

ET 92-05

GEOLOGIE DE LA REGION DE SUTTON (MONTEREGIE)

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.

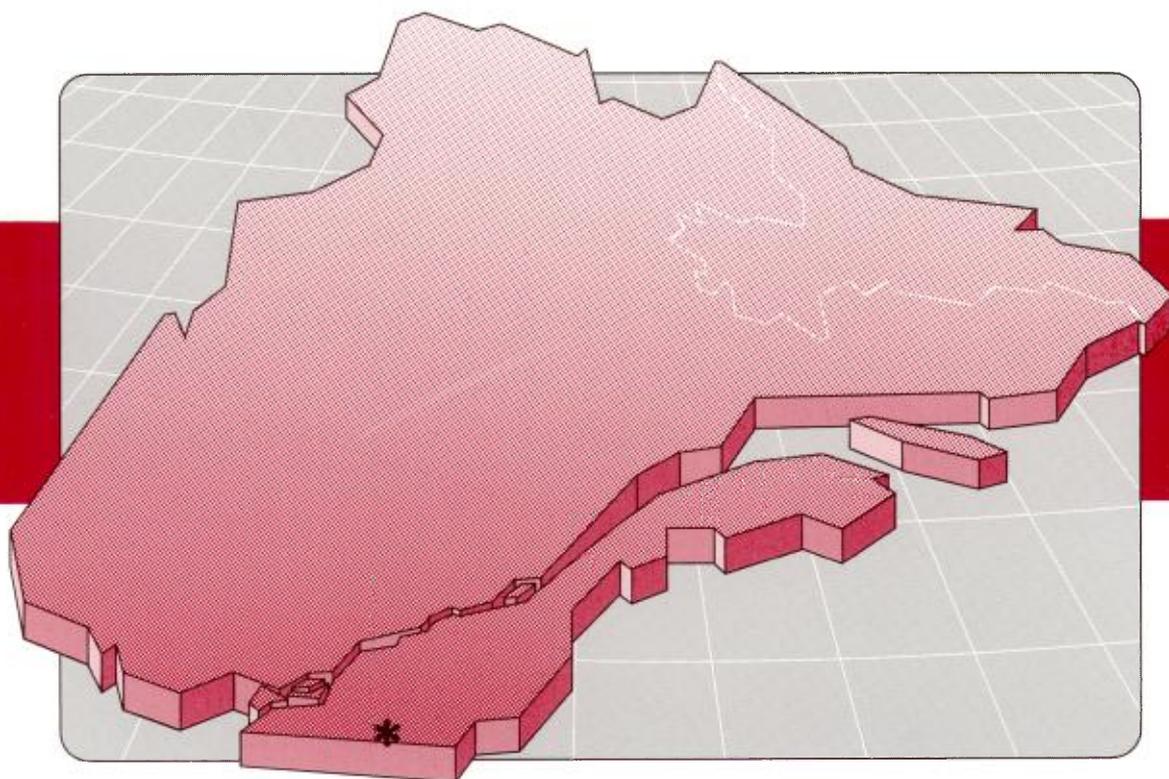
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la région de Sutton (Montérégie)

Maurice Colpron
Stéphane Faure
William M. Dowling

ET 92-05



Géologie de la région de Sutton (Montérégie)

**Maurice Colpron
Stéphane Faure
William M. Dowling**

ET 92-05

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef : J.-M Charbonneau

Accepté pour publication le 93/05/20

Lecture critique

J. Brun

Éditeur

F. Dompierre

Préparé par la Division de l'Édition (Service de la Géoinformation, DAEM)

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

RÉSUMÉ

La région de Sutton, en Montérégie, fait partie de la province géologique des Appalaches. Son sous-sol se compose de roches métavolcaniques et métasédimentaires d'âges Cambrien inférieur à Ordovicien inférieur.

La région est subdivisée en trois ensembles lithotectoniques caractérisés par des relations stratigraphiques et structurales propres à chacun d'entre eux. Tous ces assemblages appartiennent au domaine interne continental (zone de Humber) des Appalaches du Québec.

À l'ouest, le Groupe d'Oak Hill comprend des metabasaltes d'affinité alcaline (Formation de Tibbit Hill), des wackes finement à moyennement grenus (Formation de Pinnacle), un horizon de marbre dolomitique (Formation de White Brook), et une séquence de phyllades et de grès fins (Formations de West Sutton et Frelighsburg). La moitié supérieure du Groupe d'Oak Hill (Formations de Cheshire, de Dunham et de Sweetsburg) n'affleure pas dans la région de Sutton. La Formation de Pinnacle renferme une importante minéralisation titanifère.

