fe et séricite.

Wacke feldspathique

La fraction principale de ce wacke feldspathique contient du quartz

mono et polycristallin, de l'orthose, de l'albite, du mica blanc et de la chlorite Fe. La taille moyenne des grains de quartz monocristallin est de 1 mm et leur taille maximale atteint 2 mm. Les grains de quartz polycristallins formés de quatre cristaux ou moins sont des fragments de granite dont la taille maximale atteint 6 mm et la taille moyenne 2 mm.

La variation systématique de la taille maximale des grains définit le granoclassement du wacke, mais il faut se méfier d'une recristallisation partielle qui envahit les grains de quartz de la bordure vers le centre, à partir des fractures.

L'orthose est présente en grande quantité dans la fraction principale. Parfois complètement séricitisée, elle est généralement non maclée, peu altérée et sa taille est comparable à celle du quartz monocristallin dont elle se distingue par une biréfringence légèrement plus élevée et par le signe optique biaxe (-). Dans la fraction grossière du wacke, apparaissent également quelques gros grains isolés de microcline et de perthite qui peuvent atteindre 4 mm.

La présence de petits cristaux de mica détritique partiellement chloritisés, dont la longueur ne dépasse pas 1 mm est une caractéristique essentielle de ce wacke. Le mica détritique se distingue du mica métamorphique par sa grande taille, sa forme irrégulière et son orientation quelconque, indépendante de la schistosité régionale qui résulte de l'alignement préférentiel du mica blanc métamorphique et de la chlorite Fe.

Parmi le cortège des minéraux lourds se trouvent des minéraux opaques, du leucoxène, du sphène et du zircon.

La matrice du wacke est de même composition que la fraction principale et elle entoure complètement les grains, typiquement non-jointifs. Le

ciment est constitué de calcite secondaire, à ne pas confondre avec la calcite qui provient de l'altération du plagioclase et qui est généralement incluse à l'intérieur de ce minéral.

Le wacke se présente en strates granoclassées au sommet desquelles apparaissent des lits de siltstone gréseux contenant des grains de quartz isolés dont la taille peut atteindre 2 mm. Ces grains sont typiquement arrondis et ils contiennent fréquemment des inclusions de zircon. La chlorite Fe et le mica blanc du siltstone définissent une schistosité pénétrative. La crénulation tardive qui plisse cette schistosité correspond uniquement à l'alignement du mica blanc dont la proportion peut atteindre 15%. Parmi les minéraux lourds, nous avons pu distinguer le zircon et l'hématite.

Le wacke du CSB pourrait être l'extension vers le sud du wacke qui affleure à l'est du Complexe ophiolitique d'Asbestos, dans la région adjacente de Windsor (Marquis, 1990). Si des travaux ultérieurs permettent d'établir cette corrélation, il sera alors possible de désigner formellement le wacke du CSB comme une unité distincte du Groupe de Caldwell et du Complexe structural de St-Daniel.

Tuf rhyolitique

Le tuf rhyolitique est une roche volcanoclastique verdâtre, à patine beige, siliceuse et à grain très fin, contenant de 5 à 15% de cristaux de plagioclase maclé, de quartz et d'épidote. Les cristaux dont la taille ne dépasse pas 0.2 mm sont peu déformés et d'orientation aléatoire. Le contact net avec le micaschiste est faillé et marqué par une concentration d'argile blanche (appendice 1, analyse 89-24620) sur une épaisseur d'environ 2 cm. Le contact est avec la serpentinite à n'a pas été observé.

Dans le secteur de St-François Xavier de Brompton, affleure un tuf verdâtre similaire à celui qui affleure au nord de la région d'Orford. À St-François Xavier de Brompton, ce tuf est considéré comme l'équivalent de la Formation d'Etchemin du Groupe de Magog (Cousineau, 1988; Marquis, 1990).

Métatuf mafique

Le métatuf mafique est un schiste vert moyen, à chlorite Mg et Fe, épidote, calcite, hornblende verte, plagioclase, quartz et zircon, dont la composition globale est typique d'une volcanite mafique (Appendice 2, analyses 89-24601, 89-24621, 89-24643). La présence d'un litage permet d'identifier le protolithe comme un tuf.

Le litage originel du métatuf mafique correspond à de minces horizons où se concentrent des microphénocristaux de plagioclase (figure 5). Ce litage forme un angle de quelques degrés seulement avec les microlithons tectoniques qui constituent la fabrique dominante du métatuf.

Les diagrammes de discrimination (tableau III) construits à partir des analyses géochimiques (appendice 2, analyses 89-24601, 89-24621 et 89-24643) indiquent une composition tholéiitique. Toutefois, le milieu de mise en place demeure mal documenté car les analyses chevauchent le domaine des basaltes intraplaques et celui des basaltes de fonds océanique (MORB). Toutefois, malgré le peu d'analyses disponibles, il semble que les métavolcanites du CSB occupent une position intermédiaire entre les metabasites de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill et ceux de la Suite de Sutton. De nouvelles analyses et un traitement géochimique plus poussé seraient nécessaires pour préciser les liens entre ces trois unités.

Micaschiste à quartz, chlorite Fe et mica blanc

En affleurement, le micaschiste à quartz, chlorite Fe et mica blanc du

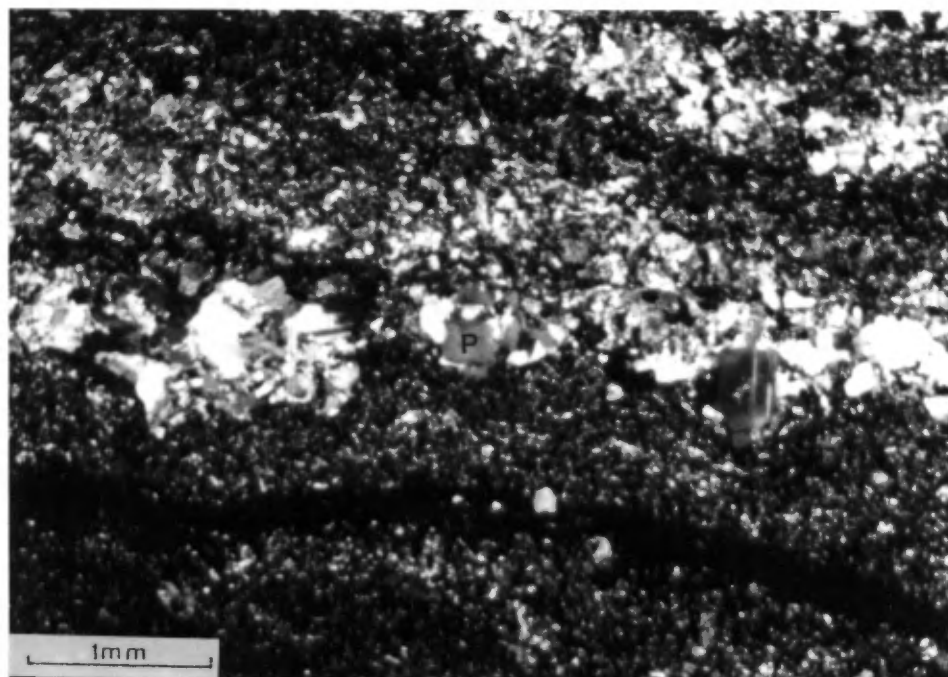


Figure 5 : Litage souligné par une concentration de microphénocristaux de plagioclase (P) dans un métatuf mafique du Complexe structural de Brompton (Affleurement situé sur la péninsule du lac Orford).

CSB rappelle celui de la Suite de Sutton par sa composition globale (appendice 1, comparer les analyses 89-24644 et 89-24617) et par l'intensité de sa déformation qui produit une schistosité pénétrative et un clivage de crénulation tardif, résultant de l'alignement du mica blanc. Toutefois, le micaschiste du CSB exhibe souvent une structure bréchique, en particulier le long du contact avec le tuf rhyolitique décrit précédemment.

En lame mince, le micaschiste à quartz, chlorite Fe et mica blanc du CSB contient des fragments de siltstone quartzeux. Ces fragments de siltstone n'ont pas été observés dans les schistes de la Suite de Sutton. Leur taille atteint à peine 1 mm, mais ils sont constitués de 40 à 50 grains de quartz suturés et équigranulaires, ce qui facilite leur reconnaissance. La présence de ces fragments dans le micaschiste du CSB indique une origine sédimentaire certaine, mais l'identification du protolithe de ce schiste demeure problématique. Il pourrait s'agir d'un siltstone intensément déformé et mylonitisé dans lequel quelques fragments du siltstone original seraient préservés.

COMPLEXE OPHIOLITIQUE D'ORFORD

Le Complexe ophiolitique d'Orford est une bande de roches intrusives et volcaniques, ultramafiques, mafiques et felsiques, surmontées d'une mince couverture de roches sédimentaires détritiques. Il pourrait s'agir d'un copeau de fond océanique exposé le long de la ligne Brompton Baie-Verte (Williams et St-Julien, 1982) ou encore d'un fragment d'îles en arc formées dans un bassin d'avant-arc (Harnois, 1989).

De la base au sommet du COO, nous avons distingué un mélange ophiolitique, une dunite serpentinisée, une pyroxénite serpentinisée, un gabbro, et un basalte fréquemment coussiné. Une trondjhemite intrusive

entre le gabbro et le basalte affleure très bien, surtout dans la partie sud du mont Chagnon.

Le mélange ophiolitique résulte du démembrement tectonique de la partie basale de l'ophiolite lors de l'obduction. Le mélange ophiolitique possède une matrice noire, à grain très fin, dans laquelle sont disposés de façon chaotique des blocs de péridotite serpentinisée, de toutes tailles. Une schistosité dont l'attitude est très irrégulière se moule sur ces blocs. Des affleurements spectaculaires du mélange ophiolitique font face à la halte routière aménagée en bordure de la route 112, sur la rive sud du lac Orford.

Les autres roches ultramafiques du COO sont une dunite et une pyroxénite. La dunite est formée de 70 à 80% d'olivine serpentinisée, de 20 à 30% de chlorite Fe et d'un peu de magnétite; la chlorite Fe et la magnétite sont dérivées de la serpentinisation de l'olivine.

La pyroxénite est constituée de 75 à 80% d'orthopyroxène, de 15 à 20% de plagioclase, de 5% d'olivine et d'environ 1% de magnétite, chlorite Fe et Mg, trémolite, hornblende brune et épidote. La chlorite Fe et Mg et la trémolite qui apparaissent dans les fractures de l'orthopyroxène sont des minéraux d'altération.

Le gabbro frais et peu déformé est constitué de hornblende brune et verte, de chlorite Fe et Mg, de lattes de plagioclase, de calcite et d'olivine. Près du contact avec la trondjemite, le gabbro est plus altéré, ce qui se traduit par la chloritisation de l'olivine et la séricitisation du plagioclase.

La trondjemite est constituée d'environ 40 à 50% de plagioclase, de 30% de quartz équigranulaire et xénomorphe et de 20% d'orthose. La chlorite Fe qui constitue environ 5% de l'assemblage provient de l'altération des minéraux ferro-magnésiens, clinopyroxène ou hornblende brune, dont il

subsiste encore quelques cristaux isolés. Les contacts sont intrusifs et de nombreux xénolithes de gabbro et de basalte apparaissent dans la trondjhemite.

Le basalte porphyrique est formé de petits cristaux de pyroxène, hornblende brune, chlorite Fe et de minéraux opaques. Le faciès bréchique contient des fragments centimétriques de même nature que la matrice, laquelle est constituée de baguettes de plagioclase, de moins d'1 mm, de calcite, de hornblende verte et de chlorite Mg. Les résultats d'analyses provenant d'échantillons recueillis sur le flanc nord du mont Chagnon, le long de l'autoroute 10 (appendice 1, analyses 89-24624 et 89-24645) indiquent une composition alcaline et une mise en place intraplaque difficile à concilier avec les interprétations de Williams et St-Julien (1982) et d'Harnois (1989).

COMPLEXE STRUCTURAL DE ST-DANIEL

Dans la région d'Orford, le CSD occupe une toute petite partie du coin SE de la carte. Interprété successivement comme un dépôt de fond océanique (St-Julien et al., 1972) et un mélange tectonique formé dans un prisme d'accrétion (Laurent et al., 1979), le St-Daniel est défini actuellement comme un complexe structural à la fois sédimentaire et tectonique (Cousineau, 1987) dans lequel sont incorporés des granules, cailloux et blocs d'ardoise, de grès, de calcaire et occasionnellement de chert noir dérivés de l'érosion des unités adjacentes.

