

ET 90-02

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE SHERBROOKE (ESTRIE)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

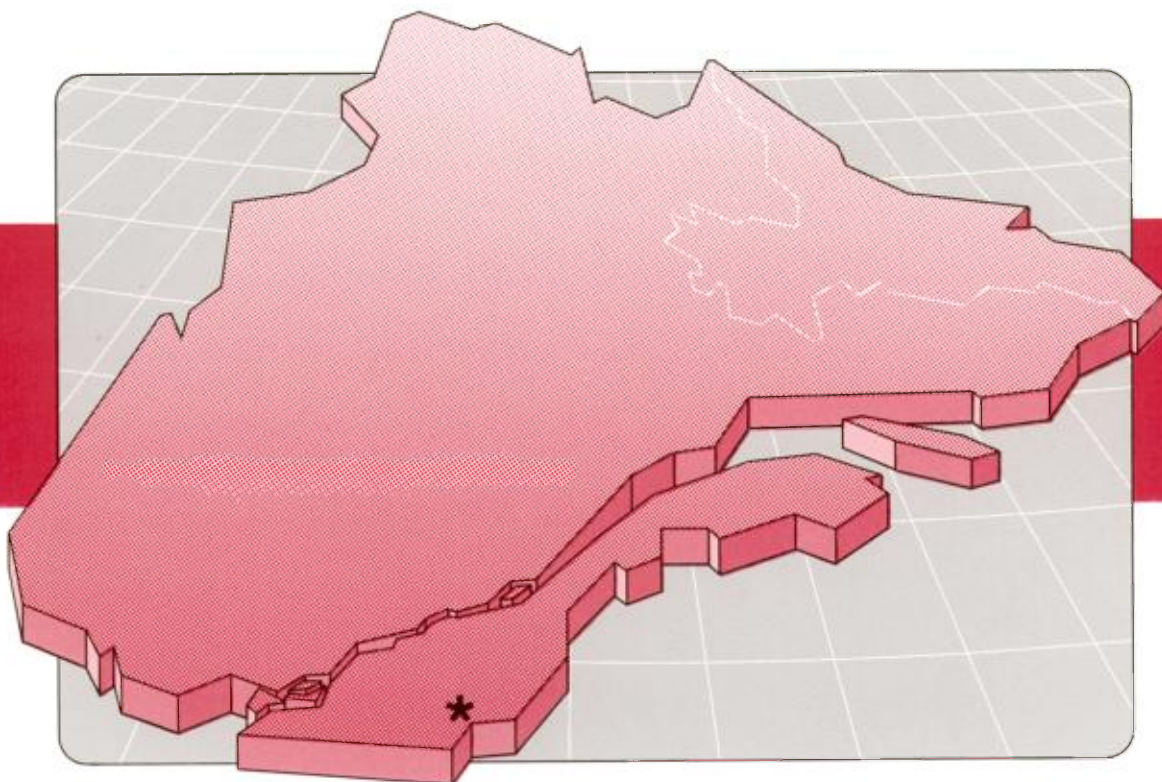
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la région de Sherbrooke (Estrie)

Alain Tremblay

ET 90-02



1992

Québec 

Géologie de la région de Sherbrooke (Estrie)

Alain Tremblay

ET 90-02

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : A. Simard (par intérim)

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef : M. Bélanger (par intérim)

Manuscrit soumis le : 10-05-89

Accepté pour publication le : 23-08-91

Lecteur critique

J. Brun

Édition

C. Dubé

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

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.

RÉSUMÉ

Le présent rapport propose une analyse stratigraphique et structurale détaillée des roches paléozoïques de la région de Sherbrooke dans la partie sud des Appalaches du Québec. Le socle rocheux de la région est constitué de trois grandes unités géologiques : le Complexe d'Ascot, d'âge cambro-ordovicien ; le Groupe de Magog, d'âge ordovicien ; et le Groupe de Saint-Francis, d'âge siluro-dévonien. Le but poursuivi par cette étude est de déterminer les relations stratigraphiques et structurales pour chacune des trois grandes unités géologiques, ainsi que celles existant entre elles. Un intérêt particulier est apporté à la structure interne et à la géochimie des roches volcaniques du Complexe d'Ascot.

Le Complexe d'Ascot est constitué de différents assemblages de roches volcaniques et volcanoclastiques affleurant en contact tectonique avec des sédiments pélitiques corrélatifs avec le Mélange de Saint-Daniel. Trois assemblages lithotectoniques distincts y sont reconnus : les domaines de Sherbrooke, d'Eustis et de Stoke. Chaque domaine lithotectonique est caractérisé par une association lithologique distincte possédant une signature géochimique particulière. Le Groupe de Magog est constitué, à la base, de sédiments volcanoclastiques et épicastiques (Formation de Beauceville) et, au sommet, de turbidites variant de grésopélitiques à siltopélitiques (Formation de Saint-Victor). Les roches postordoviennes de la région appartiennent à la Formation de Lac Aylmer et au Groupe de Saint-Francis. La Formation de Lac Aylmer affleure dans des bassins synclinaux préservés au sein du Groupe de Magog ; le Groupe de Saint-Francis affleure au SE du Complexe d'Ascot et est constitué des formations d'Ayer's Cliff et de Compton.

Les déformations régionales sont associées à l'orogénèse acadienne du Dévonien moyen. Dans le Complexe d'Ascot, les structures acadiennes sont superposées à des déformations antérieures pouvant être attribuées à l'orogénèse taconique. Ces déformations précoces sont absentes des unités adjacentes au Complexe d'Ascot. Le Groupe de Magog repose sur le flanc SE du synclinorium de Saint-Victor, alors que le Groupe de Saint-Francis occupe le flanc NW du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Le Complexe d'Ascot forme une méga-écaille pincée entre ces deux synclinoriums. Les plis acadiens sont déversés vers le NW et découpés par des failles de chevauchement avec transport tectonique vers le NW. Du côté SE, le Complexe d'Ascot est bordé par la faille de La Guadeloupe à laquelle sont associées plusieurs zones de cisaillement ductile soulignées par des schistes mylonitiques et des mylonites. L'intensité des plissements ayant affecté le Complexe d'Ascot était relié à la faille de La Guadeloupe.

La géométrie des minéralisations sulfurées du Complexe d'Ascot a été fortement influencée par les déformations tectoniques. Les amas de sulfures stratiformes sont généralement reconcentrés dans des charnières de plis P_2 et, par endroits, dans des structures D_3 .



Table des matières

Page

GÉNÉRALITÉS	1
Introduction	1
Localisation et accès	1
Méthode de travail	2
But de l'étude	2
Travaux antérieurs	2
Géologie régionale	2
Remerciements	5
STRATIGRAPHIE	7
Complexe d'Ascot	7
Mélange de Saint-Daniel (?).....	7
Roche ultramafique carbonatisée (membre SD-1).....	7
Phyllade bréchique, phyllade finement lité (membre SD-2).....	7
Faciès bréchique	7
Faciès finement lité	8
Pyroclastites (membre SD-3).....	8
Quartzite mylonitique (membre SD-4).....	8
Corrélations	9
Domaine de Sherbrooke.....	9
Basalte coussiné, schiste à chlorite, schiste à chlorite-albite (membre SH-1).....	9
Faciès coussiné	9
Faciès schisteux	10
Jaspilite (membre SH-2).....	10
Brèche pyroclastique, tuf à cristaux et schiste à séricite, rhyolite (membre SH-3).....	11
Brèche pyroclastique	11
Tuf à cristaux et schiste à séricite	11
Rhyolite	12
Domaine d'Eustis	12
Schiste quartzofeldspathique à chlorite-séricite (membre EU-1).....	12
Schiste à quartz-séricite (membre EU-2).....	13
Schiste à chlorite (membre EU-3).....	13
Domaine de Stoke	13
Basalte, schiste à chlorite (membre ST-1).....	13
Tuf rhyolitique, schiste à quartz-séricite (membre ST-2).....	14
Granite à albite, granite schisteux (membre ST-3).....	14
Groupe de Magog	15
Formation de Beauceville	15
Conglomérat volcanique, grès, tuf et rythmites (unité M-1).....	15
Volcanoclastite gréseuse à microconglomératique (unité M-2).....	16

Clayslate graphitique et siltstone, grès feldspathique (unité M-3)	16
Formation de Saint-Victor	17
Ardoise, grès et siltstone (unité M-4)	17
Conglomérat, grès arkosique (unité M-5)	17
Ardoise noirâtre à interlits de grès silteux (unité M-6)	18
Roches siluro-dévoniennees	18
Formation de Lac Aylmer	18
Conglomérat à blocs, siltstone argileux, ardoise noirâtre (unité AL-1)	19
Calcaire impur, conglomérat calcaire (unité AL-2)	19
Groupe de Saint-Francis	19
Formation d'Ayer's Cliff	19
Schiste ardoisier, grès brunâtre (membre AC-1)	19
Calcaire arénacé, mudslate calcaireux (membre AC-2)	19
Calcaire, grès quartzitique, mudslate (membre AC-3)	20
Formation de Compton (unité CO-1)	20
Roches intrusives	20
Diorite, diorite carbonatisée (unité 1)	20
Dykes de lamprophyre	21
GÉOLOGIE STRUCTURALE	23
Introduction	23
Éléments structuraux	23
Stratification (S_0)	23
Foliations	23
Schistosité S_1	23
Schistosité S_2	23
Clivage S_3	24
Linéations	24
Linéation L_1	24
Linéation L_2	24
Linéation L_3	24
Linéation d'étirement	24
Plissements	24
Failles	25
Failles syn- D_2	25
Faille de La Guadeloupe	25
Faille de Stoke	26
Faille de Fleurimont	26
Faille de Rivière Magog	26
Autres failles syn- D_2	27
Failles précoces syn- D_1 (?)	27
Failles tardives	27
Analyse structurale	27
Complexe d'Ascot	27
Domaine 1	27
Domaine 2	30

Sous-domaine 2,1	30
Sous-domaine 2,2	30
Sous-domaine 2,3	30
Sommaire du domaine 2	30
Domaine 3	30
Domaine 4	30
Domaine 5	31
Sommaire de l'analyse structurale du Complexe d'Ascot	31
Groupe de Magog	31
Domaine 6	31
Sous-domaine 6,1	31
Sous-domaine 6,2	33
Sommaire du domaine 6	33
Domaine 7	33
Sous-domaine 7,1	33
Sous-domaine 7,2	35
Sommaire du domaine 7	35
Domaine 8	35
Sous-domaine 8,1	35
Sous-domaine 8,2	35
Sommaire du domaine 8	35
Domaine 9	35
Domaine 10	36
Sommaire de l'analyse structurale du Groupe de Magog	36
Roches siluro-dévoniennees	36
Domaine 11 – Formation de Lac Aylmer	36
Sous-domaine 11,1	36
Sous-domaine 11,2	36
Domaine 12 – Groupe de Saint-Francis	36
Sous-domaine 12,1	37
Sous-domaine 12,2	37
Sommaire de l'analyse structurale des unités siluro-dévoniennees	38
Déformations tardives (D ₃)	38
Synthèse structurale régionale	38

GÉOCHIMIE	41
Complexe d'Ascot	41
Généralités	41
Volcanites basaltiques	42
Volcanites felsiques	43
Discussion	45
Mélange de Saint-Daniel	45
Groupe de Magog	45
Roches intrusives	45
Intrusion granitique des monts Stoke	45
Dykes de diorite	46

Dykes de lamprophyre	46
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	47
Complexe d'Ascot	47
Domaine de Stoke	47
Domaine d'Eustis	48
Domaine de Sherbrooke	48
Mélange de Saint-Daniel	49
Groupe de Magog	49
Groupe de Saint-Francis	50
Carrières et gravières	50
Carrières	50
Sable et gravier	50
CONCLUSION	51
RECOMMANDATIONS	53
RÉFÉRENCES	55
ANNEXES :	
I – Résultats des analyses géochimiques des volcanites mafiques (membre SH-1) du domaine de Sherbrooke, Complexe d'Ascot	59
II – Résultats des analyses géochimiques des roches felsiques (membre SH-3) du domaine de Sherbrooke, Complexe d'Ascot	61
III – Résultats des analyses géochimiques des roches volcanoclastiques (membres EU-1 et EU-2) du domaine d'Eustis, Complexe d'Ascot	63
IV – Résultats des analyses géochimiques des roches volcaniques mafiques (membre ST-1) et felsiques (membre ST-2) du domaine de Stoke, Complexe d'Ascot	65
V – Résultats des analyses géochimiques des roches intrusives (membre ST-3 et unité 1) de la région de Sherbrooke	67
VI – Résultats des analyses géochimiques des roches du Mélange de Saint-Daniel, Complexe d'Ascot	69
VII – Résultats des analyses géochimiques des roches volcanoclastiques et sédimentaires (unités M-1, M-2 et M-4) du Groupe de Magog	71
HORS-TEXTE :	
Carte n° 2147A – Carte géologique de la partie nord de la région de Sherbrooke (SNRC 21 E / 5) à l'échelle de 1 : 20 000	
Carte n° 2147B – Carte géologique de la partie sud de la région de Sherbrooke (SNRC 21 E / 5) à l'échelle de 1 : 20 000	

Introduction

De 1985 à 1988, nous avons effectué le levé géologique de la région de Sherbrooke à l'échelle de 1:20 000 (feuilles topographiques 21E05-200-0201 et 21E05-200-0101). Les cartes géologiques (cartes n^{os} 2147A et 2147B) résultant de ce travail sont annexées au présent rapport. De plus, ce document donne une description détaillée des différentes unités géologiques identifiées dans cette région.

Localisation et accès

La zone étudiée occupe la moitié ouest du feuillet 21E/05 du découpage SNRC à l'échelle de 1:50 000 (figure 1). Elle couvre une superficie d'environ 800 km². Les principales agglomérations urbaines de la région sont les villes de Sherbrooke, Rock Forest, Lennoxville, Bromptonville et Waterville, ainsi que les municipalités

d'Ascot Corner et de North Hatley. On accède aisément à la région de Sherbrooke par les autoroutes 20 Ouest et 55 Sud à partir de Québec, et par l'autoroute 10 Est à partir de Montréal.

La région se trouve dans la partie méridionale des hautes-terres des Appalaches. Le paysage régional est dominé par la chaîne des monts Stoke dont les plus hauts sommets culminent dans la région de Dudswell, à environ trente kilomètres au nord-est de Sherbrooke. Le réseau hydrographique est constitué de la rivière Saint-François et de ses affluents, et des rivières Magog et Massawippi.

La demie nord de la région est moyennement ou densément urbanisée, ce qui facilite l'accès aux affleurements et offre des coupes de bonne qualité. La demie sud, quoique moins urbanisée, est sillonnée par un bon réseau de routes principales et secondaires qui permettent un accès facile à tous les secteurs.

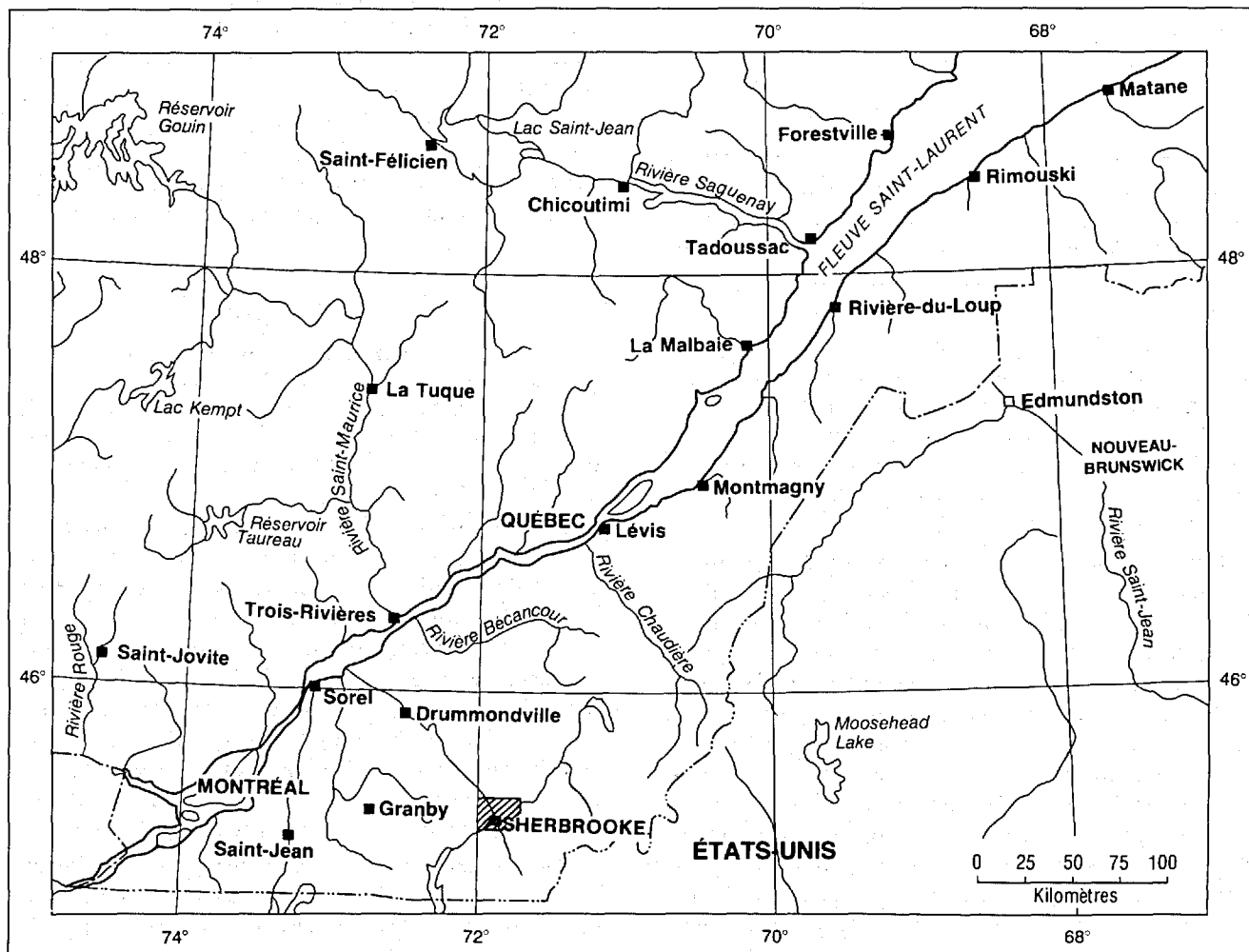


FIGURE 1 – Localisation de la région étudiée.

Méthode de travail

Les données géologiques, recueillies sur le terrain à l'aide de photos aériennes à l'échelle de 1:15 000, furent compilées sur des fonds de carte aux échelles de 1:10 000 et 1:20 000. Nous avons procédé à l'examen de tous les affleurements situés en bordure des différentes voies de circulation automobile. Des cheminements à la boussole dans les champs et les bois ont permis de recueillir des données géologiques supplémentaires.

Pour les travaux de cartographie, nous avons bénéficié de l'aide des personnes suivantes : S. Lalancette (1986), R. Morin (1987) et F. Chabot (1988) comme assistants-chef d'équipe ; Bernard d'Autrey-Tarte (1985), D. Dufresne et C. Boivin (1986), J. Denis et N. Moreau (1987), et E. Brodeur et P. Morin (1988) en tant qu'assistants-géologues.

But de l'étude

Le présent rapport géologique est complémentaire à une thèse de doctorat entreprise par l'auteur à l'Université Laval. Les travaux relatifs à cette thèse étaient principalement axés sur la géochimie et l'analyse structurale des roches volcaniques et sédimentaires du Complexe d'Ascot (nouveau nom).

Travaux antérieurs

Les travaux de cartographie géologique couvrant, en tout ou en partie, la région de Sherbrooke remontent à Logan (1863) qui fut le premier à reconnaître l'anticlinal des monts Stoke. Il a inclus les roches de cette région dans son fameux Groupe de Québec auquel il a attribué un âge pré-silurien.

Il faut attendre les travaux de Cooke (1950) pour avoir accès à une synthèse géologique du Sud du Québec. Celui-ci a inclus les roches de cette région dans les groupes de Sherbrooke et de Saint-Francis, auxquels il a attribué respectivement un âge silurien et ordovicien moyen. Ses travaux ont servi de base aux cartographies subséquentes dans ce secteur des Appalaches.

Dans leur levé géologique de la région de Sherbrooke, St-Julien & Lamarche (1965) ont distingué les Groupes de Magog et de Saint-Francis, et ont redéfini le Groupe de Sherbrooke en introduisant le nom de Formation d'Ascot pour un assemblage de roches métavolcaniques et métasédimentaires formant les neuf dixièmes du socle rocheux. Cette unité était alors considérée comme étant d'âge pré-ordovicien moyen et était corrélée avec les schistes de Weedon (Duquette, 1961). Le Groupe de Magog, décrit par St-Julien (1963), remplace, avec la Formation d'Ascot, le Groupe de Sherbrooke de Cooke (1950). Contrairement à ce dernier, St-Julien & Lamarche (1965) ont considéré les roches du Groupe de Saint-Francis comme formant les unités les plus jeunes de la région et lui ont attribué un âge siluro-dévonien.

Lamarche (1965) a réalisé une étude approfondie des roches de la Formation d'Ascot. Il a proposé un empilement stratigraphique et a reconnu deux structures anticlinales majeures dans la région de Sherbrooke. Il a, de plus, suggéré l'existence de discordances, d'une part entre les roches de la Formation d'Ascot et celles du Groupe de Magog et, d'autre part, entre ces mêmes roches de la Formation d'Ascot et celles du Groupe de Saint-Francis. Au nord-est de Sherbrooke, Lamarche (1967) a reconnu essentiellement les mêmes lithologies et les mêmes structures.

St-Julien & Hubert (1975) ont réévalué l'âge de la Formation d'Ascot dans un travail de synthèse sur les Appalaches du Québec. Se basant sur des similitudes lithologiques entre les tufs du Groupe de Magog et les roches pyroclastiques de la Formation d'Ascot, ils ont considéré ces dernières comme le produit d'un volcanisme contemporain de la sédimentation du Magog, et lui ont attribué un âge ordovicien moyen.

La cartographie de la Formation d'Ascot dans son extension nord-est a été réalisée par de Römer et ce, jusqu'aux environs de Saint-Adolphe-de-Dudswell (de Römer, 1981, 1984 et 1985), ainsi que dans son extension sud-ouest, jusqu'au lac Massawippi (de Römer, 1980). Ses résultats indiquent que la complexité stratigraphique et structurale de ces roches augmente fortement dans ces secteurs.

La présente étude fait suite à des résultats partiels parus sous forme de rapports intérimaires (Tremblay, 1986, 1987, et 1988) qui ont essentiellement permis de redéfinir le contexte stratigraphique et structural de la Formation d'Ascot.

Géologie régionale

La région de Sherbrooke appartient à la province géologique des Appalaches du Québec. Elle est comprise dans le « domaine interne » tel que défini par St-Julien & Hubert (1975), et dans la Zone de Dunnage (domaine océanique, figure 2) de la division tectonostratigraphique de Williams (1979).

Dans la région de Sherbrooke, l'orogène appalachien est constitué par les synclinoriums de Saint-Victor et de Connecticut Valley-Gaspé et par la chaîne des monts Stoke. Ces derniers sont formés par ce qui est connu sous le nom de Formation d'Ascot, un assemblage volcano-sédimentaire d'âge cambro-ordovicien. Le Groupe de Magog, d'âge ordovicien moyen à supérieur (St-Julien, 1963 et 1987 ; Cousineau, 1988), forme les assises du synclinorium de Saint-Victor. Le Groupe de Saint-Francis, d'âge siluro-dévonien (Boucot & Drapeau, 1968), affleure au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

Dans un rapport antérieur (Tremblay, 1988), nous avons souligné la possibilité de redéfinir le statut stratigraphique de la Formation d'Ascot à cause de certaines particularités chimiques et structurales des roches volcaniques. À la lumière de résultats récents (Tremblay *et al.*,

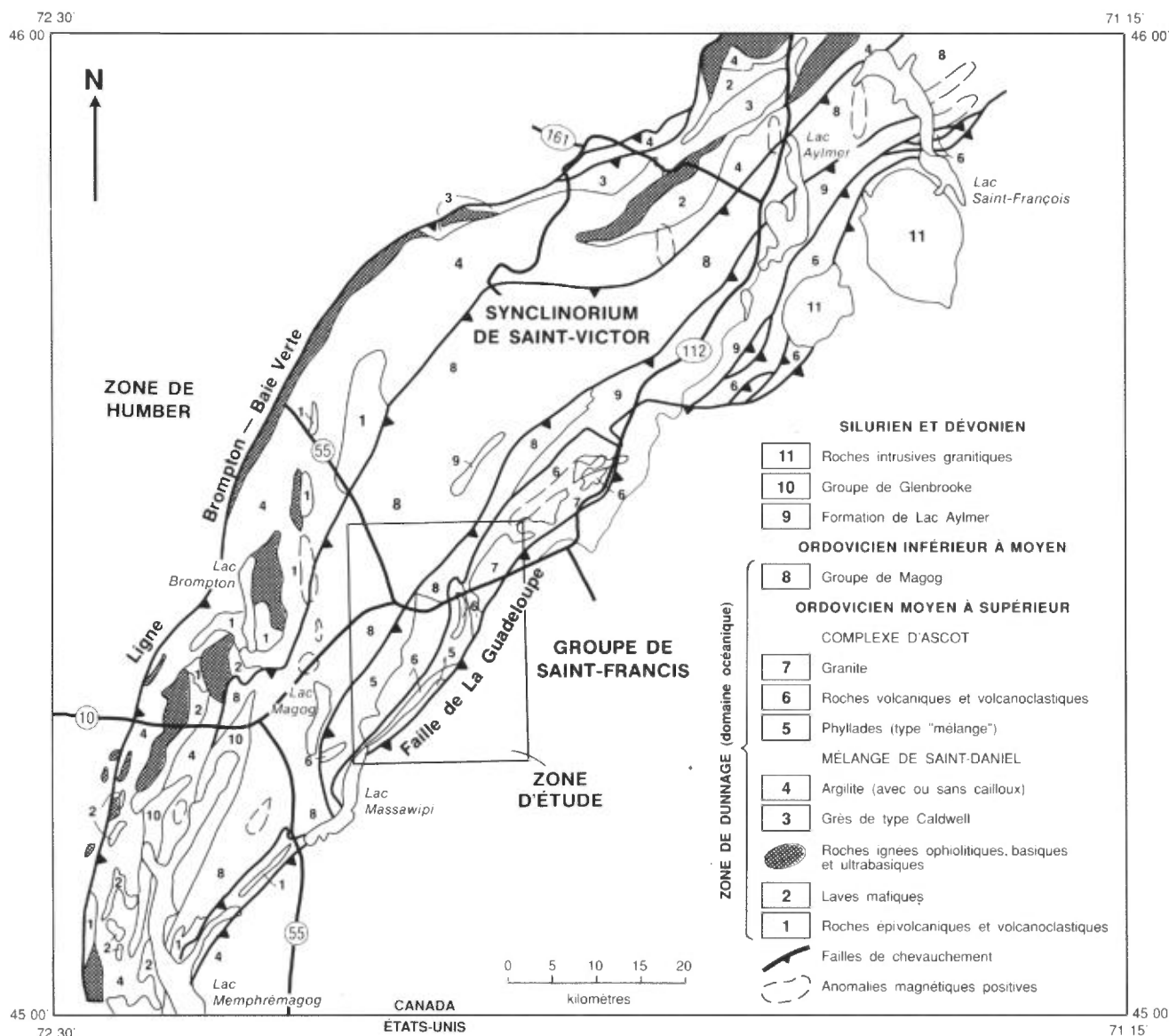


FIGURE 2 – Géologie de la Zone de Dunnage dans le Sud du Québec. Le rectangle, délimité par une ligne en tirets, circonscrit la région étudiée.

1989a ; Tremblay & St-Julien, 1990), nous attribuons ici le rang de *Complexe* à l'unité volcanosédimentaire connue sous le nom de *Formation* d'Ascot. Le Complexe d'Ascot est interprété comme résultant de la juxtaposition tectonique de différents assemblages de roches volcaniques au sein de sédiments pélitiques corrélatifs avec le Mélange de Saint-Daniel. Les disparités stratigraphiques du Complexe d'Ascot rendent impossible toute corrélation lithologique entre ses différents domaines lithotectoniques. La modification stratigraphique proposée ici est en accord avec la notion de "complexe" telle que définie dans le *Code stratigraphique nord-américain* (MER, 1986).

Les plus vieilles unités de la région de Sherbrooke appartiennent au Complexe d'Ascot (tableau 1). Des roches volcaniques constituent plus de 50 % des lithologies de cette unité. Ces roches sont de composition bimodale et varient entre un pôle basaltique et un pôle rhyolitique. Les roches pyroclastiques felsiques du Complexe d'Ascot

se présentent en assemblage de granulométrie variable. Les roches sédimentaires du Complexe d'Ascot sont des phyllades noirâtres, de type "mélange", possédant de nombreuses similitudes lithologiques avec le Mélange de Saint-Daniel.

Les roches volcaniques du Complexe d'Ascot sont divisées en trois assemblages lithotectoniques distincts : les domaines de Sherbrooke, d'Eustis et de Stoke. Outre une association lithologique distincte, chaque domaine lithotectonique est caractérisé par une signature géochimique particulière (Tremblay *et al.*, sous presse).

À la base, le Groupe de Magog est constitué de roches volcanoclastiques et épicalstiques. Ces roches sont pour l'instant attribuées à la Formation de Beauceville. Cette dernière est surmontée par la Formation de Saint-Victor qui est constituée de turbidites grésopélitiques. Un niveau de conglomérat et de grès arkosique forme un horizon-répère régional et marque la transition entre différents

TABLEAU 1 – Sommaire des unités géologiques régionales

CRÉTACÉ			Dykes de lamprophyre			
DÉVONIEN SUPÉRIEUR			1	Diorite, diorite carbonatisée		
SILURO-DÉVONIEN	GROUPE DE SAINT-FRANCIS	Formation de Compton	C0-1	Grès quartzitique, mudslate noirâtre		
			AC-3	Calcaire, grès quartzitique, mudslate		
		Formation d'Ayer's Cliff	AC-2	Calcaire arénacé, mudslate calcaireux		
			AC-1	Schiste ardoisier, grès brunâtre		
SILURIEN SUPÉRIEUR		Formation de Lac Aylmer	AL-2	Calcaire impur, conglomérat calcaire		
			AL-1	Conglomérat à blocs, siltstone argileux, ardoise noirâtre		
DISCORDANCE (?)						
ORDOVICIEN MOYEN À SUPÉRIEUR	GROUPE DE MAGOG	Formation de Saint-Victor	M-6	Ardoise noirâtre à interlits de grès silteux		
			M-5	Conglomérat, grès arkosique		
			M-4	Ardoise, grès et siltstone (turbidites)		
		Formation de Beauceville (?)	M-3	Clayslate graphitique et siltstone, grès feldspathique		
			M-2	Volcanoclastite gréseuse à microconglomératique		
			M-1b	Rythmite de clayslate, de siltstone et de grès feldspathique		
			M-1a	Tuf lithique		
			M-1	Conglomérat volcanique, grès, tuf et rythmites		
		DISCORDANCE				
		ORDOVICIEN INFÉRIEUR À MOYEN (?)	COMPLEXE D'ASCOT	Domaine de Stoke	ST-3	Granite à albite, granite schisteux
ST-2	Tuf rhyolitique, schiste à quartz-séricite					
ST-1	Basalte, schiste à chlorite					
Domaine d'Eustis	EU-3			Schiste à chlorite		
	EU-2a			Tuf à blocs et à lapillis		
	EU-2			Schiste à quartz-séricite (métapyroclastite)		
	EU-1			Schiste à chlorite-séricite (métavolcanoclastite)		
Domaine de Sherbrooke	SH-3			Brèche pyroclastite, tuf à cristaux et schiste à séricite, rhyolite		
	SH-2			Jaspilite		
	SH-1a			Schiste à chlorite		
	SH-1			Basalte coussiné, schiste à chlorite, schiste à chlorite-albite		
	SD-4			Quartzite mylonitique		
	SD-3			Pyroclastite (tuf)		
Mélange de Saint-Daniel (?)	SD-2			Phyllade bréchique, phyllade finement lité		
	SD-1			Roche ultramafique carbonatisée		

faciès de turbidites. Six unités stratigraphiques sont reconnues au sein du Groupe de Magog.

Le Groupe de Saint-Francis affleure au sud-est du Complexe d'Ascot. Il est constitué d'une succession monotone de calcaire impur, de calcaire arénacé, de shale et de grès appartenant aux formations d'Ayer's Cliff et de Compton. D'autres roches siluro-dévonniennes, appartenant à la Formation de Lac Aylmer, sont préservées au sein de bassins structuraux reposant en discordance sur les roches du Groupe de Magog.

La principale masse plutonique de la région est un granite à albite en relation intrusive avec les volcanites du domaine de Stoke. Ce granite est considéré comme pénécemporain du volcanisme du domaine de Stoke.

Des dykes de diorite et de lamprophyre recoupent toutes les unités précédentes. Les diorites sont fréquemment carbonatisées. Leur mise en place est syntectonique ou tarditectonique. Les dykes de lamprophyre sont les roches les plus jeunes de la région.

Une déformation complexe et polyphasée caractérise les roches du Complexe d'Ascot. Elle est caractérisée par la présence de trois phases de déformation auxquelles sont associées deux schistosités pénétrantes (S_1 et S_2) et un clivage de crénulation (S_3). Par endroits, des déformations post- D_3 se traduisent par la présence d'un clivage S_4 ou de failles mineures. Étant donné l'absence de niveaux-repères et de structures primaires dans le Complexe d'Ascot, il est difficile de caractériser la géométrie des

déformations D_1 et D_2 . L'intensité des déformations D_2 a pour effet d'oblitérer les déformations antérieures. Dans le Complexe d'Ascot, les déformations régionales sont associées à la formation du clivage S_2 . Ces déformations adoptent un style variable en fonction du domaine concerné. Dans le domaine de Sherbrooke, la cartographie révèle l'existence de plis de deuxième phase à l'échelle régionale. Dans le domaine d'Eustis, les plis P_2 sont découpés par des zones de cisaillement ductile formant un motif anastomosé. Les plis P_2 du Complexe d'Ascot ont des surfaces axiales dont le pendage est incliné vers le SE. Du NW vers le SE, le plongement axial des plis possède une nette tendance à devenir parallèle à la linéation d'étirement. La phase D_3 est associée à un clivage de crénulation à pendage vers le NW. Les plis P_3 sont rares mais certains de ceux-ci sont observés à l'extrémité SW du domaine d'Eustis. Les plis P_3 sont ouverts et plongent faiblement vers le NE.

Le Groupe de Magog occupe le flanc sud-est d'un synclinorium déversé à déjeté vers le nord-ouest. L'analyse structurale régionale permet de discerner deux axes synclinaux et un axe anticlinal majeurs. Un clivage de flux (S_1) est parallèle au plan axial de ces plissements. La foliation régionale (S_1) du Groupe de Magog est contemporaine de la schistosité S_2 du Complexe d'Ascot. Un clivage de crénulation, corrélatif avec le clivage S_3 du Complexe d'Ascot, est présent. En bordure du contact avec le Complexe d'Ascot, le Groupe de Magog montre le développement de structures secondaires génétiquement associées à l'existence d'une faille de chevauchement entre ces deux unités.

Le Groupe de Saint-Francis forme une séquence homoclinale sur le flanc NW du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Les plis d'entraînement sont rares et difficilement observables. Comme pour le Groupe de Magog, le clivage régional (S_1) est contemporain du clivage S_2 du Complexe d'Ascot. Les linéations d'intersection indiquent des plongements axiaux faibles vers le NE. Un clivage tardif à pendage NW (S_3) est aussi régionalement développé.

Les limites NW et SE du Complexe d'Ascot sont des failles de chevauchement à pendage SE. Le contact NW est connu sous le nom de faille de Rivière Magog (Lamarche, 1965). Le contact SE est un équivalent latéral de la faille de La Guadeloupe (St-Julien *et al.*, 1983). Les contacts entre les roches volcaniques et sédimentaires du Complexe d'Ascot sont aussi des failles.

La région de Sherbrooke est l'hôte de plusieurs anciennes exploitations minières. Dans le domaine de Stoke, de nombreux indices minéralisés sont associés à la mine Moulton Hill. La principale zone d'intérêt du domaine de Sherbrooke est le secteur de l'ancienne mine Suffield. Une minéralisation de sulfures massifs à pyrite, chalcoppyrite et pyrrhotite est associée à un schiste à séricite-quartz. De plus, des minéralisations sulfurées sont souvent associées au contact entre les séquences basaltiques et rhyolitiques du domaine de Sherbrooke. Le domaine d'Eustis possède un intérêt économique indéniable représenté par le secteur des mines Capel, Albert et Eustis. La minéralisation forme des lentilles de sulfures massifs associées à des zones de contact entre des schistes à séricite-quartz et des schistes à séricite-chlorite-quartz. Des couloirs de déformation ductile exercent probablement un important contrôle sur ces minéralisations.

Remerciements

Nous voudrions remercier P. St-Julien de l'Université Laval qui a grandement contribué, par une supervision avisée, à l'élaboration d'une synthèse structurale régionale. Nous remercions également R. Hébert et R. Laurent pour leurs judicieux conseils au cours des travaux de pétrographie et de géochimie des roches volcaniques. P.A. Cousineau a aussi contribué, par quelques visites sur le terrain, à une meilleure compréhension du Groupe de Magog de la région de Sherbrooke. Nous nous en voudrions finalement de ne pas souligner la justesse de la supervision et du support technique apportés par messieurs J. Brun et Y. Globensky, du MER, qui furent directement impliqués dans l'élaboration de ce travail.