Le Complexe de Mansville comprend une séquence lithologique comparable à celle du Groupe d'Oak Hill. Il est toutefois dominé par des schistes laminés gris clair à vert clair, et un phyllade graphitique. À l'est, les roches de la Suite métamorphique de Sutton, représentées par des schistes à quartz - albite - muscovite - chlorite et muscovite - quartz - albite - graphite - pyrite, témoignent d'un métamorphisme polyphasé. La Suite métamorphique de Sutton comprend aussi une unité de roches vertes d'affinité tholéiitique.

Les roches de la région de Sutton sont interprétées comme étant associées au développement, entre le Cambrien inférieur et l'Ordovicien inférieur, du rift et de la marge passive de Laurentia.

L'ensemble de la région est affecté par trois phases de déformation interprétées comme étant d'âge Taconique. La déformation semble être associée à une imbrication crustale et à une délamination de la *couverture* volcano-sédimentaire. Le modèle structural proposé implique de grands plis couchés de vergence NW (D_1), un rétrocharriage de vergence SE (D_2), et le plissement passif des Monts Sutton par formation d'un duplex (D_3).

Outre les minéralisations à Fe-Ti-Zr de la Formation de Pinnacle, la région de Sutton est aussi l'hôte de disséminations cuprifères, de minéralisations de pyrrhotite, et de petits amas de talc.