Dans la région d'Orford, le CSD est une ardoise bleu foncé souvent litée dans laquelle se trouvent des fragments de grès, de siltstone, de calcaire, de dolomie et de mudstone. Les fragments centimétriques de mudstone vert et noir sont les plus nombreux.

Un carbonate silteux peu déformé est également inclus dans le CSD. La seule évidence de déformation dans ce carbonate est la présence de fines lamelles définies par la concentration des résidus insolubles. Ce carbonate silteux contient dans sa fraction détritique du quartz, du mica blanc, de la chlorite Fe, du plagioclase et des minéraux opaques, ainsi que des fragments d'arénite feldspathique à grain moyen. Ces fragments d'arénite feldspathique sont formés de quartz mono et polycristallin avec de fines inclusions de rutile, d'orthose et de plagioclase. Le mica blanc et le zircon sont présents en trace et les minéraux opaques constituent jusqu'à 15% de l'assemblage minéral de ces fragments sédimentaires texturalement plus mature que le wacke du CSB.

Une autre lithologie apparaît parfois dans le CSD, il s'agit d'une arénite lithique interstratifiée avec le carbonate silteux. Cette arénite lithique contient des fragments sédimentaires du même type que ceux trouvés dans le carbonate silteux. En plus, l'arénite lithique contient des fragments de granite (quartz et orthose en cristaux pouvant atteindre 1.2 cm), un plagioclase partiellement séricitisé et un mica blanc qui constitue jusqu'à 8% de l'assemblage minéral, et qui se présente sous deux formes. Les gros cristaux de mica blanc déformés sont d'origine détritique et les petits cristaux idiomorphes sont le produit de la recristallisation de la matrice argileuse originelle. Cette arénite lithique est vraisemblablement une turbidite d'origine continentale mise en place dans le carbonate silteux.

INTRUSIFS CRÉTACÉ

Dans la région d'Orford, affleurent deux types de dykes non déformés qui recoupent les unités de la Suite métamorphique de Sutton, du Complexe structural de Brompton et du Complexe ophiolitique d'Orford. Une brèche de

diatrème perce également à travers la Suite métamorphique de Sutton.

Dans cette section, nous décrivons les deux types de dyke et les quatre faciès différents que nous avons reconnu dans la brèche de diatrème.

Dykes de lamprophyre et syénite porphyrique

Les dykes alcalins de la région d'Orford sont du même âge que les autres intrusifs relevés dans le corridor défini par l'alignement des collines montérégiennes. Un dyke de spessartite échantillonné dans la région de Sherbrooke est daté à 126 ± 1 Ma et l'âge des monts Brome et Shefford est évalué respectivement à 122 ± 10 Ma et 124 Ma (McHone, 1984). Des dykes similaires sont également décrits et datés dans les états adjacents de la Nouvelle-Angleterre (McHone, 1984). La plupart des dykes sont orientés NE-SO, mais quelques uns sont orientés E-O et leur mise en place est reliée à l'ouverture de l'océan Atlantique.

On reconnaît deux types de dykes, un lamprophyre alcalin gris foncé, peu altéré et une syénite porphyrique rosée, profondément altérée. Les dykes de lamprophyre alcalin sont très minces et à grain fin (figure 6). Leur épaisseur dépasse rarement 50 cm. Il s'agit de camptonites typiques contenant des cristaux automorphes d'une amphibole titanifère, probablement de la kaersutite, ainsi que des lattes de plagioclases dont l'alignement définit une texture fluidale. Les autres minéraux sont la magnétite, la calcite et des ocelles remplies par des baguettes de plagioclase, par la calcite et par des zéolites.

Une syénite porphyrique dans laquelle les phénocristaux de feldspath K automorphes peuvent atteindre 5 mm constitue l'autre type de dykes, dont la matrice présente une texture trachytique très bien développée. La largeur de ces dykes, profondément altérés, dépasse parfois un mètre. L'un d'entre

eux est nettement recoupé par la brèche de diatrème d'Eastman et on en retrouve des fragments dans la brèche polygénique hématifère que nous décrivons dans la prochaine section.

Brèche de diatrème d'Eastman

La brèche de diatrème affleure à l'extrémité ouest du monstre d'Eastman, une énorme coupe routière qui débute au km 105 de l'autoroute 10, juste avant la sortie d'Eastman (figure 7). Cette brèche noire, dense (3 g/cm^3) et fortement magnétique, est constituée de fragments ignés, subanguleux à sub-arrondis, millimétriques à décimétriques et d'une matrice dont la composition est similaire à celle des fragments. La composition géochimique de cette brèche se rapproche de celle d'un dyke de lamprophyre alcalin (Appendice 1, analyses 89-24612 et 89-24603).

Sa minéralogie est celle d'une camptonite. La minéralogie de la matrice micro à cryptocristalline est difficile à définir au microscope optique car les minéraux sont très petits. Nous avons pu toutefois identifier des cristaux brisés de clinopyroxène, et de plagioclase ainsi que des minéraux opaques. La calcite secondaire abondante forme des plages irrégulières ou des veinules et elle se développe parfois autour des fragments.

Les fragments sont eux aussi constitués d'une matrice holocristalline à grain très fin dans laquelle se trouvent des microphénocristaux d'olivine, de titanaugite et de plagioclase dont la taille dépasse rarement 1 mm. L'alignement du plagioclase automorphe qui constitue environ 15% de l'assemblage minéral des fragments définit une texture trachytique. Les microphénocristaux automorphes de titanaugite et d'olivine constituent également environ 15% de l'assemblage minéral. La titanaugite zonée possède parfois un cœur pléochroïque vert et la composition de l'olivine



Figure 6 : Dyke de lamprophyre Crétacé en relief négatif dans le COO. Le géologue au pied de l'affleurement mesure 1.80 m (Coupe routière, le long de l'autoroute 10, au km 109.9).



Figure 7 : Brèche de diatrème d'Eastman. La brèche magnétique apparaît en noir et le géologue qui observe la brèche hématifère mesure 1.85 m (Extrémité ouest du monstre d'Eastman, coupe routière du côté nord de l'autoroute 10, au km 103.8).

déterminée au microscope électronique à balayage de l'UQAM est celle d'une forstérite, Fo 84 (D. Morin, communication personnelle, 1990).

Les microphénocristaux d'olivine, de titanaugite et de plagioclase baignent dans une matrice holocristalline constituée des mêmes minéraux auxquels viennent s'ajouter la titanomagnétite, la calcite, la biotite, l'apatite et le feldspath K. Des zéolites, un clinopyroxène verdâtre, de la calcite et de la néphéline remplissent également des cavités circulaires. Aucune amphibole titanifère, généralement présente dans les roches alcalines de ce type, n'a été observée dans la brèche de diatrème d'Eastman par ailleurs affectée par une altération hydrothermale qui transforme l'olivine en chlorite, en calcite, en idingsite et en serpentine.

La mise en place explosive du diatrème à travers les schistes de la Suite de Sutton, a bréchifié une partie de ces schistes en bordure du diatrème. Ainsi, le démembrement du Schiste noir a produit une brèche à fragments gréseux dans une matrice noire très siliceuse (Appendice 1, analyse 89-24615) tandis que le démembrement du Schiste à quartz et mica blanc a produit une brèche à fragments gréseux dans une matrice feldspathique beige (Appendice 1, analyse 89-24614). Ces brèches distinguées entre elles par la nature des fragments, ainsi que par la couleur et la composition de la matrice sont limitées aux pourtours du diatrème. Elles recoupent le grain tectonique régional et elles passent latéralement aux unités non déformés de la Suite de Sutton, ce qui démontre clairement que la bréchification résulte de la mise en place du diatrème.

Le contact entre le diatrème et les schistes de la Suite de Sutton est marqué également par une brèche polygénique hématifère, d'épaisseur décamétrique, qui contient plusieurs types de fragments volcaniques et

sédimentaires. Sa couleur rougeâtre est due à la présence de ponces oxydées dont les amygdales sont comblés par des zéolites, de la calcite ou de la chlorite. Les autres constituants principaux de cette brèche polygénique sont des fragments de schistes métasédimentaires, de syénite porphyrique et de grès qui proviennent des unités lithologiques adjacentes de la Suite métamorphique de Sutton et du dyke de syénite porphyrique recoupé par le diatrème. Seule, l'origine des fragments de pierre ponce est inconnue.

Bien que tous les intrusifs Crétacé soient reliés au même évènement magmatique, les relations de recoupement en bordure du diatrème d'Eastman permettent d'établir une séquence de mise en place. Ainsi, le dyke de syénite porphyrique est plus ancien que le diatrème et le dyke de lamprophyre qui recoupe la brèche de diatrème est nécessairement plus jeune que celle-ci.

STRUCTURE

Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons une analyse par domaines structuraux et nous intégrons ces données aux différentes phases de la déformation. Les mesures linéaires et planaires sont reportées directement sur canevas stéréographique équiaire (figure 8). Lorsque nous disposons de plus de 50 données, nous les présentons plutôt sous forme de diagrammes de contours de densité.

Analyse structurale

Cette liste accompagnée de courtes notes explicatives identifie les symboles utilisés.

Éléments structuraux planaires:

S0	-Plan de stratification. -Contact lithologique.
SN	-Schistosité pénétrative dans le CSB et le CSD. La relation entre SN, S1, S2 et S3 n'est pas précisée.
S1	-Schistosité de première génération, souvent difficile à distinguer de S0.
S2	-Lamination métamorphique dans la SMS. -Clivage ardoisier, lamination métamorphique ou clivage espacé dans les autres unités.
S3	-Clivage de crénulation plissant S2, rarement schistosité pénétrative.
P1, P2, P3	-Plis de 1°, 2°, 3° phase.

PN	-pli dont la relation avec les plis P1, P2 et P3 n'est pas précisée.
Pax 1, 2, 3	-Plans axiaux des plis P1, P2, P3 .

Éléments structuraux linéaires:

$\pi S0, \pi S1, \pi S2, \pi S3$	-Pôles de plans S0, S1, S2, S3.
B_20-1, B_32, BN	-Axes de plissement P2, P3, PN.
B2, B3, BN	-Axes de plis mineurs P2, P3, PN.
L min	-Linéation minérale.

Autres symboles

D1, D2, D3, D4	-Phases de déformation 1, 2, 3 et 4.
----------------	--------------------------------------

Les domaines structuraux

La région d'Orford a été divisée en 3 domaines structuraux dont les limites apparaissent sur la carte géologique (en pochette). Les attributs utilisés pour définir ces domaines sont l'attitude des schistosités S2 et SN et des axes de pli B2 et BN.

À l'ouest de la BBL, les domaines 1 et 2 correspondent respectivement à l'aire occupée par les schistes de la Suite de Sutton sur le flanc NO et sur le flanc SE de l'ASE. À l'est de la BBL, le domaine 3 correspond à l'aire occupée par les unités du CSB et du CSD en excluant le COO.