Complexe d'Ascot

Trois domaines lithotectoniques distincts sont reconnus dans le Complexe d'Ascot (domaines de Sherbrooke, d'Eustis et de Stoke). Il n'existe pas de lien stratigraphique entre ces domaines. La fraction sédimentaire du Complexe d'Ascot constitue aussi un domaine lithologique particulier. Les caractéristiques lithologiques de ces sédiments étant similaires à celles de la matrice pélitique du Mélange de Saint-Daniel, nous pensons qu'ils représentent un équivalent latéral de cette unité. Le Mélange de Saint-Daniel a d'ailleurs été identifié au sud-ouest de Sherbrooke (de Römer, 1980 ; St-Julien & Slivitzky, 1985) sur le flanc SE du synclinorium de Saint-Victor (figure 2).

Le Complexe d'Ascot est non fossilifère et il est difficile de lui assigner un âge précis. Les relations structurales régionales impliquent que le Complexe d'Ascot est antérieur ou contemporain du Groupe de Magog. La présence de sédiments pyroclastiques interlités avec les turbidites (Cousineau, 1988) suggère qu'il existait une source volcanique active lors de la sédimentation du Magog. La source la plus probable de ces pyroclastites est le Complexe d'Ascot, ce qui suggère que ce dernier est contemporain du Groupe de Magog (St-Julien & Hubert, 1975 ; Cousineau, 1988). D'un autre côté, le Complexe d'Ascot est le résultat du collage tectonique de séquences volcaniques distinctes qui ne sont pas nécessairement du même âge et ne proviennent pas forcément du même édifice volcanique. Les données chronologiques actuelles permettent d'estimer que la limite supérieure de l'âge du Complexe d'Ascot correspond à l'Ordovicien moyen, mais ne donnent aucune information sur la limite inférieure. Une partie des volcanites peut être Ordovicien inférieur ou plus ancienne selon l'âge attribué au Mélange de Saint-Daniel, mélange au sein duquel elles se sont mises en place.

MÉLANGE DE SAINT-DANIEL (?)

Le mélange de Saint-Daniel est principalement constitué de métasédiments pélitiques qui forment environ 50 % des roches du Complexe d'Ascot. Les sédiments affleurent de part et d'autre des différents domaines lithotectoniques du Complexe d'Ascot.

Roche ultramafique carbonatisée (membre SD-1)

Au SE du domaine d'Eustis, des copeaux de roche ultramafique affleurent au sein des phyllades. La dimension de ces copeaux varie d'une centaine de mètres à près d'un kilomètre.

Ces roches possèdent une patine brunâtre foncé ou gris brunâtre et une cassure brun moyen. Les principaux minéraux constitutifs sont des carbonates, du talc, du

quartz, de la chromite et des minéraux de serpentine. Les carbonates ferrugineux de la série dolomite-ankérite sont abondants. Les minéraux de serpentine et le talc se présentent sous forme de veinules discontinues. Les roches sont fortement carbonatisées et, fréquemment, seule la chromite permet de déterminer la nature ultramafique du protolithe. Le copeau de roche ultramafique de l'indice Little (voir carte n° 2147B, hors texte, indice n° 47) est constitué de deux masses séparées par un niveau de sédiments grésopélitiques mylonitisés. Un autre copeau, situé approximativement à mi-chemin entre les ruisseaux Capel et Victoria (voir carte n° 2147B, hors texte), montre une texture bréchique soulignée par des fragments d'ordre centimétrique de roche ultramafique dans une matrice à talc-carbonate-serpentine-chromite.

Au microscope, ces roches montrent un assemblage minéralogique à carbonate, quartz, chlorite, spinelle, serpentine et magnétite. Les carbonates et le quartz forment 85 % et plus de ces minéraux. De fines aiguilles de chlorite sont associées au quartz. La serpentine forme souvent des auréoles autour des grains de spinelle (chromite). Ces derniers sont automorphes et montrent fréquemment de petites craquelures remplies de serpentine.

La présence de blocs de serpentinite est une des caractéristiques du Mélange de Saint-Daniel (Slivitsky & St-Julien, 1987 ; Cousineau, 1984 ; Lamothe, 1981). Au SW de Sherbrooke, de Römer (1980) a cartographié des blocs de roche carbonatisée associée à des péridotites serpentinisées.

Phyllade bréchique, phyllade finement lité (membre SD-2)

Les phyllades sont nettement la lithologie dominante de la fraction sédimentaire du Complexe d'Ascot. Nous avons identifié deux faciès de sédiments pélitiques : un faciès bréchique et un faciès finement lité ou homogène. Le premier est fréquent dans la partie nord (carte n° 2147A, hors texte) de la région alors que le second domine dans la partie sud (carte n° 2147B, hors texte). Aucune variation systématique dans la répartition de ces faciès ne permet cependant de tracer de contacts lithologiques précis.

Faciès bréchique

Le faciès bréchique est bien exposé dans la partie ouest de la ville de Sherbrooke, en bordure de la rue King et de la voie ferrée longeant la rivière Magog (voir carte n° 2147A, hors texte). À Fleurimont, de bons affleurements sont situés en bordure du chemin Duplessis, au nord de l'intersection avec le chemin Lemire (voir carte n° 2147A, hors texte).

La lithologie dominante est une métapélite noirâtre, grisâtre ou verdâtre avec de fréquentes taches rouille causées par l'oxydation de pyrite disséminée ou nodulaire. La cassure est gris noirâtre et d'aspect graphiteux. Ces roches contiennent des fragments hétérométriques de siltstone, de grès, de tuf, de shale, de calcédoine et de volcanite. La quantité de fragments varie de 5 à 30 %. La matrice consiste en un matériel pélitique et graphiteux, parfois finement laminé. Les fragments dominants sont des siltstones et des grès (figure 3). Les fragments silteux sont dolomitiques et brunâtres en surface altérée. Ils se présentent sous forme de cailloux ou de fragments de strates de 2 à 30 cm d'épaisseur. Les fragments de strates sont aplatis dans le plan de la foliation régionale. Ils montrent parfois des déformations d'origine synsédimentaire. Les fragments gréseux varient de la grosseur des cailloux à celle des blocs (de 2 à 30 cm). Ils sont constitués d'environ 30 % de quartz baignant dans une matrice silto-argileuse noirâtre.

Les fragments exotiques sont des tufs, des shales, des calcédoines et des volcanites mafiques. Les tufs, de composition felsique, sont à grains très fins et caractérisés par une patine blanc crème. Ils sont inférieurs à 10 cm et montrent des évidences de transposition et de plissements intrafoliaux. Les shales sont d'ordre centimétrique, bruns très clairs et fortement altérés. Les fragments de calcédoine possèdent une teinte rougeâtre caractéristique. Par endroits, des blocs (d'ordre métrique) de volcanite mafique carbonatisée sont présents.

Au microscope, les phyllades bréchiques contiennent jusqu'à 50 % de fragments d'ordre millimétrique, indiscernables à l'œil nu. Les lithoclastes dominants sont des siltstones, dolomitiques ou non, des grès et des shales silteux. Tous les fragments sont étirés et aplatis dans le plan de la foliation dominante. La matrice est constituée de matériel argileux contenant des cristaux de quartz inférieurs à 0,05 mm et de la séricite.

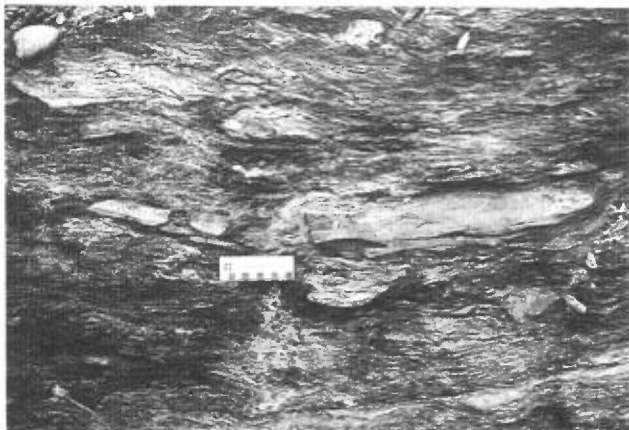


FIGURE 3 – Phyllades bréchiques du Complexe d'Ascot. Les fragments dominants sont des siltstones dolomitiques (centre de la photo).

Faciès finement lité

Le faciès finement lité consiste en une alternance irrégulière de minces niveaux de siltstone brunâtre ou blanchâtre avec des niveaux pélitiques noirâtres ou gris foncé. Les lits de siltstone quartzofeldspathique ont une épaisseur d'ordre millimétrique à centimétrique. Lorsque la fraction de siltstone est élevée, les phyllades sont plus silteux. Dans le ruisseau Jack, de même qu'en bordure du chemin Belvédère (voir carte n° 2147B, hors texte), des bancs de grès feldspathique grisâtre et de calcédoine jaspilite atteignant 1 à 2 m d'épaisseur, sont interlités avec les phyllades. La coupe du ruisseau Jack montre aussi une interstratification de lits, d'ordre centimétrique, de calcaire silteux au sein des phyllades. Aucune de ces lithologies n'a cependant montré de continuité latérale suffisante pour en faire un horizon-repère.

Pyroclastites (membre SD-3)

À Lennoxville, un membre de roche pyroclastique felsique affleure au sein des phyllades (voir carte n° 2147B, hors texte). Il est constitué de tuf à blocs et à lapillis ainsi que de tuf à cendres et à cristaux. La lithologie dominante est un tuf à cristaux à patine gris moyen et à cassure gris bleu. Un affleurement représentatif de ce faciès est situé du côté sud du chemin Belvidère, à environ 1 km de l'intersection avec la route 143 (voir carte n° 2147B, hors texte). Le tuf est massif et contient plus de 10 % de phénocristaux de quartz atteignant entre 0,5 à 2 mm de diamètre. L'origine pyroclastique de la roche est mise en évidence par la stratification. Ces roches pyroclastiques ne possèdent aucune structure sédimentaire interne autre que le litage.

Le tuf à cristaux est associé au tuf à blocs et à lapillis. La fraction grossière de ce dernier est homogène; il s'agit de fragments de roche extrusive ou pyroclastique felsique à texture aphanitique. La proportion de blocs et de lapillis varie de 5 à 40 % et la matrice est un tuf à cendres felsiques. Les variations granulométriques font qu'il y a une alternance de tuf à blocs et à lapillis et de tuf à lapillis. L'étirement des fragments définit une linéation parallèle à celle mesurée dans les autres unités du Complexe d'Ascot.

Le membre SD-3 forme un niveau continu d'une épaisseur apparente d'environ 100 m. Nous y avons inclus des roches similaires auparavant interprétées comme des blocs au sein des phyllades (Tremblay, 1987). La cartographie du secteur de Lennoxville a permis de mettre en évidence des plis de deuxième phase (P_2) affectant les deux flancs d'un pli P_1 isoclinal.

Quartzite mylonitique (membre SD-4)

Ce membre forme un niveau discontinu affleurant sur la bordure NW de la séquence volcanique du domaine de Sherbrooke et du domaine d'Eustis. Ce quartzite affleure aussi au sein des phyllades.

Ces roches possèdent une surface d'altération brunâtre, grisâtre ou blanchâtre. La cassure varie de gris moyen à gris métallique. Elles sont à grain fin et parfois fortement carbonatisées. Ce niveau se présente comme un quartzite, un siltstone quartzeux ou une calcédoine ferrugineuse. La présence de porphyroclastes de feldspath, ainsi que de néoblastes d'oxydes de fer et de manganèse caractérise ce quartzite (figure 4). À la mine Suffield, cet horizon est minéralisé en sulfures ; il est constitué de carbonate, de séricite, de feldspath, de quartz, d'hématite et de chlorite. Le quartzite montre aussi une pseudo-stratification soulignée par l'alternance de niveaux quartzitiques d'ordre centimétrique et de niveaux à séricite et/ou chlorite d'ordre millimétrique. Sur tous les affleurements visités, ce litage est parallèle à la foliation.

En lame mince, le pseudo-litage métamorphique est défini par l'alternance de niveaux à phyllosilicates (chlorite-séricite, 0,1 mm) et de niveaux quartzitiques d'environ 0,2 mm d'épaisseur. Des rubans de quartz, associés à des porphyroclastes de quartz recristallisé, sont développés parallèlement à la foliation. Les quartz rubanés sont plus grossiers que ceux de la matrice : de 0,1 à 0,2 mm pour les quartz rubanés et moins de 0,05 mm pour les quartz de la matrice. Le quartz rubané montre souvent une orientation cristallographique oblique par rapport à la foliation. Les porphyroclastes de feldspath sont fréquents ; ils sont partiellement remplacés par des minéraux opaques (peut-être des oxydes de Fe-Mn), de la calcite, de l'épidote et de la séricite. Les feldspaths sont fracturés et montrent des croissances orientées de quartz fibreux. Les minéraux opaques constituent une importante proportion de l'assemblage minéralogique (jusqu'à 20 %). Ils se présentent comme un matériel de remplacement des porphyroclastes ou en amas lenticulaires parallèles à la foliation. Lorsque la proportion de minéraux opaques et de phyllosilicates est faible ou nulle, la roche se présente comme un micro-quartzite équi-granulaire entièrement recristallisé.

Corrélations

St-Julien & Hubert (1975) ont reconnu une similitude lithologique entre le Mélange de Saint-Daniel et les phyl-



FIGURE 4 – Porphyroclastes ferrugineux et manganésifères dans le quartzite mylonitique du Complexe d'Ascot. Les amas de minéraux opaques sont contenus dans le plan de la foliation régionale.

lades du Complexe d'Ascot. Le Mélange de Saint-Daniel est une importante unité tectono-stratigraphique des Appalaches du Québec, observée depuis la frontière entre le Québec et les États-Unis jusque dans la Beauce (Lamothe, 1979 et 1981 ; St-Julien, 1970 ; de Römer, 1980 ; Cousineau, 1984).

La compilation géologique du Sud du Québec (St-Julien & Slivitzky, 1985) suggère que le Mélange de Saint-Daniel forme le sousbassement du synclinorium de Saint-Victor et que les phyllades de l'Ascot en sont l'équivalent. La présence du Saint-Daniel sur le flanc SE du synclinorium de Saint-Victor (de Römer, 1980) corrobore cette hypothèse. Bien que de Römer (1985) n'en fasse pas mention, une tournée de reconnaissance effectuée dans les monts Stoke, au nord de Sherbrooke, a montré que les phyllades du Complexe d'Ascot s'étendent encore au moins jusqu'à la hauteur du village de Stoke.

DOMAINE DE SHERBROOKE

Le domaine de Sherbrooke est le seul assemblage volcanique du Complexe d'Ascot pour lequel il est possible de proposer un empilement stratigraphique. Les roches basaltiques occupent la base de la séquence et sont surmontées par un assemblage de brèche pyroclastique et de tuf felsique. Trois membres distincts sont identifiés dans le domaine de Sherbrooke.

Basalte coussiné, schiste à chlorite, schiste à chlorite-albite (membre SH-1)

Des roches volcaniques de composition basaltique forment plus de 50 % de l'assemblage lithologique du domaine de Sherbrooke. Les basaltes coussinés constituent la lithologie dominante. Des schistes à chlorite, ou à chlorite-albite, ainsi que des brèches mafiques représentent soit des équivalents métamorphiques des basaltes, soit des faciès pyroclastiques associés aux coulées.

Les basaltes forment une large proportion du socle rocheux de la ville de Sherbrooke où les affleurements sont de bonne qualité. Dans les parties médiane et sud du domaine de Sherbrooke, certaines aires d'affleurements sont excellentes, mais difficilement accessibles. Les carrières Desourdy et Sintra offrent cependant d'excellentes coupes exposant le faciès de basalte coussiné (voir cartes nos 2147A et 2147B, hors texte).

Faciès coussiné

Les basaltes coussinés ont une surface d'altération gris verdâtre et une cassure allant de vert moyen à vert foncé. Leur texture macroscopique varie de finement grenue à aphanitique. Ils sont constitués de chlorite, d'albite et d'épidote, et contiennent jusqu'à 10 % de phénocristaux de plagioclase ou de chlorite. Le pyroxène est pseudomorphosé par la chlorite. Les coussins mesurent de 0,25 à 1,5 m et sont étirés dans le plan de la foliation régionale (figure 5). La quantité de matériel hyaloclastique

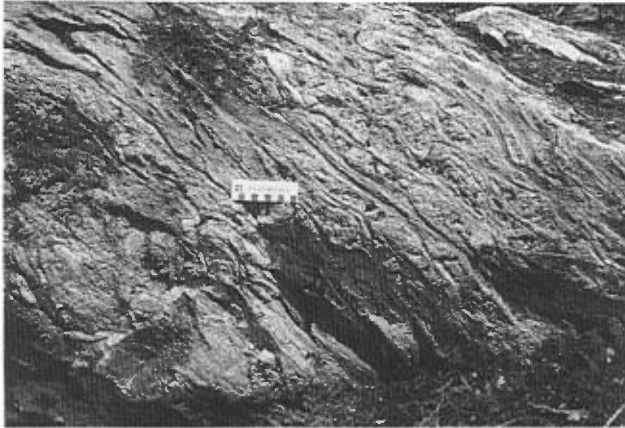


FIGURE 5 – Basaltes coussinés du domaine de Sherbrooke. Les coussins sont fortement aplatis et étirés dans le plan de la foliation régionale.

est inférieure à 10 %, sauf dans les niveaux bréchiqes où elle peut atteindre de 30 à 40 %. Les basaltes sont fréquemment vésiculaires ou amygdalaires. La proportion de vésicules varie de 10 à 20 %. Le quartz et la calcite occupent les amygdales. Des fissures de refroidissement et des structures d'effondrement sont parfois présentes à l'intérieur des coussins. Ces structures ne sont cependant pas assez répandues pour déterminer la polarité de la séquence. Celle-ci fut déduite à partir de la concentration des vésicules à l'intérieur des coussins : ces observations suggèrent que les basaltes sont sous-jacents aux pyroclastites felsiques. Si l'on assume que les contacts lithologiques sont parallèles à la foliation, la séquence volcanique du domaine de Sherbrooke a une polarité inverse.

En lames minces, les basaltes sont constitués d'albite, d'actinote et de chlorite. Les textures sont : la texture aphyrique, la texture intersertale ou la texture vésiculaire. L'albite est fréquemment altérée en épidote et zoïzite, et l'actinote se présente en agrégats prismatiques. Les constituants mineurs sont l'épidote, le sphène et les carbonates (calcite et dolomite). Dans certains faciès très altérés, les carbonates constituent près de 30 % du volume des minéraux.

Faciès schisteux

Les basaltes coussinés alternent avec des schistes à chlorite ou à chlorite-albite. Ces schistes mafiques contiennent souvent des niveaux discontinus de calcédoine noirâtre variant de 2 à 10 cm d'épaisseur. Ces niveaux sont fréquemment boudinés et transposés dans le plan de la foliation (figure 6). Les schistes à chlorite sont de composition homogène alors que les schistes à chlorite-albite montrent une différenciation métamorphique soulignée par l'alternance de niveaux chloriteux et de niveaux albitiques. Une vague texture bréchiqes est parfois visible dans les schistes à chlorite. Dans la partie sud du domaine de Sherbrooke (carte n° 2147B,



FIGURE 6 – Niveau d'ordre centimétrique de calcédoine noire au sein d'un schiste à chlorite (peut-être un tuf mafique) du domaine de Sherbrooke. Les plissements visibles sont des plis P_2 .

hors texte), un horizon de schiste à chlorite (membre SH-1a) affleure entre les basaltes coussinés (membre SH-1) et les roches felsiques (membre SH-3).

Il est probable que les faciès de schistes mafiques et intermédiaires représentent des équivalents métamorphiques des basaltes coussinés. D'un autre côté, certains de ces schistes sont probablement des horizons de tufs mafiques interlités avec les basaltes comme le suggère la présence de lits de calcédoine. Par endroits, nous avons d'ailleurs noté la présence de lits de tufs basiques et felsiques au sein des basaltes.

Les roches du membre SH-1 sont souvent carbonatisées. La carbonatation se traduit par une perte de la texture basaltique et le remplacement presque total des minéraux primaires par différents carbonates. Les zones de carbonatation recoupent généralement les structures dominantes. Dans l'ancienne carrière de la ville de Sherbrooke (carte n° 2147A, hors texte), on observe clairement que la carbonatation forme une cheminée d'altération en relation angulaire avec le plan de foliation régionale.

Jaspilite (membre SH-2)

Un niveau discontinu de jaspilite affleure près du contact entre les volcanites mafiques et felsiques (carte n° 2147A, hors texte). Il possède une épaisseur moyenne de 50 à 75 m. Cet horizon de jaspilite est en contact franc avec les tufs felsiques, jamais avec les volcanites mafiques, bien que celles-ci affleurent toujours à proximité. Ceci suggère que la jaspilite est interstratifiée au sein des roches felsiques, et non directement au contact avec les volcanites mafiques.

La jaspilite a une patine variant de brun foncé à rouille et une cassure variant de rosacée à rouge foncé, parfois blanchâtre ou verdâtre. La roche est très massive. Elle est constituée de calcédoine et de quartz ainsi que, dans une moindre mesure, de magnétite, d'hématite et de pyrite.

Une pseudo-stratification, soulignée par l'alternance de niveaux à jaspe et de niveaux à graphite, est parfois visible. Généralement, la texture est bréchique. Des fragments de jaspe subarrondis de 1 à 10 cm flottent alors dans une matrice verdâtre, très chloriteuse par endroits.

En lame mince, le jaspe est constitué de plus de 70 % de quartz. Le quartz est recristallisé ; il est plus grossièrement recristallisé (de 0,1 à 0,5 mm) dans les niveaux moins riches en hématite. Ces derniers montrent des cristaux de quartz de 0,05 mm et moins. Ces variations granulométriques créent parfois un pseudo-litage d'ordre millimétrique. Dimroth & Chauvel (1973) ont noté le même phénomène de variation granulométrique des quartz recristallisés en fonction de l'abondance de poussière d'hématite. Jusqu'à 10 % de carbonates, en plage informelle, sont présents. Les minéraux opaques (hématite et pyrite) sont finement grenus, sont disséminés dans la roche et/ou forment des concentrations parallèles au pseudo-litage. Certains échantillons montrent des textures évoquant des pisolites.

Brèche pyroclastique, tuf à cristaux et schiste à séricite, rhyolite (membre SH-3)

Le membre SH-3 est bien exposé dans le centre-ville de Sherbrooke (carte n° 2147A, hors texte), de même que sur le site du parc du mont Bellevue. Les roches felsiques de cette unité sont de nature variée.

Les brèches pyroclastiques et les tufs à cristaux sont intimement associés. Le passage de l'un à l'autre est graduel et une intense déformation rend leur distinction difficile, sinon impossible. La matrice du faciès bréchique consiste en un tuf à cristaux de composition similaire à celle du tuf avec lequel les brèches sont interlitées. Par endroits, des amas de rhyolite affleurent au sein du faciès pyroclastique felsique.

Brèche pyroclastique

La brèche pyroclastique possède une patine blanchâtre à verdâtre et une cassure variant du gris clair au vert. Elle contient de 5 à 50 % de fragments de roche volcanique felsique variant de quelques centimètres à près de 1 m de diamètre. Les fragments sont étirés dans le plan de foliation régionale (figure 7). Ils sont de composition felsique. Des variations de couleur soulignent toutefois le caractère hétérogène des brèches. Les fragments appartiennent à deux types pétrographiques. D'une part, il y a des fragments dacitiques, vert pâle ou gris clair, à texture aphanitique (dans ce type se trouvent aussi des fragments de composition andésitique). D'autre part, il y a des fragments noirâtres dont l'affinité rhyolitique est soulignée par des phénocristaux de quartz. Il est fréquent de retrouver les deux types de fragments sur le même affleurement.

De plus, l'examen microscopique de plusieurs fragments confirme aussi l'existence d'au moins deux types lithologiques : un type rhyolitique et un type dacitique.

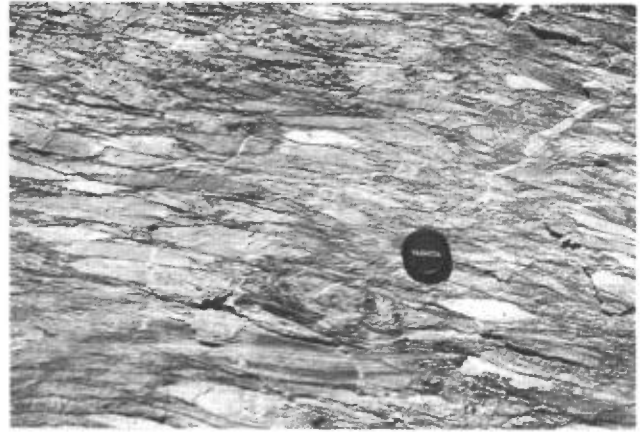


FIGURE 7 – Faciès de brèche pyroclastique felsique du domaine de Sherbrooke. Notez l'aplatissement des fragments de volcanite felsique.

Les fragments rhyolitiques montrent de 5 à 10 % de phénocristaux de feldspaths et de quartz de 0,5 à 1,5 mm. Les feldspaths sont automorphes et faiblement altérés en épidote. Ils sont parfois gloméroporphyriques. Les phénocristaux de quartz sont corrodés et fracturés ; les textures de résorption sont omniprésentes. La matrice est microcristalline et constituée de quartz, de feldspaths, de séricite et de minéraux opaques. Les fragments dacitiques sont constitués de près de 15 % de phénocristaux de feldspaths de 0,3 à 1 mm de diamètre ; les phénocristaux de quartz sont absents. La texture est gloméroporphyrique et les phénocristaux sont partiellement altérés en carbonate. Ils baignent dans une matrice microlithique de feldspaths et de quartz.

La matrice des brèches pyroclastiques est un tuf à cristaux à cassure verdâtre clair ou gris bleu. Il est constitué de cristaux de quartz et de feldspaths dans une pâte aphanitique felsique. Les cristaux sont parfois absents et la matrice se présente alors comme un tuf siliceux à grain très fin. En lame mince, ce tuf contient de 5 à 10 % de cristaux brisés de quartz de 0,5 à 2 mm de diamètre baignant dans une matrice quartzofeldspathique recristallisée. Le pourcentage de séricite, de chlorite, d'épidote et de carbonate est variable.

Tuf à cristaux et schiste à séricite

Le tuf à cristaux présente une patine gris moyen ou brunâtre et possède une cassure vert clair. Il contient de 10 à 15 % de cristaux de quartz et de 5 à 20 % de cristaux de feldspaths blanchâtres. La fraction cristalline varie de 1 à 3 mm de diamètre. La fraction fine est de composition rhyodacitique. Ce tuf est souvent schistosé ; il prend alors l'aspect d'un schiste à séricite. Ces roches sont dépourvues de structures primaires. La nature graduelle des contacts avec les brèches, de même que la présence de stratification (Tremblay, 1987), suggèrent une origine pyroclastique plutôt que subintrusive, comme l'ont supposé St-Julien & Lamarche (1965).

Rhyolite

La rhyolite constitue moins de 10 % de l'assemblage lithologique du membre SH-3. Elle affleure à deux localités : 1) à l'extrémité NE de la lentille incluse dans les phyllades (membre SD-2) (carte n° 2147A, hors texte) ; 2) dans les anciens réservoirs d'eau potable de la ville de Sherbrooke (même site que l'échantillon II-18, brèche pyroclastique, carte n° 2147A, hors texte).

La rhyolite de la première localité est une roche à patine gris moyen et à cassure noir bleuté. Elle contient de 5 à 10 % de phénocristaux de quartz et de feldspaths d'environ 1 mm. La matrice est de composition rhyolitique et à texture aphanitique. Cette rhyolite est bréchique par endroits et contient des fragments anguleux de composition homogène qui évoquent une bréchification autoclastique. Des structures d'écoulement sont également préservées par endroits. Cette rhyolite est similaire aux fragments noirâtres retrouvés dans la brèche pyroclastique.

La rhyolite de la seconde localité est différente. Il s'agit d'une roche massive à patine vert clair, dont la cassure, également vert clair, peut contenir jusqu'à 10 % de phénocristaux de feldspaths. Elle est caractérisée par l'absence de phénocristaux de quartz, de même que par la présence de petits filons d'ordre millimétrique de minéraux verdâtres.

Préciser l'origine des roches felsiques du domaine de Sherbrooke est problématique étant donné la forte déformation oblitérant les textures et les structures primaires; il est cependant probable que ces roches représentent un dépôt d'ignimbrite de type "block and ash flow" (Fisher & Schmincke, 1984).

DOMAINE D'EUSTIS

Le domaine d'Eustis forme une bande suivant la direction NE-SW (carte n° 2147B, hors texte). La terminaison SW est située à la hauteur du village de North Hatley alors que l'extension NE est tronquée par la faille de La Guadeloupe. Trois membres distincts sont reconnus dans le domaine d'Eustis, mais l'ordre stratigraphique de la séquence demeure inconnu.

Schiste quartzofeldspathique à chlorite-séricite (membre EU-1)

Ce membre constitue plus de 80 % des lithologies du domaine d'Eustis. Il consiste en un schiste à feldspath, quartz, séricite et chlorite. Une forte proportion de fragments de roches est souvent visible. Les surfaces d'altération varient de gris clair à gris foncé alors que la cassure est grisâtre ou varie de vert clair à vert moyen.

Lorsqu'ils sont présents, les fragments sont hétérogènes dans une proportion pouvant aller jusqu'à 50 %. Ils sont fortement étirés dans le plan de la foliation et généralement de taille d'ordre centimétrique (jusqu'à 15 cm). Les fragments de volcanite felsique sont abondants ; ils sont finement grenus et varient du gris au beige clair. Des

fragments de roche granitique sont caractéristiques de ce faciès. Ces fragments granitiques sont moyennement à grossièrement grenus et, étant donné la différence de compétence, moins aplatis que les volcanites felsiques. D'autres types de fragments, rarement observés ceux-là, sont des calcédoines rougeâtres ou noirâtres. Lorsque les fragments sont présents, la matrice consiste en un schiste à quartz, feldspath, chlorite et séricite dont la fraction grossière varie de 0,5 à 1 mm de diamètre.

Lorsque les fragments sont absents, la roche est identique à la matrice du faciès précédent. Les cristaux de quartz et de feldspath sont omniprésents et la proportion de séricite et de chlorite est variable, généralement au profit de la séricite. Par endroits, la stratification est visible ; le litage est souligné par une alternance de niveaux microconglomératiques et de niveaux gréseux (figure 8).

Au microscope, un échantillon type contient environ 60 % de fragments de volcanite felsique et 40 % de fragments granitiques. Les volcanites felsiques sont de composition rhyolitique ou rhyodacitique. Les fragments rhyolitiques sont porphyriques (quartz) et gloméroporphyriques (plagioclase). Les fragments rhyodacitiques sont porphyriques (plagioclase). Les fragments de roche granitique sont constitués de quartz, de feldspath et de



FIGURE 8 – Stratification visible dans les métavolcanoclastites du domaine d'Eustis. La schistosité S_2 recoupe la stratification parallèle à la foliation S_1 .

chlorite. Ils sont grossièrement grenus et caractérisés par une texture granophyrique.

Le faciès ne contenant pas de fragments possède un assemblage minéralogique à feldspath, quartz, séricite, chlorite, sphène, zircon et minéraux opaques (peut-être chromite). Le quartz et le feldspath forment de 30 à 60 % de cet assemblage. La proportion de feldspath est supérieure à celle du quartz. Les quartz sont monocristallins et ne montrent pas de texture de résorption. La séricite et la chlorite constituent, dans une proportion variable, jusqu'à 30 % de l'assemblage minéralogique. La calcite est d'origine secondaire et constitue parfois 10 % du volume des minéraux. Des structures évoquant une déformation intense sont omniprésentes : rubanements de quartz, différenciation métamorphique à quartz-phyllosilicates, recristallisation en zones abritées (ombres de pression tectonique).

Étant donné l'intensité de la déformation, le protolithe est difficile à identifier. Cependant, l'abondance de fragments granitiques ainsi que l'absence de textures volcaniques de la composante détritique s'opposent à une origine pyroclastique. D'un autre côté, comme elles sont intimement associées à des roches métapyroclastiques (membre EU-2), il est probable que ce faciès représente des dépôts pyroclastiques remaniés.

Schiste à quartz-séricite (membre EU-2)

Ce membre est bien exposé dans le secteur des mines Capel, Albert et Eustis (voir carte n° 2147B, hors texte). Il est constitué de schiste à séricite, ou à séricite-quartz. Certains affleurements indiquent que ce sont des tufs à cristaux et des tufs felsiques métamorphisés.

Les tufs felsiques métamorphisés sont à patine brunâtre foncé ou moyen, et à cassure gris clair ou verdâtre. Ils sont microporphyriques (quartz, moins de 5 %). Ces tufs métamorphisés sont stratifiés par endroits : le litage est souligné par l'alternance de niveaux grenus et de niveaux à grain très fin. On y observe parfois des fragments (niveau EU-2a). Ceux-ci ont une taille d'ordre centimétrique et sont de composition rhyodacitique. Ils ne dépassent pas 30 % du volume de la roche.

Les tufs à cristaux métamorphisés possèdent une cassure grisâtre, verdâtre ou bleutée. Ils contiennent de 5 à 25 % de phénocristaux de quartz et de feldspath atteignant 5 mm de diamètre. La matrice aphanitique est de composition felsique. À proximité des zones de cisaillement ductile, ces roches sont caractérisées par le développement d'une foliation mylonitique. Une silicification syntectonique est parfois soulignée par la présence d'importantes veines de quartz.

Au microscope, ces tufs métamorphisés sont caractérisés par un assemblage minéralogique à quartz, feldspath, séricite, chlorite, calcite, sphène et épidote. Les phénocristaux de quartz et de feldspath forment de 5 à 15 % de cet assemblage. Le rapport QZ/FF varie de 1 à 4. Les phénocristaux possèdent un diamètre de 0,5 à 2 mm

et sont recristallisés. Les quartz sont corrodés. Les feldspaths, monocristallins ou polycristallins, sont altérés en séricite et en épidote. La séricite et les traces de chlorite constituent jusqu'à 20 % du volume des minéraux. La calcite post-cinématique forme des cristaux automorphes. Le sphène et les minéraux opaques sont des constituants mineurs formant des plages xénomorphes. La matrice est entièrement recristallisée et possède un diamètre moyen d'environ 0,1 mm. La texture dominante est celle de roches métamorphiques. L'intensité de la déformation est soulignée par de nombreuses structures de recristallisation (en rubans ou en zones abritées) contemporaines de la déformation régionale.

Schiste à chlorite (membre EU-3)

Le schiste à chlorite est une lithologie peu fréquente dans l'assemblage du domaine d'Eustis. On en retrouve un niveau continu dans le secteur du Centre de ski Montjoye, au sud du chemin Dumant (voir carte n° 2147B, hors texte). Le schiste à chlorite affleure généralement de façon discontinue au sein du membre EU-1.

La roche type est un schiste à chlorite de composition homogène. La cassure et la surface d'altération varient de vert moyen à vert foncé. La texture est aphanitique. La distribution du schiste à chlorite suggère qu'il s'agit vraisemblablement d'une métadiabase en relation intrusive avec les roches encaissantes.

DOMAINE DE STOKE

Les roches du domaine de Stoke affleurent dans la partie NE de la région de Sherbrooke (voir carte n° 2147A, hors texte). Elles se poursuivent au sein des monts Stoke où elles furent cartographiées par de Römer (1985). Les schistes de Weedon (Labbé, 1988) en représentent un équivalent latéral. Deux membres de roche extrusive et un membre de roche intrusive (peut-être synvolcanique) sont inclus dans le domaine de Stoke. À l'instar du domaine d'Eustis, la position stratigraphique des roches extrusives est inconnue.

Basalte, schiste à chlorite (membre ST-1)

Les roches mafiques du domaine de Stoke sont des basaltes coussinés et des schistes à chlorite. Ce faciès constitue moins de 20 % de la séquence extrusive de ce domaine. Les basaltes en coussins affleurent principalement à l'intérieur d'une bande située à la bordure ouest de l'intrusion granitique (voir carte n° 2147A, hors texte). Les schistes à chlorite forment des horizons discontinus au sein des roches felsiques.

D'un point de vue pétrographique et minéralogique, les roches mafiques du domaine de Stoke sont similaires à celles du domaine de Sherbrooke. La principale différence entre les séquences des deux domaines lithotectoniques réside dans la proportion relative de roches mafiques et de roches felsiques présentes dans chacun d'eux. Certaines

caractéristiques géochimiques permettent aussi d'en faire des classes distinctes (voir plus loin le chapitre intitulé "Géochimie").

Tuf rhyolitique, schiste à quartz-séricite (membre ST-2)

Les roches felsiques représentent une importante fraction des roches extrusives du domaine de Stoke. Leur composition est très homogène. Le faciès de brèche pyroclastique caractérisant le domaine de Sherbrooke est systématiquement absent de cette séquence.

Le membre ST-2 est constitué de tuf rhyolitique et de schiste à quartz-séricite. Ces roches sont dépourvues de structures primaires d'origine volcanique ou sédimentaire. Les variations lithologiques sont souvent imperceptibles à l'échelle macroscopique.

Le tuf rhyolitique varie de massif à moyennement schisteux et possède une surface altérée gris clair, verdâtre ou brunâtre. La cassure fraîche est gris bleuté, verdâtre ou brunâtre. La texture est porphyrique. Ces roches contiennent de 5 à 10 % de cristaux automorphes de quartz et jusqu'à 15 % de cristaux d'albite. La matrice est aphanitique et recristallisée. Les phénocristaux ont un diamètre variant de 0,5 à 2 mm.