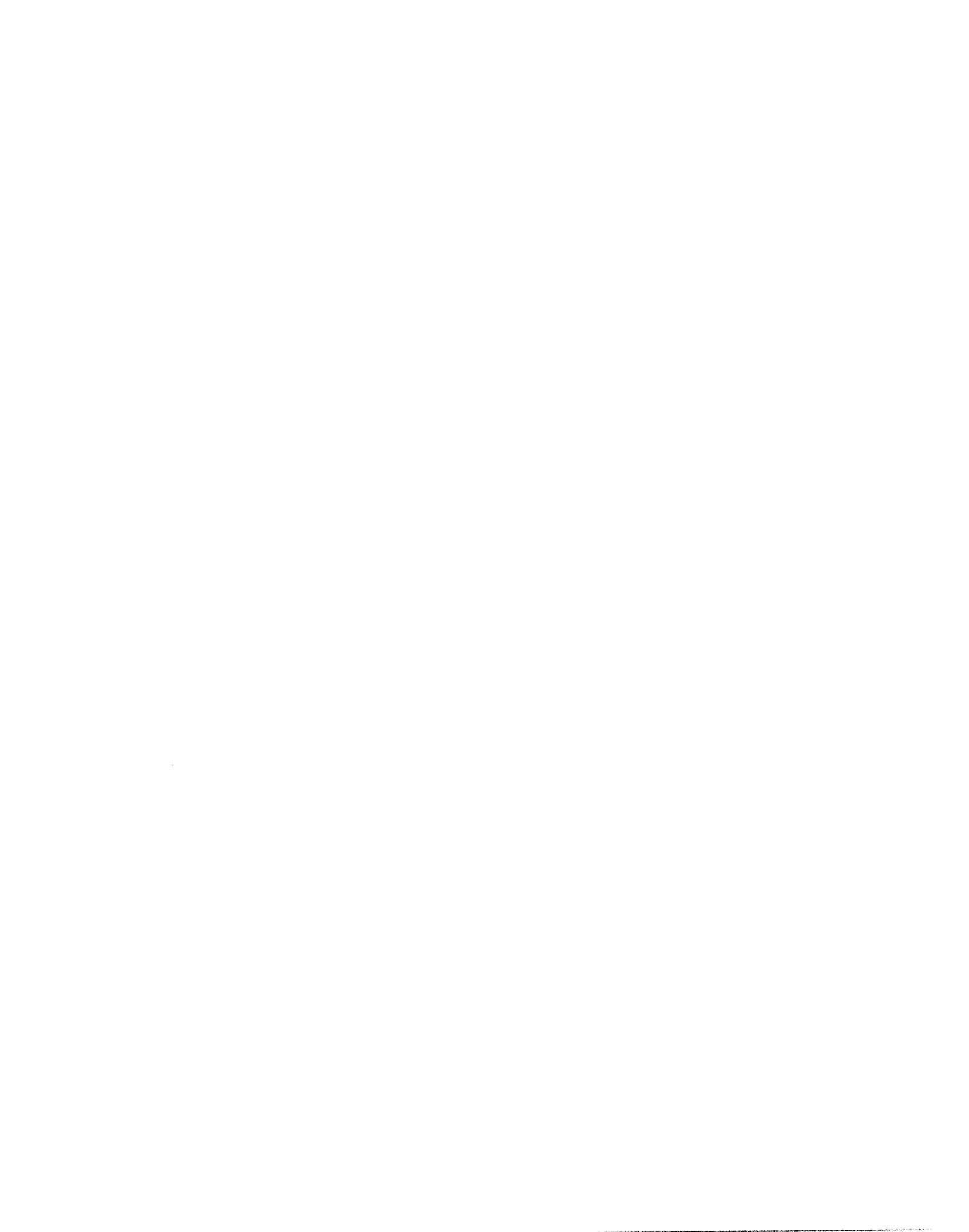


Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation	1
Population et accès	1
Travaux antérieurs	1
Méthodes	2
Remerciements	2
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	3
STRATIGRAPHIE	5
GROUPE D'OAK HILL	7
Formation de Tibbit Hill (TBH)	7
Distribution	7
Description	7
Schiste massif à chlorite-épidote-albite	7
Schiste amygdaloïde	11
Schiste laminé à albite-chlorite-muscovite	11
Phyllade	12
«Tuf» felsique	12
Épaisseurs	12
Âge	12
Formation de Pinnacle (PIN)	12
Distribution	13
Description	13
Membre de Call Mill (CM)	13
Membre inférieur de la Formation de Pinnacle (PINi)	14
Faciès 1) Grès noir massif	14
Faciès 2) Brèche à fragments d'ardoise	14
Faciès 3) Wacke à quartz-ilménite-chlorite	15
Membre supérieur de la Formation de Pinnacle (PINs)	15
Faciès 1) Grès noir/wacke chenalisé	15
Faciès 2) Wacke à quartz-ilménite-muscovite	16
Pétrologie sédimentaire de la Formation de Pinnacle	17
Épaisseurs	17
Formation de White Brook (WHB)	19
Distribution	19
Description	19
Contacts	20
Épaisseurs	20

Formation de West Sutton (WES)	20
Distribution	20
Description	20
Contacts	21
Épaisseurs	21
Formation de Frelighsburg (FRE)	21
Distribution	21
Description	21
Membre de Selby (FRE _s)	21
Environnements tectoniques pour le Groupe d'Oak Hill	22
COMPLEXE DE MANSVILLE	25
Roches vertes (MN1)	25
Description	25
Contacts	26
Phyllade à muscovite-chlorite (MN2a)	26
Description	26
Contacts et épaisseur	26
Wacke gris foncé (MN2)	26
Description	26
Marbre dolomitique (MN3)	26
Description	26
Contacts	27
Phyllade à muscovite-chlorite-albite (MN4)	27
Description	27
Contacts	27
Métawacke et schiste quartzifère (MN5)	27
Description	27
Schiste laminé (MN7)	28
Description	28
Contacts	28
Schiste à muscovite-albite-magnétite-chlorite (MN7a)	28
Description	28
Marbre dolomitique (MN7b)	28
Description	28
Phyllade graphitique (MN8)	29
Description	29
Nature du contact entre le Complexe de Mansville et la Suite métamorphique de Sutton	29
SUITE MÉTAMORPHIQUE DE SUTTON	31
Unité de roches vertes (SS1)	31
Description	32
Contacts	32
Métavolcaniclastites ? (SS1a)	32
Description	32

Schistes et «gneiss» à albite (SS2)	32
Description	33
Schiste à quartz-albite (SS4)	33
Description	33
Schiste laminé (SS5)	34
Description	34
Schiste à muscovite-quartz-graphite (SS6)	34
Description	34
Serpentine (SS7)	34
GÉOCHIMIE DES ROCHES MÉTAVOLCANIQUES	37
Résultats des analyses	37
Éléments majeurs	37
Éléments en traces	37
GÉOLOGIE STRUCTURALE	43
Domaines structuraux	43
Éléments structuraux	43
Stratification (S_0)	44
Schistosité S_1	44
Clivage de crénulation S_2	44
Clivage de crénulation et bande de cisaillement $S_{2,5}$	48
Clivage tardif S_3	49
Clivages et kinks conjugués S_4	50
Linéations minérales (L_M)	51
Linéations d'intersection	51
Plis	51
Plis P_1	51
Plis P_2	51
Plis P_3	52
Failles	53
Failles précoces	53
Failles synmétamorphiques	54
Discussion	57
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	61
Paléoplacers de la Formation de Pinnacle	61
Minéralisations Cu-Ag (\pm Au)	61
Pyrrhotite disséminée	62
Talc	62
RÉFÉRENCES	63
ANNEXES	
Annexe 1 – Résultats des analyses géochimiques des roches métavolcaniques de la région de Sutton	69

Annexe 2 – Résultats des analyses géochimiques des métasédiments et des serpentinites de la région de Sutton	79
---	----

HORS-TEXTE

Carte n° 2195A – Géologie de la région de Sutton (31H/02-200-0102) à l'échelle
de 1:20 000