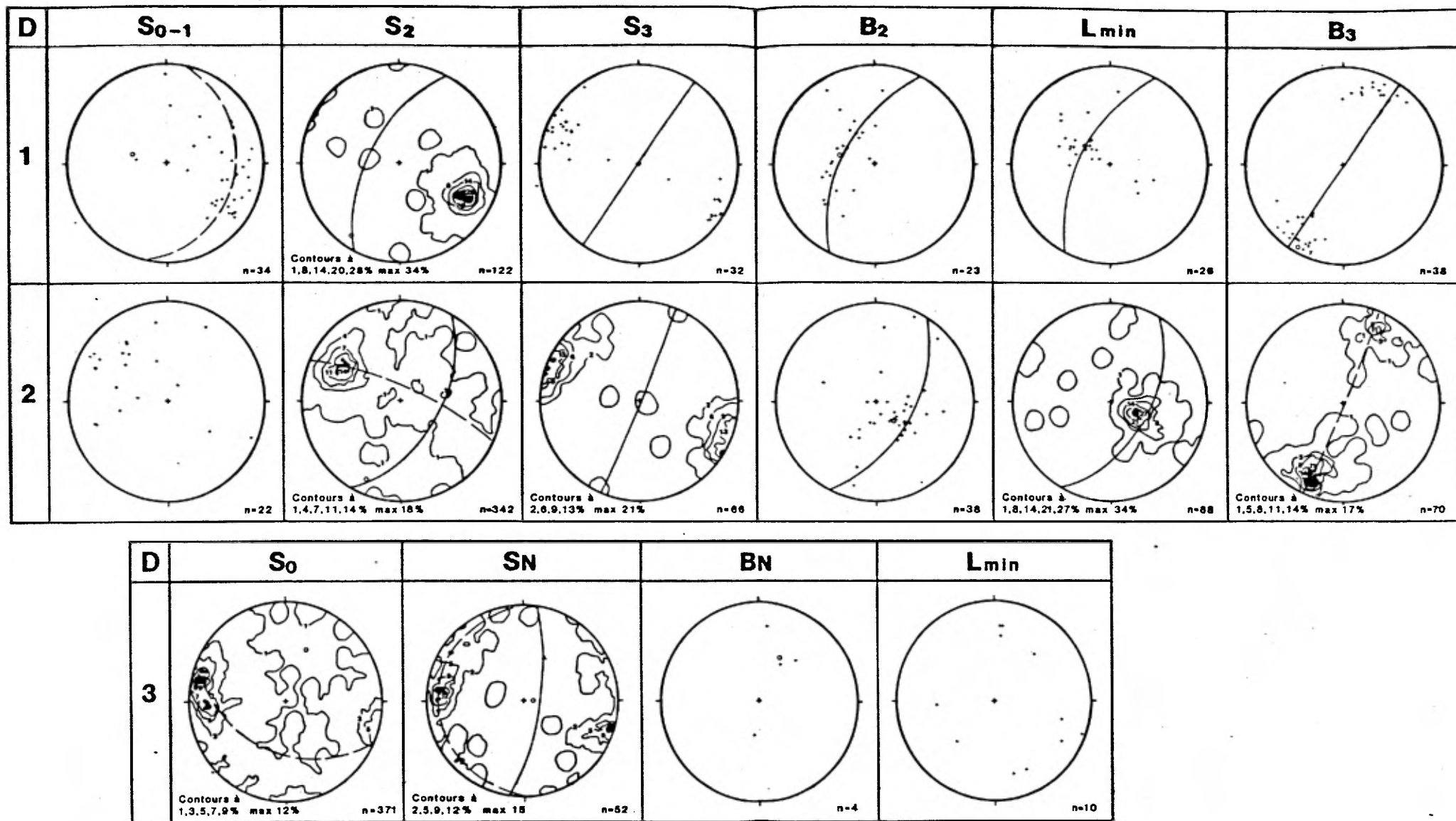


Figure 8: Compilation stéréographique des données structurales. Les arcs de cercles en trait plein représentent l'attitude préférentielle d'un élément structural planaire. Les grands cercles π de répartition des pôles sont représentés en tireté. Les maximums sont indiqués en noir. Les cercles vides ($\circ$) sont des axes de plissement β sur les stéréogrammes comportant un grand cercle en tireté. Sur les autres

stéréogrammes, il s'agit d'orientations moyennes de linéations statistiques. Sur le stéréogramme S_N du domaine 3 le triangle (Δ) sur S_N correspond à l'axe de plissement β_N déterminé par la dispersion des π_{S_0} . Les autres symboles sont ceux décrits dans l'introduction du chapitre structural. Le nombre de mesures est inscrit en bas à droite du stéréogramme et l'intervalle des contours de densité est à gauche.

Domaine 1

Le domaine 1 correspond à l'aire occupée par les schistes de la Suite de Sutton sur le flanc NO de l'ASE.

La répartition des $\pi S0-1$ sur un grand cercle détermine un axe de plissement β^2_{0-1} à N283 61. Cet axe de plissement est identique à l'attitude moyenne des axes de plis mineurs B2, par ailleurs très dispersés. La répartition de la plupart des $\pi S2$ dans le quadrant SE définit une concentration-point et une attitude moyenne de S2 à N207 65. Toutefois, une légère amorce de dispersion des $\pi S2$ permet de tracer un grand cercle et d'identifier un axe de plissement β_{32} à N213 10, compatible avec l'attitude des B3 établie statistiquement à N208 03. La répartition des $\pi S3$ détermine une concentration-point et une attitude préférentielle de S3 à N034 90.

Une linéation minérale fortement plongeante est également associée à D2. La direction de cette linéation minérale varie du NO au SE avec une concentration dans le quadrant NO à N305 65.

En résumé, S0 est affecté par une déformation D1 mal documentée qui se manifeste par une schistosité S1 sub-parallèle à S0. La déformation D2 produit des plis serrés, déversés au SE ainsi que la schistosité régionale S2, très pénétrative. Le motif de dispersion et l'attitude moyenne des axes de plis mineurs B2 diffèrent sensiblement de la linéation minérale Lmin mesurée sur S2.

L'amorce de plissement de la schistosité S2 est due à la déformation D3 qui produit des plis P3 droits, ouverts et faiblement plongeant. Un clivage de crénulation S3 est disposé en éventail de part et d'autre des plans axiaux des plis mineurs P3.

Domaine 2

Le domaine 2 correspond à l'aire occupée par les schistes de la Suite de Sutton sur le flanc SE de l'ASE.

La dispersion des π S0-1 dans le quadrant NO est inversée relativement au domaine 1. Les plans S0-1 tendent à se paralléliser à S2 dont le pendage est également inversé relativement au domaine 1. Le plan moyen S2 est à N030 58 et la répartition des π S2 sur un grand cercle est évidente ce qui permet d'établir l'attitude de l'axe de plissement β^3_2 à N203 13. Finalement, la répartition des π S3 indique une concentration-point en bordure du stéréogramme et une attitude préférentielle à N022 88.

On retrouve aussi la linéation minérale L min et les axes de plis mineurs B2 attribués à D2. Contrairement à la situation prévalent pour le domaine 1, l'attitude préférentielle des linéations minérales à N112 65 est proche de celle des axes de plis mineurs B2 à N133 67. Toutefois, la dispersion de ces deux types de linéations est grande puisque leurs plongées varient de 5° à 85° dans les quadrants NE, NO et SO. Nous interprétons le parallélisme entre les axes de plis mineurs B2 et les linéations minérales développées durant la déformation D2 comme une indication que les plis P2 non-cylindriques, sont des plis en fourreaux (Skjernaa, 1989). Cette interprétation est corroborée par la forme de certains plis mineurs P2 observés sur le terrain (figure 9).

De plus, l'inversion de l'attitude moyenne de S2 relativement au domaine 1 est due à la déformation D3. Celle-ci produit un clivage de crénulation S3 disposé en éventail de part et d'autre des plis mineurs P3 associés à l'antiforme de St-Étienne, un pli ouvert, droit et faiblement

plongeant qui est la structure majeure P3 de la région d'Orford.

Dans la Suite de Sutton, la meilleure façon de déterminer l'axe de plissement β^3_2 est de traiter ensemble les πS_2 des domaines 1 et 2, ce qui fait ressortir clairement l'influence du plissement P3 (figure 10).

Le motif de dispersion des πS_2 en deux concentrations-point opposées rappelle les plis en chevrons (Hobbs, Means et Williams, 1976) dont les flancs sont peu plissés et les charnières très étroites. Dans un contexte de tectonique épidermique, il s'agit d'un style de plissement qui affecte fréquemment les lithologies situées au-dessus d'un plan de décollement enfoui (Suppe, 1987). Durant un épisode de transport tectonique, lorsque ce plan de décollement grimpe vers la surface le long d'une rampe, les unités situées au dessus de la rampe forment des plis en chevrons (Suppe, 1987). De plus, l'attitude du plan axial de ces plis renseigne sur la position du plan de décollement. Ainsi, le plan axial subvertical de l'ASE (il s'agit d'un "fault bend fold" selon la terminologie de Suppe, 1987) indique que le plan de décollement impliqué dans la déformation D3 se prolonge sur une certaine distance vers l'ouest avant de rejoindre la surface actuelle d'érosion à une position indéterminée .

Domaine 3

Le domaine 3 correspond à l'aire occupée par le Complexe structural de Brompton, le Complexe ophiolitique d'Orford et le Complexe structural de St-Daniel. La plus grande partie des mesures proviennent toutefois du CSB.

Les éléments structuraux de ce domaine sont moins nombreux que ceux qui furent répertoriés à l'ouest de la BBL à l'exception du schiste à quartz, chlorite, mica blanc du CSB. Cependant nous ne disposons pas d'assez de



Figure 9: Pli mineur P2 en fourreau affectant le schiste à chlorite, épidote de la Suite de Sutton (affleurement situé dans un boisé sur le terrain de camping du lac Libby, au NO du terrain de balle-molle).

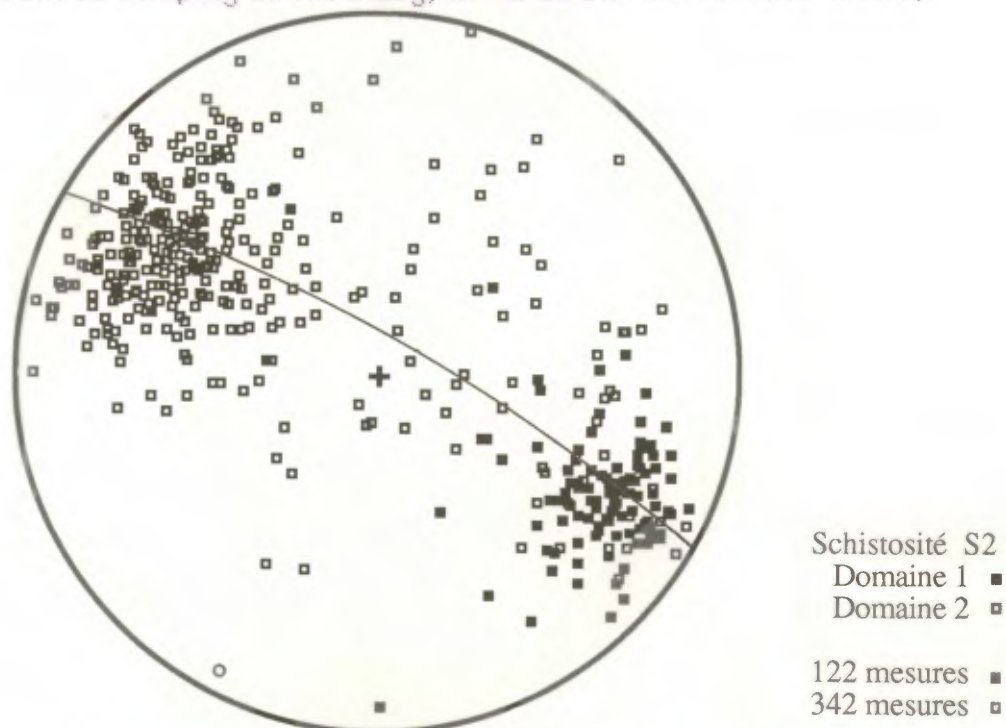


Figure 10: Canevas stéréographique montrant la concentration des $\pi S2$ dans 2 quadrants opposés, leur grande dispersion de part et d'autre du grand cercle des pôles et l'axe de plissement D^3_2 à N208 08 (Compilation des 464 mesures des domaines 1 et 2).

données pour subdiviser ce domaine. De plus, nous ne connaissons pas la relation d'âge entre les déformations relevées de part et d'autre de la BBL.

Ceci dit, la répartition des π SO définit un plan moyen à N013 83 et une dispersion sur un grand cercle autour d'un axe de plissement BN contenu sur le plan moyen de la schistosité SN à N008 80 (figure 8).

L'axe de plissement BN à N024 44 est compatible avec l'attitude moyenne des axes de plis mineurs BN à N028 50. Cette dernière valeur a toutefois été déterminée à partir de seulement quatre mesures.

Le problème de corrélation entre les schistosités situées de part et d'autre de la BBL est également mis en évidence par la répartition des π SN du domaine 3. La dispersion des π SN sur un grand cercle détermine un axe de plissement BN+1 à N091 82 qui ne correspond pas à l'attitude de β^{20-1} ou de β^{32} des domaines précédents. De plus, bien que SN soit une schistosité pénétrative dans les lithologies à grain fin ou moyen, elle est mal développée dans les lits gréseux massifs, ce qui la distingue du S2 des domaines 1 et 2 lequel est associée à la déformation intense qui affecte toutes les lithologies de la Suite de Sutton. Finalement, l'attitude du plan moyen de la schistosité SN à N008 80, associée à des plis subverticaux et fortement plongeants qui ne montrent aucun déversement pose également un problème de corrélation avec la schistosité S2 des domaines 1 et 2.

Dans l'état actuel des connaissances concernant la cinématique de la BBL, nous sommes d'avis que les schistosités développées de part et d'autre de cette ligne ne devraient pas être corrélées directement.

Conclusions

L'analyse structurale qui met en évidence les différences tectoniques

majeures entre la Suite métamorphique de Sutton, le Complexe structural de Brompton, le Complexe structural de St-Daniel et le Complexe ophiolitique d'Orford a permis de distinguer trois domaines.