Le tuf rhyolitique est schisteux par endroits et prend alors l'aspect de schistes felsiques. Le contact avec les sédiments encaissants est franc. Il est possible d'observer ce contact et des affleurements représentatifs du tuf rhyolitique dans le lit d'un ruisseau traversant ces unités, à environ 1,4 km au nord de l'intersection des chemins Lemire et Duplessis (voir carte n° 2147A, hors texte).

Au microscope, le tuf rhyolitique contient jusqu'à 10 % de phénocristaux d'albite de forme euhédrale atteignant 1 mm de diamètre (figure 9). Les quartz sont de forme subhédrale et fréquemment corrodés. La matrice est constituée de quartz, d'albite et de séricite. La texture varie de recristallisée à microcristalline. La calcite est parfois associée à des fractures ou à une altération partielle de l'albite. Une déformation plus

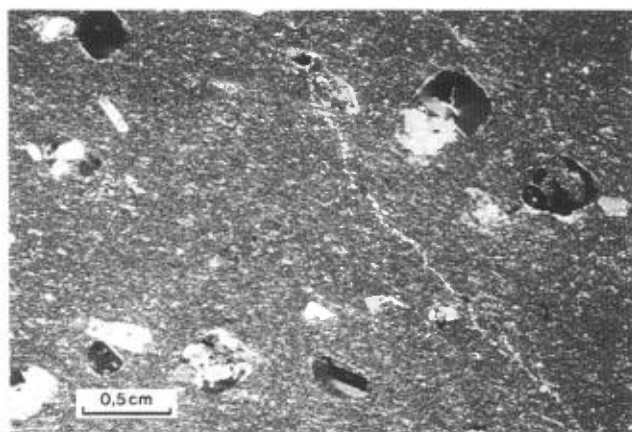


FIGURE 9 – Photomicrographie du tuf rhyolitique (ST-2) du domaine de Stoke. Notez les textures de résorption montrées par les phénocristaux de quartz.

poussée transforme le tuf rhyolitique en schiste à quartz, à séricite et à actinote.

Vers le nord-est du domaine de Stoke, le faciès rhyolitique est dominé par un tuf rhyolitique à cristaux à patine gris clair, blanc crème ou brun jaunâtre. La cassure fraîche varie de grisâtre à blanchâtre. Les tufs rhyolitiques contiennent de 15 à 20 % de cristaux de quartz dans une matrice constituée de feldspath et de séricite. Les cristaux de quartz varient de 2 à 4 mm de diamètre et sont de forme subanguleuse. Ces tufs sont similaires aux rhyolites et se distinguent de celles-ci par l'abondance et la granulométrie des cristaux de quartz, ainsi que par l'absence d'albite.

Granite à albite, granite schisteux (membre ST-3)

Un massif granitique est en relation intrusive avec les roches volcaniques du domaine de Stoke. Il affleure à l'extrémité NE de la région de Sherbrooke (voir carte n° 2147A, hors texte) et se poursuit dans les monts Stoke. Ce granite constitue environ 40 % des roches ignées du domaine de Stoke.

La composition moyenne de cette intrusion est celle d'une tonalite. La proportion élevée de feldspaths sodiques est cependant liée à une albitisation des feldspaths.

Les surfaces d'altération sont grisâtres ou brunâtres et la cassure fraîche varie de blanchâtre à verdâtre, en fonction de l'abondance relative de la séricite et de la chlorite. La granulométrie moyenne est de l'ordre de 4 à 7 mm. La proportion d'albite et de quartz est relativement constante; environ 30 % de quartz et de 30 à 40 % d'albite. Certains affleurements montrent la présence de feldspaths potassiques. Les autres constituants sont la séricite, la chlorite et l'épidote. La proportion de séricite et de chlorite varie par endroits et semble dépendre d'une contamination des roches encaissantes.

L'examen au microscope montre que le granite est principalement constitué de quartz et de plagioclases sodiques. Les constituants secondaires, plus ou moins abondants et de composition variable, sont la séricite, la chlorite et l'épidote. Les minéraux moins abondants sont le sphène, le zircon, la magnétite, la calcite et la pyrite. Les textures granophyriques sont omniprésentes.

En bordure du contact avec les roches volcaniques, l'intrusion contient des enclaves de roches felsiques ou mafiques. La dimension des enclaves varie de 50 à 200 m, mais les limites exactes sont imprécises. À l'inverse, de fréquents amas de granite, d'ordre décamétrique, affleurent au sein des volcanites, à proximité des zones de contact.

Par endroits, l'intrusion prend la composition d'un gabbro quartzifère. Elle possède alors une patine gris foncé et une cassure vert sombre. Le gabbro contient moins de 10 % de quartz, environ 25 % de feldspaths automorphes et de 20 à 30 % de minéraux mafiques (pyroxènes et amphiboles) dans une mésostase de chlorite. La texture est ophitique.

L'intrusion est probablement d'origine synvolcanique. La relation intrusive est confirmée par la présence de nombreuses enclaves et de xénolithes de roches identiques aux volcanites du domaine de Stoke. Certaines de ces enclaves représentent peut-être des lambeaux témoins. Le granite lui-même semble être la partie sommitale d'un massif intrusif (de Römer, 1985). De plus, les roches plutoniques possèdent le même degré de déformation que les roches volcaniques adjacentes. Enfin, des grains de quartz à texture granophyrique dans les unités basales du Groupe de Magog, de même que des blocs granitiques au sein des conglomérats de la Formation de Saint-Victor, permettent de supposer que la mise en place du pluton est antérieure à la sédimentation du Groupe de Magog.

Groupe de Magog

Le Groupe de Magog affleure dans la partie NW de la zone étudiée (cartes n^{os} 2147A et 2147B, hors texte). Il couvre une large superficie centrée sur la municipalité de Bromptonville. Six unités stratigraphiques sont reconnues et attribuées aux formations de Beauceville et de Saint-Victor.

FORMATION DE BEAUCEVILLE

La base du Groupe de Magog est constituée d'un assemblage de roches volcanoclastiques et épicastiques qui sont attribuées à la Formation de Beauceville. Trois unités distinctes y sont reconnues.

Conglomérat volcanique, grès, tuf et rythmites (unité M-1)

Cette unité forme une bande, d'une largeur moyenne de 600 m qui s'étend de la rue Galt Est jusqu'à la limite nord de la région (carte n^o 2147A, hors texte). Elle est constituée de conglomérat et de grès volcanique, de tuf lithique et d'une alternance de claystones et de siltstone feldspathique. Elle était auparavant incluse dans la Formation d'Ascot (Lamarche, 1967) ; nous en faisons cependant l'unité basale du Groupe de Magog.

Au sud du ruisseau Dorman (carte n^o 2147A, hors texte), les roches de l'unité M-1 sont fortement déformées. La linéation définie par l'éirement des fragments plonge vers le SE. La déformation de ce secteur est associée à la jonction de plusieurs failles juxtaposant l'unité M-1 au Complexe d'Ascot (Tremblay, 1989). Les conglomérats volcaniques de ce secteur sont à patine brunâtre et à cassure vert clair. Ils forment 80 % des roches de l'unité M-1. Ils sont constitués de 10 à 50 % de fragments hétérogènes variant de quelques centimètres à plus de 30 cm de diamètre. Les fragments sont, nommés selon un ordre quantitatif, des volcanites felsiques, des pyroclastites felsiques, des calcédoines et pélites noirâtres, et des siltstones calcareux.

Les fragments sont parfois étirés sur plus d'un mètre (figure 10). Au microscope, ils montrent de nombreuses évidences de cisaillement intense : étirement, barbes de



FIGURE 10 – Étirement des fragments de volcanite felsique dans la partie déformée (sud du ruisseau Dorman ; carte n^o 2147A, hors texte) du conglomérat volcanique du Groupe de Magog.

croissance, rotation, fracturation et recristallisation dans les zones abritées. Les textures sont fréquemment porphyroclastiques. La matrice est schisteuse et constituée de séricite, de chlorite, de feldspaths, de quartz et de fragments lithiques. La calcite, l'actinote et les minéraux opaques sont des constituants mineurs. Un affleurement typique du faciès déformé est situé au coin des rues Galt Est et King Est, à Fleurimont (carte n^o 2147A, hors texte).

Du ruisseau Dorman jusqu'à la limite nord de la région, la déformation diminue graduellement. La taille des fragments varie de la grosseur des blocs à celle des cailloux. Ils flottent dans une matrice sablonneuse constituée d'environ 50 % de feldspaths, moins de 10 % de quartz, et jusqu'à 20 % de fragments lithiques. L'alternance avec des niveaux de grès volcaniques devient plus fréquente vers l'extrémité nord de l'unité.

Les grès sont à patine gris-brun et à cassure gris clair. Ils sont stratifiés en bancs de quelques centimètres à plus d'un mètre d'épaisseur. La granulométrie varie, allant du grès fin au microconglomérat. Ces roches sont de la même composition que la matrice du faciès conglomératique. Les grès volcaniques sont interlités avec des claystones noirâtres à patine brun rouille ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur. Les observations de terrain suggèrent que le membre de conglomérat volcanique représente, du moins dans sa partie nord, une alternance d'ordre décimétrique de conglomérats et de grès volcaniques dont la fraction conglomératique constitue près de 75 % de l'ensemble.

L'examen des lames minces des roches peu déformées confirme qu'il s'agit du même faciès. La faible déformation permet une meilleure identification des fragments. En quantité décroissante, ce sont des rhyolites, des pélites, des schistes felsiques, des granophyres et des andésites. Des fragments de quartz à texture micrographique y sont présents. Ils sont relativement fréquents et laissent supposer l'existence d'une source granitique. Le pourcentage de matrice des conglomérats est toujours supérieur à 50 %. Cette matrice est constituée de feldspath, de quartz, de

chlorite et de séricite. Les constituants mineurs sont la calcite, l'épidote, le sphène, l'actinote et le zircon.

Un banc de tuf lithique (M-1a), d'une centaine de mètres d'épaisseur, affleure sur une distance d'environ 3 km dans la partie sud de l'unité M-1 et sur environ 2 km dans la partie nord. Ce tuf possède une surface d'altération brunâtre, grisâtre ou verdâtre et une cassure gris clair ou blanchâtre. Il est constitué de 20 à 40 % de feldspath, de 5 à 10 % de quartz et de moins de 10 % de fragments lithiques dans une matrice à grain fin. La granulométrie de la fraction grossière varie de 1 à 5 mm. La matrice varie d'une composition siliceuse à argileuse. Au microscope, la présence de fragments de pépite et de quartz granophyrique caractérisent ce tuf. Les fragments pélitiques sont aplatis et mesurent jusqu'à 1,5 mm. Les quartz granophyriques constituent moins de 5 % de la roche et varient de 1 à 3 mm de diamètre. Les fragments de feldspath sont les principaux constituants. Des grains détritiques de zircon sont parfois visibles. La matrice est constituée de quartz et de séricite.

Le sommet de l'unité M-1 est constitué d'une alternance de clayslate, de siltstone et de grès feldspathique (M-1b). Les clayslates sont à patine noirâtre ou brunâtre et à cassure gris moyen. Ils montrent de fines laminations silteuses de 1 à 2 cm d'épaisseur. Par endroits, la proportion de siltstone augmente et la roche se présente alors comme une alternance de lits centimétriques de mudslate et de siltstone feldspathique. Ce dernier possède une surface d'altération brun clair et il est parfois granoclassé. Le siltstone contient moins de 30 % de quartz. La matrice est argileuse ou tufacée. La fraction grossière, d'environ 1 mm, est constituée de 25 % de quartz, de 20 % de feldspath et de 10 % de fragments lithiques dans une matrice à quartz, à feldspath, à séricite, à calcite et à sphène.

Lamarche (1967) interprète la fraction conglomératique de l'unité M-1 comme un agglomérat rhyolitique. Nous ne croyons pas que ces dépôts soient d'origine pyroclastique. Le mode de mise en place est probablement du type "coulée de débris volcaniques" (lahar), tel que défini par Fisher & Schmincke (1984). La nature hétérogène des fragments, la présence de litage et de granoclassement, de même que l'interstratification de conglomérats et de grès volcaniques militent en faveur de cette origine.

Volcanoclastite gréseuse à microconglomératique (unité M-2)

Cette unité affleure sur la bordure NW de l'unité M-1 avec laquelle elle est en contact faillé (voir carte n° 2147A, hors texte). L'unité M-2 est constituée de volcanoclastite variant de gréseuse à microconglomératique.

La surface d'altération varie de gris moyen à brun et la cassure est gris clair bleuté ou verdâtre. Ces roches contiennent 50 % et plus de feldspaths, moins de 10 % de quartz et de 15 à 20 % de fragments de roche. Ceux-ci sont de deux sortes : volcanite felsique et pépite noirâtre dans

un rapport d'environ 3 pour 1. Les fragments pélitiques sont généralement plus grossiers (jusqu'à 5 cm) et de forme plus anguleuse que les clastes volcaniques. La proportion de lithoclastes augmente dans les niveaux conglomératiques. Les fragments sont subanguleux et le pourcentage de matrice est faible (moins de 10 %). Ces roches sont parfois stratifiées. Elles se présentent alors en bancs de 1 à 2 m. Ces bancs sont formés d'un amalgame de strates d'ordre centimétrique. Les granoclassements normaux sont fréquents. Les niveaux fins sont des clayslates noirâtres variant de quelques centimètres à plus de 1 m d'épaisseur.

En lames minces, cette volcanoclastite contient moins de 10 % de quartz subanguleux de 0,5 à 3 mm de diamètre. Les quartz sont polycristallins ou à texture granophyrique. La quantité de feldspaths varie de 15 à 35 % ; les grains sont anguleux ou subanguleux. Ils sont parfois altérés en calcite et/ou en séricite. La fraction lithique est abondante (de 30 à 60 %). Les fragments de roche volcanique sont dominants (jusqu'à 70 %) ; ces derniers sont principalement des volcanites felsiques. Les fragments sont subanguleux et mesurent de 0,5 à 3 mm de diamètre. Ils sont constitués de plagioclase et de quartz. Leur texture varie de cryptocristalline à phanéritique. Les fragments de composition intermédiaire ou basique sont constitués de phénocristaux de feldspaths dans une mésostase aphanitique. Les fragments de roches sédimentaires sont de composition pélitique. Des fragments de shale et de grès sont parfois présents. La matrice est constituée de séricite, de chlorite et de calcite authigène. Des grains détritiques de zircon sont aussi présents. La pyrite et la ferrodolomite sont des constituants mineurs d'origine secondaire.

Clayslate graphitique et siltstone, grès feldspathique (unité M-3)

L'unité M-3 est constituée d'un assemblage de clayslates graphitiques et de grès feldspathiques (voir carte n° 2147A, hors texte). Elle repose en contact normal sur l'unité M-2 dans sa partie sud, et en contact de faille avec l'unité M-1 dans sa partie nord.

La fraction pélitique forme environ 50 % de cette unité. Les clayslates sont à patine noirâtre ou brun-rouille, et à cassure d'un noir terne suggérant une composition graphitique. Ils sont interlités avec des siltstones gris clair à patine brunâtre présents en strates de 1 à 3 cm. En cassure fraîche, les clayslates montrent des laminations d'ordre millimétrique de siltstone brunâtre ainsi que de fines disséminations de pyrite parallèlement à la stratification.

La fraction grossière de l'unité M-3 est un grès moyen à grossier, de composition feldspathique. Il se présente en bancs et en strates de 0,5 m et moins. Il est fréquemment granoclassé. La patine est brunâtre et la cassure est gris clair. Ces grès sont riches en feldspaths (plus de 50 %), pauvres en quartz (moins de 10 %) et possèdent une

fraction lithique variable (de 2 à 10 %). En lames minces, ils contiennent de 5 à 10 % de quartz subanguleux ou anguleux. Le quartz forme parfois des cristaux agglomérés avec le feldspath. Les feldspaths sont maclés et généralement altérés en séricite. La fraction lithique atteint 30 % et est constituée de fragments de volcanites variant d'intermédiaires à felsiques. La matrice est constituée de séricite et d'un peu de chlorite.

FORMATION DE SAINT-VICTOR

La Formation de Saint-Victor représente plus de 80 % des lithologies du Groupe de Magog. Elle occupe toute la partie NW de la région de Sherbrooke (cartes nos 2147A et 2147B, hors texte). Elle est en contact de faille avec les roches du Complexe d'Ascot (faille de Rivière Magog) ainsi qu'avec celles de la Formation de Beauceville.

Ardoise, grès et siltstone (unité M-4)

L'unité M-4 est constituée d'une alternance d'ardoise, de siltstone et de grès. Elle traverse la région selon un axe NE-SW.

Cette unité a une puissance minimale d'environ 1 000 m. Elle forme une séquence de turbidite classique. Les ardoises sont des mudslates et des siltslates noirâtres dans lesquels la stratification est mal définie, sauf lorsqu'il y a interstratification de grès.

Les mudslates sont interlités avec des siltstones ou des grès fins. Ces derniers sont fréquemment granoclassés (figure 11). La fraction gréseuse devient parfois plus importante et se présente alors en bancs variant de 0,5 à plus de 1 m. Les grès possèdent une patine variant de gris moyen à gris sombre et une cassure gris clair. Leur granulométrie est le plus souvent de l'ordre des grès moyens. Ils montrent de nombreuses figures sédimentaires : granoclassements normaux et laminations parallèles, obliques, entrecroisées et convolutées. Des rides, des brèches intraformationnelles et des figures de charge sont visibles par endroits. La coupe de l'autoroute 10 Est,

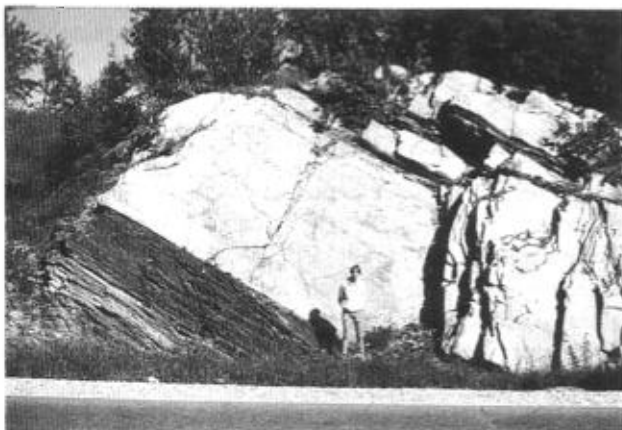


FIGURE 11 – Banc de grès granoclassé au sein des turbidites grésopélitiques (unité M-4) du Groupe de Magog.

entre la rivière Saint-François et la route 216, présente une excellente section de l'unité M-4.

Au microscope, la composition des grès varie d'une arénite feldspathique à une arénite lithique. Ils contiennent de 10 à 20 % de grains de quartz d'environ 1 mm de diamètre allant de subanguleux à subarrondis. Les quartz sont polycristallins ou à texture granophyrique. La quantité de feldspaths varie de 30 à 60 %. Ceux-ci mesurent jusqu'à 2 mm et sont aussi de forme variant de subanguleuse à subarrondie. Les feldspaths sont fréquemment altérés en séricite et en calcite. La fraction lithique varie de 0 à 40 %. Les formes sont le plus souvent subarrondies. Les fragments de roche sont des volcanites felsiques à texture cryptocristalline ou phanéritique. Les fragments de calcédoine sont fréquents. La matrice est constituée de séricite, de calcite et de chlorite. Les contacts entre les grains sont souvent flous et soulignés par la présence de séricite. Des grains détritiques de zircon sont aussi visibles. La fraction silto-argileuse, qui se présente en alternance avec les grès, est généralement plus riche en quartz (jusqu'à 30 %) et varie entre un clayslate et un siltslate.

La composition des roches de l'unité M-4 suggère une source mixte composée de roches sédimentaires et volcaniques. Les roches de cette unité forment une séquence de turbidite classique représentant l'érosion ou le remaniement de faciès volcanoclastiques adjacents à un édifice volcanique.

Conglomérat, grès arkosique (unité M-5)

L'unité M-5 forme un niveau-repère régional. Elle repose sur les turbidites de l'unité précédente. La cartographie géologique de cette unité a permis de mettre en évidence une succession de plis d'entraînement dextres. Un assemblage de conglomérat et de grès arkosique caractérise cette unité.

Le conglomérat constitue entre 40 et 60 % de cet assemblage. Il contient de 30 à 70 % de fragments variant de subanguleux à arrondis, de roches volcaniques, sédimentaires et intrusives. Les fragments sont de la grosseur des galets, mais la présence de cailloux et de blocs est fréquente. Les volcanites constituent environ 50 % des lithologies des fragments ; il s'agit habituellement de volcanites felsiques et andésitiques. Les fragments de roches sédimentaires sont des grès, des siltstones et des pélites. Environ 10 % des fragments sont des roches intrusives de composition granitique (figure 12). Ils sont généralement plus grossiers ; certains blocs atteignent près de 1 m de diamètre.

La matrice du conglomérat varie de gréseuse à grésopélitique. Il s'agit d'un grès impur contenant jusqu'à 50 % de feldspaths blanchâtres subanguleux, de 10 à 15 % de quartz et de 30 à 40 % de fragments lithiques.

Ce conglomérat forme des lentilles dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Il est interlité avec des grès de composition similaire à la

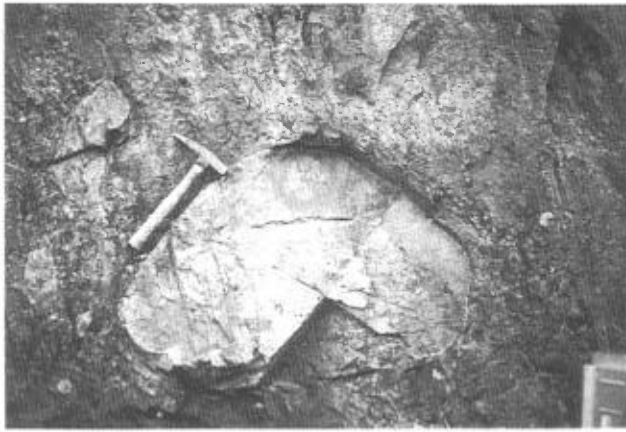


FIGURE 12 – Fragment de roche granitique au sein du conglomérat à blocs (unité M-5) du Groupe de Magog.

matrice. Les grès sont souvent granoclassés. St-Julien (1963) a noté la présence de fragments fossilifères dans le conglomérat de l'unité M-5, auxquels on attribue un âge Ordovicien supérieur (Lamarche, 1967).

La couleur du grès arkosique varie de gris verdâtre à gris foncé. La roche est massive et grossièrement stratifiée en bancs de 1 à 2 m. La grosseur moyenne des particules est d'environ 2 mm. Ce grès est constitué d'environ 50 % de grains subanguleux de feldspaths blanchâtres et de moins de 15 % de grains de quartz. En lames minces, moins de 10 % de quartz est visible. La proportion de feldspaths dépasse les 50 % ; ils forment un empilement serré de cristaux complets ou fracturés. Ils se présentent parfois en cristaux agglomérés atteignant 3 mm de diamètre. Ce grès contient moins de 10 % de fragments de roches volcaniques felsiques. Une matrice microcristalline de composition quartzofeldspathique, et d'aspect tufacé, constitue jusqu'à 30 % du volume rocheux.

Des grès et des siltstones verdâtres alternent parfois avec le grès arkosique ou le conglomérat. Ces roches forment des lits granoclassés de 2 à 10 cm d'épaisseur. La patine est gris foncé à brunâtre et la cassure varie généralement de vert clair à vert moyen. La fraction basale des strates est parfois conglomératique et la fraction sommitale peut être pélitique. La lithologie dominante est un grès fin ou un siltstone.

L'unité M-5 a une épaisseur variant entre 50 et 150 m. Bien que Lamarche (1967) ait supposé le contraire, nous pensons qu'elle repose effectivement sur l'unité M-4. Ces roches se sont probablement déposées par la voie de chenaux entaillant les flancs d'un bassin sédimentaire. L'abondance de fragments de roches volcaniques et plutoniques permet de supposer que la principale source de sédiments était un arc magmatique profondément érodé. L'unité M-5 représente la base de la Formation de Sherbrooke (St-Julien, 1963), actuellement incluse dans la Formation de Saint-Victor (St-Julien & Hubert, 1975). Dans la partie sud des monts Stoke, de Römer (1985) attribue ces roches à la Formation de Lac Lambton, d'âge

silurien. Nous croyons qu'il s'agit d'une erreur et que cette unité appartient au Groupe de Magog.

Ardoise noirâtre à interlits de grès silteux (unité M-6)

L'unité M-6 est caractérisée par une ardoise interlitée de grès ou de siltstones.

L'ardoise constitue de 60 à 90 % de cet assemblage. Elle a une patine gris foncé et une cassure noirâtre. Elle est parfois interlitée avec des grès et des siltstones. L'ardoise est dépourvue de toute structure sédimentaire et montre seulement un clivage ardoisier pénétrant. En lames minces, il s'agit de clayslates comprenant une faible proportion (moins de 30 %) de feldspaths et de quartz dans une matrice de séricite et de carbonates authigènes.

Les niveaux gréseux et silteux se présentent en strates de 2 à 5 cm et forment de 10 à 40 % de la séquence. Ils sont à patine blanchâtre ou brunâtre et à cassure gris clair ou gris moyen. À part le granoclassement et de rares laminations parallèles, aucune autre structure sédimentaire n'est présente. La granulométrie varie de celle des grès fins à celle des siltstones. Au microscope, les niveaux gréseux et silteux contiennent de 15 à 30 % de grains de quartz variant de subanguleux à arrondis. Les feldspaths sont subanguleux et constituent de 5 à 20 % du volume de la roche. Ils sont fréquemment altérés en calcite. La fraction lithique varie de 30 à 40 % et atteint 1,5 mm de diamètre; elle est essentiellement constituée de fragments de roche sédimentaire. Les fragments de grès quartzeux prédominent sur les fragments de shale et de pélite. Une matrice à quartz-séricite-carbonate est présente. Ces roches sont des arénites lithiques ou des sédarénites.

L'unité M-6 s'apparente à la fraction pélitique des turbidites de l'unité M-4. Comme cette dernière, elle consiste en une alternance plus ou moins régulière de mudslates et de grès. Cependant, la fraction grossière de l'unité M-6 est toujours, en termes de granulométrie et de pourcentage relatif, inférieure à celle de l'unité M-4. L'unité M-6 est interprétée comme une séquence de turbidite à caractère plus distal que celle de l'unité M-4. Cette caractéristique est probablement associée à un éloignement de la source et/ou à un approfondissement du bassin de sédimentation.

Roches siluro-dévonniennes

La présente étude nous permet d'affirmer, à l'instar de Slivitzky & St-Julien (1987), que les roches post-ordoviciennes affleurant au SE de la faille de La Guadeloupe sont incluses dans le Groupe de Saint-Francis, alors que celles affleurant au-dessus du Groupe de Magog relèvent de la Formation de Lac Aylmer.

FORMATION DE LAC AYLMEER

Dans la partie nord de la région de Sherbrooke, les roches appartenant à la Formation de Lac Aylmer sont

préservées au sein de bassins structuraux appartenant au Groupe de Magog. Nous y avons reconnu deux unités distinctes.

Conglomérat à blocs, siltstone argileux, ardoise noirâtre (unité AL-1)

L'unité AL-1 forme un bassin reposant sur les roches de l'unité M-6. Elle affleure à environ 2 km à l'est de Bromptonville (voir carte n° 2147A, hors texte) et s'étend jusqu'au NW de Duplin, à l'extérieur de la région étudiée (de Römer, 1985). Elle est constituée de conglomérat à blocs et de siltstone argileux.

Le conglomérat contient jusqu'à 40 % de fragments subarrondis dont la dimension varie de celle de petits cailloux à celle de blocs atteignant 50 cm de diamètre. Les fragments sont des roches volcaniques felsiques, des roches granitiques et des roches sédimentaires. Les volcanites felsiques sont abondantes; ce sont principalement des rhyolites porphyriques. Les fragments granitiques sont relativement abondants (environ 30 %); ils sont moyennement ou grossièrement grenus et leur composition varie entre une tonalite et une granodiorite. Les fragments de roche sédimentaire (environ 25 %) sont des grès quartzeux, des siltstones et des pélites noirâtres. La matrice, de couleur gris noirâtre, est un grès conglomératique mal trié. Elle est constituée de quartz, de feldspaths et de fragments lithiques de même nature que la fraction grossière. Ces conglomérats polygéniques sont interlités avec des siltstones argileux et des ardoises noirâtres.

Calcaire impur, conglomérat calcaire (unité AL-2)

L'unité AL-2 est constituée de calcaire impur et de conglomérat calcaire. Elle forme une lentille pincée entre les unités M-3 et M-4 du Groupe de Magog. Elle est en contact de faille avec l'unité M-3. L'unité AL-2 affleure dans la partie nord de la région (carte n° 2147A, hors texte), de part et d'autre de la route 216, et s'étend au nord de notre secteur jusqu'à 1 km au sud du lac Stoke, à l'extérieur de la région étudiée (de Römer, 1985).

Le calcaire forme plus de 60 % de l'assemblage lithologique de l'unité AL-2. Il est à patine brun foncé et à cassure gris sombre. La cassure noirâtre signale une forte proportion de matériel argileux. Lorsque le calcaire est stratifié, le litage est souligné par une concentration de fragments de fossiles d'ordre millimétrique ou par la présence de niveaux argileux d'environ 1 cm d'épaisseur. Le calcaire est parfois conglomératique; il contient alors environ 10 % de fragments, d'ordre centimétrique, de calcaire micritique gris clair. Ce calcaire est fossilifère; on y trouve des tiges brisées de crinoïdes ainsi que des fragments de coraux. Au microscope, il s'agit de calcaire silteux ou de siltstone calcaire qui contient jusqu'à 30 % de grains subarrondis de quartz baignant dans une matrice de calcite. La calcite est recristallisée et aucune structure n'y est préservée. Des feuillettes de séricite soulignent le plan de foliation.

Le calcaire de l'unité AL-2 affleure avec le conglomérat calcaire. Le conglomérat est brunâtre, à cassure foncée, contenant jusqu'à 20 % de fragments calcaires, fossilifères ou non. Les fragments mesurent de 2 à 5 cm. Les fragments fossilifères sont des calcaires à stromatopores, ou à stromatopores et coraux. La matrice est de composition argilo-calcaire et le litage est parfois visible. En bordure du contact avec l'unité M-3, le conglomérat est très schisteux et fortement altéré.

GROUPE DE SAINT-FRANCIS

Toutes les roches siluro-dévonienne affleurant au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé sont incluses dans le Groupe de Saint-Francis. Ce dernier forme le socle d'une région à faible relief où les aires d'affleurements sont peu abondantes. Deux principales unités sont identifiées et correspondent aux formations d'Ayer's Cliff et de Compton.

Formation d'Ayer's Cliff

Dans la région de Sherbrooke, la Formation d'Ayer's Cliff forme la base du Groupe de Saint-Francis. La Formation de Lac Lambton, reconnue dans la région de Weedon (Slivitzky & St-Julien, 1987), n'est pas présente. La Formation d'Ayer's Cliff est divisée en trois membres.

Schiste ardoisier, grès brunâtre (membre AC-1)

Ce membre est constitué des roches affleurant à proximité de la limite SE du Complexe d'Ascot, en bordure du chemin Biron (voir carte n° 2147A, hors texte). Il est constitué de schiste ardoisier, parfois calcaire, interlité de grès fin et de microconglomérat.

Le schiste ardoisier est gris moyen ou gris noirâtre, et brun foncé lorsqu'il est calcaire. La schistosité est très pénétrante et la stratification est généralement absente sauf lorsque le schiste ardoisier est interlité avec des grès. Ces derniers ont une patine brunâtre et une cassure gris clair. Ils sont stratifiés en bancs grano-classés d'une dizaine de centimètres à près de 1 m. La granulométrie varie de gréseuse à microconglomératique. Leur composition moyenne est de 35 % de feldspath, de 20 % de quartz et jusqu'à 15 % de fragments lithiques. La matrice est de composition argileuse ou calcaireuse.

Cette unité est fortement déformée. L'étirement prononcé des éléments grossiers définit une linéation plongeant systématiquement vers le sud-est. Certains affleurements suggèrent la présence de plis en fourreau, ce qui expliquerait le parallélisme entre les axes de plis et la linéation d'étirement.

Calcaire arénacé, mudslate calcaire (membre AC-2)

Le membre AC-2 est une séquence relativement ordonnée de calcaire en lits d'environ 50 cm d'épaisseur et d'interlits d'ordre centimétrique de mudslate calcaireux.

La fraction gréseuse du calcaire est importante et lui confère une structure laminaire. Les structures sédimentaires telles que granoclassesments, laminations obliques et laminations parallèles sont fréquentes et permettent de déterminer la polarité sédimentaire. L'abondance de déformations synsédimentaires est une importante caractéristique sédimentologique de cette unité.

En lames minces, la lamination est soulignée par des concentrations de calcite qui se manifestent en alternance avec des niveaux, d'ordre millimétrique, de minéraux argileux ou opaques et de séricite. Certains échantillons contiennent jusqu'à 20 % de grains de quartz, ce qui indique un apport détritique considérable dans le bassin de sédimentation du calcaire.

Calcaire, grès quartzitique, mudslate (membre AC-3)

Le passage du membre AC-2 au membre AC-3 est marqué par l'apparition de bancs de siltstone ou de grès quartzitique au sein d'un assemblage lithologique identique à celui du membre AC-2.

L'assemblage lithologique caractérisant l'unité AC-3 est constitué d'environ 30 à 40 % de grès, de 30 à 40 % de calcaire et de 20 % de mudslate noirâtre. Le grès possède une patine gris moyen et une cassure gris clair. Le quartz et le feldspath en sont les principaux constituants. La granulométrie moyenne est celle des grès fins. Les roches sont bien stratifiées et forment des lits et des bancs variant de 10 cm à plus de 1 m d'épaisseur. Les déformations synsédimentaires sont abondantes. Les autres structures présentes sont des laminations obliques et parallèles, et des granoclassesments normaux. En lames minces, le grès est constitué de plus de 70 % de quartz. Les grains sont subarrondis. Les autres constituants sont les feldspaths, les fragments lithiques, le zircon et le sphène. La calcite est présente sous forme de pseudo-matrice. Des feuilletés de muscovite marquent la foliation.

Le calcaire a une cassure gris foncé et une patine gris noirâtre. En surface, il est souvent altéré sur 2 à 3 cm de profondeur. Il diffère du calcaire de l'unité précédente par une quasi-absence de lamines silteuses. Ce calcaire forme des strates de 10 à 30 cm d'épaisseur. Certains bancs atteignent 2 m d'épaisseur. Les glissements synsédimentaires sont abondants et présents sur à peu près tous les affleurements visités. Les autres figures sédimentaires présentes sont les laminations obliques, parallèles et entrecroisées, les granoclassesments normaux et les figures de charge à la base des lits.

Un mudslate noirâtre, calcaireux ou non, forme des interlits, d'ordre centimétrique à décimétrique, au sein du grès et du calcaire. Les contacts sont francs. Le mudslate est pyriteux par endroits.

Aux États-Unis, la Formation d'Ayer's Cliff constitue un membre de la Formation de Waits River (Doll, 1951). Boucot & Drapeau (1968) soulignent que cette dernière est probablement d'âge dévonien dans sa partie supérieure, mais pourrait être d'âge silurien à la base. Comme nous ne

connaissons pas la position exacte du faciès affleurant dans la région de Sherbrooke et que l'unité n'est pas fossilifère, nous ne pouvons que lui attribuer un âge siluro-dévonien.

Formation de Compton (unité CO-1)

La Formation de Compton affleure dans le coin SE de la région (carte n° 2147B, hors texte). Elle constitue environ 20 % des lithologies du Groupe de Saint-Francis. Le contact avec la Formation d'Ayer's Cliff est graduel sur plusieurs dizaines de mètres. Il a été placé à l'endroit où disparaissent les bancs de calcaire de l'assemblage du membre AC-3.

La Formation de Compton est caractérisée par un assemblage de grès quartzitique et de mudslate noirâtre. Le grès est similaire à celui de l'unité AC-3, mais possède une cassure gris clair légèrement bleuté. Il forme des bancs très épais (de 1 à 4 m). Leur épaisseur moyenne est d'environ 2 à 3 m. La stratification est facilement visible sur les sections affleurant dans le lit du ruisseau Moe (voir carte n° 2147B, hors texte), mais rarement discernable ailleurs. Les déformations synsédimentaires, de même que des laminations parallèles et entrecroisées, sont abondantes.

Le mudslate affleurant avec ce grès est noirâtre et généralement non calcaireux. Il forme le plus souvent des interlits d'ordre centimétrique, mais atteint parfois 1 m d'épaisseur. Il est très pyriteux par endroits.

Roches intrusives

Outre l'intrusion granitique des monts Stoke, il existe deux types de roche intrusive recoupant les roches volcaniques et sédimentaires de la région de Sherbrooke. Des dykes de diorite syntectoniques ou tarditectoniques sont présents dans le Complexe d'Ascot et dans le Groupe de Magog, alors que des dykes de lamprophyre post-tectoniques recoupent toutes les unités de la région.

DIORITE, DIORITE CARBONATISÉE (UNITÉ 1)

La diorite forme des dykes, parfois des filons-couches, recoupant les roches du Complexe d'Ascot et du Groupe de Magog. Son épaisseur varie de 30 cm à plus de 2 m. Par endroits, les dykes montrent des relations mutuellement intrusives. Ils sont généralement parallèles à la foliation. Sur les cartes accompagnant le présent rapport, nous n'avons reporté que les dykes de diorite faisant plus de 2 m d'épaisseur.

La diorite possède une patine brun moyen causée par une croûte d'altération de 2 à 5 cm d'épaisseur. L'altération de surface est de composition limoneuse, et provient de la désintégration de minéraux ferrugineux comme la pyrite et la ferrodolomite. En cassure fraîche, la roche est gris clair et constituée de feldspath et de moins de 10 % de quartz. La texture est équigranulaire et finement grenue.