À l'ouest de la BBL, les schistes de la Suite de Sutton regroupés en deux domaines ont été affectés par trois épisodes de déformations majeures D1, D2 et D3 tandis qu'à l'est de la BBL, les lithologies du CSB, du COO et du CSD qui constituent le domaine 3 enregistrent deux épisodes de déformation D1 et D2 qui ne peuvent pas être corrélées avec celles des domaines précédents. Les attitudes préférentielles des éléments structuraux de chacun de ces domaines sont reportées au tableau IV.

À l'ouest de la BBL, la déformation D1 mal préservée est connue par une schistosité sub-parallèle à S0 et ce sont les plis P2 et P3 qui contrôlent la répartition des lithologies. La plongée des plis P2 déversés vers le SE varie beaucoup, en particulier dans le domaine 2 où les axes de plis mineurs P2 sont parallèles aux linéations minérales mesurées sur S2. Par contre, les plis P3 ouverts et faiblement plongeant sont associés à une crénulation disposée en éventail de part et d'autre du plan axial des plis en chevrons P3.

La déformation du CSB, du COO et du CSD beaucoup moins intense que celle des unités qui affleurent à l'ouest de la BBL, est caractérisée par des plis droits, fortement plongeant. À l'est de la BBL, la déformation qui affecte le CSB, le COO et le CSD est probablement acadienne (Cousineau, 1988; Tremblay, 1989). Toutefois, la corrélation des déformations de part et d'autre de la BBL pose encore de nombreuses difficultés car aucun endroit connu ne permet d'établir les relations de recoupement entre les éléments structuraux associés à ces déformations.

Tableau IV: Attitudes préférentielles des éléments structuraux planaires et linéaires pour chaque domaine structural.

Domaines	S2	S3	B2 0-1	B2	Lmin	B3	B32
1	207/65	034/90	283/61	283/61	305/65	208/03	213/10
2	030/58	022/88	--- --	133/67	112/65	204/08	203/13

Domaines	SO	SN	BN	BN	BN+1
3	013/83	008/80	024/44	028/50	091/78

Les phases de déformation

Une première phase de déformation D1, que nous associons à un transport tectonique vers le NO, se manifeste par une schistosité S1 parallélisée à S0. Les failles pré-métamorphiques qui marquent plusieurs contacts lithologiques de la Suite de Sutton sont probablement reliées à cette déformation.

Une seconde phase D2 a produit la schistosité pénétrative S2, les plis isoclinaux P2 déversés vers le SE ainsi que des failles contemporaines au métamorphisme régional. Ces failles syn-métamorphiques correspondent à des zones de mylonites. La juxtaposition actuelle du Groupe d'Oak Hill et de la Suite de Sutton marquée dans la région d'Orford par un marbre chromifère et talqueux résulte d'un rétrocharriage contemporain de la déformation D2.

La déformation D3 produit de plis P3 droits, faiblement plongeant au SO et associés à un clivage de crénulation S3. À l'échelle régionale, la schistosité S3 montre une dispersion en éventail de part et d'autre de la trace axiale de l'ASE. Cette dispersion de S3 indique que le plissement P3 affecte les lithologies situées au dessus d'une faille sub-horizontale enfouie, qui grimpe le long d'une rampe pour rejoindre la surface à l'ouest de la région d'Orford.

La déformation cassante D4 a permis la mise en place de magma alcalin sous forme de dykes de lamprophyre et de syénite porphyrique. Cette déformation qui résulte de l'ouverture de l'océan Atlantique a probablement réactivée une ancienne faille subverticale très profonde, possiblement une ancienne faille transformante d'Iapétus. L'orientation E0 de cette faille nous est suggérée par la disposition linéaires des dykes

Crétacé dans un couloir étroit orienté à N100°, presque perpendiculaire au grain tectonique appalachien.

Zones de cisaillement

Toutes les lithologies de la BBL et plusieurs lithologies du CSB sont affectées par une déformation intense qui découpe les lithologies en segments lenticulaires, bordés par des failles. Ces failles affleurent très mal et par conséquent leur cinématique est méconnue.

Plusieurs zones de failles dans la BBL, le CSB et le COO sont localisées par la présence d'amas de roches ignées mafiques et ultramafiques: péridotite, pyroxénite ou gabbro. De plus, un mélange ophiolitique à matrice schisteuse marque fréquemment la base du COO.

Une analyse préliminaire d'une photo satellite de la région d'Orford (figure 11) fait ressortir plusieurs familles de linéaments qui pourraient être intégrés à une déformation en cisaillement senestre, tardive, ayant affectée tout particulièrement les unités lithologiques situées entre la BBL et le COO. Pour le moment, cette interprétation n'est pas corroborée par les données microtectoniques qui demeurent imprécises à ce sujet. Cependant, cette hypothèse de travail pourrait facilement être vérifiée par une analyse cinématique de la BBL utilisant simultanément un traitement informatique des relevés satellites disponibles et une étude microtectonique systématique au sol.

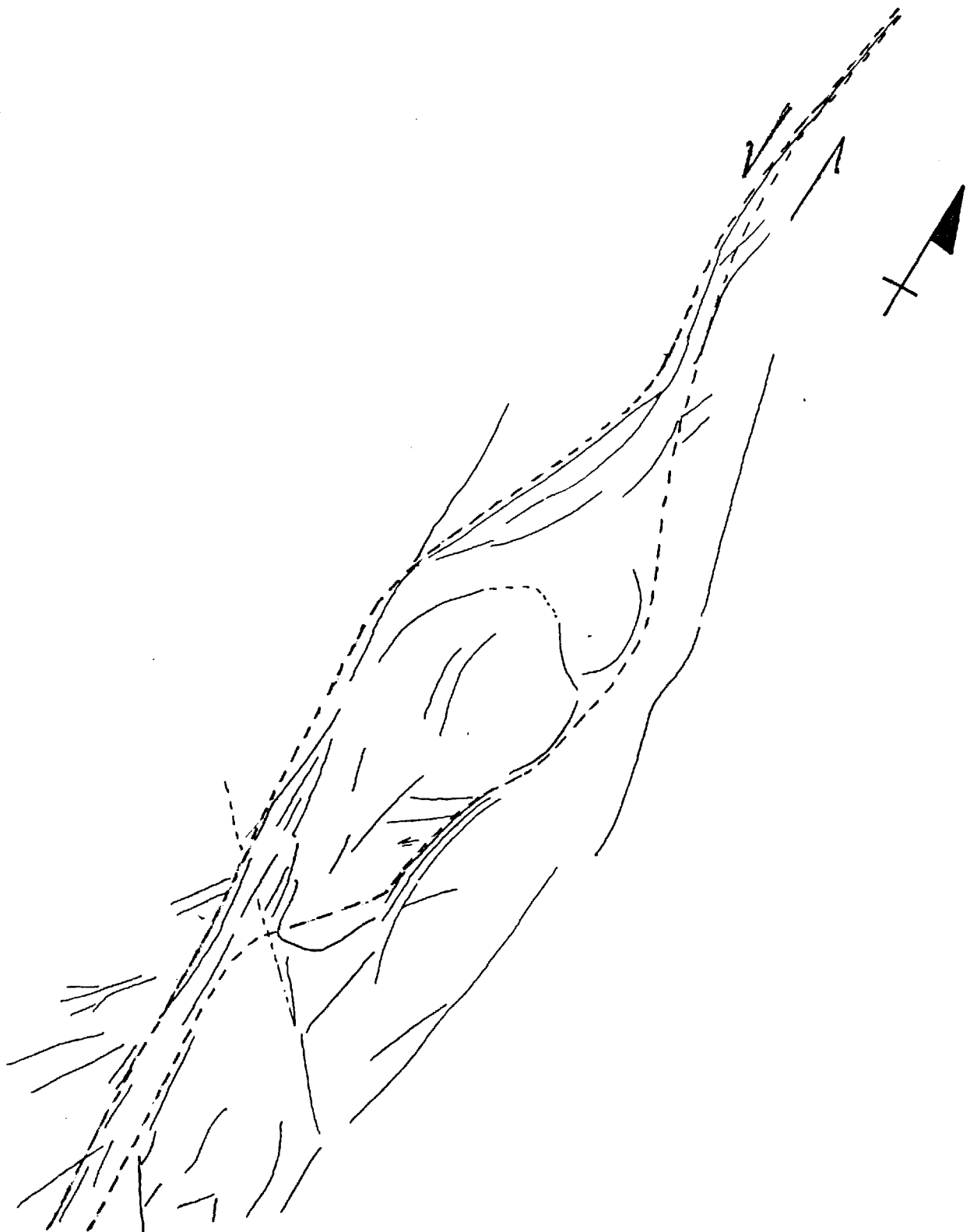


Figure 11 : Interprétation visuelle d'une photosatellite compatible avec un cisaillement senestre tardif le long de la BBL dans le secteur d'Orford. (Image Landsat TM au 1: 250 000).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Dans ce chapitre, nous décrivons les indices métallifères les plus importants répertoriés dans les fiches de gîtes minéraux de la région d'Orford, en nous basant sur les travaux détaillés disponibles (Gauthier et al., 1989; Trottier, 1987; Trottier et al., 1987). Nous décrivons également un indice d'or récemment découvert à proximité d'un dyke de lamprophyre dans un contexte nouveau pour cette région (Brassard, 1988). La liste complète des indices minéralisés du secteur cartographié est fournie en appendice (appendice 3).

Indice de l'étang O'Malley

Dans le COO, l'indice de l'étang O'Malley (fiche *31H08-105) se présente sous forme de sulfure massif et de stockwerk dans un basalte porphyrique massif et coussiné. La minéralisation en Cu, Zn, Pb et Ag a été mise en valeur à l'aide de tranchées et de puits d'exploration.

Le sulfure massif est une lentille minéralisée en pyrite massive d'environ 2 m de largeur qui englobe des bandes disséminées de pyrrhotine à grain fin contenant un peu de chalcopryrite. Il s'agit d'une minéralisation volcanique exhalative syngénétique. Le stockwerk est une minéralisation volcanique épigénétique qui se présente sous forme de veinules de pyrrhotine, ± chalcopryrite dans le basalte silicifié (Gauthier et al., 1989).

Indice Mont Chagnon sud

Situé dans le CSB près du contact avec le COO, l'indice Mont Chagnon sud (fiche *31H08-101) est une minéralisation secondaire diagénétique en Cu, Zn, Pb, Cr et Ni dans un schiste hématifère. En affleurement, il s'agit de malachite plaquée sur les plans de schistosité d'un schiste hématifère, à proximité d'un conglomérat quartzifère (Gauthier et al., 1989).

Puits Racicot

Situé dans le complexe de la BBL, le puits Racicot (fiche #31H08-100) est une minéralisation en Au, Ag, Cu, Zn, Pb et Cd qui se présente sous forme de sulfure massif dans une argilite noire coincée entre deux blocs de serpentinite. L'argilite est altérée en séricite en bordure d'un lit centimétrique de sphalérite, pyrite, pyrrothine, chalcocite et galène massive recoupé par la schistosité dominante SN (Gauthier et al., 1989).

La minéralisation affleure du côté nord de l'autoroute 10, sous le viaduc de la sortie 106 d'Eastman. Connu depuis 1912, il a fait l'objet de 35 sondages et d'un puits d'exploration aujourd'hui recouvert par l'autoroute de l'Estrie.

Mine Ives

La mine Ives (fiche #31H08-99) est située dans la même unité stratigraphique que le puits Racicot, 800 m au sud de celui-ci. La mine Ives est minéralisée en Cu, Ag et Au. La minéralisation se présente en veines de quartz porteuses de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées qui forment un stockwerk, dans un schiste à chlorite Mg d'origine volcanique (Gauthier et al., 1989).

Exploitée pour le cuivre entre 1866 et 1872 et entre 1911 et 1914, la mine Ives a fait l'objet de travaux d'exploration jusqu'en 1957.

Mine Bolton

Dans la même unité stratigraphique, la mine Bolton (fiche #31H08-95) présente une minéralisation en Cu et Ag analogue à la minéralisation de la mine Ives. Cependant, à la mine Bolton, la minéralisation dépourvue d'Au se présente non seulement sous forme de veines de quartz mais également à la jonction des coussins préservés dans le metabasalte. De plus, le contact

faillé entre le metabasalte et une serpentinite affleure très bien.

Mine Huntingdon (Quebec Copper mine)

Située dans la même unité stratigraphique que la mine Bolton, 1 km au sud de celle-ci, la mine Huntingdon (fiche #31H08-93) fut la principale exploitation minière du secteur d'Orford. Entre 1866 et 1958, elle a produit 136 000 tonnes de minerai à 4,5% Cu (Gauthier et al., 1989).

La minéralisation est un stockwerk à filonnets de quartz à chalcopryrite et pyrrhotine contenu dans une roche métavolcanique mafique coussinée et altérée. La minéralisation, qui atteint 4,5 m de largeur jusqu'à une profondeur de 480m, apparaît dans une zone de déformation intense en bordure d'un contact faillé entre une serpentinite et l'unité métavolcanique coussinée.

La signature géochimique boninitique de ces métavolcanites est similaire à la signature de la séquence volcanique inférieure du Complexe ophiolitique de Thetford Mines. Selon Trottier (1987), la minéralisation de la mine Huntingdon s'est formée au stade initial d'ouverture d'Iapétus, probablement au Cambrien. Il s'agit d'un gisement volcanogénique de type Chypre déformé, recristallisé et partiellement remobilisé durant les déformations tectoniques ultérieures reliées à sa mise en place (Trottier et al., 1987)

Minéralisation aurifère dans la Suite de Sutton

Une minéralisation aurifère (GM47795) est rapportée dans le Schiste à quartz et mica blanc de la Suite métamorphique de Sutton, au sud de l'autoroute 10, non loin de la brèche de diatrème d'Eastman. Cet indice a été découvert par forage suite à une campagne de sondage effectuée par Exploration Finneth Inc. (Brassard, 1988).

La minéralisation aurifère est contenue dans des veinules de quartz qui recoupent le Schiste à quartz et mica blanc, à proximité d'un dyke de lamprophyre Crétacé.

L'origine de l'or à cet endroit est sujet à controverse, puisque d'une part, l'or pourrait accompagner la mise en place des intrusifs Crétacé et que d'autre part, il pourrait s'agir d'une concentration secondaire d'une minéralisation préexistante. La proximité du puits Racicot (18,17g/t Au) et de la mine Ives (30 à 120 ppb Au) où la présence d'or est connue depuis longtemps, semble appuyer la seconde hypothèse.

En conclusion, le potentiel métallifère de la région d'Orford est connu depuis longtemps. Plusieurs indices métallifères sont suffisamment importants pour avoir fait l'objet d'exploitation dans le passé et les travaux de prospection récents démontrent que de nouveaux indices restent à découvrir.

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Les principales conclusions pertinentes au relevé géologique effectué dans la région d'Orford concernent les points suivants: la distinction entre les schistes métavolcaniques cartographiés dans différentes unités stratigraphiques, le problème de corrélation entre les déformations répertoriées de part et d'autre de la BBL, la distribution de nombreux dykes de lamprophyre le long d'un axe est-ouest, la découverte d'une brèche de diatrème Crétacé et l'existence de granite peralumineux non déformé, intrusif dans la serpentinite de la BBL. Nous soulignons également ici le potentiel métallifère de la région d'Orford.

Le traitement des analyses géochimiques a démontré que le schiste métavolcanique de la Suite métamorphique de Sutton diffère du metabasalte de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill avec lequel il a longtemps été confondu. Le schiste métavolcanique du Complexe de Brompton a une composition intermédiaire entre celle de la Suite métamorphique de Sutton et celle de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill. De nouvelles analyses et un traitement géochimique plus poussé seraient nécessaire pour préciser la nature des liens entre les schistes à chlorite qui apparaissent dans les différentes unités stratigraphiques de la région d'Orford.

De plus, il semble possible de reconnaître dans la Suite de Sutton d'anciens dykes cambriens mis en place durant l'ouverture d'Apétus et déformés par la suite avec les schistes métasédimentaires qu'ils recoupent. Une analyse géochimique comparative entre ces dykes déformés et les dykes cambriens non déformés qui percent à travers le socle grenvillien, notamment en Gatineau permettrait de vérifier cette

hypothèse. Nous pourrions ainsi déterminer quels schistes à chlorite Mg de la Suite de Sutton représentent vraiment d'anciens dykes déformés.

L'histoire tectonique et métamorphique de la Suite de Sutton diffère de celle des unités situées à l'est de la BBL. Dans la Suite de Sutton, la déformation D1 demeure peu documentée, la cinématique de la déformation D2 pourrait être précisée par l'étude de la recristallisation en zones abritées dans le métagrès, et la déformation D3 s'explique par un modèle structural impliquant un déplacement vers l'ouest le long d'une rampe tectonique.

La déformation D4 résulte de l'ouverture de l'océan Atlantique. Elle est documentée par la disposition linéaire des dykes Crétacé, limités à un étroit couloir de part et d'autre de l'autoroute 10. La présence de ces dykes suggère une cassure profonde orientée N100°, qui pourrait être une faille transformante d'Iapétus, réactivée en extension durant la déformation D4. La brèche de diatrème d'Eastman résulte probablement de l'explosion d'un dyke de lamprophyre au contact d'eau infiltrée le long d'un plan de faille.

Par ailleurs, les unités situées à l'est de la BBL ont connu une évolution tectonique différente de la Suite de Sutton. Par conséquent, les déformations de ces unités ne peuvent pas être corrélées comme en témoignent l'attitude différente des éléments structuraux et la variation d'intensité du métamorphisme. Une étude cinématique détaillée qui utiliserait simultanément le traitement informatisé d'image satellite et une étude microtectonique au sol pourrait permettre éventuellement de résoudre ce problème de corrélation de part et d'autre de la BBL.

Finalement, l'âge du granite aplitique peralumineux qui perce à travers la serpentinite de la BBL au nord du lac Trousters est inconnu. Seule

une datation isotopique permettrait de déterminer si la mise en place de cet intrusif peu déformé est contemporaine de celle des intrusifs dévoniens de l'Estrie-Beauce.

Les minéralisations métallifères de la région d'Orford sont connues depuis longtemps et le potentiel de cette région est tel que des travaux d'exploration sont toujours envisagés par les compagnies minières. Ainsi, jusqu'en 1958, le sulfure massif de la mine Huntingdon a été exploité dans les metabasaltes coussinés qui affleurent le long de la BBL, à l'est de la rivière Missisquoi. Récemment, suite à une campagne de sondage un nouveau type d'indice métallifère a été découvert. Il s'agit d'or visible dans une veinule de quartz de la Suite de Sutton. L'or apparaît à proximité d'un dyke de lamprophyre Crétacé, ce qui pose le problème de l'origine de la minéralisation.

RÉFÉRENCES

- AMBROSE, G.W., 1942. Preliminary map, Mansonville, Quebec, Commission Géologique du Canada, Étude 42-1.
- , 1943. Preliminary map Stanstead, Brome and Stanstead counties, Quebec, Commission Géologique du Canada, Étude 43-12.
- BRASSARD, B., 1988. Rapport géologique et rapport de sondage au diamant, Projet Bolton NTS 31H1 et 31H8, Rapport interne, Valmont, Société d'exploration minière inc. option Exploration Finneth Inc.
- CHARBONNEAU, J.M., 1980. Le front appalachien au nord immédiat de la frontière Québec-Vermont, Thèse de Ph.D, Université Laval, 192p.
- CLARK, T.H., 1934. Structure and stratigraphy of Southern Quebec, Geological Society of America Bulletin, Volume 45, p.1-20.
- , 1936. A lower Cambrian series from Southern Quebec, Royal Canadian Institute Transactions, Volume 21, Part 1, p.135-151.
- COOKE, H.C., 1952. Geology of parts of Richmond and Drummondville map-areas, Eastern Townships, Quebec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 467, 45p.
- , EAKINS, P.R., TIPHANE, M., 1962. Shefford map-area, Shefford and Brome counties, Eastern Townships of Quebec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 187, 145p.
- COLPRON, M., 1990. Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber zone, Brome lake area, Quebec, MSc.Thesis, University of Vermont, 278p.
- COUSINEAU, P., 1988. Paléogéographie et évolution tectonique d'une partie de la zone de Dunnage à l'est de la rivière Chaudière, Thèse de Ph.D, Université Laval, 270p.
- DENNIS, J.G., 1964. The Geology of the Enosburg Area, Vermont, Vermont Development Department, Bulletin 23, 56p.
- De ROMER, H.S., 1960. Geology of the Eastman-Orford lake area, Eastern Townships, Quebec, Ph.D Thesis, McGill University, 397p.
- , 1961. Structural elements in Southeastern Quebec, Northwestern Appalachians, Canada, Geologische Rundschau, Volume 51, p.268-280.
- DOWLING, W.M., 1988. Depositional environment of the lower Oak Hill Group, Southern Quebec: implications for the late Precambrian breakup of North America in the Quebec reentrant, MSc. Thesis, University of Vermont, 186 p.

- FORTIER, Y.D., 1945. Preliminary map of Orford, Eastern Townships, Quebec, Commission Géologique du Canada, Étude 45-8, 5p.
- , 1946. Geology of the Orford area, Quebec, Ph.D Thesis, Stanford University, 248p.
- GARIÉPY, C., 1978. Stratigraphie et géochimie des laves cambriennes du Groupe de Caldwell dans la région d'Etchemin, Appalaches du Québec, Thèse de MSc. Université de Montréal, 161p.
- GAUTHIER, M., AUCLAIR, M., BARDOUX, M., BLAIN, M., BOISYERT, D., BRASSARD, B., CHARTRAND, F., DARIMONT, A., DUPUIS, L., DUROCHER, M., GARIÉPY, C., GODUE, R., JÉBRAK, M., TROTTIER, J., 1989. Synthèse géologique de l'Estrée et de la Beauce, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-20, 631p.
- GLOBENSKY, Y., 1978. Région de Drummondville, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG 192, 106 p.
- HARNOIS, L., Morency, M., 1989. Geochemistry of Mount Orford ophiolite Complex, Northern Appalachians, Canada, Chemical Geology, Volume 77, p.133-147.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F., 1976. An outline of Structural Geology, John Wiley and Sons, New York, 571p.
- HUBERT, C., ST-JULIEN, P., MARTIGNOLE, J., 1977. Compilation géologique à l'aide des données aéromagnétiques, partie sud du Québec, Les Relevés Géophysiques incorporés, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 709, 65p.
- KUMARAPALI, P.S., DUNNING, G.R., PINTSON, H., SHAYER, J., 1989. Geochemistry and U-Pb zircon age of commendite metafelsites of the Tibbit Hill Formation, Quebec Appalachians, Journal Canadien des Sciences de la Terre, Volume 26, p.1374-1391.
- LAMOTHE, D., 1979. Région de Bolton-centre, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DPV 687, 14p.
- LAURENT, R., HÉBERT, R., HÉBERT, Y., 1979. Tectonic setting and petrological features of the Quebec appalachian ophiolites, in Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals, edited by J. Malpas, and R.W. Talkington, Memorial University of Newfoundland, Geology Department, Newfoundland, Report 8, p.53-77.
- LAURENT, R., TANER, M.F., BERTRAND, J., 1984. Mise en place et pétrologie du granite associé au complexe ophiolitique de Thetford Mines, Quebec, Journal Canadien des Sciences de la Terre, Volume 21, p.114-1125.

- LOGAN, W.E., 1849. Examen de la contrée du sud du St-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du lac Champlain à la rivière Chaudière, Commission Géologique du Canada, Rapport de progrès 1847-1848, p.5-916.
- MACKAY, B.R., 1921. Beauceville map-area, Quebec, Commission Géologique du Canada, Mémoire 127, 117p.
- Mc HONE, J.G., 1984. Mesozoic igneous rocks of Northern New England and adjacent Quebec: summary, description of map, and bibliography of data sources, GSA map and chart series, MC-49, 5p.
- MARQUIS, R., 1989. L'anticlinorium des monts Sutton, région de Richmond, Québec, Thèse de Ph.D, Université de Montréal, Québec, 215p.
- , 1990. Géologie de la région de Windsor, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport géologique, (sous- presse).
- MARTIN, L.M., 1983. Tectonic stratigraphy: the nature of the Bonsecours-Sweetsburg contact north of lac Trouse near Eastman, Quebec, MSc. Thesis, University of Vermont, 103p.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983. Code stratigraphique nord-américain, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DY 86-02, 58p.
- OSBERG, P.H., 1965. Structural geology of the Knowlton-Richmond area, Quebec, Geological Society of America Bulletin, Volume 76, p.223-250.
- PEARCE, J.A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Thetyan ophiolite, in A. Panayotou ed., Ophiolites, proceedings of international ophiolite symposium, Cyprus 1979, Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, p.261-272.
- PINTSON, H., KUMARAPALI, P.S., MORENCY, M., 1985. Tectonic significance of the Tibbit Hill volcanics, geochemical evidence from Richmond area, Quebec, Commission géologique du Canada, Étude 85-1A, p.123-130.
- RODRIGUE, G., 1979. Étude pétrologique des roches ophiolitiques du mont Orford, Thèse de MSc., Université Laval, 171p.
- ROSE, H., COLPRON, M., DOOLAN, B., 1990. Stratigraphic and structural correlations across the internal domain of Southern Quebec tectonic zone, GSA annual meeting 1990, Abstract # 25600.