Cette diorite est souvent carbonatisée et montre alors jusqu'à 30 % de cristaux rhomboédriques de ferrodolomite de quelques millimètres de diamètre. Les roches sont peu ou non foliées mais sont parfois plissées ; nous les croyons syntectoniques ou tarditectoniques.

DYKES DE LAMPROPHYRE

Les dykes de lamprophyre sont rares. Ils recoupent toutes les unités de la région de Sherbrooke. À cause de leur faible épaisseur, ils ne sont pas représentés sur les cartes géologiques.

Ces dykes ont une épaisseur maximale d'environ 30 cm. Il s'agit d'une roche mélanocrate, à patine et à cassure noir foncé. Ces lamprophyres sont généralement très altérés ; la roche s'effrite facilement sous le marteau. Ils contiennent de 10 à 20 % de minéraux porphyriques de composition mafique (2 à 3 mm de diamètre) baignant dans une matrice aphanitique de couleur sombre.

Les dykes de lamprophyre sont les roches les plus jeunes de la région ; ils sont considérés comme contemporains du magmatisme crétacé, responsable des intrusions montérégiennes.



Introduction

La région de Sherbrooke a enregistré les effets d'au moins trois phases de déformation qui se sont manifestées différemment selon les diverses unités lithostratigraphiques. Dans le Complexe d'Ascot, chaque phase est associée à une foliation (S_1 , S_2 ou S_3). Les groupes de Magog et de Saint-Francis ne possèdent que deux générations de foliation (S_2 et S_3). Une foliation ancienne (S_1) est confinée au Complexe d'Ascot. Chaque phase de déformation a produit des plissements d'intensité variable, mais la phase D_2 a contrôlé le style structural régional.

Les structures cassantes régionales sont des failles de chevauchement avec transport tectonique vers le NW et dont le pendage est incliné vers le SE. Les plus importantes sont les failles syn- D_2 . La faille de La Guadeloupe (St-Julien *et al.*, 1983) marque le contact entre le Complexe d'Ascot et le Groupe de Saint-Francis. La faille de Fleurimont (nouveau nom) marque la limite SE du domaine de Sherbrooke. La faille de Rivière Magog (Lamarche, 1965) fait chevaucher le Complexe d'Ascot sur le Groupe de Magog. La faille de Stoke (nouveau nom) longe la limite NW du domaine de Stoke. Des failles précoces (syn- D_1) interprétées sont présentes dans le Complexe d'Ascot, à la limite NW des domaines de Sherbrooke et d'Eustis. Une génération de failles tardives (syn- D_3 à post- D_3) fut identifiée dans le Complexe d'Ascot.

Éléments structuraux

STRATIFICATION (S_0)

La qualité des surfaces de stratification est variable. Dans le Complexe d'Ascot, S_0 est rarement visible. Cette rareté est probablement une caractéristique primaire de ces roches volcaniques, mais l'intensité de la déformation tectonique et la recristallisation métamorphique ont grandement contribué à l'oblitération du litage. Aucune stratification ne fut observée dans le domaine de Stoke. Dans la séquence basaltique du domaine de Sherbrooke, S_0 est parfois mise en évidence par des lits de tuf et de calcédoine. Dans le domaine d'Eustis, l'interstratification de grès, dans les roches volcanoclastiques conglomératiques, souligne le litage (figure 8). Dans les phyllades du Complexe d'Ascot, S_0 est soulignée par des laminations de siltstone grisâtre.

Dans le Groupe de Magog, la stratification est visible dans toutes les unités. Elle est cependant moins bien développée dans la Formation de Beauceville. En général, il est aisé de déterminer les polarités sédimentaires et structurales au sein du Groupe de Magog. Dans le Groupe de Saint-Francis, seul le membre AC-3 de la Formation

d'Ayer's Cliff possède d'excellents marqueurs stratigraphiques. Dans les autres unités, l'absence de contrastes lithologiques rend difficile l'identification des surfaces de stratification.

FOLIATIONS

Schistosité S_1

Une foliation ancienne (S_1) est confinée aux roches du Complexe d'Ascot. S_1 est une schistosité pénétrante soulignée par l'alignement des phyllosilicates. Bien qu'elle possède une attitude relativement variable, cette schistosité est généralement orientée NE-SW avec un pendage variant de modéré à fort vers le SE.

Schistosité S_2

La schistosité S_2 est la foliation dominante de la région aussi bien dans le Complexe d'Ascot que dans les unités adjacentes. Dans le Complexe d'Ascot, S_2 est souvent confondue avec S_1 et forme une foliation composite $S_{1,2}$. Dans ces roches, S_2 varie entre une schistosité et un clivage de crénulation. Dans les phyllades, S_2 est une schistosité transposant les plans S_0 et S_1 , alors que dans les roches plus compétentes, elle forme souvent un clivage de crénulation.

Dans le Groupe de Magog, la foliation S_2 varie entre un clivage ardoisier et un clivage espacé. Sur les cartes géologiques annexées au présent rapport, la foliation régionale présente dans le Magog et le Saint-Francis est appelée S_1 parce que, contrairement à ce qu'on remarque dans le Complexe d'Ascot, il n'y existe pas de foliation ancienne. Dans les niveaux pélitiques, S_2 est un clivage ardoisier le long duquel la roche se débite en plaquettes. Cette forme particulière explique l'existence de carrières d'ardoise dans l'unité M-6. Dans les niveaux gréseux, la foliation régionale est un clivage espacé de quelques millimètres ou moins. Dans les unités basales du Magog, la foliation prend parfois l'aspect d'une schistosité soulignée par la présence de minéraux micacés.

Dans le Groupe de Saint-Francis, S_2 forme une schistosité soulignée par la recristallisation de séricite. Elle est plus pénétrante dans le Saint-Francis que dans le Magog. Ceci permet de supposer, à cause du style structural régional, une augmentation graduelle des déformations D_2 du NW vers le SE.

Régionalement, la foliation S_2 possède une attitude moyenne NE-SW avec un pendage modéré à fort vers le SE. Dans le Groupe de Saint-Francis, S_2 est fortement redressée et son pendage est parfois incliné vers le NW dans la partie SE de la carte n° 2147B (hors texte).

Clivage S_3

Cette foliation forme un clivage de crénulation d'extension régionale. Comme la foliation S_2 , le clivage S_3 possède une nette tendance à être plus pénétrant dans le Complexe d'Ascot et dans le Groupe de Saint-Francis. La foliation S_3 forme des microlithons dont l'espacement varie de quelques millimètres à quelques centimètres en fonction de la compétence des roches affectées.

Son attitude moyenne est NE-SW et le pendage est systématiquement incliné vers le NW. Le pendage moyen de S_3 est d'environ 60° , mais il s'affaiblit considérablement dans la partie SE du Groupe de Saint-Francis ($< 30^\circ$).

LINÉATIONS

Linéation L_1

La linéation L_1 (L_1^0) résulte de l'intersection du litage et de la schistosité S_1 dans le Complexe d'Ascot. Étant donné le manque de marqueurs stratigraphiques, très peu de linéations L_1 peuvent être observées dans le Complexe d'Ascot.

Nous appelons aussi L_1 les linéations d'intersection du litage et de la foliation régionale dans les groupes de Magog et de Saint-Francis. Dans le Groupe de Magog, à peu près tous les affleurements visités permettent une mesure de linéation. Comme le litage est moins bien développé dans le Groupe de Saint-Francis, les linéations L_1 y sont conséquemment moins abondantes.

Linéation L_2

Ce type de linéation, résultant de l'intersection du litage (S_0) et de la schistosité S_2 (L_2^0), ou de l'intersection de S_1 et S_2 (L_2), est pratiquement confiné aux roches du Complexe d'Ascot. Étant donné le subparallélisme entre les foliations S_1 et S_2 , toutes les linéations L_2 sont généralement parallèles. Leur plongement est variable vers le NE, le SW ou le SE.

Dans les groupes de Magog et de Saint-Francis, il est, par endroits, possible de mesurer des linéations L_2^0 et L_2 . Ces linéations sont liées à l'existence de clivages secondaires génétiquement associés aux failles de Rivière Magog et de La Guadeloupe.

Linéation L_3

Cette linéation résulte de l'intersection du clivage S_3 et de la foliation composite S_{1-2} du Complexe d'Ascot ou de la foliation régionale du Magog et du Saint-Francis. La linéation L_3 forme des crénulations plus ou moins bien développées sur la surface des structures antérieures. Son plongement moyen est faible vers le SW ou le NE.

Linéation d'étirement

Une linéation d'étirement est développée dans toutes les unités du Complexe d'Ascot, de même que dans certains

domaines des groupes de Magog et de Saint-Francis, notamment à proximité des zones de failles importantes. L'étirement est souligné par l'allongement des fragments dans les brèches pyroclastiques, les conglomérats volcaniques et les phyllades. La linéation d'étirement est toujours parallèle au pendage de la foliation régionale (aval-pendage) et plonge systématiquement vers le SE.

Théoriquement, les linéations d'étirement peuvent être obliques ou non par rapport aux axes des plis auxquels elles sont associées (Hobbs *et al.*, 1976 ; Vialon *et al.*, 1976). En réalité, elles sont fréquemment subparallèles à ces axes de plis (Ramsay & Huber, 1983). Il existe de nombreux exemples de parallélisme plus ou moins parfait entre les plongements axiaux et les linéations d'étirement associées à une même phase de déformation (Ridley, 1986 ; Meneilly & Storey, 1986 ; Lagarde & Michard, 1986 ; et autres). Dans notre région, la linéation d'étirement est associée à la phase D_2 ; elle possède une attitude constante et n'est affectée que par la déformation D_3 . Dans le Complexe d'Ascot, les linéations L_2 sont fréquemment parallèles à l'étirement. Ceci suggère que les plis de deuxième phase possèdent des plongements axiaux statistiquement parallèles à la linéation d'étirement. Ce sont ce que certains appellent des plis de type "A" (Mattauer & Mercier, 1980 ; Malavieille *et al.*, 1984). Ce parallélisme est généralement attribué à la rotation des axes de plis, à partir d'une orientation initiale subperpendiculaire à l'étirement, à la suite d'une intense période de cisaillement progressif (Meneilly & Storey, 1986).

Plissements

Dans le Complexe d'Ascot, les plis dominants sont des structures D_2 , alors que dans les groupes de Magog et de Saint-Francis, les plis P_1 dominent. Les plis P_2 du Complexe d'Ascot sont contemporains des plis P_1 des unités adjacentes.

Dans le Complexe d'Ascot, les relations structurales régionales indiquent une tectonique polyphasée. L'intensité des déformations D_2 est variable et semble directement proportionnelle à la proximité de la faille de La Guadeloupe (Tremblay & St-Julien, 1990). La cartographie du domaine de Sherbrooke montre l'existence de motifs d'interférence complexes D_1/D_2 qui sont parfois visibles à l'échelle de l'affleurement (figure 13). Dans le domaine d'Eustis, les plis P_2 sont contemporains des zones de cisaillement ductile formant un motif anastomosé. Dans le domaine de Stoke, une antiforme de deuxième phase est mise en évidence. Dans les phyllades, la cartographie du niveau-repère de Lennoxville (membre SD-3) a permis de reconnaître un pli P_1 repris par une antiforme P_2 . Dans le Complexe d'Ascot et dans le domaine d'Eustis, les plis P_1 sont, par endroits, mis en évidence dans les phyllades (figure 14).

Le Groupe de Magog occupe le flanc SE du synclinorium de Saint-Victor. De la base vers le sommet, les plis P_1 varient de déversés à déjetés vers le NW. De la même



FIGURE 13 – Motifs d'interférence P_1/P_2 au sein des roches felsiques (membre SH-3) du domaine de Sherbrooke. L'horizon-repère est un niveau de tuf à calcédoine affleurant avec les tufs felsiques.

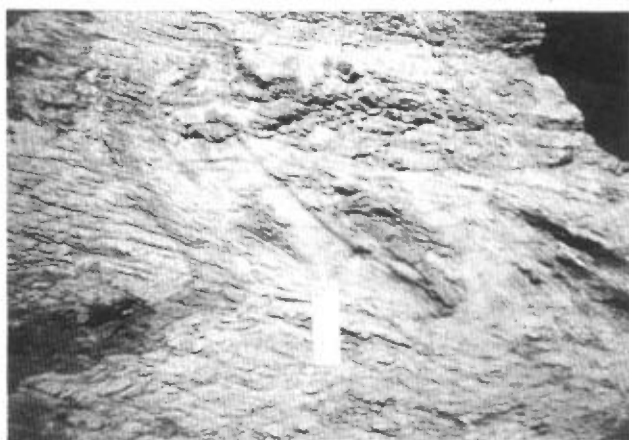


FIGURE 14 – Motifs d'interférence P_1/P_2 au sein des phyllades (membre SD-2) du Complexe d'Ascot. Un pli P_1 isoclinal est affecté par un plissement P_2 ouvert ou serré.

façon, les plongements axiaux varient de modérés à faibles vers le NE et le SW. La cartographie a permis de mettre en évidence une succession d'anticlinaux et de synclinaux de second ordre sur le flanc SE du synclinorium de Saint-Victor.

Le Groupe de Saint-Francis occupe le flanc NW du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. *A priori*, le Saint-Francis représente une séquence homoclinale à polarité vers le SE (Cooke, 1957). Cependant, l'analyse structurale de certaines unités, notamment la Formation d'Ayer's Cliff, révèle l'existence de plis P_1 isoclinaux à plongement variable vers le NE ou le SW. La mauvaise qualité des affleurements limite l'identification précise des traces axiales de ces plis.

Bien que le clivage S_3 soit présent dans une grande partie du Groupe de Magog, aucun pli P_3 n'y est identifié. Dans la partie sud du Complexe d'Ascot et du Groupe de Saint-Francis, les plis P_3 sont fréquents. La distribution lithologique des roches du Complexe d'Ascot permet de mettre en évidence un pli P_3 ouvert dont la trace axiale s'étend du centre-ville de Sherbrooke jusque dans les

environs d'Ascot Corner. L'extrémité SW du domaine d'Eustis fut affectée par des plissements P_3 . Les plis P_3 ont aussi affecté la faille de La Guadeloupe, notamment à la hauteur de Lennoxville. Ils sont aussi fréquents dans le Groupe de Saint-Francis, mais la nature de ces roches limite l'identification de leurs traces axiales. Aucune phase de plissement postérieure à P_3 n'a été identifiée.

Failles

FAILLES SYN- D_2

Faille de La Guadeloupe

Ce terme, introduit par St-Julien *et al.* (1983), désigne une zone de faille marquant le contact entre les roches siluro-dévonniennes du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et les roches cambro-ordoviciennes du synclinorium de Saint-Victor.

Dans la région de Sherbrooke, la faille de La Guadeloupe marque la limite SE du Complexe d'Ascot. Elle est mise en évidence par une intense zone de déformation dans les unités qui la bordent. Les roches du Groupe de Saint-Francis affleurant à proximité de la faille sont intensément déformées et développent une forte linéation d'allongement plongeant vers le SE. Dans le Complexe d'Ascot, les zones de cisaillement présentes dans le domaine d'Eustis sont tributaires de la faille de La Guadeloupe. Ces cisaillements sont soulignés par des mylonites et des schistes mylonitiques dont les textures macroscopiques et microscopiques indiquent clairement que le transport tectonique s'est effectué du SE vers le NW (figure 15) (Tremblay *et al.*, 1989b). Dans les environs de la mine Eustis, la faille de La Guadeloupe est associée à des copeaux de schiste mylonitique et de roche ultramafique. Le contact sud-est du domaine d'Eustis avec les phyllades de l'Ascot est une faille de chevauchement avec transport tectonique vers le NW (la faille d'Eustis), tributaire de la

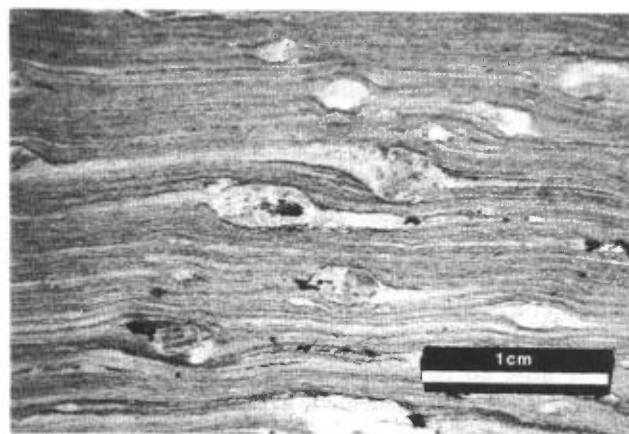


FIGURE 15 – Photomicrographie de porphyroclastes asymétriques de quartz et de feldspath au sein d'une mylonite du domaine d'Eustis. Vue parallèle au plan XZ de l'échantillon. L'asymétrie des porphyroclastes indique un cisaillement senestre.

faille de La Guadeloupe. Dans le lit du ruisseau Jack (voir carte n° 2147B, hors texte), le démembrement tectonique et les zones de mylonites associées à la faille d'Eustis sont très bien exposés.

En bordure SE du domaine de Stoke, les affleurements indiquant clairement la cinématique de la faille de La Guadeloupe sont inexistantes. Les affleurements situés en bordure du chemin Biron sont intensément déformés, autant dans les roches du Groupe de Saint-Francis que dans celles du Complexe d'Ascot. Cependant, à l'extérieur de la région étudiée, sur le flanc SE des monts Stoke à la hauteur d'East Angus, une zone d'affleurement continu, dans le lit du ruisseau Big Hollow, indique nettement l'existence d'un chevauchement avec transport tectonique vers le NW, le long de la faille de La Guadeloupe (Tremblay *et al.*, 1989b).

La faille de La Guadeloupe fut initialement identifiée par Cooke (1950) sous le nom de *Saint-Francis Thrust*. Son prolongement SW est appelé le *Bunker Hill Thrust* (de Römer, 1980). Doolan *et al.* (1982) ont interprété cette dernière comme un chevauchement avec transport tectonique vers le SE. D'un autre côté, de Römer (1985) pensait que la faille de La Guadeloupe représentait la semelle tectonique d'un klippe formé par les monts Stoke. Les données structurales du présent rapport, ainsi que d'autres études (Cousineau, 1988; Labbé, 1988), indiquent plutôt qu'il s'agit d'un chevauchement du Groupe de Saint-Francis sur les roches du Complexe d'Ascot ou du Groupe de Magog.

Faille de Stoke

La faille de Stoke (nouveau nom) marque le contact NW entre les volcanites du domaine de Stoke et les phyllades du Complexe d'Ascot. Cette faille est le prolongement SW d'une faille de chevauchement située sur le flanc NW des monts Stoke (de Römer, 1985). Selon cet auteur, elle fait chevaucher les roches du Complexe d'Ascot sur la Formation de Lac Lambton. Les roches de la partie sud des monts Stoke sont attribuées par de Römer à la Formation de Lac Lambton; la présente étude nous indique qu'elles font plutôt partie de la Formation de Beauceville.

La faille de Stoke est mise en évidence par la présence de structures C-S dans les volcanites et par la troncature du granite du domaine de Stoke. La cartographie régionale montre que cette faille est plissée par des plis P_2 et tronquée par la faille de La Guadeloupe. Ceci indique que la faille de Stoke est antérieure à la faille de La Guadeloupe d'une part, et antérieure aux plis P_2 d'autre part. Cette faille est quand même considérée comme tributaire de la déformation D_2 . La phase D_2 a pu débiter par la mise en place du massif des monts Stoke le long d'une faille de chevauchement avec transport tectonique vers le NW, faille qui fut par la suite tronquée et plissée lors de l'activité de la faille de La Guadeloupe.

A priori, la faille de Stoke est un équivalent de la faille de Weedon (Duquette, 1961) qui longe la limite NW des

schistes de Weedon. Labbé (1988) interprète les failles de La Guadeloupe et de Weedon comme étant les limites d'un duplex (Boyer & Elliot, 1982). Dans la région de Sherbrooke, la situation est plus complexe car l'activité des principales failles D_2 a varié dans le temps.

Faille de Fleurimont

La faille de Fleurimont (nouveau nom) longe la limite SE du domaine de Sherbrooke. Vers le nord, elle sépare ce dernier de la Formation de Beauceville et rejoint la faille de Rivière Magog.

Cette faille est mise en évidence dans le secteur de Fleurimont où elle est associée à des zones de cisaillement au sein des roches affleurant de part et d'autre de ces dernières. Les zones de cisaillement (figure 16) indiquent un transport tectonique dirigé vers le NW. Le fait d'affirmer que le prolongement nord de la faille de Fleurimont rejoint la faille de Rivière Magog relève du domaine de la spéculation. Cette interprétation est basée sur la présence de roches du Complexe d'Ascot le long de la coupe de l'autoroute 10 Est. Le prolongement SW de la faille de Fleurimont est mis en évidence par la troncature de certaines unités du domaine de Sherbrooke.

Faille de Rivière Magog

La faille de Rivière Magog (Lamarque, 1965) longe la limite NW du Complexe d'Ascot dans la partie sud de la région, et se prolonge au sein du Groupe de Magog dans la partie nord. Cette faille est interprétée comme étant un chevauchement avec transport tectonique orienté vers le NW. En bordure du Complexe d'Ascot, elle est associée à un clivage secondaire (S_2) dans les roches du Groupe de Magog. Ce clivage est lui-même associé à des plis affectant la stratification et la foliation régionale. Les plis P_2 sont coaxiaux avec les plis P_1 régionaux.

Dans le Groupe de Magog, les indicateurs cinématiques associés à la faille de Rivière Magog sont rares. Quelques

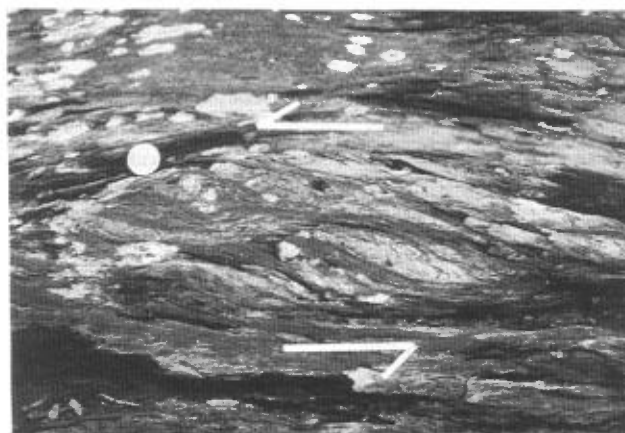


FIGURE 16 – Zone de cisaillement ductile en bordure de la faille de Fleurimont. La photo montre une roche basaltique cisailée. La texture C-S présente indique un cisaillement senestre. Vue vers le nord-est.

zones de cisaillement senestres sont cohérentes avec un chevauchement orienté vers le NW. Les nombreuses évidences de transport tectonique vers le NW observées dans le Complexe d'Ascot, de même que la troncature des unités basales du Magog (unités M-1, M-2 et M-3), laissent cependant croire à un chevauchement vers le NW.

Vers le NE, la faille de Rivière Magog sépare les formations de Beauceville et de Saint-Victor. Seul le contraste lithologique entre ces unités permet d'affirmer son existence.

Vers le SW, la faille de Rivière Magog se poursuit jusqu'au sud du lac Magog. Il est probable qu'elle bifurque par la suite vers le SE, le long d'un linéament structural situé sur la rive ouest du lac Massawippi (de Römer, 1980), pour finalement rejoindre la faille de La Guadeloupe (St-Julien & Slivitzky, 1985).

Autres failles syn-D₂

Au sein du Groupe de Magog, il existe une autre faille D₂. Elle longe la limite NW de l'unité M-1 et est mise en évidence par la troncature de l'unité M-2. Sa terminaison SW est incertaine. Vers le NE, elle se poursuit le long de l'unité M-1 jusque dans les monts Stoke.

Au sein du Complexe d'Ascot, il est probable qu'il existe d'autres failles syn-D₂, mais aucune ne peut être clairement identifiée. Lamarque (1965) propose l'existence de la faille de Lennoxville-Bunker qui permettrait de faire le lien entre les anticlinaux de Sherbrooke et d'Eustis. Aucune structure en faveur de l'existence de cette faille ne fut cependant observée.

FAILLES PRÉCOCES SYN-D₁ (?)

Des failles précoces marquent le contact NW des volcanites des domaines de Sherbrooke et d'Eustis avec des phyllades du Complexe d'Ascot. Ces failles sont reprises par les structures syn-D₂. Il est possible que certaines d'entre elles aient été réactivées lors de la phase D₂. L'existence de ces failles est suggérée par : 1) la nature des sédiments environnants qui sont corrélatifs avec le Mélange de Saint-Daniel (SD-2) ; 2) le fait que les assemblages de Sherbrooke et d'Eustis soient lithologiquement distincts ; 3) la géométrie interne des roches du domaine d'Eustis qui se révèlent discordantes si l'on tient compte de leur contact avec les phyllades ; 4) la signature géochimique distincte des roches volcaniques des domaines d'Eustis et de Sherbrooke (Tremblay *et al.*, 1989). Ces failles sont interprétées comme des structures précoces (D₁) activées lors de l'accrétion du matériel volcanique dans une zone de mélange (peut-être orogénèse tectonique).

La présence d'un niveau discontinu de quartzite (membre SD-4) à la bordure NW des domaines de Sherbrooke et d'Eustis pose cependant un problème d'interprétation. La distribution cartographique des quartzites suggère, *a priori*, un passage graduel entre les roches volcaniques et les sédiments du Complexe d'Ascot, alors que ces contacts

sont faillés. Deux hypothèses sont envisagées : 1) les quartzites représentent un niveau concordant avec les sédiments environnants et les failles sont situées entre ceux-ci et les roches volcaniques ; 2) les quartzites sont des roches d'origine métamorphique et de composition hybride se situant entre les sédiments et les roches volcaniques. La seconde hypothèse nous semble plus probable. Ces plans de décollement ont en effet été le site préférentiel de la circulation de fluides hydrothermaux riches en SiO₂, en Fe, en Mn, en CO₂, ainsi qu'en sulfures.

FAILLES TARDIVES

Des failles tardives sont mises en évidence dans le Complexe d'Ascot. L'une d'elles affecte l'extrémité SW du domaine de Sherbrooke alors que l'autre affecte les roches du domaine d'Eustis.

La première de ces failles est considérée comme une faille de chevauchement ; cependant, nous ne possédons pas de preuves cinématiques. Cette interprétation est basée sur le décalage des unités lithologiques dans la partie sud du domaine de Sherbrooke.

Une seconde faille tardive, d'orientation nord-sud, affecte la partie SW du domaine d'Eustis. Le déplacement apparent est de l'ordre d'une centaine de mètres. Cette faille est bien exposée dans un ruisseau coupant la route 108 à environ 2,5 km au NE de North Hatley. Les structures observées indiquent clairement qu'il s'agit d'une cassure post-D₃.

Analyse structurale

Cette section présente le traitement statistique des structures planaires et linéaires associées à chacune des phases de déformation.

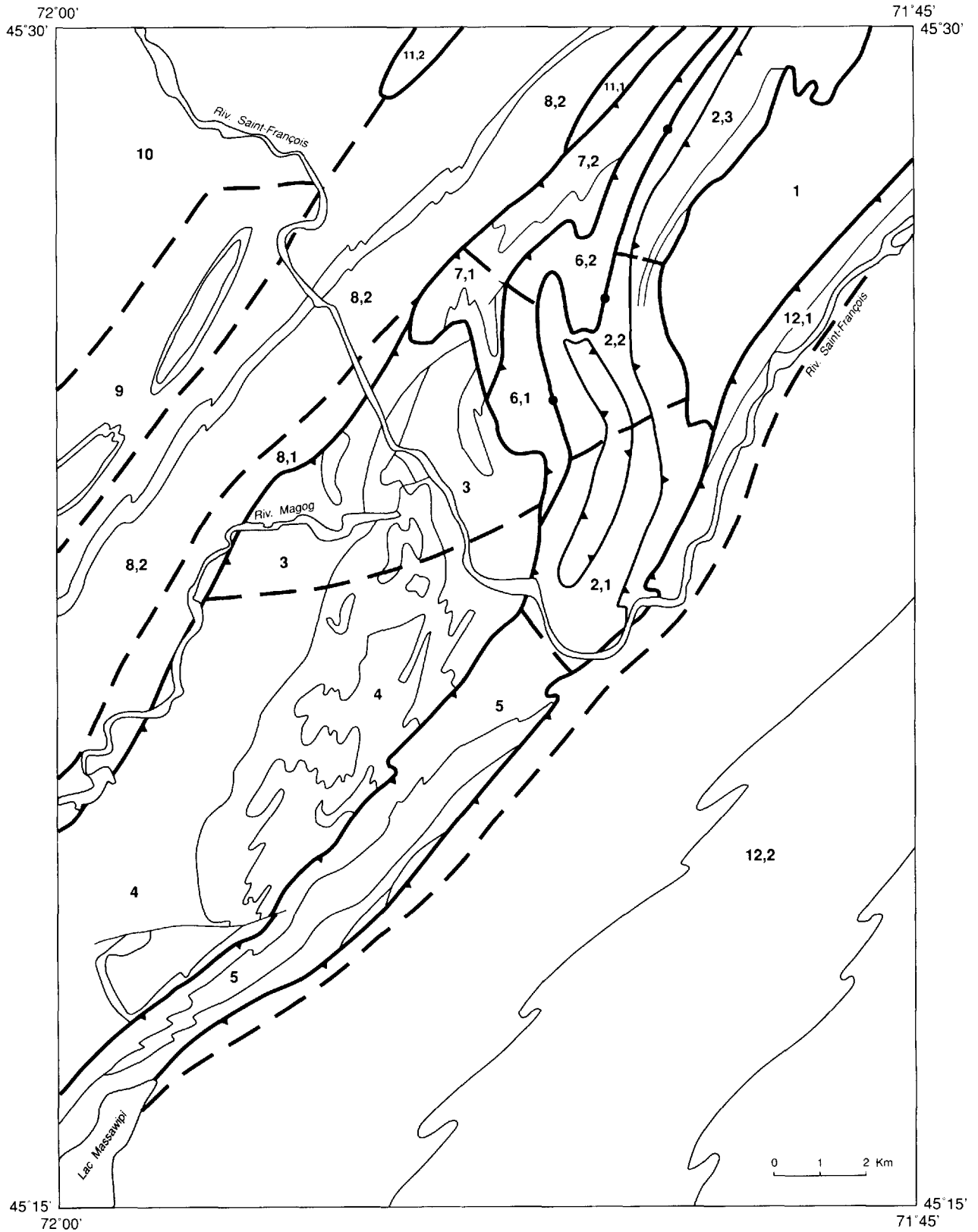
COMPLEXE D'ASCOT

Dans le Complexe d'Ascot, les structures dominantes sont des plis de deuxième phase. Ces plis sont contemporains des zones de cisaillement dont l'intensité varie en fonction de la proximité de la faille de La Guadeloupe. Le Complexe d'Ascot est divisé en cinq domaines structuraux (figure 17). Ces domaines sont limités par des failles, des contacts lithologiques importants ou des changements d'attitude de la foliation régionale.

Domaine 1

Le domaine 1 comprend toutes les roches affleurant à l'intérieur des limites de l'intrusion granitique du domaine de Stoke. Les contacts avec les roches environnantes en délimitent la superficie. Il est caractérisé par une schistosité S₁ pénétrante.

Sur le canevas de la figure 18, les pôles de S₁ forment un amas concentré indiquant un plan de S₁ moyen d'attitude N040°/63° SE. La distinction entre les foliations S₁



Discordance
 Faille de chevauchement
 Contact lithologique et autres
 Limite de domaine

Complexe d'Ascot: domaines 1 à 5 Groupe de Magog: domaines 6 à 10 Siluro-dévonien: domaines 11 et 12

FIGURE 17 – Carte géologique schématisée montrant les limites des différents domaines et sous-domaines structuraux de la région étudiée. Les domaines sont numérotés de 1 à 12. Se référer aux cartes géologiques, hors texte, pour l'identification des lithologies.

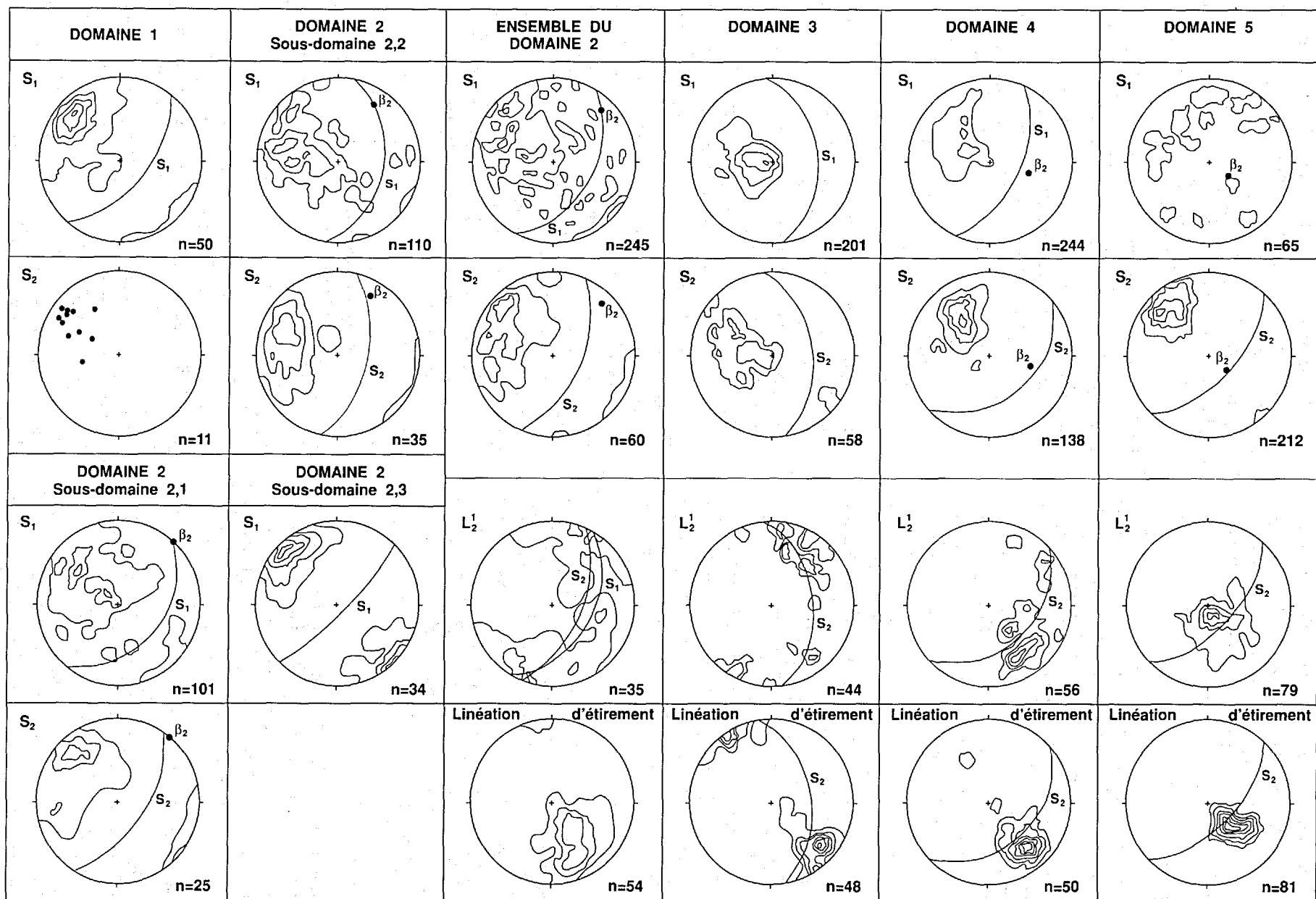


FIGURE 18 – Projections stéréographiques des mesures planaires et linéaires du Complexe d'Ascot (domaines 1 à 5 ; projection de Schmidt : contours à 1, 5, 10 et 15 % et plus par n/100 % de surface où n est égal au nombre de mesures). Voir localisation des domaines à la figure 17.

et S_2 est plus difficile à faire dans le domaine 1 à cause de la grande compétence des roches granitiques. Quelques mesures de foliation S_2 sont cependant disponibles ; la répartition des pôles de S_2 suggère une attitude moyenne subparallèle à S_1 .

Domaine 2

Le domaine 2 est constitué par les roches volcaniques du domaine de Stoke et des phyllades du Mélange de Saint-Daniel. Sa limite occidentale est le contact avec le Groupe de Magog alors que sa limite orientale est celle du domaine 1 et de la faille de La Guadeloupe. Le domaine 2 est divisé en trois sous-domaines; la trace axiale d'un pli P_3 sépare les sous-domaines 2,1 et 2,2. Une ligne imaginaire, correspondant à une homogénéisation des structures, sépare les sous-domaines 2,2 et 2,3 (figure 17).

Sous-domaine 2,1

Le sous-domaine 2,1 occupe la partie sud du domaine 2. Les pôles de la foliation S_1 se répartissent selon un amas étiré et définissent un plan de S_1 moyen d'attitude $N042^\circ/44^\circ$ SE (figure 18). L'axe β_2 , correspondant au pôle de la ceinture, est subhorizontal et de direction $N041^\circ$. Le canevas des foliations S_2 forme un amas définissant un plan de S_2 moyen d'attitude $N035^\circ/62^\circ$ SE. La répartition des foliations de ce domaine suggère un pli P_2 serré ou isoclinal dont l'axe moyen plonge faiblement vers le NE ou le SW.

Sous-domaine 2,2

Dans le sous-domaine 2,2, les pôles de la foliation S_1 se répartissent selon un amas étiré; le plan de S_1 moyen possède une attitude $N010^\circ/44^\circ$ ESE (figure 18). L'axe β_2 plonge de 19° vers le $N031^\circ$. Comme pour le sous-domaine 2,1, les pôles de la foliation S_2 forment un amas dont le plan moyen a une attitude $N013^\circ/60^\circ$ ESE. La distribution statistique des foliations de ce secteur suggère un pli P_2 serré ou isoclinal plongeant faiblement vers le NE.

Sous-domaine 2,3

Ce sous-domaine est plus homogène que les précédents. Il est caractérisé par une foliation S_1 d'attitude constante. Les pôles de S_1 se répartissent selon un amas définissant un plan de S_1 moyen d'attitude $N045^\circ/79^\circ$ SE (figure 18). Les foliations S_1 et S_2 sont subparallèles.

Sommaire du domaine 2

Les données sur les foliations S_1 et S_2 pour l'ensemble du domaine 2 sont groupées sur la figure 18. Il en est de même pour les linéations d'étirement et les L_2^1 .

La foliation S_1 est d'attitude très variable. Sa distribution générale forme un amas étiré, ou une ceinture, dont le pôle plonge de 17° vers le $N043^\circ$. Le plan de S_1 moyen

possède une attitude $N029^\circ/48^\circ$ SE. Le canevas des pôles de la foliation S_2 suggère un plan moyen d'attitude $N022^\circ/60^\circ$ SE.

Le canevas des linéations L_2^1 (figure 18) montre que celles-ci plongent variablement vers le NE ou le SW. Des maximums sont développés vers le NE, le SW et même vers le SE. Les linéations L_2^1 se répartissent en bordure des plans de S_1 et de S_2 moyens. Le subparallélisme entre S_1 et S_2 explique, en partie, les variations d'attitude des linéations L_2^1 . De plus, comme S_2 transpose modérément la schistosité S_1 , de légères variations d'attitude des foliations font varier d'une façon importante les linéations L_2^1 calculées. Le canevas des linéations d'étirement (figure 18) du domaine 2 montre qu'une réorientation graduelle des axes de plis P_2 peut aussi expliquer la dispersion des linéations L_2^1 . Les linéations d'étirement forment un amas concentré dont le maximum plonge de 42° vers le SSE.

Domaine 3

Le domaine 3 occupe l'extrémité nord du domaine de Sherbrooke. Il est limité par la faille de Fleurimont à l'est, et celle de Rivière Magog à l'ouest. La limite sud est une ligne imaginaire correspondant à un changement d'attitude de la foliation régionale.

Dans le domaine 3, S_1 et S_2 sont subparallèles. Leur direction moyenne est approximativement nord-sud. Les pendages sont modérés vers l'est ($< 45^\circ$). Comme pour le domaine 2, le domaine 3 montre une rotation senestre de la foliation dominante par rapport aux domaines 4 et 5 (figure 18). Cette rotation est attribuée à un pli P_3 de grande amplitude. On retrouve fréquemment dans les domaines structuraux 2 et 3 des foliations S_1 et S_2 subhorizontales.

Les linéations L_2^1 plongent modérément vers le NE, le SW ou le SE (figure 18). Elles se répartissent le long du plan de foliation composite $S_{1,2}$. Des maximums dans la distribution des linéations L_2^1 sont faiblement développés vers le NE.

La linéation d'étirement plonge faiblement vers le SE ou le NW (figure 18). Son attitude moyenne est $N130^\circ/37^\circ$ SE. L'existence d'un pourcentage relativement élevé de linéations d'étirement plongeant vers le NW souligne l'influence des plis P_3 dans ce secteur.

Domaine 4

Le domaine 4 occupe toute la partie sud du domaine de Sherbrooke ainsi que les phyllades du Saint-Daniel affleurant à l'ouest de ce dernier. Il est limité de part et d'autre par les failles de Rivière Magog et de Fleurimont.

La foliation S_1 forme un amas étiré (figure 18). Le pôle du grand cercle défini par la distribution des pôles de S_1 plonge de 50° vers le $N105^\circ$. L'attitude moyenne de S_1 est $N025^\circ/57^\circ$ SE. La foliation S_2 forme un amas concentrique. L'attitude moyenne de S_2 est $N048^\circ/48^\circ$ SE. L'axe β_2 défini par la distribution de la foliation S_1 tombe à

proximité du plan de S_2 moyen. La non-homogénéité des foliations S_1 du domaine 4 suggère l'existence de plis P_2 variant de serrés à isoclinaux.

Le plongement des linéations L_2^1 varie du NE au SE (figure 18). Un maximum plongeant vers le SE est nettement développé. Les linéations L_2^1 se répartissent le long du plan de S_2 moyen. La linéation d'étirement plonge vers le SE; son plongement moyen est de 38° vers le $N142^\circ$. Par rapport au domaine 3, le domaine 4 montre une tendance au subparallélisme des linéations L_2^1 avec la linéation d'étirement.

Domaine 5

Le domaine 5 comprend toutes les roches situées entre les failles de La Guadeloupe et de Fleurimont, au SW de la rivière Saint-François. Ce secteur englobe tout le domaine d'Eustis ainsi que les phyllades du Saint-Daniel affleurant de part et d'autre de ce dernier.

L'attitude de la foliation S_1 est très variable. Les pôles de S_1 se répartissent le long d'un grand cercle définissant un axe β_2 plongeant de 68° vers le $N133^\circ$ (figure 18). La foliation S_2 possède une attitude homogène ($N044^\circ/66^\circ$ SE). L'axe β_2 défini par les pôles de S_1 est compris dans le plan de S_2 . Les mesures de S_2 répertoriées sur la figure 18 englobent la foliation mylonitique du domaine d'Eustis. Régionalement, S_2 et la foliation mylonitique sont parallèles, bien que l'interprétation structurale régionale indique que les zones de cisaillement sont postérieures aux plissements P_2 .

Dans le domaine 5, les linéations d'étirement et les linéations L_2^1 sont parallèles (figure 18). L'attitude moyenne de la linéation L_2^1 est $N150^\circ/64^\circ$ SE, alors que l'allongement moyen plonge de 53° vers le $N135^\circ$. Les maximums définis par les linéations L_2^1 et la linéation d'étirement se répartissent le long du plan de S_2 . Par rapport au domaine 4, ces résultats indiquent qu'il y a effectivement une réorientation des axes de plis P_2 dans une direction parallèle à l'étirement.

Sommaire de l'analyse structurale du Complexe d'Ascot

Une réorientation progressive des axes de plis P_2 vers une attitude parallèle à la linéation d'étirement est la principale caractéristique structurale du Complexe d'Ascot. La figure 19 présente un diagramme synoptique sur lequel sont répertoriés les maximums des pôles de $S_{1,2}$ ou de S_2 , des pôles des linéations L_2^1 et des linéations d'étirement. Le diagramme synoptique montre que du domaine 3 au domaine 5, il y a une réorientation graduelle des linéations L_2^1 . Cette réorientation des axes P_2 est attribuée à l'influence de la faille de La Guadeloupe. Du NW vers le SE, les plissements P_2 du Complexe d'Ascot adoptent graduellement une géométrie de pli en fourreau (Quinquis *et al.*, 1978 ; Cobbald & Quinquis, 1980). Cette interprétation est confirmée par la présence de cisaillements ductiles, tributaires de la faille de La Guadeloupe, qui sont confinés au domaine d'Eustis.

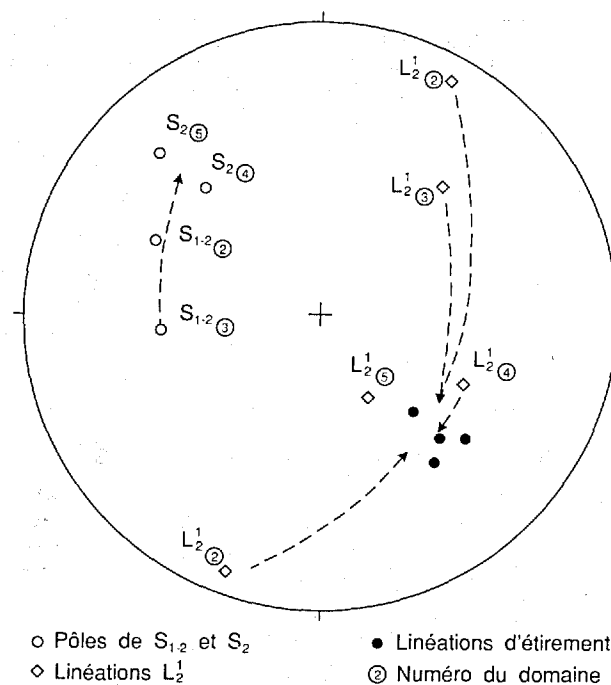


FIGURE 19 – Projection stéréographique synoptique pour les domaines structuraux 2 à 5 du Complexe d'Ascot. Le diagramme synoptique suggère que les linéations L_2^1 sont graduellement réorientées vers une attitude subparallèle à la linéation d'étirement.

Les structures dominantes du Complexe d'Ascot sont des déformations de deuxième phase dont l'intensité est fonction de la distance de la faille de La Guadeloupe. Les déformations tardives (D_2) sont, par endroits, associées à des variations d'attitude des structures syn- D_2 . L'intensité de la phase D_2 a entraîné une oblitération presque totale des structures D_1 qui ne sont préservées que par endroits, notamment dans les zones de charnière des plis P_2 .

GROUPE DE MAGOG

Les failles et les traces axiales des synclinaux cartographiés dans l'unité M-6 ont servi à la délimitation de domaines structuraux pour le Groupe de Magog. Cinq domaines structuraux sont identifiés : ce sont les domaines 6 à 10 (figure 17).

Domaine 6

Le domaine 6 comprend la totalité de l'unité M-1. Parce que celle-ci est plus déformée dans sa partie sud, le domaine 6 est séparé en deux sous-domaines ; la limite entre les deux se trouve à peu près à la hauteur du ruisseau Dorman (carte n° 2147A, hors texte).

Sous-domaine 6,1

Toutes les roches de l'unité M-1 affleurant au sud du ruisseau Dorman appartiennent à ce sous-domaine.

Sur la figure 20, la distribution des pôles de S_1 forme un amas concentré définissant un plan de S_1 moyen

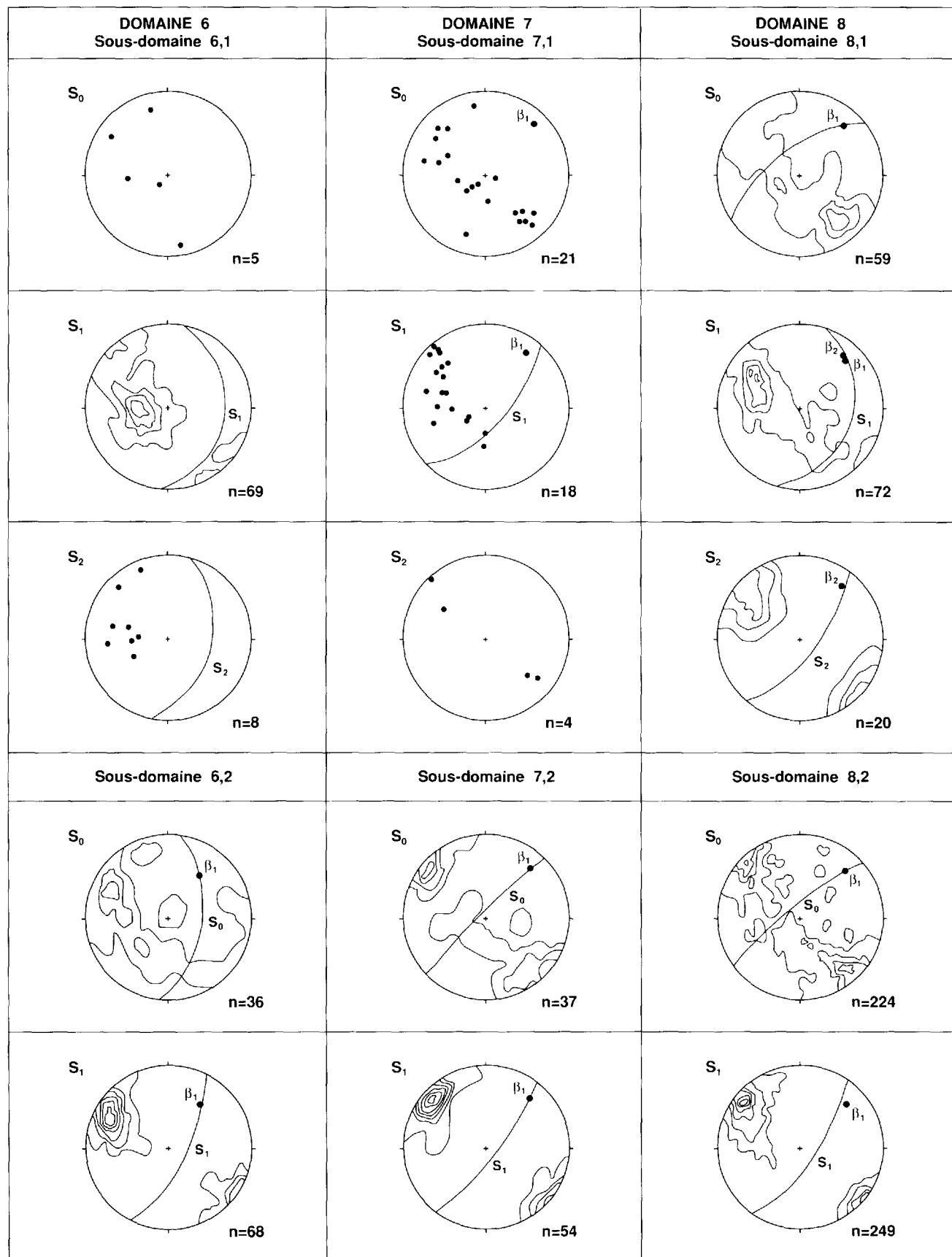


FIGURE 20 – Projections stéréographiques des mesures planaires du Groupe de Magog (domaines 6 à 10 ; projection de Schmidt : contours à 1, 5, 10 et 15 % et plus par $n/100$ % de surface où n est égal au nombre de mesures). Voir localisation des domaines à la figure 17.

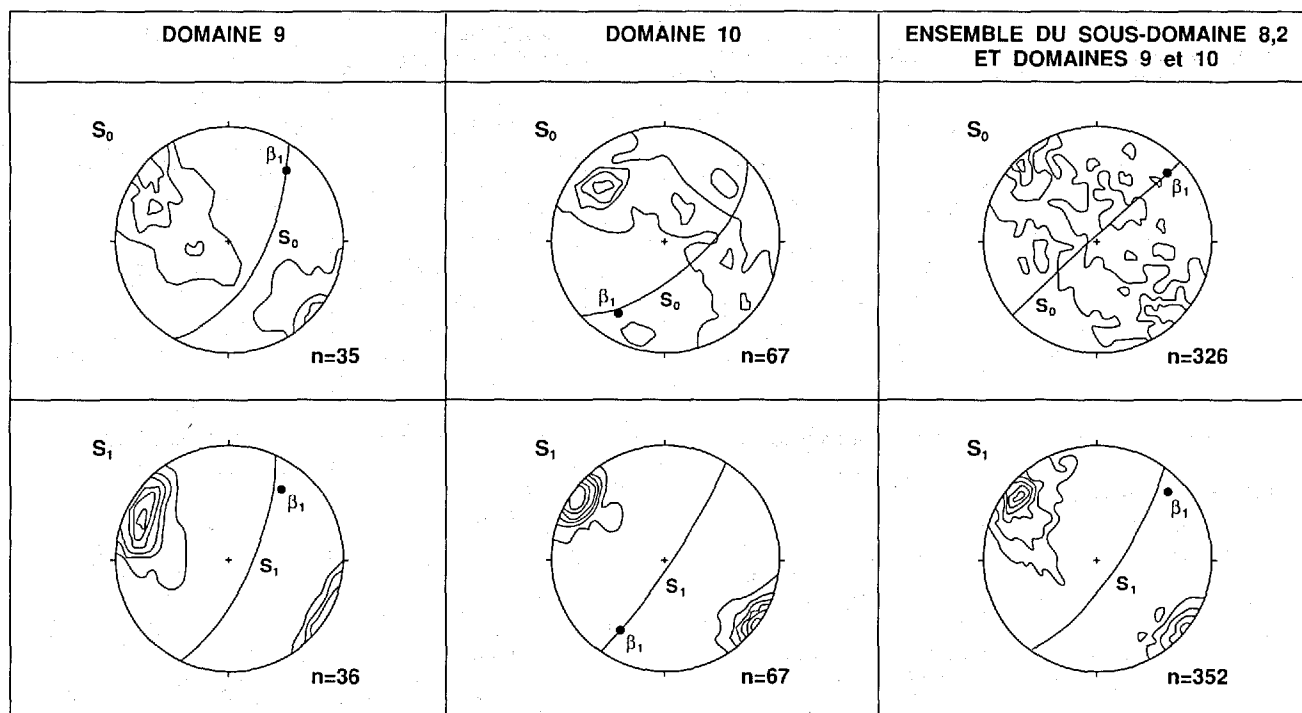


FIGURE 20 – Projections stéréographiques des mesures planaires du Groupe de Magog (suite).

d'attitude $N005^\circ/33^\circ$ E. La faible quantité de mesures de stratification (S_0) ne permet pas de discerner de comportement significatif. Les pôles de S_2 sont faiblement concentrés et suggèrent un plan moyen d'attitude $N014^\circ/46^\circ$ E.

Sur les stéréogrammes des mesures linéaires (figure 21), les linéations L_1^0 mesurées se répartissent le long du plan de S_1 et plongent vers l'ESE ou le NE. La structure la plus significative de ce sous-domaine est la linéation d'étirement. Son plongement varie de fort à faible vers le SSE. Cette linéation possède une attitude similaire aux linéations d'étirement mesurées dans les roches du Complexe d'Ascot (voir figure 18).

Sous-domaine 6,2

Ce sous-domaine comprend la partie nord de l'unité M-1. La distribution des pôles de S_0 se répartit selon une ceinture avec un maximum vers le NW, définissant un plan de S_0 moyen d'attitude $N007^\circ/56^\circ$ E (figure 20). L'axe du pli P_1 défini par le cercle des pôles S_0 plonge de 37° vers le $N037^\circ$. Les pôles du clivage S_1 se distribuent selon un amas concentré et définissent un plan moyen d'attitude $N027^\circ/71^\circ$ SE. L'axe β_1 , défini par la répartition des pôles de S_0 , est légèrement décalé de la trace du plan de S_1 moyen.

Les linéations L_1^0 plongent modérément vers le NE, parfois vers le SW (figure 21). Elles se distribuent de part et d'autre du clivage S_1 , et définissent un maximum plongeant de 32° vers le $N042^\circ$.

Sommaire du domaine 6

La foliation S_1 accuse un pendage beaucoup plus faible dans le sous-domaine 6,1. Le sous-domaine 6,2 a, dans l'ensemble, un comportement structural plus cohérent. De plus, il existe une linéation d'étirement dans la partie sud de l'unité qui est absente dans sa partie nord.

La linéation d'étirement présente dans le sud est attribuée au fait que ce secteur se situe sur le flanc inverse d'un anticlinal deversé vers le NW (Tremblay, 1989) et que ce domaine est proximal par rapport à la faille de Fleurimont.

Domaine 7

Ce domaine comprend les unités M-2 et M-3 (figure 17). Comme le domaine 6, il est séparé en deux sous-domaines à cause de la présence de structures secondaires près du contact avec le Complexe d'Ascot. La limite entre les deux sous-domaines passe légèrement au sud du Centre hospitalier de l'Université de Sherbrooke (carte n° 2147A, hors texte).

Sous-domaine 7,1

Sur le canevas des pôles de S_0 (figure 20), les points se répartissent selon une ceinture définissant un axe β_1 plongeant de 18° vers le $N038^\circ$. La distribution des pôles de S_1 montre que celle-ci varie en attitude autour d'une valeur moyenne de direction NE avec un fort pendage vers le SE. La trace du plan de S_1 moyen ne contient pas l'axe β_1 . Les variations d'attitude de la foliation S_1 sont

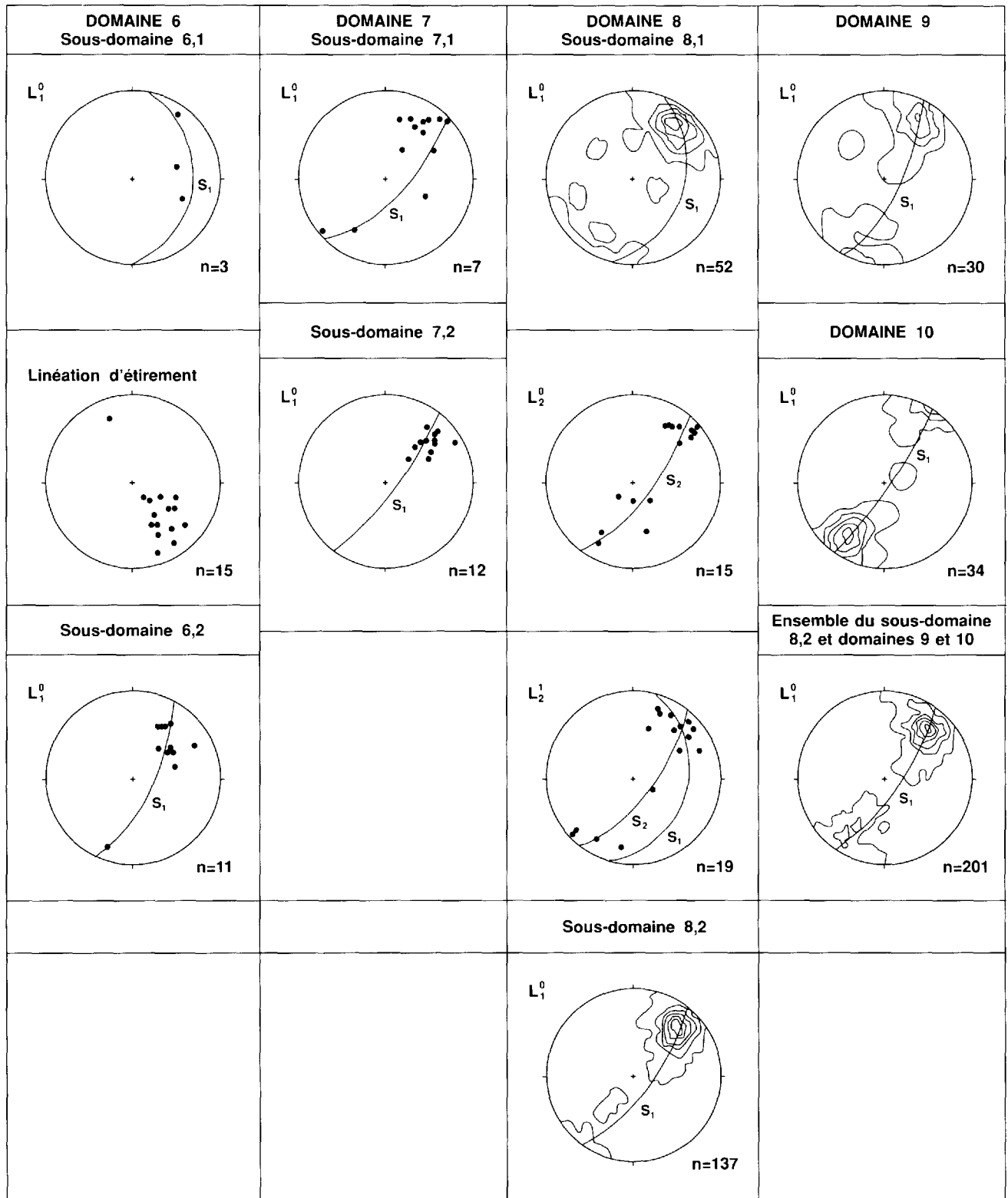


FIGURE 21 – Projections stéréographiques des mesures linéaires du Groupe de Magog (domaines 6 à 10 ; projection de Schmidt : contours à 1, 5, 10 et 15 % et plus par $n/100\%$ de surface où n est égal au nombre de mesures). Voir localisation des domaines à la figure 17.

causées par l'influence d'une seconde phase de déformation dans ce secteur. Les surfaces S_2 associées possèdent une orientation NE avec un pendage subvertical (figure 20). Ces structures secondaires sont associées à la faille de Fleurimont.

Les linéations L_1^0 plongent modérément vers le NE, parfois vers le SW ; le maximum est légèrement décalé de la trace du plan de S_1 moyen (figure 21).

Sous-domaine 7,2

Sur le diagramme des pôles de S_0 (figure 20), les points se répartissent selon une ceinture mal définie, indiquant un axe β_1 plongeant de 23° vers le $N043^\circ$ et un plan de S_0 moyen d'attitude $N225^\circ/84^\circ$ NW. Le plan de S_1 moyen possède une attitude $N037^\circ/79^\circ$ SE ; il contient l'axe β_1 (figure 20). Ceci suggère des plis P_1 serrés, légèrement déjetés vers le NW, et dont l'axe plonge faiblement vers le NE. Le stéréogramme des linéations L_1^0 appuie les résultats des mesures planaires ; ces linéations ont un plongement qui varie de faible à modéré vers le NE, avec un maximum d'environ 30° vers le $N049^\circ$ (figure 21).

Sommaire du domaine 7

En fonction de la proximité du contact avec le Complexe d'Ascot, le domaine 7 montre des variations structurales cohérentes avec une relation de cause à effet. À mesure que l'on s'éloigne de ce contact, le clivage S_2 s'estompe et la foliation S_1 adopte une attitude beaucoup plus homogène.

Domaine 8

Le domaine 8 est constitué par les roches comprises entre la faille séparant les formations de Beauceville et de Saint-Victor, et la trace de la surface axiale du synclinal situé à l'ouest de cette faille. Il couvre un vaste territoire comprenant les unités M-4, M-5 et M-6 (figure 17). Il est subdivisé en deux sous-domaines.

Sous-domaine 8,1

Ce sous-domaine comprend les roches de l'unité M-4 affleurant en bordure NW de la faille de Rivière Magog. Sa limite NW est basée sur la présence, ou l'absence, de structures D_2 (figure 19).

Sur le stéréogramme des pôles de S_0 (figure 20), la répartition forme une ceinture avec un maximum au SE indiquant un S_0 moyen d'attitude $N235^\circ/64^\circ$ NW. L'axe β_1 correspondant plonge de 22° vers le NE. Le canevas des pôles de la foliation S_1 montre une distribution selon un amas étiré, et indique un plan de S_1 moyen d'attitude $N016^\circ/40^\circ$ ESE. L'axe β_2 , défini par la répartition des pôles de S_1 , possède une attitude subparallèle à l'axe β_1 ($N040^\circ/16^\circ$ NE). Le plan S_1 contient les axes β_1 et β_2 . Les pôles de la foliation S_2 se répartissent selon un amas indiquant une attitude

moyenne $N038^\circ/73^\circ$ SE. Le plan S_2 est légèrement décalé par rapport à l'axe β_2 (figure 20).

Sur les stéréogrammes des mesures linéaires (figure 21), les linéations L_1^0 forment un amas dispersé avec un maximum plongeant de 21° vers le $N038^\circ$, subparallèle à l'axe β_1 . Les linéations L_2^0 se répartissent le long du plan de S_2 et plongent variablement du NE au SW, avec un faible maximum vers le NE. Les linéations L_2^1 se répartissent aussi le long du plan de S_2 et plongent vers le NE ou le SW ; un maximum des plongements vers le NE est bien développé et correspond à l'intersection des plans de S_1 et de S_2 moyens. Ce maximum indique un plongement moyen de 15° vers le $N041^\circ$, ce qui est très près de la valeur obtenue sur le diagramme des pôles de S_1 . Les projections stéréographiques suggèrent que les plis P_2 du sous-domaine 8,1 sont coaxiaux avec les plis P_1 .

Sous-domaine 8,2

Ce sous-domaine couvre une vaste superficie comprenant une partie des unités M-4, M-5 et M-6 (figure 17). Il est caractérisé par une grande homogénéité structurale.

Sur le canevas des pôles de S_0 (figure 20), les points se répartissent selon un amas étiré indiquant un plan de S_0 moyen d'attitude $N233^\circ/77^\circ$ NW. L'axe β_1 , défini par leur répartition, plonge de 23° vers le $N047^\circ$. Le diagramme de répartition des pôles de schistosité indique un plan de S_1 moyen d'attitude $N036^\circ/74^\circ$ SE ; le pendage du clivage régional est plus abrupt dans ce secteur que dans le sous-domaine 8,1.

Le stéréogramme des linéations L_1^0 (figure 21) forme un amas concentré dont le maximum plonge de 28° vers le $N043^\circ$, ce qui est cohérent avec l'attitude de l'axe β_1 défini par les pôles de S_0 .

L'analyse statistique du sous-domaine 8,2 suggère l'existence de plis P_1 faiblement déjetés vers le NW et plongeant vers le NE.

Sommaire du domaine 8

Pour le domaine 8, la proximité du contact Magog-Ascot est le site de déformations plus complexes qu'ailleurs. Cette complexité est due à la surimpression de structures D_2 sur les plis P_1 . Ces structures sont attribuées à la faille de Rivière Magog. L'analyse structurale est cohérente avec la symétrie axiale proposée pour les déformations D_1 et D_2 .

Domaine 9

Le domaine 9 est constitué des roches des unités M-4, M-5 et M-6 formant une structure anticlinale à double plongement. Il est limité, au SE et au NW, par les traces axiales des synclinaux adjacents (figure 17).

Sur le diagramme des pôles de S_0 (figure 20), les points se répartissent selon un amas définissant un plan de S_0 moyen d'attitude $N028^\circ/61^\circ$ SE. Comparée avec le même stéréogramme du domaine 8,2, cette

répartition suggère que l'on se trouve sur le flanc NW du synclinal situé au SE. L'axe β_1 déterminé sur ce canevas plonge de 21° vers le N039°. Le stéréogramme des pôles de S_1 forme une concentration indiquant un plan de S_1 moyen d'attitude N025°/74° SE.

La répartition des linéations L_1^0 (figure 21) montre un amas étiré le long du plan de S_1 moyen, mimant la variation des plongements axiaux de ce domaine. L'attitude moyenne de la linéation L_1^0 est N026°/17° NNE. Ceci suggère une faible rotation vers le nord par rapport au domaine 8,2.

Les statistiques du domaine 9 sont cohérentes avec l'existence d'un anticlinal, à double plongement, attribué à l'existence de plis en gousset (Vialon *et al.*, 1976) présents sur le flanc SE du synclinorium de Saint-Victor.

Domaine 10

Le domaine 10 comprend toutes les roches situées au NW et au nord des domaines 8 et 9 (figure 17). Il est caractérisé par une grande homogénéité structurale.

Le canevas des pôles de S_0 (figure 20) montre une répartition selon une ceinture qui indique un axe β_1 plongeant de 25° vers le N212°. Une concentration maximale de points, le long de la ceinture des pôles de S_0 , suggère un plan moyen d'attitude N047°/66° SE. Le diagramme des pôles de S_1 montre une concentration très élevée de points, soulignant l'homogénéité du clivage S_1 . L'attitude moyenne de S_1 est N034°/85° SE. Le plan de S_1 contient l'axe β_1 et passe aussi par le maximum défini par les linéations L_1^0 .

Le stéréogramme des linéations L_1^0 (figure 21) montre une répartition le long du plan de S_1 avec une concentration maximale plongeant de 24° vers le N209° qui correspond presque exactement à l'attitude de l'axe β_1 .

L'analyse structurale de ce domaine suggère l'existence de plis P_1 subverticaux, ouverts ou serrés. C'est le domaine des plis droits mentionné au début de ce chapitre. Par rapport aux domaines précédents, le plongement axial des plis est passé du NE au SW.

Sommaire de l'analyse structurale du Groupe de Magog

Le style structural de la déformation régionale des roches de la Formation de Saint-Victor est relativement simple. Ces roches sont affectées de plis P_1 droits ou légèrement déjetés vers le NW. Les plongements axiaux sont généralement vers le NE, mais certains domaines sont à double plongement, ou à plongement vers le SW. Sur le diagramme des pôles de S_0 , pour l'ensemble du sous-domaine 8,2 et des domaines 9 et 10 (figure 20), les points se répartissent selon une ceinture définissant un axe β_1 régional plongeant faiblement vers le NE (N045°/15° NE). Le plan de S_0 moyen est de direction NE et à pendage subvertical. Le canevas des pôles de S_1 montre que le clivage est relativement constant avec

une direction N034° et un fort pendage (75°) vers le SE. Les linéations L_1^0 se distribuent selon un maximum plongeant de 18° vers le N038° (figure 21).

Dans la Formation de Beauceville, les déformations sont légèrement différentes. Le déversement vers le NW est plus prononcé et le plongement axial des plis P_1 varie de faible à modéré vers le NE. Ces variations sont attribuables aux failles de chevauchement affectant la base du Groupe de Magog. La proximité du contact avec le Complexe d'Ascot peut être détectée par l'apparition de structures secondaires dans certains domaines. Les structures sont cohérentes avec un chevauchement vers le NW entre le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog.

ROCHES SILURO-DÉVONIENNES

Les unités siluro-dévonienues sont divisées en deux domaines structuraux (domaines 11 et 12). L'un de ces domaines est constitué par les roches affleurant au sein du Groupe de Magog (Formation de Lac Aylmer) et l'autre par celles formant le Groupe de Saint-Francis (figure 17).

Domaine 11 – Formation de Lac Aylmer

La Formation de Lac Aylmer forme des bassins structuraux au sein du Groupe de Magog. Dans ces bassins, les structures sont identiques à celles des roches sous-jacentes. Le domaine 11 est divisé en deux sous-domaines.

Sous-domaine 11,1

Ce sous-domaine est constitué par une lentille de calcaire impur et de conglomérat calcaire (membre AL-2).

La figure 22 montre que les stratifications S_0 ont une direction moyenne vers le NE et que les pendages varient de modérés à forts vers le SE. Le clivage S_1 possède un attitude constante (N039°/85° SE). Les quelques linéations L_1^0 mesurées se répartissent en bordure du plan de S_1 , et plongent faiblement vers le NE ou le SW (figure 22).

Sous-domaine 11,2

Ce sous-domaine est formé par la lentille de conglomérat à blocs (membre AL-1) affleurant au-dessus de l'unité M-6 du Groupe de Magog.

Le diagramme des pôles de S_0 définit grossièrement une ceinture qui indique un axe β_1 plongeant faiblement vers le NE (figure 22). La concentration des pôles de S_1 est relativement homogène et indique un plan moyen d'attitude N045°/87° SE. Les linéations L_1^0 se répartissent le long de ce plan et plongent variablement vers le NE ou le SW (figure 22).

Domaine 12 – Groupe de Saint-Francis

Le Groupe de Saint-Francis occupe le flanc NW du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. À cause de la faible densité des affleurements, il est difficile d'en déter-

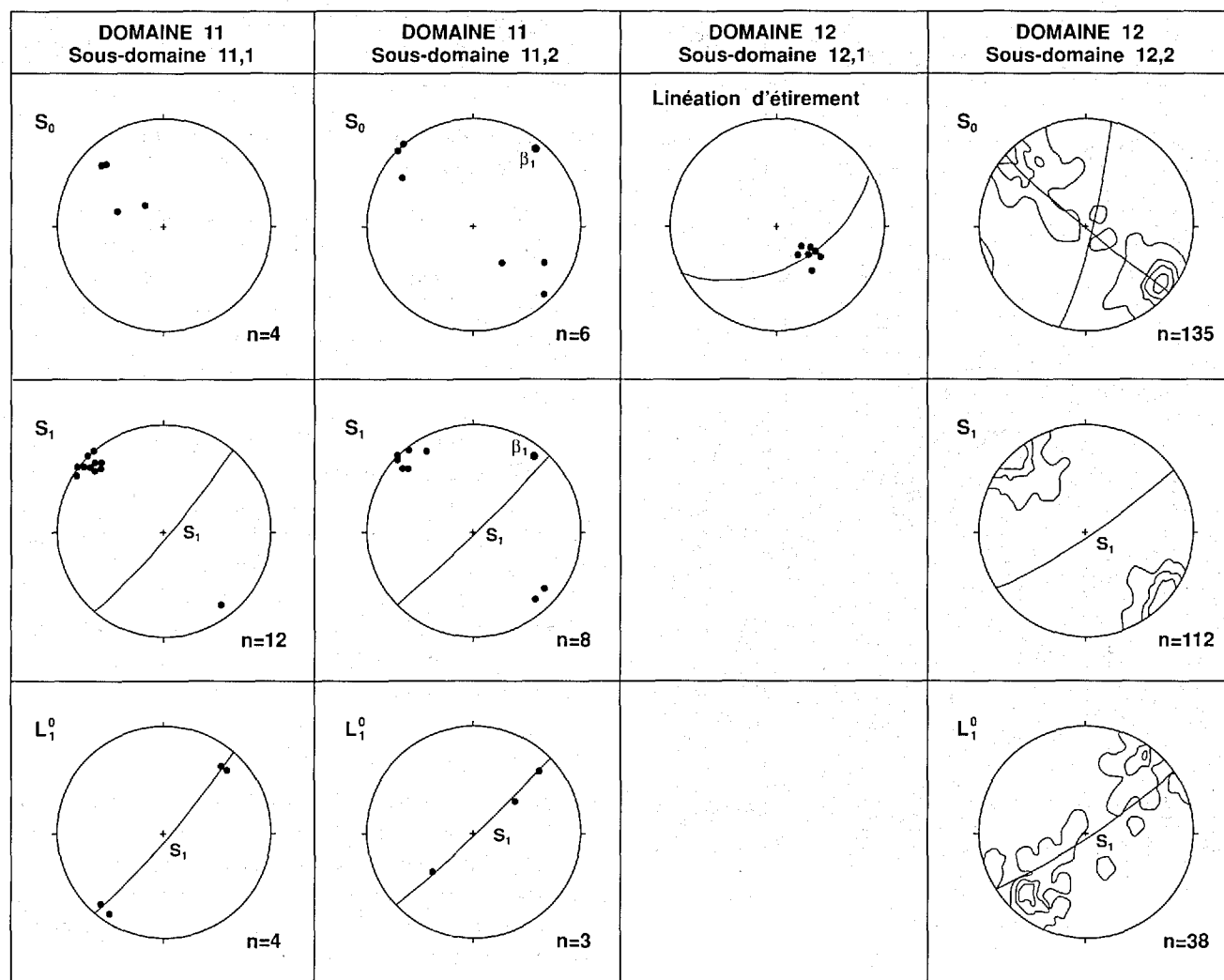


FIGURE 22 – Projections stéréographiques des mesures planaires et linéaires de la Formation de Lac Aylmer et du Groupe de Saint-Francis (domaines 11 et 12 : projection de Schmidt : contours à 1, 5, 10 et 15 % et plus par $n/100$ % de surface où n est égal au nombre de mesures). Voir localisation des domaines à la figure 17.

miner précisément le style structural. Certaines unités permettent toutefois d'observer de nombreux plis P_1 serrés ou isoclinaux (figure 23). Près de la faille de La Guadeloupe, les roches du Groupe de Saint-Francis développent une linéation d'étirement et un clivage secondaire. La proximité de la faille de La Guadeloupe correspond à une zone de déformation intense dans le Groupe de Saint-Francis. Le Groupe de Saint-Francis est divisé en deux sous-domaines structuraux.