- ST-JULIEN, P., 1963. Géologie de la région d'Orford-Sherbrooke, Québec, Thèse de Ph.D., Université Laval, 368p.
- , 1970. Geology of Disraeli area (eastern half), Frontenac, Wolfe and Megantic counties, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RP 530, 36p.
- , HUBERT, C., SKIDMORE, B., BÉLAND, J., 1972. Stratigraphie et structure des Appalaches du Québec, 24^e congrès géologique international, Montréal, Livret-guide A 56-C 56, 105p.
- , HUBERT, C., 1975. Evolution of the taconian orogen in the Quebec Appalachians, American Journal of Science, Volume 275 A, p.337-362.
- SELWYN, A.R.C., 1883. Notes on the geology of the Southeastern portion of the province of Quebec, Commission Géologique du Canada, Rapport de progrès 1880-1881-1882, Partie A, p.1-7.
- SHARPE, J.I., 1959. Stukely area, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 20, 86p.
- SKJERNAA, L., 1989. Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, Northern Sweden, Journal of Structural Geology, Volume 11, p.689-703.
- SLIVITZKY, A., ST-JULIEN, P., 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-04, 40p.
- SMITH, G.T., 1982. Bedrock geology within the Baie Verte-Brompton zone, Eastman, Quebec, MSc. Thesis, University of Vermont, 100p.
- SUPPE, J., 1987. Short course on cross section construction and balancing, University of Vermont, Department of Geology, Vermont.
- TREMBLAY, A.B., 1989. Géologie structurale et géochimie des roches volcaniques du Complexe d'Ascot, région de Sherbrooke, Québec, Thèse de Ph.D., Université Laval, 178p.
- TROTTIER, J., 1987. Synthèse métallogénique des dépôts sulfureux volcanogènes de la ceinture ophiolitique des Appalaches du Québec, région de l'Estrie, Thèse de Ph.D., École Polytechnique de Montréal, Québec, 201p.
- TROTTIER, J., GAUTHIER, M., BROWN, A.C. 1987. Geology and lithogeochemistry of the Huntingdon deposit, Cyprus-type mineralization in the ophiolite belt of the southeastern Quebec Appalachians, Economic Geology, v.82, p.1483-1504.
- VALLIÈRES, A., HUBERT, C., BROOKS, C., 1978. A slice of basement in the western margin of the appalachian orogen, Ste-Malachie, Quebec, Journal Canadien des Sciences de la Terre, Volume 15, p.1242-1249.

- WILLIAMS, H., 1978. Tectonic lithofacies map of the appalachian orogen, Memorial University of Newfoundland, Map number 1a, Scale 1:2 000 000.
- 1980. Structural telescoping across the appalachian orogen and the minimum width of the lapetus ocean, in *The continental crust and its mineral deposits*, edited by D. Strangway, Geological Association of Canada, Special Paper 20, p.421-441.
- , ST-JULIEN, P., 1982. The Baie Verte-Brompton line: early paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians, in *Major structural zones and faults of the Northern Appalachians*, edited by P. St-Julien and J. Béland, Geological Association of Canada, Special Paper 24, p.177-207.
- WINNER, P.S., 1981. Petrology of Chagnon Mountain, Quebec with implications to selected ultramafic, gabbroic and volcanic rocks near North Troy, Vermont, MSc. Thesis, University of Vermont, 266p.

Appendice 1: Résultats des analyses géochimiques pour les éléments
majeurs et les éléments traces.

Unité	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS
Lithologie	Sch. qz, ab, sr	Sch. cl, ab, ca	Sch. cl, sr, gp	Sch. cl, sr	Sch. cl, qz, gp	Sch. cl, qz, gp
Laboratoire	89-24605	89-24606	89-24609	89-24610	89-24611	89-24626
Carte	1043	1052	1060	1070	1042	1069
Affleurement	89 RM 043	89 RM 052	89 RM 060	89 RM 070	89 RM 042	89 RM 069
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	73.10	43.90	54.10	54.20	66.50	49.00
Al ₂ O ₃	12.90	15.50	24.60	6.86	15.60	16.70
Fe ₂ O ₃	5.41	12.70	8.15	19.50	4.79	11.30
MgO	1.32	5.53	1.11	0.90	0.56	2.27
CaO	0.14	11.90	0.21	1.36	0.30	2.49
Na ₂ O	1.32	2.22	0.77	0.70	1.22	0.28
K ₂ O	1.87	0.06	5.59	1.29	3.28	3.34
TiO ₂	0.49	1.36	0.97	0.41	0.95	0.54
MnO	0.09	0.18	0.06	0.11	--	0.18
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.17	0.09	0.22	0.13
PAF	2.48	5.31	4.01	12.90	5.40	13.10
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	249	12	865	229	426	428
Be	--	--	1	--	1	2
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	30	4	53	25	34	67
Co	12	44	21	43	60	48
Cu	8	195	125	96	41	107
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	16	5	31	17	24	48
Li	50	79	71	21	22	56
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	17	116	84	132	72	141
Pb	--	--	21	189	78	73
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	11	46	16	8	18	18
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	56	306	114	30	112	94
Zn	83	88	148	55	24	107
Ga	15	14	32	13	26	28
Nb	10	5	11	5	13	9
Rb	76	6	200	61	160	150
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	84	180	230	130	130	240
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	9	--	10	--	4	10
Y	17	32	34	16	21	23
Zr	81	77	98	180	150	150

As	4	--	0.026%	93	99
Au	11ppb	--	98 ppb	6 ppb	--
Br	--	--	--	--	--
Cs	3	2	1	6	3
Sb	--	0.9	2.2	1	0.9
Se	0.002%	--	--	--	--
Tl	--	--	--	--	--
Tm	3	2	5	--	3
U	1.2	0.3	1.3	1.9	1.2
W	--	--	1	2	1
Cr		301	--	--	--

Unité	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS
Lithologie	Dolomie	Sch. gp	Sch. cl, ep.	Dolomie	Sch. cl, ab	Sch. cl, qz, sr
Laboratoire	89-24627	89-24628	89-24629	89-24630	89-24631	89-24632
Carte	1086	1052	3118	3251	3330	1008
Affleurement	89 RM 086	89 HR 101	89 HR 118	89 HR 251	89 HR 330	89 RM 008
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	34.90	41.00	41.60	9.85	35.80	16.80
Al ₂ O ₃	18.80	12.70	12.60	2.93	16.90	4.56
Fe ₂ O ₃	17.60	9.94	12.70	4.38	19.70	1.92
MgO	8.57	4.96	6.87	15.50	7.70	0.93
CaO	10.30	17.20	12.30	25.50	6.48	39.80
Na ₂ O	--	1.62	2.28	0.04	1.87	0.36
K ₂ O	--	0.03	0.97	0.86	0.01	0.99
TiO ₂	2.29	1.05	1.05	0.05	2.64	0.16
MnO	0.27	0.18	0.25	0.15	0.14	0.05
P ₂ O ₅	0.22	0.09	0.08	0.19	0.30	0.12
PAF	5.83	10.40	8.29	39.30	7.26	32.80
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	9	10	78	132	9	305
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	2	--	--
Ce	28	5	--	--	42	10
Co	65	38	42	24	98	4
Cu	61	92	168	7	439	9
Dy	--	--	--	--	--	1
Eu	--	--	--	--	--	--
La	13	3	3	3	25	10
Li	194	79	77	6	95	20
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	162	118	79	169	587	13
Pb	25	--	--	--	--	--
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	48	29	38	10	64	5
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	350	262	336	32	319	25
Zn	168	61	106	72	127	12
Ga	27	15	16	5	28	7
Nb	12	3	4	--	26	--
Rb	--	3	73	30	--	43
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	660	350	230	0.10%	270	0.20%
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	--	--	--	--	--	--
Y	28	23	29	10	27	10
Zr	140	72	73	35	170	68

67

As
Au
Br
Cs
Sb
Se
Tl
Tm
U
W
Ag
Cr

2
--
--
3
--
--
--
3
0.6
--
--

Unité	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS
Lithologie	Sch. ca, sr, fu	Dolomie	Sch. cl, ep	Sch. cl	Sch. ab, cl, sr	Sch. cl
Laboratoire	89-24633	89-24634	89-24635	89-24637	89-24642	89-24648
Carte	1052	1052	1055	1088	1063	1086
Affleurement	89 RM 052	89 RM 052	89 RM 055	89 RM 088	89 RM 063	89 HR 086
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	57.40	30.50	44.20	40.40	61.90	34.70
Al ₂ O ₃	13.30	12.80	13.20	13.90	19.20	19.30
Fe ₂ O ₃	8.09	9.66	9.31	12.90	8.14	17.30
MgO	4.13	5.00	4.52	7.34	1.35	8.22
CaO	1.13	14.20	15.40	10.10	0.17	11.00
Na ₂ O	0.85	1.14	3.14	1.91	0.73	--
K ₂ O	2.97	1.81	0.02	--	3.73	--
TiO ₂	0.72	1.07	1.41	1.51	1.00	2.49
MnO	0.11	0.17	0.16	0.17	0.05	0.26
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.21	0.12	0.14	0.20
PAF	10.20	22.90	7.14	10.80	3.40	5.56
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	635	151	27	5	727	13
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	3	--	--	--	--	--
Ce	41	--	16	9	43	30
Co	36	38	32	47	19	66
Cu	47	69	79	74	72	125
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	25	2	10	3	22	16
Li	31	45	11	104	68	194
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	417	105	140	210	52	155
Pb	-	--	--	--	12	20
Pr	-	--	--	--	--	--
Sc	13	38	22	44	12	50
Sm	--	--	-	--	--	--
Y	112	263	233	323	82	362
Zn	109	72	62	101	112	173
Ga	24	18	16	16	24	29
Nb	12	3	12	5	15	11
Rb	100	89	--	3	130	--
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	85	330	290	220	180	690
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	8	--	--	--	10	--
Y	25	27	28	37	31	28
Zr	210	71	130	100	300	140

As	0.047%	71	--	--	--	2
Au	9ppb	6ppb	6 ppb	6ppb	--	6ppb
Br	--	--	--	--	--	--
Cs	5	4	1	1	3	1
Sb	10	5.2	0.4	--	--	1.3
Se	0.002%	--	--	--	--	--
Tl	--	--	--	--	--	--
Tm	--	2	3	5	3	4
U	2.4	--	0.2	--	2.5	0.3
W	7	4	--	1	--	--
Cr	550	292	295	366		242

Unité	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS
Lithologie	Sch. cl	Sch. cl	Dolomie	Sch. ta, ca	Sch. cl	Mylonite
Laboratoire	89-24649	89-24651	89-24652	89-24653	89-24656	89-24657
Carte	3111	3151	1053	3269	3284	3286
Affleurement	89 HR 111	89 HR 151	89 HR AR101	89 HR 269	89 HR 284	89 HR 286
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	39.60	47.00	30.70	33.20	48.40	54.60
Al ₂ O ₃	11.60	13.80	11.40	0.30	15.50	21.10
Fe ₂ O ₃	13.70	11.50	9.31	4.72	8.99	7.76
MgO	5.71	7.81	5.25	36.70	7.41	2.65
CaO	14.70	9.65	15.00	0.18	12.20	2.32
Na ₂ O	0.83	2.72	1.53	--	2.82	0.13
K ₂ O	--	0.03	1.63	--	0.57	5.16
TiO ₂	1.44	1.05	0.98	--	1.36	1.00
MnO	0.23	0.17	0.17	0.06	0.16	0.16
P ₂ O ₅	0.13	0.08	0.08	--	0.13	0.13
PAF	11.20	5.55	23.40	25.20	2.48	4.60
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	2	22	142	7	160	0.13%
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	9	4	3	--	30	99
Co	42	45	35	97	46	27
Cu	137	115	90	32	34	48
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	5	3	2	2	18	23
Li	45	65	22	--	10	53
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	31	34
Ni	58	131	98	0.22%	190	104
Pb	--	--	--	--	21	37
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	40	43	31	4	36	21
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	388	282	215	--	210	112
Zn	113	94	67	34	83	160
Ga	17	11	14	--	15	24
Nb	3	4	4	3	20	18
Rb	--	--	79	--	16	180
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	850	180	390	8	260	82
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	10	--	--	--	--	--
Th	--	--	--	--	--	16
Y	34	24	23	--	27	35
Zr	110	61	68	14	110	180