Sous-domaine 12,1

Ce sous-domaine comprend les unités du Saint-Francis affleurant en bordure de la faille de La Guadeloupe (figure 17). Il englobe la totalité du membre AC-1 et une partie du membre AC-2 de la Formation d'Ayer's Cliff. Les affleurements sont rares dans ce sous-domaine mais les structures présentes sont significatives (figure 22).

Les principales caractéristiques structurales de ce sous-domaine sont une schistosité régionale parallèle à la faille de La Guadeloupe et une linéation d'étirement prononcée parallèle au pendage de la foliation (aval-pendage) (figure 22). Les linéations L_1^0 de ce secteur sont généralement subparallèles à l'étirement (figure 24). Ce subparallélisme est attribué à la rotation des axes de plis dans une direction parallèle au transport tectonique le long de la faille de La Guadeloupe.

Sous-domaine 12,2

Ce sous-domaine couvre toute la superficie du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. L'étude statistique de ce secteur est présentée à la figure 22.

La distribution des pôles de S_0 forme un amas étiré définissant un S_0 moyen d'attitude $N013^\circ/86^\circ$ SE. L'axe β_1 défini par la pseudo-ceinture plonge faiblement vers le



FIGURE 23 – Pli P_1 isoclinal au sein de la Formation d'Ayer's Cliff (membre AC-3), Groupe de Saint-François.



FIGURE 24 – Subparallélisme entre la linéation d'intersection (L_1^0) et la linéation d'étirement (Le) dans les roches du Groupe de Saint-François affleurant en bordure de la faille de La Guadeloupe.

NE. Les pôles de S_0 indiquent une stratification subverticale et des plis P_1 isoclinaux. Le plan de S_1 moyen a une attitude $N055^\circ/85^\circ$ SE. Dans le Groupe de Saint-François, S_1 s'incline fréquemment vers le NW, surtout dans la partie SE du synclinorium. Ces variations sont attribuées à la phase

D_3 qui y est relativement pénétrante. Les linéations L_1^0 plongent variablement vers le NE et le SW dans le Saint-François (figure 22).

Sommaire de l'analyse structurale des unités siluro-dévonienne

L'analyse structurale des roches post-ordoviciennes de la région indique que la déformation régionale ayant affecté ces roches était contemporaine de la déformation ayant affecté le Groupe de Magog et le Complexe d'Ascot. En effet, les structures de la Formation de Lac Aylmer se confondent avec celles des unités ordoviciennes sous-jacentes.

Dans le Groupe de Saint-François, une zone de déformation intense située en bordure du contact avec le Complexe d'Ascot témoigne de l'influence de la faille de La Guadeloupe. Au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, quelques affleurements indiquent l'existence de nombreux plis isoclinaux, mais le contrôle structural régional est faible. Seule une étude plus globale pourrait permettre de définir clairement le style structural de ce bassin sédimentaire.

DÉFORMATIONS TARDIVES (D_3)

Les déformations associées à D_3 varient en intensité du NW vers le SE. Aucun pli P_3 n'est présent dans le Groupe de Magog alors qu'ils sont relativement fréquents dans le Groupe de Saint-François. Indépendamment de ces variations d'intensité, D_3 est caractérisé par une grande homogénéité structurale.

La distribution des pôles de S_3 dans chacune des unités stratigraphiques de la région de Sherbrooke illustre cette homogénéité structurale (figure 25). Le plan de S_3 moyen varie de $N234^\circ/52^\circ$ NW dans le Groupe de Magog à $N241^\circ/60^\circ$ NW dans le Complexe d'Ascot et à $N220^\circ/40^\circ$ NW dans le Groupe de Saint-François. La seule variation notable est un affaiblissement du pendage moyen de S_3 dans le SE de la région.

Au même titre que le clivage, la linéation associée à S_3 possède une attitude homogène (figure 25). Les linéations L_3 se répartissent le long du clivage S_3 et plongent vers le NE dans le Groupe de Magog et dans le Complexe d'Ascot, et vers le NE et le SW dans le Groupe de Saint-François.

SYNTHÈSE STRUCTURALE RÉGIONALE

L'analyse structurale régionale indique que la formation des synclinoriums de Saint-Victor et de Connecticut Valley-Gaspé s'est effectuée simultanément. Ceci implique que la phase de déformation régionale D_2 était associée à l'orogénèse acadienne du Dévonien moyen. Dans le Complexe d'Ascot, les plis acadiens sont superposés aux plis

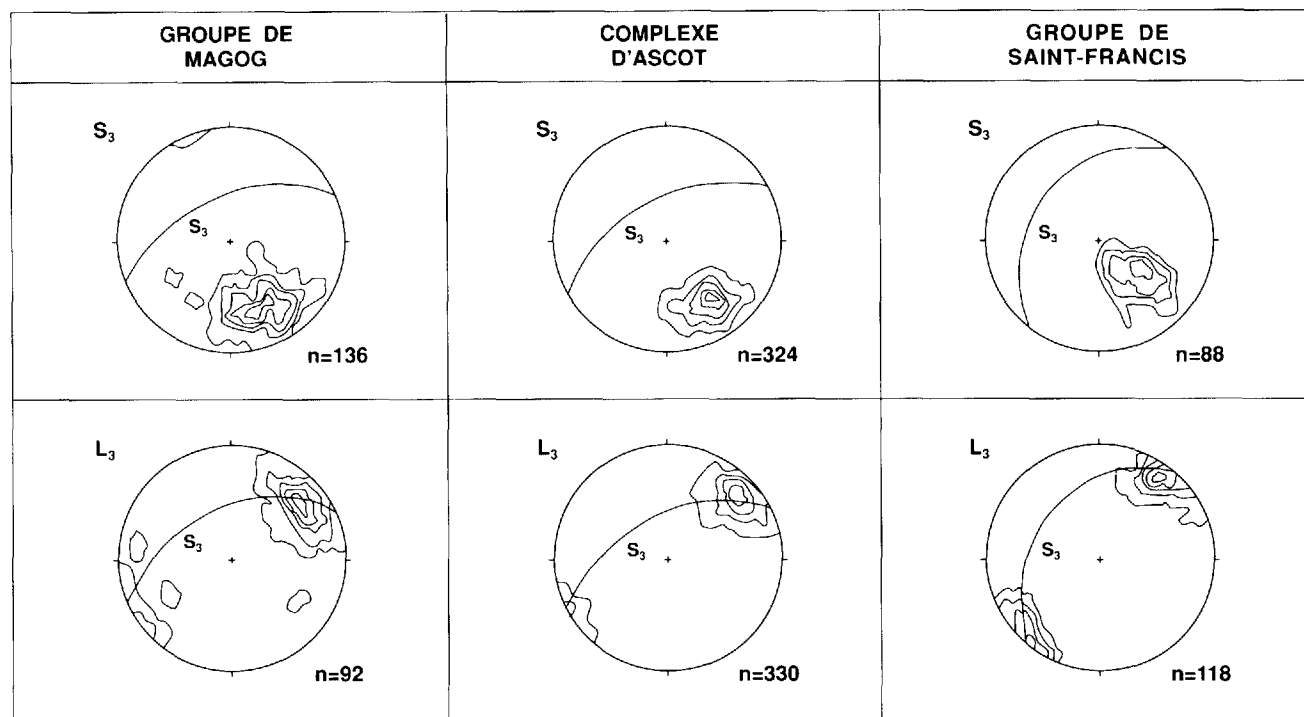


FIGURE 25 – Projections stéréographiques des structures S_3 et L_3 pour chacune des grandes unités stratigraphiques de la région étudiée. Projection de Schmidt : contours à 1, 5, 10 et 15 % et plus par $n/100$ % de surface où n est égal au nombre de mesures.

anciens attribués à l'orogénèse taconique. Les failles de chevauchement vers le NW sont des structures relativement tardives de la déformation D_2 (Tremblay & St-Julien, sous presse). Le Complexe d'Ascot a réagi d'une manière plus ductile que les unités adjacentes à la phase de déformation régionale. Une anisotropie préexistante fut probablement responsable de cette différence de comportement des roches du Complexe d'Ascot.

Dans les groupes de Magog et de Saint-Francis, les plis plongent vers le NE ou le SW. Les plis du Complexe d'Ascot possèdent, quant à eux, une nette tendance à devenir parallèles à la linéation d'étirement. La réorientation graduelle des axes de plis P_2 du Complexe d'Ascot était fonction de la faille de La Guadeloupe. Un modèle schématisé de la structure régionale est présenté à la figure 26. Ce modèle montre que des plis P_2 du Complexe d'Ascot étaient contemporains des plissements P_1 du Magog et du Saint-Francis. Le Complexe d'Ascot représente, en quelque sorte, un domaine structural coincé entre deux failles de chevauchement au sein duquel les déformations régionales ont été plus intenses (voir les coupes géologiques, cartes nos 2147A et 2147B, hors texte).

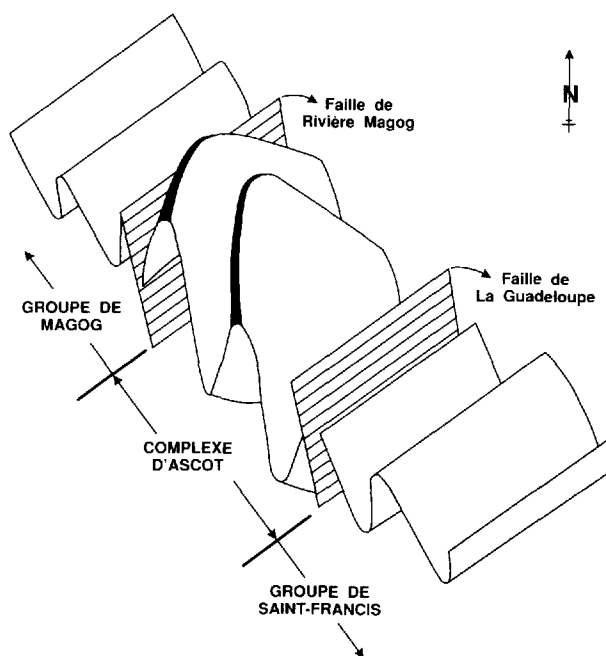


FIGURE 26 – Schéma illustrant le style structural régional. Le Complexe d'Ascot forme une unité fortement déformée coincée entre deux failles de chevauchement à transport tectonique vers le nord-ouest. Le schéma indique implicitement que la déformation régionale résulte de l'orogénèse acadienne.



Plus d'une centaine d'échantillons furent retenus pour fins d'analyses géochimiques des éléments majeurs et de certains éléments en traces. Les échantillons sélectionnés couvrent principalement les roches du Complexe d'Ascot, mais un certain nombre proviennent du Groupe de Magog et des intrusions dévoniennes et postdévoniennes. Tous les échantillons analysés sont localisés sur les cartes géologiques annexées au présent rapport.

Complexe d'Ascot

Pour le Complexe d'Ascot, les échantillons sélectionnés sont répartis dans les différents domaines lithotectoniques décrits au chapitre précédent. Les résultats apparaissent aux annexes I et II pour les roches du domaine de Sherbrooke, à l'annexe III pour celles du domaine d'Eustis et à l'annexe IV pour les roches du domaine de Stoke. L'annexe VI présente les résultats des analyses effectuées sur différents types de roches du Mélange de Saint-Daniel.

GÉNÉRALITÉS

Les roches volcaniques du Complexe d'Ascot sont traditionnellement attribuées à un volcanisme de type "arc insulaire" (St-Julien & Hubert, 1975). Cependant, à l'exception des travaux de Hynes (1980), il existe actuellement peu d'évidences géochimiques

corroborant cette interprétation. Hynes insiste essentiellement sur le fait que certains éléments sont affectés par un processus de remobilisation métamorphique qui a considérablement modifié les concentrations primaires. Les travaux de Tremblay *et al.* (1989a) contredisent cependant les conclusions de Hynes concernant le degré de remobilisation de certains éléments (Ti, Zr et Y) dans les roches basaltiques peu ou pas carbonatisées. Certains auteurs rapportent qu'il y a coexistence de tendances tholéiitiques et calco-alcalines dans des unités volcaniques corrélatives avec le Complexe d'Ascot (Alsac, 1977 ; Cousineau, 1984).

Sur un diagramme AFM (figure 27A), les roches volcaniques du Complexe d'Ascot se distribuent dans les champs tholéiitique et calco-alcalin. Les roches felsiques sont de composition calco-alcaline alors que les roches basaltiques varient de tholéiitiques à calco-alcalines. Les différents domaines lithotectoniques du Complexe d'Ascot montrent d'intéressantes variations (figures 27B, 27C et 27D). Dans le domaine de Sherbrooke (figure 27B), les roches mafiques sont tholéiitiques ou calco-alcalines alors que les roches felsiques sont calco-alcalines. Dans le domaine de Stoke (figure 27C), les basaltes sont calco-alcalins et de composition plus homogène que dans le domaine de Sherbrooke. Les roches felsiques du domaine de Stoke

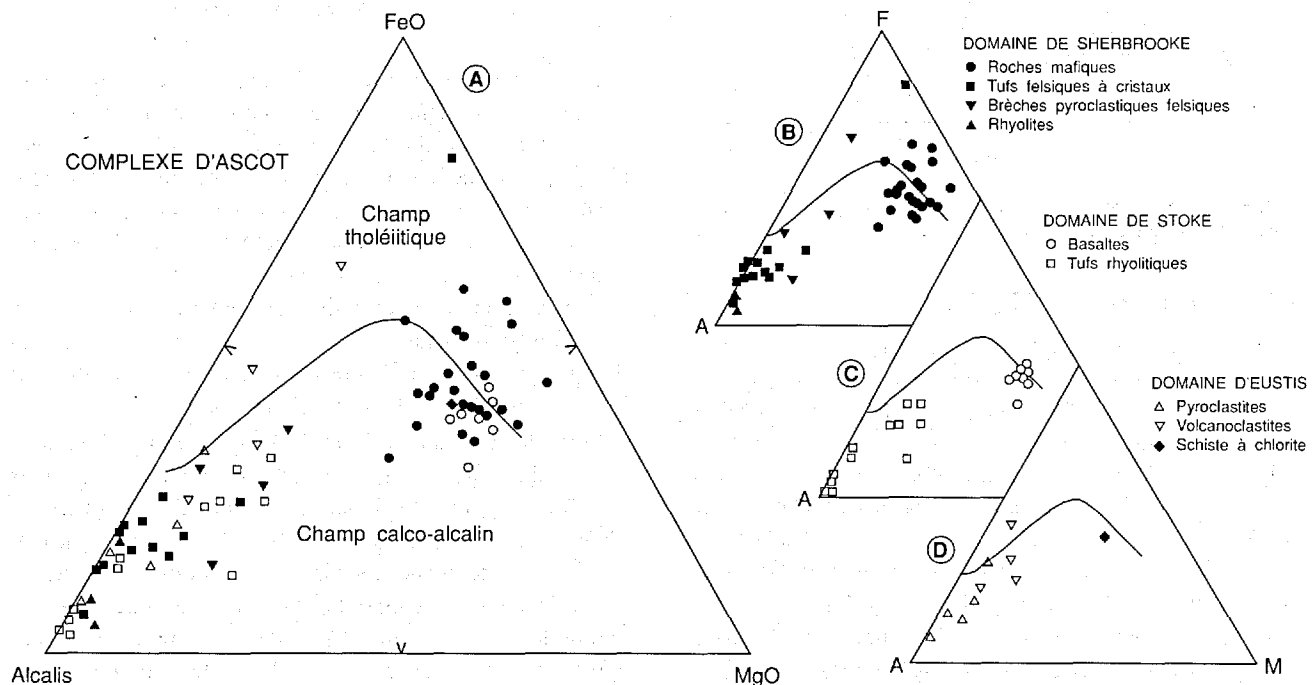


FIGURE 27 – Diagrammes AFM pour les roches volcaniques du Complexe d'Ascot : A) pour l'ensemble des domaines lithotectoniques du Complexe d'Ascot ; B) pour le domaine de Sherbrooke ; C) pour le domaine de Stoke ; D) pour le domaine d'Eustis.

sont de composition similaire à celles du domaine de Sherbrooke (figures 27B et 27C). Dans le domaine d'Eustis, les roches sont essentiellement de composition calco-alcaline (figure 27D). La composition géochimique des roches des différents domaines lithotectoniques reflète la nature des assemblages lithologiques qui les caractérisent.

D'une façon générale, les volcanites du Complexe d'Ascot sont de composition bimodale et varient entre un pôle basaltique et un pôle rhyolitique (figures 27 et 28). Cependant, le degré de composition bimodale varie en fonction du domaine lithotectonique. Dans le domaine de Sherbrooke, les compositions intermédiaires sont représentées par les brèches pyroclastiques. Le domaine de Stoke constitue une séquence volcanique nettement bimodale. Dans le domaine d'Eustis, les roches sont de composition dacitique à rhyolitique et les termes basaltiques sont pratiquement inexistantes. Le diagramme SiO_2 en fonction du rapport Zr/TiO_2 (figure 28) indique que la composition bimodale n'est pas un phénomène de remobilisation secondaire (silification), mais bien une caractéristique primaire de ces séquences volcaniques.

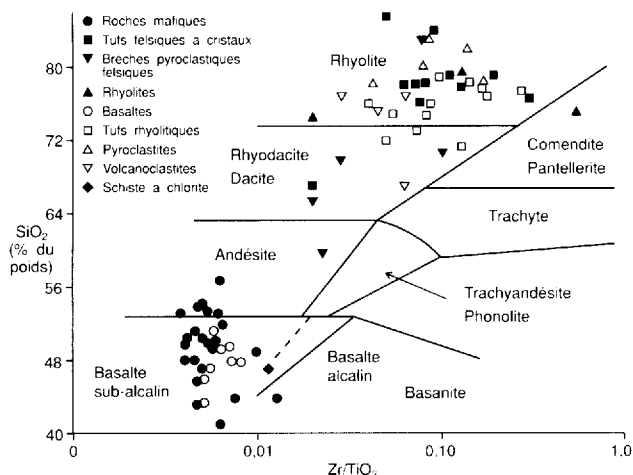


FIGURE 28 – Diagramme de SiO_2 en fonction du rapport Zr/TiO_2 pour les roches volcaniques du Complexe d'Ascot.

VOLCANITES BASALTIQUES

Les basaltes du Complexe d'Ascot (annexes I et IV) sont relativement riches en alumine. Les teneurs en SiO_2 varient de 41 à 56 %. Leur rapport $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ ($F/F+M$) est inférieur à 0,58, mais certains échantillons atteignent des valeurs supérieures à 0,6. Les éléments plus mobiles, tels le CaO et les alcalis, ont des concentrations variables. Les teneurs en TiO_2 varient de 0,7 à 1,25 % mais certains échantillons du domaine de Sherbrooke sont relativement pauvres en TiO_2 (de 0,3 à 0,5 %).

Comme le montre la figure 27, les teneurs en alcalis et les rapports FeO/MgO des roches basaltiques (figure 29) indiquent la prédominance d'une tendance calco-alcaline. Les basaltes du domaine de Sherbrooke ont une compo-

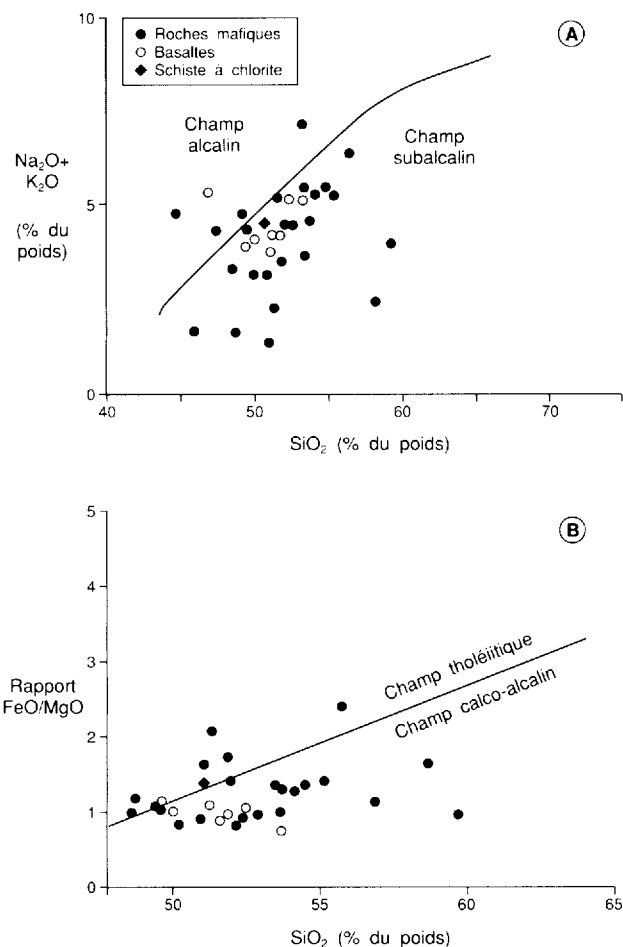


FIGURE 29 – Basaltes du Complexe d'Ascot : A) diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en fonction de SiO_2 ; B) diagramme FeO/MgO en fonction de SiO_2 . Notez la prédominance d'une tendance calco-alcaline dans les basaltes du domaine de Stoke. Voir légende de la figure 27.

tion plus variable que ceux du domaine de Stoke. Ces derniers sont essentiellement de composition calco-alcaline. Les basaltes du domaine de Sherbrooke sont caractérisés par la coexistence d'affinités tholéiitiques et calco-alcalines (figure 29). Étant donné la mobilité des alcalis et la susceptibilité du rapport FeO/MgO à l'altération métasomatique (Beswick & Soucie, 1978), il est possible que les compositions tholéiitiques soient le produit d'une remobilisation métasomatique. La coexistence de termes tholéiitiques et calco-alcalins est cependant fréquente dans les arcs insulaires actuels (Gill, 1981).

Selon les teneurs en TiO_2 , P_2O_5 , Zr et Y , les signatures géochimiques des roches mafiques suggèrent la coexistence de deux types de basaltes dans le domaine de Sherbrooke : un type appauvri (type 1) et un type enrichi (type 2). Cette séparation de composition est confirmée par les teneurs en éléments des terres rares des basaltes (Tremblay *et al.*, 1989). Les basaltes de type 1 sont appauvris en terres rares (<6 fois les chondrites) et possèdent des patrons de terres rares variant de plats à enrichis en terres rares légères. Leur rapport La/Yb varie

de 1 à 2. Les basaltes de type 2 sont appauvris en terres rares légères ($La/Yb = 0,5$ à $0,7$). Ils possèdent un niveau d'abondance valant environ huit fois les chondrites en terres rares lourdes. En termes de TiO_2 , de Zr, de Y et de terres rares, les basaltes du domaine de Stoke s'apparentent aux basaltes de type 2 du domaine de Sherbrooke.

Sur un diagramme de P_2O_5 en fonction de TiO_2 (figure 30A), les basaltes de type 1 tombent en deçà du champ des basaltes de ride médio-océanique. Sur un diagramme du rapport Ti/V en fonction du rapport Ti/Sc (figure 30B), ces basaltes possèdent une composition proche de celle des chondrites, alors que les basaltes de type 2 occupent le champ des basaltes de ride médio-océanique et des tholéiites d'arc insulaire. La distribution des basaltes de type 1 sur les diagrammes de la figure 30 leur confère une affinité boninitique (Hawkins, 1980; Hickey & Frey, 1982), ou s'apparentant aux "Low-Ti island-arc basalts" de Beccaluva & Serri (1988). Leurs patrons des terres rares sont cohérents avec une telle affinité pétrologique (Tremblay *et al.*, 1989). Le schiste mafique du domaine d'Eustis se démarque des autres basaltes par des teneurs relativement élevées en TiO_2 et P_2O_5 (figure 30A).

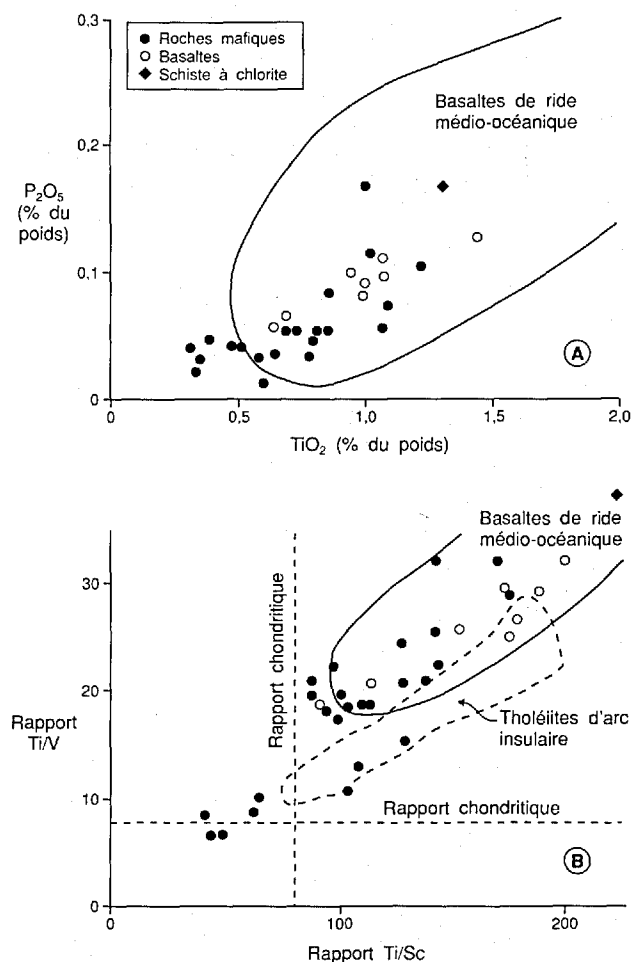


FIGURE 30 – Basaltes du Complexe d'Ascot : A) diagramme P_2O_5 en fonction de TiO_2 ; B) diagramme du rapport Ti/V en fonction du rapport Ti/Sc . Notez que certains basaltes du domaine de Sherbrooke sont très appauvris en Ti et en P. Voir légende de la figure 27.

Sur un diagramme de TiO_2 en fonction de Zr (figure 31) de Pearce & Norry (1979), les basaltes du domaine de Sherbrooke se distribuent dans les champs des basaltes de ride médio-océanique et des tholéiites d'arc insulaire, alors que ceux du domaine de Stoke occupent un champ commun aux basaltes de ride médio-océanique et aux tholéiites d'arc insulaire. Comme on a pu le voir sur les diagrammes précédents, les basaltes de type 1 sont ici aussi caractérisés par de faibles teneurs en TiO_2 et en Zr.

La séquence basaltique du domaine de Sherbrooke est caractérisée par la coexistence de deux types de basaltes : un type s'apparentant aux tholéiites d'arc insulaire et un type transitionnel entre les tholéiites d'arc insulaire et les boninites. Les boninites actuelles sont fréquemment associées à des laves tholéiitiques (Beccaluva & Serri, 1988). Cette dualité pétrologique est absente de la séquence basaltique du domaine de Stoke qui est d'une composition similaire aux basaltes de type 2 du domaine de Sherbrooke.

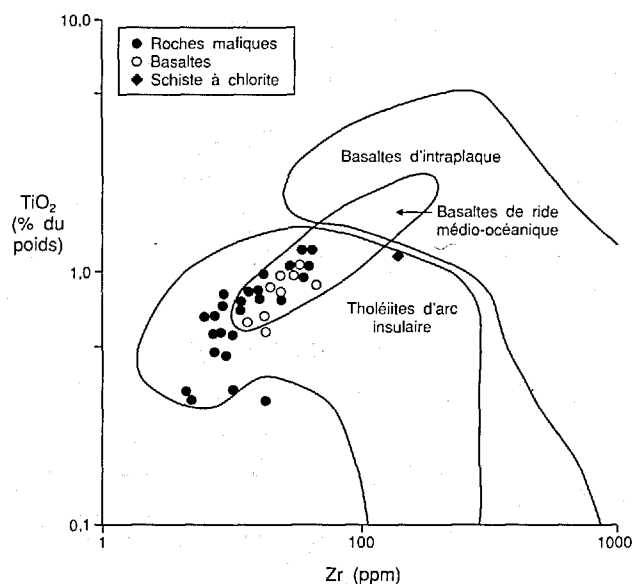


FIGURE 31 – Diagramme TiO_2 en fonction de Zr pour les basaltes du Complexe d'Ascot. Notez l'appauvrissement en Ti et Zr de certains basaltes du domaine de Sherbrooke par rapport à ceux du domaine de Stoke. Voir légende de la figure 27.

VOLCANITES FELSIQUES

En termes d'éléments majeurs, les roches volcaniques felsiques du Complexe d'Ascot sont de composition homogène dans chacun des domaines lithotectoniques. Cependant, certains éléments en traces permettent de souligner des différences significatives.

Les roches felsiques du domaine de Sherbrooke sont appauvries en terres rares légères ($La/Yb = 0,5$ à $0,7$) alors que celles du domaine de Stoke en sont enrichies ($La/Yb > 2$) (figure 32). Les felsites de Sherbrooke sont enrichies en terres rares lourdes dans la proportion d'environ trois pour un par rapport à celles de Stoke. Ces dernières sont de composition plus homogène que

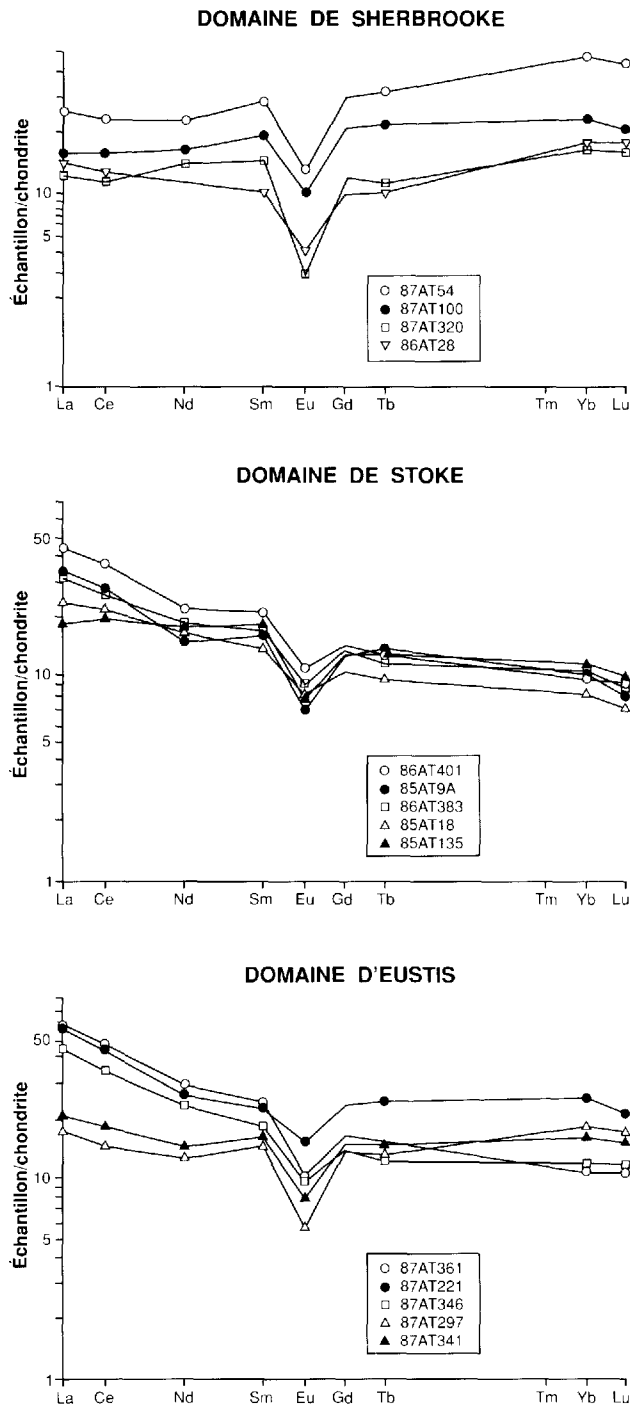


FIGURE 32 – Courbes des terres rares des roches felsiques du Complexe d'Ascot. Les échantillons sont regroupés selon les différents domaines lithotectoniques. Notez l'enrichissement en terres rares légères (La à Sm) des roches du domaine de Stoke par rapport à celles du domaine de Sherbrooke.

les felsites de Sherbrooke. L'anomalie négative en Eu est aussi moins prononcée dans les felsites de Stoke (figure 32).

La signature géochimique des roches felsiques du Complexe d'Ascot suggère une relation pétrologique complexe entre les termes basaltiques et rhyolitiques. Dans le domaine de Sherbrooke, la fusion partielle des

roches basaltiques aurait pu engendrer les volcanites felsiques associées. Dans le domaine de Stoke, il semble que la contamination des magmas basaltiques par une composante continentale soit la meilleure façon d'expliquer la composition des roches felsiques (Tremblay *et al.*, 1989).

Les roches du domaine d'Eustis sont caractérisées par un enrichissement variable en terres rares légères ($La/Yb = 1$ à 4). Contrairement aux séquences felsiques précédentes, les courbes ne sont pas parallèles entre elles (figure 32). Ces roches possèdent une affinité géochimique intermédiaire entre les felsites du domaine de Sherbrooke et du domaine de Stoke. Ces variations sont illustrées sur les diagrammes de la figure 33 où les felsites du domaine de Sherbrooke et celles du domaine de Stoke occupent des champs de composition nettement distincte. Par rapport au domaine de Sherbrooke, la séquence felsique du domaine de Stoke est enrichie

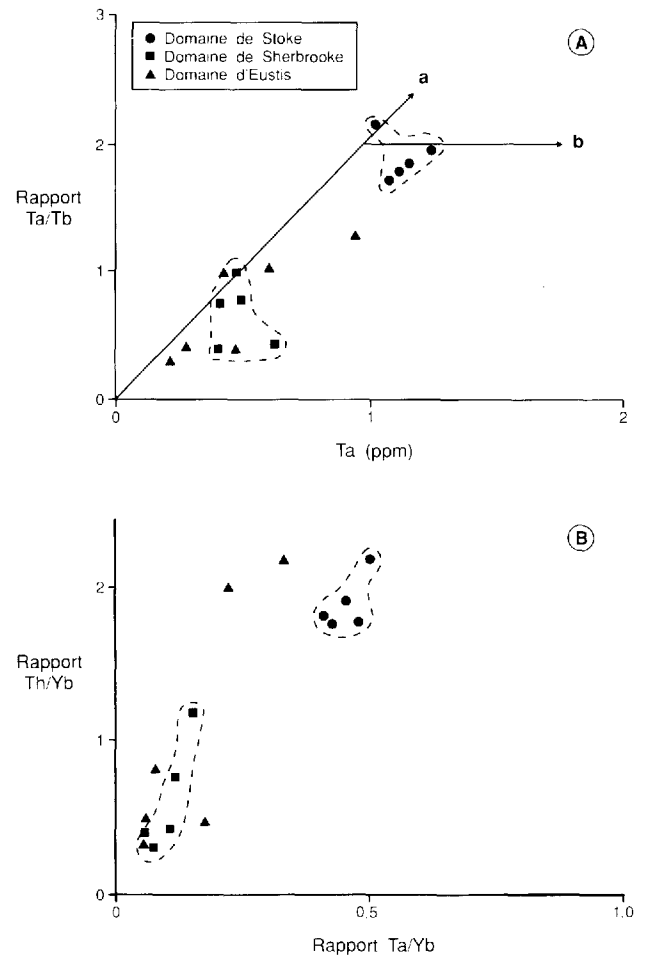


FIGURE 33 – Felsites du Complexe d'Ascot. En A, diagramme du rapport Ta/Tb en fonction de Ta. Le vecteur "a" représente l'évolution de la composition en fonction du taux de fusion partielle et le vecteur "b" l'évolution de composition en fonction du degré de cristallisation fractionnée. En B, diagramme du rapport Th/Yb en fonction du rapport Ta/Yb. Notez l'enrichissement des roches felsiques du domaine de Stoke par rapport à celles du domaine de Sherbrooke.

en Ta et en Th et appauvrie en Yb (figure 33). Les roches du domaine d'Eustis sont de composition variable mais possèdent plus d'affinités avec les felsites du domaine de Sherbrooke. Les variations de composition du domaine d'Eustis sont attribuées à l'existence de composantes détritiques instables (fragments de volcanites felsiques et de granophyres, zircons détritiques) de composition variable. Leur composition ne semble pas contrôlée par un processus magmatique, mais par l'abondance relative et la nature de la fraction déritique.

DISCUSSION

À l'instar de la cartographie régionale, l'analyse géochimique des roches volcaniques du Complexe d'Ascot suggère l'existence d'au moins deux séries volcaniques distinctes. Ces dernières sont celles des domaines de Sherbrooke et de Stoke. Avec les résultats actuels, il n'est pas possible de préciser si les roches du domaine d'Eustis sont cogénétiques de l'une ou l'autre des séquences volcaniques. Lithologiquement et géochimiquement, elles possèdent cependant plus d'affinité avec les roches volcaniques du domaine de Sherbrooke.

MÉLANGE DE SAINT-DANIEL

Les résultats des analyses d'échantillons provenant du Mélange de Saint-Daniel sont présentés à l'annexe VI. Nous avons analysé un échantillon de phyllade (SD-2), six de quartzite (SD-4), et quatre de roches ultramafiques carbonatisées (SD-1).

Des teneurs variables mais élevées en silice (de 65 à 92 %) caractérisent les quartzites. Par rapport aux sédiments pélitiques, elles sont appauvries en Al_2O_3 , en CaO et en alcalis, et enrichies en FeO et en MnO. Les résultats présentés n'ont pas de valeur discriminatoire concernant l'origine des quartzites en tant que produit tectono-métamorphique.

Les échantillons de roches ultramafiques carbonatisées sont caractérisés par des pertes au feu très élevées (de 20 à 30 %), de faibles teneurs en silice (de 26 à 56 %) et des teneurs élevées en MgO (de 7,5 à 25 %). Des concentrations très élevées en Cr (de 0,17 à 0,31 %) et en Ni (de 500 à 2100 ppm) témoignent de la nature ultramafique du protolithe.

Groupe de Magog

Dix échantillons de roches provenant du Groupe de Magog furent analysés. Les résultats sont présentés à l'annexe VII. Huit de ces analyses proviennent de l'unité M-1, une de l'unité M-2 et une de l'unité M-4.

Les roches de l'unité M-1 varient en composition selon qu'elles proviennent du membre de grès volcanique (M-1) ou du membre de tuf lithique (M-1a). D'une façon générale, les variations de composition de l'unité M-1 sont à l'image de la diversité lithologique de la région-source.

Les échantillons provenant des unités M-2 et M-4 sont des arénites arkosiques, microconglomératiques ou gréseuses. Ces roches sont de composition intermédiaire.

Sur un diagramme AFM (figure 34), les roches du Groupe de Magog occupent un champ de composition située entre les termes basaltique et rhyolitique du Complexe d'Ascot. Les résultats, bien qu'incomplets, corroborent que les sédiments du Groupe de Magog proviennent d'une source calco-alcaline. Ils ne permettent cependant pas de démontrer que ces sédiments proviennent de l'érosion et du remaniement des roches volcaniques du Complexe d'Ascot tel qu'on le connaît actuellement. Évidemment, les caractéristiques sédimentologiques du Groupe de Magog impliquent une source d'origine volcanique (Cousineau, 1988).

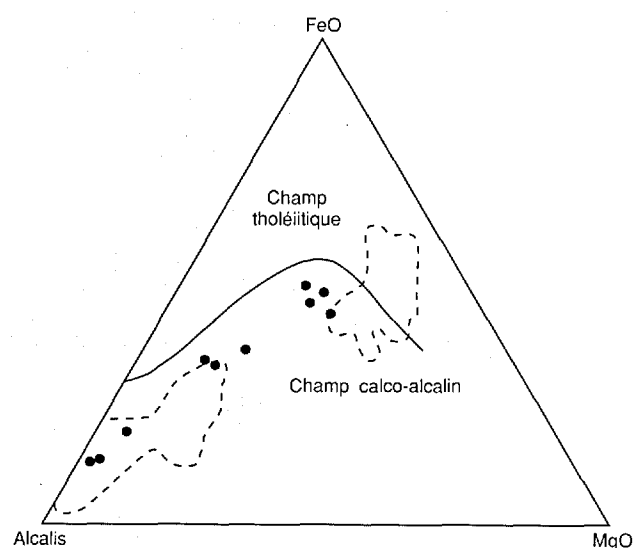


FIGURE 34 - Diagramme AFM pour les roches sédimentaires du Groupe de Magog. Les champs délimités par une ligne en tirets marquent la composition des roches volcaniques du Complexe d'Ascot.

Roches intrusives

Différents types de roches intrusives de la région de Sherbrooke furent analysés (annexe V). Cinq des échantillons analysés proviennent de l'intrusion granitique (ST-3) du domaine de Stoke, trois des dykes de diorite (unité 1), et trois des dykes de lamprophyre.

INTRUSION GRANITIQUE DES MONTS STOKE

Tel que mentionné, il ne fait pas de doute que l'intrusion granitique du domaine de Stoke représente un équivalent plutonique des faciès extrusifs. Les données géochimiques disponibles ne permettent cependant pas de le démontrer. Les échantillons analysés (annexe V) sont de composition granitique, sauf un échantillon qui est de composition gabbroïque (échantillon n° 4). D'une façon générale, le massif intrusif des monts Stoke est plus différencié que ne

l'a reconnu de Römer (1985). Bien qu'il soit globalement de composition granitique, des termes de composition dioritique et gabbroïque sont présents.

DYKES DE DIORITE

Les diorites sont caractérisées par de faibles teneurs en silice (environ 43 %) et des teneurs élevées en Fe_2O_3 (environ 9 %). Les pourcentages de perte au feu (PAF) sont élevés (>10 %) et reflètent le degré de carbonatation secondaire de ces roches. En termes d'éléments en traces, les teneurs en Cr, Ni et V sont essentiellement tholéitiques.

DYKES DE LAMPROPHYRE

Trois échantillons de lamprophyre furent analysés (échantillons n°s 9, 10 et 11 de l'annexe V). Les teneurs en SiO_2 sont très faibles (40 % et moins) alors que celles en Fe_2O_3 et en MgO sont relativement élevées. À l'instar des diorites, les pourcentages de perte au feu (PAF) sont très élevés dans les lamprophyres (de 10 à 13 %), témoignant ainsi de la forte quantité d'éléments volatils présents lors de leur mise en place (Hughes, 1982). Les teneurs en Cr et Ni sont aussi relativement élevées.

Géologie économique

Au siècle dernier, la région de Sherbrooke fut l'un des plus importants centres miniers du Canada. Entre 1860 et 1950, plusieurs gisements de sulfures massifs furent le site d'une exploitation intense dont témoignent actuellement les nombreux terrils présents dans la région. La plus célèbre de ces exploitations est certainement la mine Eustis, que l'on a exploitée pendant près de soixante-dix ans, soit jusqu'en 1939. Bien qu'aucun gisement ne soit actuellement en exploitation, cette région demeure, à cause de son passé minier éloquent, une des cibles économiques les plus intéressantes du Sud du Québec.

De nombreux indices et gîtes de sulfures sont présents dans la région. La grande majorité de ces minéralisations est confinée aux roches du Complexe d'Ascot, mais certaines unités des groupes de Magog et de Saint-Francis présentent un contexte favorable à des minéralisations aurifères. D'autre part, certaines unités lithologiques de la région sont actuellement exploitées comme sources de granulats pour l'industrie de l'asphalte et du ciment. Enfin, d'importants dépôts meubles du Quaternaire sont aussi exploités pour le sable et le gravier.

Ce chapitre a pour but de présenter une brève synthèse des différents intérêts miniers de la région de Sherbrooke et de proposer certains guides stratigraphiques ou structuraux pour l'exploration minérale. Les fiches de gîte minéral répertoriées dans la région sont localisées sur les cartes géologiques annexées à la présente étude. Les indices ayant fait l'objet d'une fiche sont nombreux mais beaucoup de ceux-ci sont actuellement enfouis ou ont disparu en raison du reboisement ou du développement urbain de la ville de Sherbrooke.

Complexe d'Ascot

Les roches volcaniques et plutoniques du Complexe d'Ascot sont entièrement jalonnées pour l'exploration minérale. Jusqu'en 1988, la compagnie Minerais Lac Itée y a réalisé d'importants travaux de cartographie, puis a procédé à des forages. Ces travaux ont couvert une région qui s'étend depuis le lac Massawippi jusqu'à Saint-Adolphe-de-Dudswell. Les gîtes de sulfures du Complexe d'Ascot sont généralement interprétés comme étant des minéralisations stratiformes localisées aux interfaces mafiques-felsiques (Lamarche, 1970 ; Harron, 1976 ; Gauthier, 1985). Dans ses travaux de synthèse métallogénique de l'Estrie-Beauce, Gauthier (1985) reconnaît trois types de minéralisation associées au Complexe d'Ascot : 1) des gîtes et indices de sulfures massifs ; 2) des minéralisations aurifères associées à des roches cisailées ; 3) des minéralisations aurifères filoniennes. Le type 1 est certainement le plus commun. À cette liste, on peut ajouter des minéralisations chromifères et peut-être platinifères associées aux copeaux de roches ultramafiques.

Les différents types de minéralisations sont décrits pour chacun des domaines lithotectoniques de l'Ascot. Un ou plusieurs gisements-types sont sélectionnés pour chaque domaine. Le tableau 2 présente une série de résultats des analyses des métaux de base pour plusieurs indices minéralisés du Complexe d'Ascot.

DOMAINE DE STOKE

Les roches volcaniques du domaine de Stoke sont hôtes de l'ancienne mine Aldermac-Moulton Hill (fiche n° 11;

TABLEAU 2 – Résultats des analyses des métaux précieux et des métaux de base de quelques indices minéralisés du Complexe d'Ascot (les n° de fiches de gîte sont localisés sur les cartes hors texte).

	1*	2*	3**	4**	5**	6**	7**	8**	9***	10***	11***	12***
Ag	1,7 g/t	<0,5 ppm	2,7 g/t	3,4 ppm	142 ppm	1,2 ppm	0,7 ppm	5,6 ppm	23 ppm	26 ppm	19 ppm	28 ppm
Cu	0,16 %	916 ppm	116 ppm	166 ppm	0,6 %	643 ppm	67 ppm	213 ppm	1,5 ppm	1,0 ppm	0,24 ppm	1,32 %
Pb	23 ppm	6 ppm	83 ppm	213 ppm	2,85 %	39 ppm	51 ppm	858 ppm	969 ppm	0,6 ppm	0,39 %	518 ppm
Zn	298 ppm	654 ppm	39 ppm	0,37 %	25,30 %	274 ppm	138 ppm	152 ppm	3,16 ppm	2,6 ppm	2,24 ppm	2,09 %
Au	<5 ppb	1,0 ppm	160 ppb	476 ppb	0,2 ppm	15 ppb	18 ppb	0,32 ppm	0,32 ppm	0,22 ppm	0,23 ppm	0,14 ppm

*Domaine de Stoke : (1) chemin Champigny près de l'intersection avec la route 112 (fiche de gîte n° 52) ; (2) minéralisation semi-massive à environ 300 m au SE de l'intersection du chemin Champigny avec la route 112 (fiche de gîte n° 56).

**Domaine de Sherbrooke : (3) jaspillite minéralisée au coin des rues Richard et Goyette (fiche de gîte n° 60) ; (4) jaspillite minéralisée au coin des rues Dunant et Belvédère ; (5) sulfures massifs de la mine Suffield (fiche de gîte n° 14) ; (6) basaltes minéralisés de la carrière Desourdy (fiches de gîte n° 24 et 30) ; (7) roche felsique minéralisée au coin des rues Belvédère et Belvidère (fiche de gîte n° 38) ; (8) basalte minéralisé en bordure du chemin Albert à 800 m au sud du chemin Belvidère.

***Domaine d'Eustis : (9) sulfures massifs affleurant dans le ruisseau Capel à proximité de la mine Capel (fiche de gîte n° 31) ; (10) sulfures massifs de la mine Capel (fiche de gîte n° 31) ; (11) sulfures massifs de la mine Capel (fiche de gîte n° 31) ; (12) sulfures massifs de la mine Eustis affleurant dans le ruisseau Eustis (fiche de gîte n° 28).

carte n° 2147A, hors texte) dont la fermeture remonte à 1953. Selon St-Julien & Lamarche (1965), le gisement de sulfures massifs était situé le long d'une zone de cisaillement marquant le contact entre des schistes à séricite et des schistes à chlorite. Les sulfures constituaient environ 30 % du gisement. Ils consistaient, selon un ordre d'abondance décroissante, en pyrite, sphalérite, chalcoppyrite et galène.

Plusieurs indices minéralisés présentant un contexte géologique similaire sont spatialement associés à la mine Moulton Hill (fiche n° 12; carte n° 2147A, hors texte). On en trouve de bons exemples dans les environs de l'intersection de la route 112 et du chemin Champigny (fiche n° 52, carte n° 2147A, hors texte). Un ancien puits d'exploration localisé au sein d'une de ces zones minéralisées est présent du côté est du chemin Champigny, à environ 300 m de l'intersection avec la route 112. Un second indice (fiche n° 56) est bien exposé dans la cour d'un ferrailleur, située à environ 300 m au SSE de la même intersection. Un échantillon prélevé sur ce site a titré près de 1 % en Cu et 700 ppm en Zn (tableau 2). Les sulfures massifs forment un niveau variant de 1 à 2 m d'épaisseur et sont concentrés au sein d'un tuf rhyolitique à cristaux, à environ 1,5 m de l'interface avec un schiste mafique. Le sulfure dominant est la pyrite. La magnétite forme de 5 à 10 % de la zone minéralisée. À l'interface mafique-felsique, le schiste à chlorite est fortement carbonatisé. La carbonatation et la concentration de sulfures diminuent graduellement sur 5 à 8 m de distance à partir du contact avec le tuf rhyolitique. Cette minéralisation apparaît comme étant d'origine syngénétique.

Tous les indices minéralisés du domaine de Stoke sont de ce type. Dans l'ensemble, la proximité du contact avec l'intrusion granitique présente un contexte favorable à la concentration de sulfures. Le contact entre les roches plutoniques et volcaniques sont d'ailleurs souvent très cisailés. Il est possible que ces contacts représentent une surface de décollement ayant permis la circulation de fluides minéralisateurs.

DOMAINE D'EUSTIS

Le secteur des mines Eustis, Albert et Capel est sans contredit la principale cible économique du domaine d'Eustis, comme d'ailleurs l'ensemble du Complexe d'Ascot. Ce secteur fut récemment étudié en détail par Dupuis (1989). La minéralisation forme des lentilles de sulfures massifs dont l'épaisseur en surface varie de 10 à 30 cm. Le minerai est constitué de pyrite, de chalcoppyrite, de sphalérite, de galène et de malachite. Les lentilles sont parallèles à la foliation S_2 . Elles sont incluses dans le membre de schiste à chlorite-séricite (membre EU-1), à proximité ou au contact avec les métapyroclastites felsiques (membre EU-2). Le tableau 2 présente des résultats des analyses effectuées sur des échantillons de sulfures massifs et semi-massifs de ce secteur.

Selon Gauthier (1985), tous ces gîtes, sauf celui de la mine Eustis, montrent une zonalité métallifère : le mur

étant relativement plus cuprifère, tandis que le toit est plus zincifère. Le gîte de la mine Eustis (fiche n° 28 sur la carte n° 2147B, hors texte) est constitué de quatre lentilles disposées en échelon, reposant dans le plan de la foliation S_2 et allongées parallèlement à la linéation d'étirement. Il est probable que ce gîte se situe au même niveau stratigraphique que celui des mines Albert et Capel (fiche n° 31 sur la carte n° 2147B, hors texte).

La localisation des lentilles sulfurées est, de toute évidence, fortement contrôlée par les structures de deuxième phase. Ainsi, les lentilles sont toutes allongées parallèlement aux axes de plis P_2 et à la linéation d'étirement. Un tel comportement laisse croire qu'il y a probablement eu reconcentration ou fluage des masses ductiles de sulfures dans les charnières des plis de deuxième phase. Aussi, comme le montre la cartographie géologique, les zones de cisaillement ductile ont influencé la localisation structurale des lentilles ; la disposition en échelon des lentilles de la mine Eustis pourrait être associée à l'existence de ces cisaillements senestres. La disposition actuelle des lentilles minéralisées est, à l'image de la structure du domaine d'Eustis, le résultat de l'action combinée du fluage des sulfures dans les charnières des plis P_2 , fortement non cylindriques, et de zones de cisaillement actives dans la phase terminale du plissement. Ces déformations, à peu près contemporaines, ont grandement augmenté la complexité structurale de ces minéralisations qui sont probablement syngénétiques. À cette complexité s'ajoute l'effet de la déformation D_3 qui a créé des "back-structures" (St-Julien & Lamarche, 1965).

DOMAINE DE SHERBROOKE

Les minéralisations sulfurées du domaine de Sherbrooke se présentent dans trois contextes lithologiques distincts : des sulfures massifs sont associés aux roches pyroclastiques felsiques et se situent à proximité du contact avec les métasédiments (type Suffield) ; ou des sulfures massifs se situent à proximité d'une interface mafique-felsique ; ou des sulfures massifs se situent au sein d'un horizon jaspilitique (membre SH-2).

La principale zone d'intérêt du domaine de Sherbrooke est localisée dans les alentours de la mine Suffield (fiche n° 14; carte n° 2147B, hors texte). Cette zone comprend aussi la mine King (fiche n° 19; carte n° 2147B, hors texte), située dans le prolongement nord de l'horizon minéralisé de Suffield. La minéralisation de sulfures massifs est associée à un schiste à séricite-quartz, adjacent au niveau de quartzite ferrifère (membre SD-4) du Mélange de Saint-Daniel. À Suffield, les sulfures forment trois lentilles de dimensions variables (Lamarche, 1965), tandis qu'à la mine King, la minéralisation est confinée à un horizon de sulfures massifs. À la mine Suffield, une lentille de sulfures massifs affleure et fait de 1 à 2 m d'épaisseur. Les sulfures présents sont la pyrite, la chalcoppyrite, la galène et la sphalérite. Le niveau de quartzite, situé à proximité des sulfures massifs, montre une minéralisation disséminée en pyrite, magnétite et hématite. Un échantillon choisi

provenant de la lentille sulfurée de Suffield a donné 142 ppm Ag, 0,6 % Cu, 2,85 % Pb, 25,3 % Zn et 0,2 ppm Au (tableau 2).

Lamarche (1965) mentionne que la minéralisation de la mine Suffield occupe les crêtes de plis tardifs. L'étude des aires d'affleurements de ce secteur nous permet de confirmer ces résultats. Le clivage S_3 est fortement développé ; à proximité de la mine King, nous avons observé une antiforme P_3 ouverte, soulignée par un horizon de quartzite. Le pli plonge faiblement vers le NE. À Suffield, les structures linéaires associées à S_3 plongent aussi vers le NE. Cependant, la foliation S_2 y possède un caractère mylonitique mis en évidence par des rotations intrafoliales senestres. Le développement d'un clivage conjugué à S_2 semble aussi s'y manifester. L'intersection de la foliation S_2 et du clivage conjugué plonge faiblement vers le NNE. Il est probable que les minéralisations en amas lenticulaires parallèles à S_2 furent reprises, et peut-être reconcentrées, dans les crêtes de plis P_3 ouverts.

Selon Gauthier *et al.* (1987), la minéralisation de la mine Suffield est volcanogène et stratiforme ; le niveau de quartzite adjacent (membre SD-4) est interprété comme étant un niveau d'exhalite surplombant les pyroclastites felsiques. Comme mentionné au chapitre intitulé "Stratigraphie", le contexte géologique régional indique que l'horizon de quartzite est d'origine tectonométamorphique. Il est possible que la minéralisation sulfurée soit associée à une circulation hydrothermale le long d'un plan de décollement précoce (D_1).

D'autres indices minéralisés du domaine de Sherbrooke sont associés au contact entre les termes mafiques et felsiques, ou encore confinés aux volcanites basaltiques (tableau 2). Les indices Clark, Parks, Hepburn et Fish (fiches n° 39, 34, 27 et 42; carte n° 2147B, hors texte) se trouvent à une interface mafique-felsique ou près de cette dernière. Les sulfures sont généralement concentrés dans les roches felsiques. Certaines minéralisations, comme celle de l'indice Fish, sont confinées à des veines de quartz de 4 à 5 cm de largeur (Gauthier, 1985). Sur le site des indices mentionnés ci-haut, d'anciens puits d'exploration sont visibles mais, sauf pour de faibles disséminations de pyrite avec plus ou moins de chalcopryrite, il y a peu de minéralisations visibles en surface. La présence de terrils de sulfures massifs permet cependant d'échantillonner certains de ces indices.

Les minéralisations confinées aux roches basaltiques sont représentées par les indices Ascot et Johnson (fiches n° 33 et 43; carte n° 2147B, hors texte). À Johnson, une minéralisation disséminée en pyrite-chalcopryrite est associée à des veines de quartz de 1 à 7 cm d'épaisseur (Gauthier, 1985). L'indice Ascot est le site d'une ancienne mine ; une minéralisation à pyrite-chalcopryrite y est associée à des schistes à chlorite cisailés (St-Julien & Lamarche, 1965).

La seule autre concentration importante de sulfures est localisée dans le niveau de jaspilite (membre SH-2). Ces minéralisations sont très bien exposées dans la partie sud

de la ville de Sherbrooke, au coin des rues Dunant et Belvédère (voir carte n° 2147A, hors texte) ainsi qu'à l'intersection des rues Goyette et Richard (fiche n° 60). À ces indices, l'horizon de jaspilite est en contact avec un tuf felsique à cristaux. La minéralisation est concentrée dans la jaspilite. Celle-ci est bréchique et les sulfures sont parfois concentrés dans la matrice. Il s'agit d'une minéralisation en pyrite, mais des traces de chalcopryrite sont visibles. Des oxydes, tels l'hématite et la magnétite, accompagnent les sulfures. La minéralisation forme des lentilles discontinues parallèles à la foliation qui atteint 30 cm d'épaisseur. Par endroits, les sulfures forment un stockwerk. Les résultats obtenus sur un échantillon type de jaspilite ont donné : 2,7 g/t Ag, 116 ppm Cu, 83 ppm Pb, 39 ppm Zn et 160 ppb Au (tableau 2).

MÉLANGE DE SAINT-DANIEL

Les principales minéralisations de cette unité sont associées aux copeaux de roches ultramafiques, notamment à celui de l'indice Little (fiche n° 47; carte n° 2147B, hors texte). La minéralisation est constituée d'une dissémination de pyrite et de chromite dans les roches ultramafiques carbonatisées (échantillons 9 à 12, annexe VI). La pyrite forme des concentrations parallèles au plan de la schistosité. La fuchsite est un minéral secondaire associé aux sulfures. Pour Gauthier *et al.* (1987), l'indice Little consiste en une minéralisation de type "listwaenites" c'est-à-dire un remplacement épithermal et mésothermal de serpentinites. Les autres copeaux de roches ultramafiques ne montrent pas de minéralisations pyriteuses. Mentionnons cependant qu'en terme de concentration en Cr et Ni, ceux-ci possèdent généralement des valeurs similaires à celles obtenues à l'indice Little (voir l'annexe VI). Bien que ces copeaux soient visiblement de dimensions plus restreintes en surface que celui de l'indice Little, d'autres travaux de recherche seraient nécessaires pour en faire une évaluation plus exacte.

Les autres minéralisations du Mélange sont des concentrations anormales d'oxydes de fer et de manganèse dans les quartzites, et des concentrations pyriteuses dans les phyllades. Les concentrations d'oxydes de Fe-Mn ne possèdent aucun intérêt économique, mais les quartzites porteuses sont sulfurées par endroits (Suffield) ; elles pourraient éventuellement servir de métallotecte régional (Gauthier, 1985). Les phyllades sont, par endroits, anormalement riches en pyrite ; ces concentrations sont stratiformes, c'est-à-dire parallèles à la foliation. Un échantillon de phyllade pyriteux (membre SD-2) a donné 57 ppb Au. De plus amples travaux sur certains de ces indices pourraient révéler des minéralisations intéressantes.

Groupe de Magog

Les roches du Groupe de Magog sont peu minéralisées. Le conglomérat volcanique de l'unité M-1 possède quelques indices de pyrrhotite. Par le passé, certains de ceux-ci furent le site de puits d'exploration. Aucune analyse sur ces minéralisations n'est disponible.

Les mudslates de l'unité M-4 sont pyriteux par endroits. Ces minéralisations s'apparentent aux shales pyriteux de la Formation de Beauceville décrits par Cousineau (1988). Ces concentrations pyriteuses présentent un contexte favorable à une minéralisation aurifère (Godue, 1988).

Groupe de Saint-Francis

Il y a peu d'indices minéralisés dans le Groupe de Saint-Francis. Ceux-ci se limitent à des concentrations de pyrite authigène au sein des roches sédimentaires ; on en trouve également associées à des veines de quartz.

Les mudslates sont très pyriteux par endroits. Nous avons identifié deux générations de pyrite : une génération pré- S_3 , mais post- S_1 , et une génération tardive, post- S_3 . La génération pré- S_3 est la plus intéressante en ce sens qu'elle présente parfois des concentrations relativement élevées (de 15 à 20 %). La pyrite est disséminée dans la roche ou concentrée dans des plans de fracture. La pyritisation est nettement postérieure à la foliation S_1 et forme des cristaux automorphes crénelés par le clivage tardif (S_3).

Le second type de minéralisation est associé à des veines de quartz recoupant les unités AC-2 et CO-1. Ces veines atteignent plus de 2 m d'épaisseur. Le lit du ruisseau traversant le village de Johnville, immédiatement à l'est du pont de la route 251 (voir carte n° 2147B, hors texte), en montre un bel exemple. La concentration de pyrite est faible (environ 2 %). Ces minéralisations ne sont pas spectaculaires mais révèlent l'existence d'une circulation hydrothermale capable de concentrer les sulfures.

Le Groupe de Saint-Francis est une unité délaissée par les compagnies d'exploration. Cependant, les minéralisations pyriteuses présentent un contexte similaire aux shales pyriteux du Groupe de Magog et méritent un examen plus approfondi, au même titre que les minéralisations associées aux veines de quartz.

Carrières et gravières

CARRIÈRES

Certaines unités lithologiques de la région de Sherbrooke sont utilisées à des fins industrielles. Les roches basaltiques du domaine de Sherbrooke sont actuellement exploitées comme sources de granulats pour l'asphalte et le béton. Les compagnies Sintra et Désourdy y possèdent respectivement d'importantes carrières (fiches n° 22 et 30; carte n° 2147B, hors texte).

Les ardoises du Groupe de Magog (unité M-6) sont aussi exploitées, sur une base artisanale, comme pierre ornementale ou de pavage.

SABLE ET GRAVIER

De nombreuses carrières de sable et de gravier sont exploitées dans la région de Sherbrooke. Elles sont surtout concentrées dans les sédiments récents recouvrant les groupes de Magog et de Saint-Francis. Les dépôts exploités sont le till et les sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres du Quaternaire (Gaucher, 1983).

Conclusion

Les travaux de cartographie de la région de Sherbrooke ont permis une mise à jour de la géologie régionale. La modification du statut stratigraphique de l'assemblage volcanosédimentaire de la région (Formation d'Ascot) est plus compatible avec la complexité stratigraphique et structurale de cette unité. Le Complexe d'Ascot est interprété comme étant le résultat d'un collage tectonique précoce et du démembrement d'un ou de plusieurs édifices volcaniques. La composition géochimique des roches volcaniques permet de faire cette interprétation ; ce qui est appuyé par l'idée que ces roches représentent les vestiges d'un arc volcanique cambro-ordovicien.

Dans la région de Sherbrooke, la majorité des roches du Groupe de Magog appartiennent à la Formation de Saint-Victor. Certaines unités basales du Magog sont attribuées à la Formation de Beauceville. La composition des roches sédimentaires du Groupe de Magog favorise l'hypothèse d'une source volcanique, comme l'ont suggéré certains autres auteurs (Cousineau, 1988). Cependant, la composition bimodale des roches volcaniques du Complexe d'Ascot n'apparaît pas dans les sédiments du Magog. Or, selon Cousineau (1988), le Magog provient du remaniement et de l'érosion des produits d'un volcanisme de composition variant d'intermédiaire à felsique. Dans la région de Sherbrooke, les composantes détritiques de composition andésitique du Groupe de Magog ne possèdent pas d'équivalents lithologiques dans le Complexe d'Ascot.

Les sédiments siluro-dévonien de la région appartiennent à la Formation de Lac Aylmer et au Groupe de Saint-Francis. La première repose en discordance angulaire sur

les roches du Groupe de Magog. Le Groupe de Saint-Francis affleure au sein d'un bassin distinct de la Formation de Lac Aylmer, au sud-est de la chaîne des monts Stoke.

Ces travaux permettent aussi de démontrer que le style structural régional est tributaire de l'orogénèse acadienne du Dévonien moyen. Les déformations antérieures (peut-être tectoniques) sont confinées aux roches du Complexe d'Ascot. La schistosité dominante du Complexe d'Ascot (S_2) est contemporaine de la foliation régionale (S_1) présente dans les groupes de Magog et de Saint-Francis. Dans ces derniers, les plis régionaux plongent modérément vers le NE ou le SW, alors que les plis dominants du Complexe d'Ascot sont progressivement réorientés dans une direction subparallèle à la linéation d'étirement avec un plongement modéré vers le SE. Les plis régionaux sont associés à des failles de chevauchement orientées vers le NW. Le Complexe d'Ascot est une unité bordée par de telles failles; les principales sont les failles de Rivière Magog et de La Guadeloupe. L'intensité des déformations régionales du Complexe d'Ascot dépend de sa distance de la faille de La Guadeloupe.

Les principaux indices minéralisés de la région sont confinés aux roches volcaniques du Complexe d'Ascot. Ces minéralisations sont des gîtes et des indices de sulfures massifs syngénétiques. Différents types de minéralisations caractérisent les divers domaines lithotectoniques du Complexe d'Ascot. À cause d'une intense déformation tectonique, la plupart de ces gisements furent remobilisés dans des zones d'extension ou repris par des cisaillements ductiles syn- D_2 .



Recommandations

Les travaux réalisés au cours des dernières années dans la région de Sherbrooke ont ouvert la voie à des études plus spécifiques, et ont permis de mettre l'accent sur certaines lacunes de notre connaissance géologique régionale.

Pour le Complexe d'Ascot, l'âge précis des différents épisodes métamorphiques demeure problématique. Il est possible que les phases D_1 et D_2 soient tributaires du même épisode orogénique (Tremblay & Saint-Julien, 1989b). Une étude métamorphique plus approfondie de ces roches permettrait de résoudre ce problème. Dans le même ordre d'idée, l'âge absolu des roches volcaniques du Complexe d'Ascot est inconnu. Les seules datations radiométriques disponibles proviennent du massif granitique et indiquent une rééquilibration métamorphique associée à l'orogénèse acadienne (Poole, 1980). Nous soupçonnons un âge variable attribuable aux différents assemblages volcaniques. Des travaux de géochronologie et de géochimie isotopique seraient souhaitables.

Dans un cadre régional, les terminaisons NE et SW du Complexe d'Ascot sont actuellement un sujet de discussion. Dans le présent rapport, il a été démontré que l'hypothèse du klippe suggérée par de Römer (1985) est indéfendable. Cela signifie que les failles situées au NW et au SE des monts Stoke ne représentent pas une même surface de décollement, mais bien deux failles distinctes. Les travaux amorcés par le MER dans le secteur de Saint-Adolphe-de-Dudswell devraient apporter des éléments de

réponse à ce problème particulier. De la même façon, la terminaison SW du Complexe d'Ascot est peu étudiée. Nos travaux nous permettent d'affirmer que les assemblages volcaniques se terminent à la hauteur de North Hatley. Une importante zone de fractures NW-SE, sur la rive ouest du lac Massawippi, a d'ailleurs été identifiée par de Römer (1980). Ce linéament structural pourrait bien représenter la limite SW d'une nappe de charriage formée par le Complexe d'Ascot. Des travaux financés par le MER sont actuellement en cours dans ce secteur.

Pour les sédiments du Groupe de Magog, il serait utile de compléter nos travaux par une étude pétrographique et géochimique des unités gréseuses. Ces travaux permettraient une meilleure caractérisation des sédiments, et permettraient aussi de comparer leur affinité avec des unités similaires de l'Estrie et de la Beauce.

Nous croyons qu'il est essentiel d'amorcer une synthèse régionale concernant les roches du Groupe de Saint-Francis. Parce que ces unités affleurent peu, seule une étude d'envergure régionale, englobant les limites occidentale et orientale du bassin, permettra d'en déterminer les caractéristiques stratigraphiques et structurales. De tels travaux permettraient en outre d'intéresser l'industrie à la géologie de ces secteurs délaissés. Ils permettraient aussi de vérifier les résultats de certains travaux stratigraphiques et structuraux effectués par les géologues américains (Hatch, 1988).



Références

- ALSAC, C., 1977 – Pétrographie et géochimie de formations volcaniques minéralisées de l'Abitibi et de l'Estrie. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-519, 94 pages.
- BECCALUVA, L. - SERRI, G., 1988 – Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites : a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *In* the origin and evolution of arcs (textes réunis par F.C. Wesel). *Tectonophysics* n° 146 ; pages 291-315.
- BESWICK, A.E. - SOUCIE, C., 1978 – A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Research* n° 6 ; pages 235-248.
- BOUCOT, A.J. - DRAPEAU, G., 1968 – Roches siluro-dévonniennes du lac Memphremagog et roches équivalentes des Cantons de l'Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; ES-1, 46 pages.
- BOYER, S.E. - ELLIOT, D., 1982 – Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologist ; Bulletin* n° 66, pages 1196-1230.
- COBBOLD, P.R. - QUINQUIS, H., 1980 – Development of sheath folds in shear regime. *Journal of Structural Geology* ; n° 2, pages 119-126.
- COOKE, H.C., 1957 – Région de Coaticook-Malvina. Ministère des Mines, Québec ; RG-69, 42 pages.
- _____ 1950 – Geology of southwestern part of the Eastern Townships of Quebec. *Geological Survey of Canada ; Memoir* n° 157, 142 pages.
- COUSINEAU, P.A., 1988 – Analyse tectonostratigraphique de la Zone de Dunnage, à l'est de la rivière Chaudière, Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec ; 272 pages.
- _____ 1984 – La Formation de Saint-Daniel et le Groupe de Magog entre Saint-Georges-de-Beauce et Lac-Étchemin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 84-09, 95 pages.
- DE RÖMER, H.S., 1985 – Géologie des monts Stoke. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MM 85-03, 57 pages.
- _____ 1984 – Partie nord des monts Stoke. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET 82-02, 32 pages.
- _____ 1981 – Partie sud des monts Stoke. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-822, 31 pages.
- _____ 1980 – Région de Baie Fitch-Lac Massawippi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; RG-196, 59 pages.
- DIMROTH, E. - CHAUVEL, J.J., 1973 – Petrography of the Sokoman iron formation in part of the central Labrador trough, Québec, Canada. *Geological Society of America Bulletin* ; n° 84, pages 111-134.
- DOLL, C.G., 1951 – Geology of the Memphremagog quadrangle and the southeastern portion of the Irasburg quadrangle, Vermont. *Vermont Development Comm. ; Bulletin* n° 3, 113 pages.
- DOOLAN, B.L. - GALE, M.H. - GALE, P.N. - HOAR, R.S., 1982 – Geology of the Quebec re-entrant : possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec serpentinite belt. *In* Major structural zones and faults of the Northern Appalachians (textes réunis par P. Saint-Julien et J. Béland). *Geological Association of Canada ; Special Paper* n° 24, pages 87-116.
- DUPUIS, L., 1989 – Geological controls of the massive sulphide deposits in the Ascot Formation near Sherbrooke, Québec. *GAC-MAC Annual Meeting ; Program with abstracts* n° 14, page A34.
- DUQUETTE, G., 1961 – Geology of the Weedon Lake area and its vicinity, Wolfe and Campton counties. Thèse de doctorat, Université Laval ; 308 pages.
- FISHER, R.V. - SCHMINCKE, H.-U., 1984 – Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, New York ; 470 pages.
- GAUCHER, E., 1983 – Compilation de la géologie du Quaternaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; carte au 1:50 000, DV 84-10.
- GAUTHIER, M., 1985 – Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur sud). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 85-20, 186 pages.
- GAUTHIER, M. - AUCLAIR, M. - DUROCHER, M., 1987 – Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 87-38, 172 pages.
- GILL, J., 1981 – Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-verlag, New York ; 390 pages.
- GODUE, R., 1988 – Étude métallogénique et lithogéochimique du Groupe de Magog, Estrie-Beauce, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal ; 80 pages.
- HARRON, G.A., 1976 – Métallogénèse des gîtes de sulfures des Cantons de l'Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; ES-27, 42 pages.
- HATCH, N.L.(fils), 1988 – Some revisions to the stratigraphy and structure of the Connecticut Valley trough, Eastern Vermont. *American Journal of Science* ; n° 288, pages 1041-1059.