						71
As	--	--	0.011%	32	3	12
Au	--	7ppb	7ppb	--	--	--
Br	--	--	--	--	--	--
Cs	--	2	4	--	--	6
Sb	0.7	0.3	14	3.9	0.8	0.4
Se	--	--	--	--	--	--
Tl	--	--	--	--	--	--
Tm	5	3	3	--	0.3	3
U	0.4	--	--	--	--	--
W	--	--	8	--	--	--
Ag						
Cr	63	322	262		315	82

Unité	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS
Lithologie	Sch. cl, ab, gp	Sch. noir	Wacke	Sch. cl	Sch. cl, ep	Sch. cl, ep, ab
Laboratoire	89-24658	89-24659	89-24660	89-24661	89-24662	89-24663
Carte	3287	3292	3294	3380	3381	3384
Affleurement	89 HR 287	89 HR 292	89 HR 294	89 HR 380	89 HR 381	89 HR 384
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	49.60	52.00	66.50	38.10	44.70	40.70
Al ₂ O ₃	24.10	23.50	15.50	11.10	12.60	13.00
Fe ₂ O ₃	7.54	9.38	6.59	8.72	10.40	11.10
MgO	3.00	2.06	1.38	5.19	5.78	5.89
CaO	0.64	0.20	0.69	19.30	14.80	16.10
Na ₂ O	0.92	0.22	2.28	2.90	1.81	2.06
K ₂ O	7.64	6.28	2.83	0.04	0.06	0.48
TiO ₂	1.44	0.95	0.75	0.91	1.11	1.13
MnO	0.20	0.11	0.18	0.16	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.36	0.19	0.12	0.07	0.11	0.10
PAF	4.32	4.73	2.82	12.80	8.28	8.51
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	0.22%	0.12%	647	39	25	95
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	91	159	102	7	12	9
Co	18	27	15	37	46	45
Cu	32	47	34	75	101	107
Dy	--	4	6	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	31	16	87	4	4	4
Li	87	26	32	40	20	18
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	38	--	75	--	--	28
Ni	45	58	45	94	114	107
Pb	47	46	48	--	--	--
Pr	--	--	15	--	--	--
Sc	26	19	17	35	41	41
Sm	--	--	12	--	--	--
Y	137	97	78	247	290	305
Zn	130	148	117	80	84	86
Ga	36	27	23	14	14	12
Nb	21	18	15	5	6	6
Rb	220	190	100	3	4	29
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	75	77	180	190	160	140
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	15	13	9	--	--	--
Y	48	41	56	24	25	25
Zr	320	290	200	68	69	77

73

As	17	3	2	--	--	1
Au	--	--	--	8	--	--
br	--	--	--	--	--	--
Cs	8	4	4	--	--	5
Sb	0.5	0.3	0.7	0.5	0.5	0.6
Se	--	--	--	--	--	--
Tl	--	--	--	3	--	2
Tm	--	--	1.9	--	--	--
U	3.7	3.3	--	--	--	-
W	1	--				
Cr				282	275	256

Unité	BBL	BBL	BBL	BBL	BBL	CSB
Lithologie	Serpentinite	Granite	Granite	Granite	Granite	Sch. qz, sr, cl
Laboratoire	89-24622	89-24638	89-24639	84-24640	89-24641	89-24617
Carte	2128	1141	1141	1141	1141	2019
Affleurement	89 YL 128	89 RM 141	89 RM 141	89 RM 141	89 RM 141	89 YL 019
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	57.60	66.00	70.50	74.60	72.10	62.30
Al ₂ O ₃	18.70	16.00	14.70	13.80	14.30	17.20
Fe ₂ O ₃	8.49	5.90	4.64	1.58	2.43	6.08
MgO	3.11	1.40	1.57	0.56	1.30	3.55
CaO	0.37	0.91	0.40	0.56	0.87	0.76
Na ₂ O	3.21	1.65	2.36	3.88	2.86	0.58
K ₂ O	3.12	4.00	2.97	2.53	3.92	3.58
TiO ₂	0.85	0.86	0.76	0.33	0.37	0.84
MnO	0.20	0.11	0.08	0.02	0.06	0.17
P ₂ O ₅	0.08	0.13	0.12	0.12	0.12	0.25
PAF	3.38	2.67	2.48	1.41	1.65	4.09
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	552	914	596	411	726	647
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	70	66	45	28	31	62
Co	21	15	13	3	5	12
Cu	75	41	30	13	10	380
Dy	--	--	--	1	--	1
Eu	--	--	--	--	--	--
La	44	42	22	16	17	46
Li	49	30	31	13	22	98
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	62	42	36	8	43	37
Pb	18	28	17	18	27	166
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	23	13	11	5	6	19
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	102	79	70	22	27	149
Zn	120	101	82	26	41	85
Ga	26	21	18	15	14	21
Nb	17	13	13	13	12	15
Rb	120	120	93	94	130	100
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	48	120	91	93	150	55
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	18	8	9	11	11	13
Y	35	27	22	29	28	50
Zr	170	260	250	170	170	140

As	--	--	--	--
Au	--	--	--	--
Br	--	--	--	--
Cs	2	--	1	2
Sb	0.1	--	0.2	0.1
Se	0.002%	0.001%	--	--
Tl	--	--	--	--
Tm	3	3	--	4
U	1.9	1.4	2.6	1.7
W	--	--	--	--

Unité	COO	COO	COO	COO	COO	CSB
Lithologie	Gabbro	Basalte	Basalte	Trondjemite	Trondjemite	Basalte
Laboratoire	89-24604	89-24624	89-24645	89-24646	89-24647	89-24601
Carte	1037	2140	2140	2301	2388	1031
Affleurement	89 RM 037	89 YL 140	89 YL 140	89 YL 301	89 YL 388	89 RM 031
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	43.70	38.80	41.50	71.90	70.60	46.60
Al ₂ O ₃	19.50	12.10	13.20	10.20	13.60	15.80
Fe ₂ O ₃	12.20	11.20	10.60	9.00	4.15	9.32
MgO	7.07	10.40	9.88	1.86	0.97	5.16
CaO	12.20	10.80	10.80	0.20	4.71	11.70
Na ₂ O	1.28	1.60	3.38	2.68	3.48	4.02
K ₂ O	0.52	2.13	1.67	0.20	0.27	0.03
TiO ₂	0.28	2.98	2.22	0.44	0.21	1.41
MnO	0.18	0.17	0.20	0.27	0.07	0.14
P ₂ O ₅	--	0.63	0.67	0.07	0.07	0.18
PAF	3.19	7.56	4.67	2.48	1.46	4.37
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	71	730	682	72	38	31
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	--	83	81	68	6	12
Co	44	37	39	19	8	34
Cu	119	73	68	33	17	83
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	--	57	51	35	--	8
Li	6	15	16	44	2	7
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	17	98	248	31	5	111
Pb	--	--	--	32	--	--
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	47	26	19	14	11	28
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	588	258	220	39	62	249
Zn	56	76	102	70	75	74
Ga	15	14	18	13	11	18
Nb	--	57	64	8	4	11
Rb	11	41	51	9	10	--
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	230	920	0.10%	19	72	250
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	--	--	--	5	--	--
Y	--	21	28	19	10	24
Zr	16	230	260	95	31	110

As	--	--	2	--	--
Au	7ppb	--	--	--	--
Br	--	--	--	--	--
Cs	--	7	2	--	--
Sb	--	0.1	0.2	--	0.3
Se	--	--	--	--	--
Tl	--	--	--	--	--
Tm	--	3	3	3	--
U	--	1.5	1	--	--
W	1	--	2	--	--
Cr		842			275

Unité Lithologie Laboratoire Carte Affleurement	CSB Ardoise 89-24618 2023 89 YL 023	CSB Grès 89-24619 2031 89 YL 031	CSB Argile 89-24620 2099 89 YL 099	CSB Tuf cl 89-24621 2059 89 YL 059	CSB Grès 89-24636 1057 89 RM 057	CSB Tuf cl 89-24643 2035 89 YL 035
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	62.30	79.90	79.40	46.40	61.00	48.20
Al ₂ O ₃	15.90	9.66	10.90	15.40	20.50	14.30
Fe ₂ O ₃	7.11	2.94	1.21	10.80	2.13	10.90
MgO	3.43	0.66	0.42	5.91	0.33	5.18
CaO	0.04	0.19	--	11.10	1.13	12.70
Na ₂ O	1.26	1.52	0.07	3.39	5.70	2.67
K ₂ O	3.03	1.86	2.77	0.03	4.50	0.05
TiO ₂	0.75	0.53	0.65	1.68	0.39	1.37
MnO	0.11	0.07	0.04	0.15	0.14	0.18
P ₂ O ₅	0.09	0.04	0.03	0.25	0.04	0.13
PAF	5.11	2.48	4.54	4.13	3.55	2.79
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	423	502	26	320	0.14%	20
Be	--	--	--	--	2	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	41	32	21	14	70	9
Co	--	7	45	9	--	40
Cu	36	23	80	20	6	89
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	29	21	13	6	46	4
Li	61	16	26	21	30	10
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	46	22	172	8	--	124
Pb	--	43	--	13	34	--
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	15	5	37	18	--	33
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	175	44	258	73	11	291
Zn	105	238	74	12	95	82
Ga	22	12	19	18	23	17
Nb	13	10	15	11	110	7
Rb	110	54	--	110	150	4
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	28	53	290	24	630	170
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	10	9	--	7	12	--
Y	25	17	32	27	26	32
Zr	130	310	150	160	500	99

As	21	--
Au	--	8 ppb
Br	--	--
Cs	3	--
Sb	0.4	0.3
Se	0.002%	--
Tl	--	--
Tm	4	3
U	1.3	--
W	2	--
Cr		257

Unité	CSB	Dyke	Diatrème	Diatrème	Diatrème	Diatrème
Lithologie	Sch. sr	Lamprophyre	Brèche mag	Brèche rouge	Brèche beige	Brèche noire
Laboratoire	89-24644	89-24603	89-24612	89-24613	89-24614	89-24615
Carte	2130	1035	1069	1069	1068	1068
Affleurement	89 YL 130	89 RM 035	89 RM 069	89 RM 069	89 RM 068	89 RM 068
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	59.90	47.30	40.80	53.00	44.10	69.90
Al ₂ O ₃	20.60	12.90	13.30	13.90	27.00	2.34
Fe ₂ O ₃	2.94	13.90	12.50	8.19	7.85	1.25
MgO	0.35	5.59	8.21	3.78	1.86	4.43
CaO	1.61	8.46	12.60	4.96	0.33	7.62
Na ₂ O	5.53	4.10	2.85	1.65	0.34	0.79
K ₂ O	4.12	1.73	0.68	2.32	8.22	0.30
TiO ₂	0.42	2.25	3.36	1.94	1.17	0.06
MnO	0.18	0.21	0.20	0.13	0.07	0.18
P ₂ O ₅	0.07	0.25	0.86	0.43	0.20	0.01
PAF	4.08	1.83	3.40	9.00	8.33	11.90
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	609	77	618	580	0.18%	150
Be	1	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	102	14	121	89	54	5
Co	--	36	41	42	19	--
Cu	9	94	118	62	68	9
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	75	7	72	54	29	6
Li	39	8	18	22	23	6
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	--	32	163	88	65	12
Pb	30	--	--	--	25	--
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	--	33	25	11	18	3
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	13	423	289	153	111	26
Zn	93	94	110	162	132	21
Ga	22	22	21	20	40	--
Nb	110	6	75	52	17	3
Rb	150	24	9	78	240	13
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	860	100	0.13%	490	120	130
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	13	--	--	4	13	--
Y	27	44	28	28	37	22
Zr	570	170	360	320	240	34

As	18	--
Au	--	--
Br	--	--
Cs	2	4
Sb	0.6	--
Se	--	--
Tl	--	--
Tm	--	4
U	0.9	0.4
W	2	--
Cr		52

Unité	Dyke	Dyke	Tibbit Hill	Tibbit Hill
Lithologie	Syénite	Lamprophyre	Sch. cl, ep	Sch. cl, ep
Laboratoire	89-24623	89-24654	89-24602	89-24616
Carte	2134.00	3277.00	1006.00	1001.00
Affleurement	89 YL 134	89 HR 277	89 RM 006	89 RM 001
	%	%	%	%
SiO ₂	67.80	43.50	42.20	43.00
Al ₂ O ₃	17.50	1.42	14.00	16.20
Fe ₂ O ₃	2.81	8.61	11.40	12.20
MgO	0.26	35.20	10.90	9.38
CaO	0.21	--	6.91	9.23
Na ₂ O	2.98	--	2.06	0.91
K ₂ O	3.85	0.01	--	--
TiO ₂	0.37	--	2.00	2.35
MnO	0.06	0.10	0.25	0.24
P ₂ O ₅	0.08	--	0.28	0.35
PAF	4.44	11.00	8.59	5.13
	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	323	12	7	25
Be	2	--	--	--
Cd	--	--	--	--
Ce	125	--	29	34
Co	--	134	49	53
Cu	9	15	15	52
Dy	2	--	--	--
Eu	--	--	--	--
La	61	--	19	19
Li	58	--	43	12
Mo	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--
Ni	5	0.26%	103	230
Pb	36	--	--	--
Pr	--	--	--	--
Sc	2	12	30	33
Sm	--	--	--	--
Y	9	33	211	278
Zn	71	66	239	113
Ga	24	--	19	22
Nb	110	3	17	19
Rb	130	3	--	--
Sn	--	--	--	--
Sr	440	--	410	610
Ta	6	--	--	--
Te	--	--	--	--
Th	20	3	--	--
Y	30	--	23	24
Zr	540	14	140	150

As	9	2
Au	--	--
Br	--	--
Cs	--	1
Sb	0.6	0.8
Se	--	--
Tl		--
Tm		2
U	--	0.5
W	--	--
Cr		393

**Appendice 2: Traitement des analyses géochimiques pour les schistes
métavolcaniques des différentes unités stratigraphiques.**

Unité	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS
Lithologie	Sch. cl, ab, ca	Sch. cl, ep.	Sch. cl, ep	Sch. cl	Sch. cl	Sch. cl
Laboratoire	89-24606	89-24629	89-24635	89-24637	89-24649	89-24651
Affleurement	89 RM 052	89 HR 118	89 RM 055	89 RM 088	89 HR 111	89 HR 151
	%	%	%	%	%	%
SiO₂	43.90	41.60	44.20	40.40	39.60	47.00
Al₂O₃	15.50	12.60	13.20	13.90	11.60	13.80
Fe₂O₃	12.70	12.70	9.31	12.90	13.70	11.50
MgO	5.53	6.87	4.52	7.34	5.71	7.81
CaO	11.90	12.30	15.40	10.10	14.70	9.65
Na₂O	2.22	2.28	3.14	1.91	0.83	2.72
K₂O	0.06	0.97	0.02	--	--	0.03
TiO₂	1.36	1.05	1.41	1.51	1.44	1.05
MnO	0.18	0.25	0.16	0.17	0.23	0.17
P₂O₅	0.10	0.08	0.21	0.12	0.13	0.08
PAF	5.31	8.29	7.14	10.80	11.20	5.55
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	12	78	27	5	2	22
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	4	--	16	9	9	4
Co	44	42	32	47	42	45
Cu	195	168	79	74	137	115
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	5	3	10	3	5	3
Li	79	77	11	104	45	65
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	--
Ni	116	79	140	210	58	131
Pb	--	--	--	--	--	--
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	46	38	22	44	40	43
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	306	336	233	323	388	282
Zn	88	106	62	101	113	94
Ga	14	16	16	16	17	11
Nb	5	4	12	5	3	4
Rb	6	73	--	3	--	--
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	180	230	290	220	850	180
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	10	--
Th	--	--	--	--	--	--
Y	32	29	28	37	34	24
Zr	77	73	130	100	110	61
As	--	--	--	--	--	--

Au	--		6 ppb	6ppb	--	7ppb
Br	--		--	--	--	--
Cs	2		1	1	--	2
Sb	0.9		0.4	--	0.7	0.3
Se	--		--	--	--	--
Tl	--		--	--	--	--
Tm	2		3	5	5	3
U	0.3		0.2	--	0.4	--
W	--		--	1	--	--
Cr	301		295	366	63	322
Ti	8153	6295	8453	9052	8633	6295
Zr	77	73	130	100	110	61
Ti/Y	255	217	302	245	254	262
Nb/Y	0.16	0.14	0.43	0.14	0.09	0.17
Zr/Y	2.41	2.52	4.64	2.70	3.24	2.54
Zr	77	73	130	100	110	61
Ti/100	82	63	85	91	86	63
Zr	77	73	130	100	110	61
Y*3	96	87	84	111	102	72

Unité	SMS	SMS	SMS	SMS	Tibbit Hill	Tibbit Hill
Lithologie	Sch. cl	Sch. cl	Sch. cl, ep	Sch. cl, ep, ab	Sch. cl, ep	Sch. cl, ep
Laboratoire	89-24656	89-24661	89-24662	89-24663	89-24602	89-24616
Affleurement	89 HR 284	89 HR 380	89 HR 381	89 HR 384	89 RM 006	89 RM 001
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	48.40	38.10	44.70	40.70	42.20	43.00
Al ₂ O ₃	15.50	11.10	12.60	13.00	14.00	16.20
Fe ₂ O ₃	8.99	8.72	10.40	11.10	11.40	12.20
MgO	7.41	5.19	5.78	5.89	10.90	9.38
CaO	12.20	19.30	14.80	16.10	6.91	9.23
Na ₂ O	2.82	2.90	1.81	2.06	2.06	0.91
K ₂ O	0.57	0.04	0.06	0.48	--	--
TiO ₂	1.36	0.91	1.11	1.13	2.00	2.35
MnO	0.16	0.16	0.17	0.17	0.25	0.24
P ₂ O ₅	0.13	0.07	0.11	0.10	0.28	0.35
PAF	2.48	12.80	8.28	8.51	8.59	5.13
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	160	39	25	95	7	25
Be	--	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--	--
Ce	30	7	12	9	29	34
Co	46	37	46	45	49	53
Cu	34	75	101	107	15	52
Dy	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--	--
La	18	4	4	4	19	19
Li	10	40	20	18	43	12
Mo	--	--	--	--	--	--
Nd	31	--	--	28	--	--
Ni	190	94	114	107	103	230
Pb	21	--	--	--	--	--
Pr	--	--	--	--	--	--
Sc	36	35	41	41	30	33
Sm	--	--	--	--	--	--
Y	210	247	290	305	211	278
Zn	83	80	84	86	239	113
Ga	15	14	14	12	19	22
Nb	20	5	6	6	17	19
Rb	16	3	4	29	--	--
Sn	--	--	--	--	--	--
Sr	260	190	160	140	410	610
Ta	--	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--	--
Th	--	--	--	--	--	--
Y	27	24	25	25	23	24
Zr	110	68	69	77	140	150
As	3	--	--	1	2	

Au		--	8	--	--	--	
Br		--	--	--	--	--	
Cs		--	--	--	5	1	
Sb		0.8	0.5	0.5	0.6	0.8	
Se		--	--	--	--	--	
Tl		--	3	--	2	--	
Tm		0.3	--	--	--	2	
U		--	--	--	-	0.5	
W						--	
Cr		315	282	275	256	393	
Ti		8153	5455	6654	6774	11990	14088
Zr		110	68	69	77	140	150
Ti/Y		302	227	266	271	521	587
Nb/Y		0.74	0.21	0.24	0.24	0.74	0.79
Zr/Y		4.07	2.83	2.76	3.08	6.09	6.25
Zr		110	68	69	77	140	150
Ti/100		82	55	67	68	120	141
Zr		110	68	69	77	140	150
Y*3		81	72	75	75	69	72

Unité Lithologie Laboratoire Affleurement	COO Basalte 89-24624 89 YL 140	COO Basalte 89-24645 89 YL 140	CSB Basalte 89-24601 89 RM 031	CSB Tuf cl 89-24621 89 YL 059	CSB Tuf cl 89-24643 89 YL 035
	%	%	%	%	%
SiO ₂	38.80	41.50	46.60	46.40	48.20
Al ₂ O ₃	12.10	13.20	15.80	15.40	14.30
Fe ₂ O ₃	11.20	10.60	9.32	10.80	10.90
MgO	10.40	9.88	5.16	5.91	5.18
CaO	10.80	10.80	11.70	11.10	12.70
Na ₂ O	1.60	3.38	4.02	3.39	2.67
K ₂ O	2.13	1.67	0.03	0.03	0.05
TiO ₂	2.98	2.22	1.41	1.68	1.37
MnO	0.17	0.20	0.14	0.15	0.18
P ₂ O ₅	0.63	0.67	0.18	0.25	0.13
PAF	7.56	4.67	4.37	4.13	2.79
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Ba	730	682	31	320	20
Be	--	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--	--
Ce	83	81	12	14	9
Co	37	39	34	9	40
Cu	73	68	83	20	89
Dy	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	--	--
La	57	51	8	6	4
Li	15	16	7	21	10
Mo	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--
Ni	98	248	111	8	124
Pb	--	--	--	13	--
Pr	--	--	--	--	--
Sc	26	19	28	18	33
Sm	--	--	--	--	--
Y	258	220	249	73	291
Zn	76	102	74	12	82
Ga	14	18	18	18	17
Nb	57	64	11	11	7
Rb	41	51	--	110	4
Sn	--	--	--	--	--
Sr	920	0.10%	250	24	170
Ta	--	--	--	--	--
Te	--	--	--	--	--
Th	--	--	--	7	--
Y	21	28	24	27	32
Zr	230	260	110	160	99
As		--	--		--

Au		--	--		8 ppb
Br		--	--		--
Cs		7	--		--
Sb		0.1	0.3		0.3
Se		--	--		--
Tl		--	--		--
Tm		3	--		3
U		1.5	--		--
W		--	--		--
Cr		842	275		257
Ti	17865	13309	8453	10072	8213
Zr	230	260	110	160	99
Ti/Y	851	475	352	373	257
Nb/Y	2.71	2.29	0.46	0.41	0.22
Zr/Y	10.95	9.29	4.58	5.93	3.09
Zr	230	260	110	160	99
Ti/100	179	133	85	101	82
Zr	230	260	110	160	99
Y*3	63	84	72	81	96

Appendice 3: Liste des indices minéralisés.

No.Fiche	Cantons	Nom	Substance principale
31H/08-072	Brome	Lac Brome	Cu
31H/08-073	Bolton	West Bolton	Cu
31H/08-074	Bolton	Brill	Cu
31H/08-075	Bolton	Brill-nord	Talc
31H/08-076	Stukely	Grand Trunk	Cu, Ag
31H/08-077	Stukely	Waterloo	Marbre
31H/08-078	Bolton	Eastmain-ouest	Cu
31H/08-079	Bolton	St-Étienne de Bolton	Talc
31H/08-080	Bolton	St-Étienne de Bolton-nord	Py, Cu
31H/08-081	Bolton	Brill-est	Fe
31H/08-082	Bolton	Eastray-Station	Cu
31H/08-083	Bolton	Bolton Y-5	Fe
31H/08-084	Bolton	Étang Libby-sud	Fe
31H/08-085	Bolton	Mine de stéatite d'Eastray	Talc
31H/08-086	Bolton	Mine Williams-Rondeau	CS
31H/08-087	Bolton	Foster Mountain	Cu
31H/08-088	Bolton	Rivière Missisquoi-nord	Py
31H/08-089	Bolton	Eastray-Station-sud	Cu
31H/08-090	Bolton	Bolton VIII-6	CS
31H/08-091	Bolton	Route 245-ouest	CS
31H/08-092	Bolton	Eastman-sud	CS
31H/08-093	Bolton	Mine Huntingdon	Cu
31H/08-094	Bolton	Lac Bonne Allée	CS
31H/08-095	Bolton	Canfield	Cu, Ag
31H/08-096	Bolton	Ferrier	Cu
31H/08-097	Bolton	Carte 1228	CS
31H/08-098	Stukely	Lac d'Argent	Cu
31H/08-099	Bolton	Mine Yves	Cu
31H/08-100	Bolton	Puits Racicot	Cu, Zn, Ag, Au
31H/08-101	Bolton	Mont Chagnon-sud	Py, Fe
31H/08-102	Bolton	Mont Chagnon-ouest	Py, Po
31H/08-103	Bolton	Lac Orford-ouest	CS
31H/08-104	Bolton	Lac Orford-nord	CS
31H/08-105	Bolton	Étang O'Malley	Po, Py
31H/08-109	Bolton	Eastman-SSO	Talc