- HAWKINS, J.W.(fils), 1980 – Petrology of back-arc basins and island-arcs: their possible role in the origin ophiolite. *In* Proceedings of an international ophiolite symposium. Geol. Survey of Cyprus, Cyprus ; pages 244-254.
- HICKEY, R.L. - FREY, F.A., 1982 – Geochemical characteristics of boninites series volcanics: implications for their source. *Geochemica Cosmochemica Acta* ; n° 46, pages 2099-2115.
- HOBBS, B.E. - MEANS, W.D. - WILLIAMS, P.F., 1976 – An outline of structural geology. John Wiley and Sons ; 571 pages.
- HUGHES, C.J., 1982 – Igneous petrology. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands ; 551 pages.
- HYNES, A., 1980 – Carbonatization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Québec. *Contribution to Mineralogy and Petrology* ; volume n° 75, pages 1208-1224.
- LABBÉ, J.-Y., 1988 – Mise en évidence de failles de chevauchement acadiennes dans la région de Weedon, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- LAGARDE, J.L. - MICHARD, A., 1986 – Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. *Journal of Structural Geology* ; volume n° 8, pages 483-492.
- LAMARCHE, R.Y., 1970 – Effects of refolding on stratabound sulphide deposits in the Eastern Townships of Quebec. GAC-MAC annual meeting, Winnipeg.
- _____ 1967 – Geology of Beauvoir-Ascot Corner area. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RP 560, 16 pages.
- _____ 1965 – Géologie de la région de Sherbrooke, comté de Sherbrooke, Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec.
- LAMOTHE, D., 1981 – Région du mont Sugar Loaf. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-839, 12 pages.
- _____ 1979 – Région de Bolton-Centre. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-687, 14 pages.
- LOGAN, W.E., 1863 – Geology of Canada. Geological Survey of Canada ; report of progress to 1863, 983 pages.
- MALAVIEILLE, J. - LACASSIN, R. - MATTAUER, M., 1984 – Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bulletin de la Société géologique de France* ; volume n° 7, tome XXVI, pages 895-906.
- MATTAUER, M. - MERCIER, J., 1980 – Microtectonique et grande tectonique. *Mémoire de la Société géologique de France* ; volume n° 10, pages 141-161.
- MENEILLY, A.W. - STOREY, B.C., 1986 – Ductile thrusting within subduction complex rocks on Signy island, south Orkney Islands. *Journal of Structural Geology* ; volume n° 8, pages 457-472.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. DV 86-02, 58 pages.
- PEARCE, J.A. - NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanics rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* ; volume n° 69, pages 33-47.
- POOLE, W.H., 1980 – Rb-Sr age study of the Moulton Hill granite, Sherbrooke area, Quebec. *In* Rb-Sr and U-Pb isotopic age studies. Geological Survey of Canada ; Current Research, Part C., Paper 80-1C, pages 185-189.
- QUINQUIS, H. - AUDREN, Cl. - BRUN, J.P. - COBBOLD, P.R., 1978 – Intense progressive shear in Ile de Groix blueschist and compatibility with subduction or obduction. *Nature* ; volume n° 273, pages 43-45.
- RAMSAY, J.G. - HUBER, M.I., 1983 – The techniques of modern structural geology. Academic Press Inc ; volume n° 1, strain analysis, 307 pages.
- RIDLEY, J., 1986 – Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction - a model and observations. *Journal of Structural Geology* ; volume n° 8, pages 647-653.
- ST-JULIEN, P., 1987 – Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MM 86-01, 66 pages.
- _____ 1970 – Géologie de la région de Disraéli (moitié est). Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RP 587, 23 pages.
- _____ 1963 – Géologie de la région Orford-Sherbrooke. Thèse de doctorat, Université Laval ; 320 pages.
- ST-JULIEN, P. - HUBERT, C., 1975 – Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science* ; volume n° 275-A, pages 337-362.
- ST-JULIEN, P. - LAMARCHE, R.Y., 1965 – Géologie de la région de Sherbrooke. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RP 530, 36 pages.
- ST-JULIEN, P. - SLIVITZKY, A., 1985 – Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; carte n° 2030 du rapport MM 85-04.
- ST-JULIEN, P. - SLIVITZKI, A. - FEININGER, T., 1983 – A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec. *Geological Society of America* ; *Memoir* n° 158, pages 103-111.
- 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, 40 pages.
- TREMBLAY, A., 1989 – Géologie structurale et géochimie des roches volcaniques et sédimentaires du Complexe d'Ascot, Sherbrooke, Québec, Canada. Université Laval ; thèse de doctorat, 173 pages.
- _____ 1988 – Géologie de la région de Sherbrooke (partie sud). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 88-18, 87 pages.

- _____ 1987 – Géologie de la région de Sherbrooke (partie nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 87-28, 121 pages.
- _____ 1986 – La Formation d'Ascot entre Sherbrooke et Ascot-Corner. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 86-26, 80 pages.
- TREMBLAY, A. - ST-JULIEN, P., 1990 – Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from the Quebec Appalachians and its tectonic implications. Geological Society of America Bulletin ; volume n° 2 ; pages 1218-1229.
- TREMBLAY, A. - HÉBERT, R. - BERGERON, M., 1989a – Le Complexe d'Ascot des Appalaches du sud du Québec : pétrologie et géochimie. Canadian Journal of Earth Sciences ; volume n° 26, pages 2407-2420.
- TREMBLAY, A. - ST-JULIEN, P. - LABBÉ, J.-Y., 1989b – Mise à l'évidence et cinématique de la faille de La Guadeloupe, Appalaches du Sud du Québec. Canadian Journal of Earth Science ; volume n° 26, pages 1932-1943.
- VIALON, P. - RUHLAND, M. - GROLIER, J., 1976 – Éléments de tectonique analytique. Masson Édition, Paris ; 118 pages.
- WILLIAMS, H., 1979 – Appalachian orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences ; volume n° 16, pages 792-807.



Annexe I

Résultats des analyses géochimiques des volcanites mafiques (membre SH-1) du domaine de Sherbrooke, Complexe d'Ascot

N° d'analyse*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
N° d'échantillon	85-170A	85-176a	85-183b	85-173	85-322	85-177	85-47a	86-43	86-172	86-232	86-159	86-170	87-60a
Éléments majeurs (% du poids)													
SiO ₂	53,40	45,10	40,00	47,10	50,40	50,20	47,80	52,30	49,40	50,60	50,40	44,40	44,50
Al ₂ O ₃	14,90	15,10	12,90	15,80	14,60	14,70	15,30	14,90	16,10	8,80	17,30	16,80	14,90
Fe ₂ O _{3 total}	9,57	9,99	9,46	10,50	12,50	10,00	10,00	11,70	12,80	5,92	12,90	11,90	9,85
MgO	6,13	8,52	7,84	8,10	8,03	9,69	8,81	7,98	7,22	5,83	5,62	7,61	9,27
CaO	6,34	7,05	13,30	10,60	5,08	6,00	9,10	6,30	9,05	10,00	8,88	13,40	10,70
Na ₂ O	5,07	4,13	3,18	3,10	4,83	3,88	4,01	3,61	1,33	1,94	2,24	1,45	1,50
K ₂ O	0,17	0,21	1,04	0,19	0,18	0,39	0,21	0,02	0,01	1,45	0,02	0,16	0,01
TiO ₂	1,19	0,72	0,95	0,78	1,19	0,78	0,74	0,47	0,56	0,33	0,49	0,30	0,30
MnO	0,14	0,18	0,22	0,17	0,18	0,17	0,16	0,15	0,15	0,27	0,18	0,18	0,16
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,05	0,05	0,10	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02
PAF**	1,96	9,21	10,60	3,70	3,13	3,15	4,26	3,74	3,69	15,50	3,70	4,27	8,91
TOTAL	98,97	100,25	99,54	100,09	100,22	99,01	100,42	101,11	100,34	100,69	101,77	100,51	100,12
Éléments en traces (ppm)													
Ba	123	118	180	38	71	177	90	14	15	221	25	69	15
Ce	15	7	10	9	13	5	<2	8	<3	27	<3	10	<3
Co	39	42	38	40	51	41	51	39	28	13	36	30	60
Cr	300	380	35	380	540	87	400	380	130	350	100	610	651
Cu	111	58	80	67	109	106	74	80	47	51	59	52	129
Eu	2	2	2	2	2	2	7	2	1	<1	3	3	2
Ga	8	13	11	14	15	11	8	13	18	10	15	17	7
La	3	<2	2	<2	3	<2	<2	6	<2	<2	3	3	<2
Li	9	2	35	20	13	22	18	42	29	16	38	46	42
Nd	60	25	45	<25	55	40	65	<25	<25	<25	<25	<25	30
Ni	150	149	43	141	216	67	168	92	33	98	17	58	168
Pb	16	<12	<12	<12	<12	<12	13	<12	<12	17	<12	<12	<12
Rb	5	4	14	6	3	7	4	3	<3	36	<3	<3	<3
Sc	43	43	45	47	42	52	46	44	32	18	48	42	47
Sr	110	110	140	170	78	96	220	80	190	100	110	460	140
Th	8	5	3	12	4	10	5	9	3	8	3	<3	4
U	3	4	<3	4	<3	<3	<3	<3	<3	8	4	<3	<3
V	228	252	249	262	251	265	259	281	264	152	336	269	225
Y	25	15	23	19	17	16	15	5	8	9	6	11	10
Zn	94	81	69	70	88	61	71	75	92	7	96	95	88
Zr	63	34	60	39	59	40	34	30	32	33	27	43	22

* Basaltes en coussins (échantillons n° 1, 4, 8, 9, 10 et 13 à 25) ; basaltes massifs (échantillons n° 2, 3, 6 et 7) ; basaltes bréchiques (échantillon n° 10).

** PAF : perte au feu.

N° d'analyse*	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
N° d'échantillon	87-62a	87-63a	87-76a	87-147a	87-123a	87-190a	87-193a	87-292a	87-305a	87-424a	87-188a	88-124
Éléments majeurs (% du poids)												
SiO ₂	49,80	56,80	47,70	50,00	49,20	50,70	53,60	52,90	51,00	52,90	43,50	52,90
Al ₂ O ₃	16,90	15,60	13,90	14,90	14,70	20,00	18,30	14,10	17,60	15,20	17,50	15,30
Fe ₂ O _{3 total}	12,40	8,88	8,64	8,68	9,57	6,78	8,58	10,10	10,50	10,00	6,76	13,40
MgO	6,59	5,00	9,62	8,50	9,27	6,15	6,82	7,50	7,07	6,79	7,46	5,12
CaO	5,47	8,07	11,00	11,80	5,32	3,50	0,28	7,17	2,79	5,73	11,30	2,39
Na ₂ O	3,35	2,40	2,94	2,31	4,13	6,30	5,95	4,46	5,17	4,98	3,84	4,97
K ₂ O	0,03	<0,01	0,12	0,77	0,02	0,49	0,06	0,07	0,01	0,10	0,04	0,02
TiO ₂	0,97	0,33	0,73	0,79	0,67	0,56	0,81	1,06	0,82	1,06	0,58	0,66
MnO	0,19	0,12	0,15	0,18	0,16	0,08	0,08	0,33	0,18	0,30	0,17	0,19
P ₂ O ₅	0,16	0,03	0,03	0,05	0,05	0,01	0,05	0,07	0,08	0,11	0,03	0,05
PAF**	3,79	3,98	4,21	2,59	7,25	4,97	4,15	2,43	4,31	2,49	8,03	3,61
TOTAL	99,65	101,22	99,04	100,57	100,34	99,54	98,68	100,19	99,53	99,66	99,21	98,62
Éléments en traces (ppm)												
Ba	13	9	44	173	19	252	68	28	35	37	32	29
Ce	13	4	<3	<3	<3	<3	<3	8	8	5	<3	<3
Co	37	31	46	35	41	33	45	44	51	29	28	41
Cr	94	169	571	347	167	381	278	147	103	159	396	8
Cu	53	245	80	51	107	16	47	12	197	132	93	64
Eu	3	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2
Ga	16	11	11	11	8	6	7	8	11	12	7	14
La	5	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4	5	3	<2	<2
Li	24	13	12	10	17	27	28	13	17	15	19	15
Nd	<25	<25	<25	25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	35	<25
Ni	41	70	237	75	72	89	122	43	30	41	91	<1
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<10	<10	<12
Rb	<3	<3	<3	11	<3	8	<3	<3	<3	5	<3	<3
Sc	44	42	36	48	49	40	36	51	46	43	39	40
Sr	95	67	160	180	91	140	51	150	110	150	120	120
Th	4	4	<3	5	4	<3	4	4	5	5	7	<3
U	<3	4	<3	4	<3	<3	<3	3	<3	<3	<3	5
V	287	296	221	243	217	170	160	264	274	272	169	375
Y	21	10	23	21	18	14	13	26	17	22	16	21
Zn	102	53	72	68	78	89	117	98	177	632	71	93
Zr	41	21	29	40	27	27	29	63	37	54	28	25

* Basaltes en coussins (échantillons n°s 1, 4, 8, 9, 10 et 13 à 25) ; basaltes massifs (échantillons n°s 2, 3, 6 et 7) ; basaltes bréchiques (échantillon n° 10).

** PAF : perte au feu.

Annexe II

**Résultats des analyses géochimiques des roches felsiques
(membre SH-3) du domaine de Sherbrooke, Complexe d'Ascot**

N° d'analyse* N° d'échantillon	1 86-84	2 86-166A	3 86-373	4 86-33	5 86-144	6 86-28	7 87-54A	8 87-63B	9 87-71A	10 87-84A
Éléments majeurs (% du poids)										
SiO ₂	79,30	74,60	75,60	88,70	83,90	76,50	78,80	77,70	77,70	78,10
Al ₂ O ₃	13,00	13,20	12,90	6,38	9,80	11,90	12,90	12,30	12,80	11,30
Fe ₂ O _{3 total}	0,4	1,72	1,15	0,51	0,87	1,99	0,55	2,23	2,00	1,51
MgO	0,34	0,12	0,21	0,32	0,26	<0,05	0,15	0,29	<0,05	0,69
CaO	<0,02	1,60	<0,02	<0,02	0,36	<0,02	0,38	0,04	0,32	0,27
Na ₂ O	4,93	5,69	2,70	0,54	0,11	5,26	4,28	3,15	6,64	4,03
K ₂ O	1,68	0,76	6,43	1,52	3,12	1,80	1,86	2,25	0,09	0,84
TiO ₂	0,09	0,36	0,02	0,01	0,12	0,04	0,04	0,18	0,21	0,11
MnO	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,02	<0,01	0,01	0,07
P ₂ O ₅	<0,01	0,09	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,04	0,03
PAF**	0,88	1,84	0,61	1,15	1,82	1,03	1,18	1,47	0,65	2,01
TOTAL	100,68	100,00	99,66	99,18	100,38	98,64	100,18	99,63	100,51	98,96
Éléments en traces (ppm)										
Ba	1200	80	1300	1200	370	920	27	26	589	131
Ce	11	3	27	23	18	33	10	12	18	11
Co	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cr	60	60	100	60	40	1000	<1	20	10	22
Cu	<1	<1	<1	7	2	<1	31	16	4	27
Eu	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	1	<1
Ga	12	7	<3	3	9	8	<3	3	12	6
La	6	3	13	12	9	20	3	2	2	5
Li	10	4	5	2	1	5	3	2	2	11
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Rb	30	16	55	31	57	22	<3	<3	33	13
Sc	11	9	13	6	11	19	13	7	10	10
Sr	44	59	36	21	10	26	24	82	22	60
Th	10	6	10	8	8	8	6	7	7	6
U	6	4	4	5	3	3	<3	<3	<3	<3
V	<2	<2	<2	8	4	2	<2	7	7	9
Y	28	23	26	38	33	44	20	29	38	27
Zn	14	28	34	8	24	85	682	6	45	270
Zr	120	80	110	73	110	120	76	110	170	84

* Rhyolites (échantillons n°s 1, 2 et 3); tufs à cristaux (échantillons n°s 4 à 15); brèches pyroclastiques (échantillons n°s 16 à 20).

** PAF : perte au feu.

N° d'analyse*	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
N° d'échantillon	87-91A	87-100A	87-144A	87-317B	87-320A	86-245B	86-57A	86-165A	86-162A	86-234
Éléments majeurs (% du poids)										
SiO ₂	76,70	78,20	67,10	85,00	78,90	83,00	70,20	59,70	69,60	66,30
Al ₂ O ₃	12,40	12,20	6,81	8,22	12,00	8,93	17,40	17,00	13,90	16,10
Fe ₂ O _{3 total}	2,49	1,30	14,70	1,40	1,28	1,18	1,73	8,00	3,74	5,68
MgO	1,38	<0,05	2,72	0,18	0,11	0,23	1,66	1,17	0,71	2,16
CaO	0,10	0,05	<0,02	0,05	0,04	0,75	0,19	7,90	2,45	0,12
Na ₂ O	5,00	6,89	0,22	4,24	5,69	4,91	4,24	1,50	6,27	2,73
K ₂ O	0,47	0,02	0,25	0,12	0,75	0,09	2,74	1,62	0,44	3,72
TiO ₂	0,13	0,09	0,21	0,11	0,10	0,10	0,15	0,51	0,26	0,38
MnO	0,02	<0,01	0,04	0,03	0,06	0,19	<0,01	0,17	0,06	0,09
P ₂ O ₅	0,03	<0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,12	0,04	0,09
PAF**	1,35	0,67	5,72	0,45	0,65	1,25	2,05	2,33	2,89	2,60
TOTAL	100,07	99,49	97,83	99,82	99,60	100,65	100,39	100,02	100,36	99,97
Éléments en traces (ppm)										
Ba	250	23	42	26	568	37	1400	249	66	608
Ce	7	5	<3	4	12	17	19	22	15	11
Co	<2	<2	27	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4
Cr	86	98	31	11	20	80	100	70	80	90
Cu	5	<1	1000	8	2	<1	<1	<1	<1	3
Eu	<1	<1	3	<1	<1	<1	<1	3	2	2
Ga	3	6	15	<3	3	<	14	17	10	13
La	4	2	2	2	5	10	9	13	8	6
Li	32	<1	17	2	1	1	29	22	20	28
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Rb	9	<3	5	3	10	4	56	44	18	39
Sc	11	11	9	4	17	2	11	31	16	23
Sr	140	30	3	49	56	43	170	350	230	36
Th	4	5	4	6	4	8	11	6	8	9
U	<3	3	<3	<3	<3	3	3	<3	4	4
V	6	<2	31	<2	<2	<2	<2	9	4	13
Y	36	35	13	18	31	15	39	40	21	29
Zn	148	20	150	31	52	6	41	90	72	123
Zr	100	120	42	58	110	84	160	120	74	79

* Rhyolites (échantillons n°s 1, 2 et 3) ; tufs à cristaux (échantillons n°s 4 à 15) ; brèches pyroclastiques (échantillons n°s 16 à 20).

** PAF : perte au feu.

Annexe III

**Résultats des analyses géochimiques des roches volcanoclastiques
(membres EU-1 et EU-2) du domaine d'Eustis, Complexe d'Ascot**

N° d'analyse*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N° d'échantillon	87-270B	87-285C	87-341A	87-361A	87-284A	87-221A	87-297A	87-346A	87-1182A	87-221B
Éléments majeurs (% du poids)										
SiO ₂	80,60	82,60	78,30	83,30	79,40	67,30	77,20	75,10	77,80	47,20
Al ₂ O ₃	9,86	10,20	11,00	7,89	11,60	16,10	11,60	12,90	9,88	14,50
Fe ₂ O ₃ total	1,63	0,53	2,80	0,91	1,41	3,68	1,99	3,83	3,81	8,44
MgO	0,57	0,08	0,39	0,42	0,08	2,11	0,57	1,26	0,46	6,50
CaO	0,14	0,02	0,88	0,31	0,03	0,65	1,41	0,14	1,32	7,74
Na ₂ O	4,90	4,80	3,94	4,28	5,81	4,68	2,64	3,84	1,82	3,66
K ₂ O	0,05	0,54	0,76	0,06	0,33	2,07	2,11	1,50	1,69	0,32
TiO ₂	0,11	0,07	0,24	0,06	0,07	0,24	0,13	0,38	0,32	1,20
MnO	0,03	0,01	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	0,03	0,11	0,17
P ₂ O ₅	0,01	<0,01	0,05	0,01	<0,01	0,03	0,03	0,08	0,10	0,15
PAF**	1,19	0,82	1,55	0,88	0,72	2,48	2,43	1,67	3,14	9,16
TOTAL	99,09	99,68	99,95	98,16	99,51	99,37	100,17	100,73	100,45	99,04
Éléments en traces (ppm)										
Ba	26	100	139	696	72	862	179	412	546	160
Ce	7	15	19	35	17	63	11	43	36	37
Co	<2	<2	4	<2	<2	5	3	7	9	29
Cr	10	18	31	38	43	31	<1	32	170	224
Cu	15	2	4	<1	16	<1	<1	9	11	19
Eu	<1	<1	<1	<1	1	2	<1	2	1	2
Ga	<3	<3	7	4	6	15	<3	9	7	11
La	2	8	9	16	9	33	6	22	18	17
Li	6	<1	6	<1	4	11	3	11	8	31
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	40	<25	<25	<25	45
Ni	<1	1	3	1	<1	8	2	7	20	4
Pb	35	270	<12	<12	14	<12	<12	<12	<12	25
Rb	<3	11	16	42	7	47	34	58	58	11
Sc	6	10	10	6	13	27	11	19	13	32
Sr	49	31	45	56	26	98	42	71	82	340
Th	6	8	14	11	6	13	5	8	6	<3
U	3	<3	<3	<3	<3	3	<3	<3	3	4
V	2	<2	17	<2	<2	29	12	31	56	178
Y	22	24	38	27	25	54	30	25	22	31
Zn	30	54	74	17	90	87	34	84	58	62
Zr	89	96	100	53	120	160	84	180	92	140

* Roches métapyroclastiques (EU-2 : échantillons n°s 1 à 5) ; roches métavolcanoclastiques (EU-1 : échantillons n°s 6 à 9) ; schiste à chlorite (EU-1 : échantillon n° 10).

** PAF : perte au feu.



Annexe IV

Résultats des analyses géochimiques des roches volcaniques mafiques (membre ST-1) et felsiques (membre ST-2) du domaine de Stoke, Complexe d'Ascot

N° d'analyse*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
N° d'échantillon	86-484A	86-467B	87-1068	87-1061	87-1060	86-398	86-397	86-395	85-262A	85-9A	85-18A
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	50,10	43,10	47,80	48,00	48,90	47,30	46,30	49,10	49,10	78,40	75,10
Al ₂ O ₃	15,40	16,10	15,00	15,20	15,40	15,70	14,00	15,90	14,10	11,70	13,30
Fe ₂ O _{3 total}	10,40	9,37	6,27	8,63	8,84	10,90	8,35	9,28	10,70	0,54	1,60
MgO	8,76	8,28	7,93	7,47	9,60	9,00	8,04	8,58	10,60	0,08	0,23
CaO	7,95	8,36	6,78	6,22	6,92	7,22	7,47	6,49	3,47	0,24	<0,02
Na ₂ O	3,72	4,81	4,57	4,52	3,71	2,77	3,67	4,50	2,29	3,20	4,31
K ₂ O	0,02	0,04	0,02	0,19	0,32	0,98	0,12	0,15	0,02	3,75	3,25
TiO ₂	0,97	0,98	0,57	0,87	0,65	1,03	0,89	0,78	0,62	0,03	0,18
MnO	0,19	0,24	0,12	0,17	0,20	0,23	0,25	0,24	0,31	0,03	0,05
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,05	0,09	0,06	0,09	0,08	0,08	0,07	0,01	0,04
PAF**	3,37	9,85	9,17	8,06	3,73	3,57	9,96	3,97	7,80	0,81	0,87
TOTAL	100,96	101,23	98,28	99,42	98,33	98,79	99,13	99,07	99,08	98,79	98,95
Éléments en traces (ppm)											
Ba	27	16	194	58	113	207	36	107	42	1100	736
Ce	8	<3	6	11	3	8	3	8	2	34	23
Co	35	36	28	32	38	39	31	35	52	<3	3
Cr	310	280	59	136	358	287	237	234	650	<2	<2
Cu	45	88	2	209	54	50	56	38	<1	1	4
Eu	2	2	<1	<1	<1	1	1	1	8	<1	2
Ga	16	16	7	12	5	11	7	9	8	<3	6
La	4	3	3	4	3	3	3	3	3	19	13
Li	24	15	41	29	16	19	23	10	36	3	11
Nd	<25	<25	<25	45	40	45	<25	35	<25	<25	30
Ni	78	81	27	39	88	79	60	57	193	2	5
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	17	108	36
Rb	<3	<3	<3	6	8	27	5	6	<3	<3	<3
Sc	39	37	41	32	36	37	30	39	46	8	11
Sr	180	61	260	150	170	260	130	180	56	41	72
Th	3	6	<3	<3	<3	<3	<3	<3	8	12	6
U	<3	<3	3	<3	4	3	<3	3	<3	5	4
V	231	217	210	215	197	258	187	203	243	<2	14
Y	16	14	21	26	20	29	24	23	14	30	24
Zn	101	141	9	40	31	44	84	91	76	26	84
Zr	57	49	43	69	41	55	45	49	35	53	100

* Basaltes coussinés (ST-1 : échantillons n° 1 à 8) ; schiste à chlorite (ST-1 : échantillon n° 9) ; tufs rhyolitiques à cristaux (ST-2 : échantillons n° 10 à 21).

** PAF : perte au feu.

N° d'analyse*	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
N° d'échantillon	85-83A	85-95A	85-266A	85-20A	85-77C	85-135A	86-383A	86-401	86-396A	86-386
Éléments majeurs (% du poids)										
SiO ₂	75,90	79,00	76,70	70,00	74,80	78,30	77,00	77,20	72,00	73,70
Al ₂ O ₃	13,80	12,00	12,40	15,80	12,00	11,60	12,40	11,30	13,90	13,70
Fe ₂ O ₃ total	0,62	1,21	2,83	1,44	3,76	0,32	0,55	0,36	3,12	2,73
MgO	<0,05	0,16	0,99	2,06	1,61	<0,05	<0,05	0,17	2,05	1,19
CaO	<0,02	<0,02	<0,02	0,39	<0,02	<0,02	0,17	0,22	0,12	0,24
Na ₂ O	7,08	3,04	2,74	1,22	5,51	3,07	2,32	1,00	1,92	5,65
K ₂ O	0,45	2,21	2,14	5,66	<0,01	4,55	6,47	6,93	4,41	0,57
TiO ₂	0,08	0,09	0,20	0,06	0,18	0,04	0,02	0,03	0,38	0,19
MnO	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,06	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,12	0,06
PAF**	0,59	1,33	1,61	3,00	1,23	0,36	0,71	0,98	2,13	1,46
TOTAL	98,65	97,90	99,74	99,18	98,36	98,89	99,74	98,23	100,17	99,52
Éléments en traces (ppm)										
Ba	76	373	497	1000	34	1100	1400	1300	678	270
Ce	102	19	17	49	21	8	25	32	58	40
Co	<3	<3	5	<3	<3	<3	<2	<2	7	6
Cr	<2	<2	<2	2	<2	<2	70	40	80	80
Cu	2	6	14	<1	23	6	3	6	7	<1
Eu	3	<1	2	2	3	<1	<1	<1	1	1
Ga	<3	5	7	10	12	<3	7	6	10	7
La	51	10	10	26	11	3	15	17	29	22
Li	1	6	5	97	19	3	7	5	20	13
Nd	70	<25	25	40	25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	8	3	3	3	4	3	2	<1	14	<1
Pb	59	30	24	49	17	48	18	37	<12	<12
Rb	<3	<3	<3	4	<3	<3	160	140	110	23
Sc	12	9	16	13	21	7	7	6	11	8
Sr	82	35	22	65	26	44	18	21	13	78
Th	15	9	9	15	6	12	9	9	13	10
U	4	3	4	3	3	<3	3	3	3	<3
V	<2	<2	15	<2	<2	<2	<2	<2	36	19
Y	35	30	20	33	42	19	28	26	25	20
Zn	33	47	59	87	129	15	16	36	52	36
Zr	71	94	86	77	150	57	57	51	190	140

* Basaltes coussinés (ST-1 : échantillons n° 1 à 8) ; schiste à chlorite (ST-1 : échantillon n° 9) ; tufs rhyolitiques à cristaux (ST-2 : échantillons n° 10 à 21).

** PAF : perte au feu.

Annexe V

**Résultats des analyses géochimiques des roches intrusives
(membre ST-3 et unité 1) de la région de Sherbrooke**

N° d'analyse*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
N° d'échantillon	85-86B	85-410A	86-388A	86-390B	86-445A	85-35A	85-96B	86-300A	85-50B	86-99B	86-166B
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	77,40	73,00	77,10	53,40	70,70	42,60	44,30	43,50	39,40	42,80	38,80
Al ₂ O ₃	11,00	14,10	12,10	14,50	14,80	15,10	16,00	15,90	12,70	15,80	14,40
Fe ₂ O _{3 total}	2,65	1,24	2,09	11,90	2,80	9,08	9,13	8,72	15,30	8,20	13,70
MgO	1,18	0,25	0,55	5,32	1,09	6,59	7,40	6,08	10,10	5,73	6,33
CaO	0,03	0,81	0,40	8,08	1,05	7,75	7,69	7,25	8,43	7,44	9,15
Na ₂ O	4,35	3,27	5,70	2,45	2,73	1,77	2,75	3,41	0,36	3,00	2,70
K ₂ O	0,56	3,80	0,37	0,63	3,96	0,85	1,05	0,28	0,28	1,78	1,71
TiO ₂	0,19	0,11	0,11	1,05	0,23	1,27	1,20	1,05	2,89	1,24	4,33
MnO	0,05	0,04	0,02	0,15	0,05	0,15	0,17	0,11	0,13	0,13	0,19
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,03	0,02	0,06	0,10	0,12	0,11	0,42	0,10	0,85
PAF**	1,17	1,68	1,06	2,27	2,28	14,10	9,93	13,10	10,70	13,30	7,78
TOTAL	98,60	98,34	99,50	99,77	99,75	99,36	99,74	99,51	100,71	100,49	99,94
Éléments en traces (ppm)											
Ba	102	838	70	132	919	384	116	112	912	184	655
Ce	23	28	6	8	39	20	13	23	39	18	23
Co	3	<3	<2	32	3	37	28	12	79	27	12
Cr	<2	<2	160	60	60	240	174	400	890	300	400
Cu	2	2	1	142	6	33	41	15	90	36	15
Eu	2	2	<1	2	<1	6	6	2	10	2	2
Ga	5	8	6	18	11	12	11	18	16	19	18
La	11	32	<2	<2	16	54	9	9	26	6	9
Li	9	2	3	8	6	54	59	117	90	74	117
Nd	25	40	<25	<25	<25	80	70	<25	295	<25	<25
Ni	3	4	2	8	4	21	57	16	505	26	16
Pb	18	44	<12	<12	<12	21	18	<12	20	<12	<12
Rb	<3	<3	9	18	110	<3	<3	10	12	63	36
Sc	9	10	4	45	7	39	37	29	52	31	29
Sr	42	76	62	170	83	330	280	470	310	470	470
Th	7	13	7	4	19	8	5	8	11	<3	8
U	3	3	<3	3	<3	<3	<3	3	4	<3	3
V	<2	4	7	340	30	215	191	173	343	196	173
Y	31	32	24	18	21	21	21	24	16	23	24
Zn	28	126	29	67	53	102	90	82	76	84	82
Zr	93	89	97	38	150	120	110	130	240	140	130

* Complexe d'Ascot (ST-3: granites: échantillons n°s 1, 2, 3 et 5; gabbro: échantillon n° 4); dykes de diorite (unité 1: échantillons n°s 6, 7 et 8); dykes de lamprophyre (échantillons n°s 9, 10 et 11).

** PAF: perte au feu.



Annexe VI

Résultats des analyses géochimiques des roches du Mélange de Saint-Daniel, Complexe d'Ascot

N° d'analyse*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
N° d'échantillon	87-288C	86-66	87-228	87-43	87-319	87-432	87-113A	87-205A	87-259C	87-299B	87-429A	87-1183
Éléments majeurs (% du poids)												
SiO ₂	71,30	75,50	86,60	59,60	82,40	92,80	78,20	73,70	32,10	26,80	43,90	56,50
Al ₂ O ₃	11,90	6,21	3,57	16,30	4,07	2,12	5,23	11,80	3,03	1,60	1,73	0,48
Fe ₂ O _{3 total}	6,20	12,70	6,58	9,55	7,08	3,47	10,30	3,19	6,71	5,91	4,98	3,98
MgO	0,73	1,68	0,85	1,29	0,73	0,29	1,40	0,92	24,90	14,90	23,20	7,41
CaO	0,70	0,36	0,05	0,21	0,09	0,40	0,06	1,65	2,69	18,10	0,72	12,30
Na ₂ O	0,46	<0,01	<0,10	0,76	<0,10	<0,10	<0,10	5,03	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
K ₂ O	2,63	0,10	0,15	4,06	0,14	0,29	0,06	0,59	<0,01	<0,01	<0,01	0,06
TiO ₂	0,41	0,26	0,13	0,69	0,16	0,08	0,19	0,46	0,07	<0,01	0,01	<0,01
MnO	0,02	1,22	0,56	0,74	1,59	0,16	1,06	0,08	0,13	0,19	0,04	0,21
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,07	0,13	0,12	0,34	0,04	0,11	0,02	<0,01	<0,01	0,03
PAF**	6,37	2,94	1,58	6,11	2,21	0,99	2,09	2,32	29,10	31,40	25,30	19,50
TOTAL	100,79	101,08	100,24	99,44	98,69	101,04	98,64	99,82	98,86	99,03	100,00	100,59
Éléments en traces (ppm)												
Ba	150	74	109	561	74	67	22	122	9	3	9	10
Ce	21	73	41	79	76	21	52	72	6	<3	<3	<3
Co	26	23	37	42	36	18	56	<2	81	102	82	31
Cr	250	110	46	111	88	164	166	106	2600	3100	2300	1700
Cu	41	72	16	82	36	15	42	21	46	44	13	79
Eu	1	3	1	2	2	<1	1	1	1	2	1	<1
Ga	16	9	<3	20	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
La	10	31	14	36	23	7	14	38	4	<2	<2	<2
Li	11	77	12	20	25	12	22	12	7	1	5	<1
Nd	<25	<25	<25	30	<25	<25	<25	40	<25	<25	<25	<25
Ni	62	53	35	52	39	18	38	11	1700	2100	1700	548
Pb	21	13	<12	29	46	13	17	<12	<12	<12	<12	<12
Rb	93	<3	5	130	5	9	3	17	<3	<3	<3	<3
Sc	14	9	6	20	7	3	8	13	6	9	4	4
Sr	81	22	10	69	25	29	<3	150	110	410	21	310
Th	11	8	6	14	5	5	4	12	5	<3	3	3
U	4	4	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	129	74	33	124	25	15	54	45	16	99	16	66
Y	20	10	12	28	19	12	11	18	<3	<3	<3	<3
Zn	91	52	50	408	52	24	52	50	86	37	55	30
Zr	77	72	30	100	44	20	32	180	18	25	5	21

* Phyllade (SD-2: échantillon n° 1); quartzites mylonitiques (SD-4: échantillons n° 2 à 7); tuf de Lennoxville (SD-3: échantillon n° 8); roches ultramafiques carbonatisées (SD-1: échantillons n° 9 à 12).

** PAF: perte au feu.



Annexe VII

Résultats des analyses géochimiques des roches volcanoclastiques et sédimentaires (unités M-1, M-2 et M-4) du Groupe de Magog

N° d'analyse* N° d'échantillon	1 85-201	2 85-428	3 85-150	4 85-245	5 85-248	6 85-29	7 85-152	8 85-192	9 86-23	10 86-10
Éléments majeurs (% du poids)										
SiO ₂	47,80	50,50	64,00	56,90	73,10	60,30	55,80	72,40	65,80	67,30
Al ₂ O ₃	17,80	17,00	16,00	15,20	13,80	15,40	16,90	15,00	13,60	13,70
Fe ₂ O _{3 total}	10,70	10,10	5,15	7,63	1,57	8,61	9,27	1,89	4,66	4,41
MgO	6,70	5,08	1,70	4,47	0,39	3,53	4,49	0,51	2,17	1,76
CaO	5,15	7,68	1,82	6,44	0,47	3,65	2,73	0,02	1,79	1,41
K ₂ O	4,44	2,12	1,27	1,97	3,21	0,51	2,49	3,87	1,89	0,90
TiO ₂	0,82	0,76	0,45	0,64	0,31	0,72	0,65	0,26	0,43	0,42
MnO	0,16	0,20	0,14	0,15	0,03	0,12	0,14	0,01	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,25	0,17	0,17	0,11	0,07	0,12	0,06	0,02	0,06	0,05
PAF**	3,76	2,36	1,55	1,79	0,59	2,88	3,83	2,11	6,61	4,30
TOTAL	98,97	98,75	98,00	98,89	98,65	99,75	99,06	98,66	100,34	99,59
Éléments en traces (ppm)										
Ba	3700	994	871	1200	829	324	977	1800	645	187
Ce	37	62	70	44	76	51	40	53	28	38
Co	16	31	12	21	3	28	15	3	10	12
Cr	71	43	6	63	<2	57	45	3	110	110
Cu	91	17	11	32	3	56	40	3	11	12
Eu	8	8	5	5	2	6	6	2	<1	<1
Ga	18	17	12	11	10	14	21	8	13	11
La	22	37	41	28	39	32	24	33	10	13
Li	51	38	21	29	7	29	53	8	29	33
Nd	95	105	90	85	75	95	80	50	<25	<25
Ni	25	28	7	40	2	41	21	6	12	20
Pb	21	23	38	32	25	36	32	36	13	<12
Rb	120	71	32	47	73	18	82	140	63	32
Sc	49	41	17	33	41	37	39	5	12	8
Sr	98	410	460	450	100	380	250	150	150	290
Th	6	10	12	10	16	9	15	20	13	16
U	<3	4	3	3	3	3	5	4	3	4
V	346	285	84	217	<2	265	215	25	103	74
Y	18	20	20	19	29	22	21	13	14	14
Zn	95	101	73	74	24	90	108	41	96	87
Zr	100	160	170	140	390	140	170	140	130	210

* Volcanoclastites et tufs des unités M-1 et M-1a (échantillons nos 1 à 8) ; volcanoclastite de l'unité M-2 (échantillon n° 9) ; grès de l'unité M-4 (échantillon n° 10).

** PAF : perte au feu.



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'exploration géologique et minérale