Carte n° 2195B – Coupes structurales de la région de Sutton (31H/02-200-0102)
à l'échelle de 1:20 000

Introduction

Le présent rapport fait suite à une série de levés géologiques effectués par les auteurs de 1986 à 1990. Les travaux dans la région de Sutton furent commencés par Dowling en 1986, alors qu'il étudiait les environnements de sédimentation de la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill. Son étude constitue le sujet d'une thèse de maîtrise déposée à l'Université du Vermont (Dowling, 1988). À la même époque, Colpron travaillait sur les relations stratigraphiques et structurales au sein de la zone de Humber dans la région adjacente du Lac Brome (Colpron, 1990; Colpron, 1992). C'est à la suite de ces travaux que Colpron et Faure ont entrepris de compléter la cartographie de la région de Sutton au cours de la deuxième moitié de l'été 1988, et des étés suivants de 1989 et 1990, pour le compte du Service géologique de Québec (Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec).

Ce rapport constitue donc une compilation des travaux effectués par les trois auteurs. Bien qu'essentiellement rédigé par Colpron, le texte comprend aussi des emprunts à la thèse de Dowling (1988). Finalement, ce rapport se veut un complément au rapport géologique de la région du Lac Brome (Colpron, 1992).

Localisation

La région cartographiée correspond au feuillet topographique 31H-02-200-0102 (SNRC 1:20 000), région de Sutton. Elle se situe à quelque 115 km au SE de Montréal et à 70 km à l'ouest de Sherbrooke (figure 1). Elle est délimitée, au sud, par la frontière entre la Province de Québec et l'État du Vermont et, au nord, par la latitude 45°07'30". Ses limites est et ouest correspondent, respectivement, aux longitudes 72°30' et 72°45'. La région décrite dans ce rapport couvre une superficie d'environ 270 km².

Population et accès

La région de Sutton est facilement accessible, à partir de l'autoroute des Cantons de l'Est, par la route 139. Cette dernière route constitue la principale artère de la région et relie les villages de Sutton et d'Abercorn.

L'activité économique est diversifiée, bien qu'essentiellement axée sur le tourisme, l'élevage de bovins et l'industrie laitière. L'économie de la ville de Sutton elle-même gravite autour du centre de ski du mont Sutton. Bon nombre des propriétés de la région sont des résidences secondaires.

Dans sa portion ouest, de nombreuses routes et chemins de gravier facilitent l'accès sur tout le territoire. Dans le

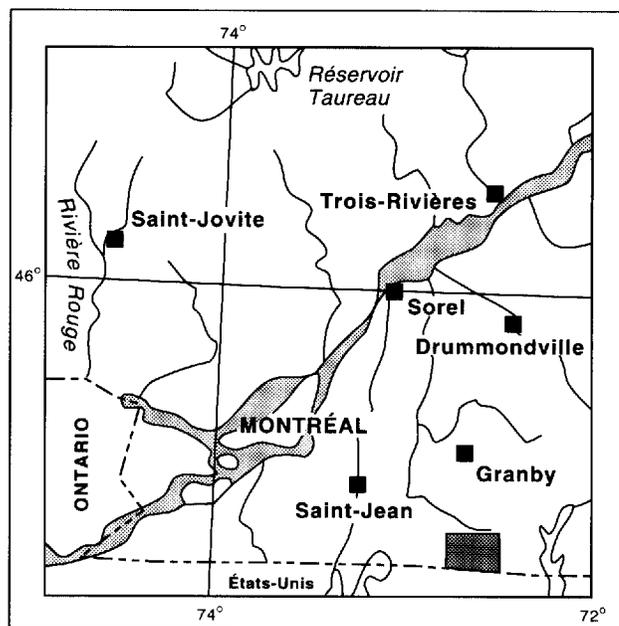


FIGURE 1 – Localisation géographique de la région de Sutton

secteur est de la région, l'accès est limité aux sentiers de randonnée, aux ruisseaux, et aux installations de ski.

Travaux antérieurs

L'investigation géologique de l'Estrie commença au siècle dernier par les travaux de Logan (1849), Selwyn (1879, 1883) et Ells (1897). Selwyn (1883) fut le premier à reconnaître la nature antiforme des Monts Sutton. C'est avec les travaux de Clark (1931, 1934 et 1936), qui établit la stratigraphie du Groupe d'Oak Hill, que l'intérêt pour la région de Sutton s'est développé. Clark (1934) introduisit aussi dans la nomenclature les Schistes de Sutton, pour les roches exposées dans les monts Sutton, et la Phase Mansville, pour celles occupant la vallée de Sutton. Il demeura cependant très vague quant à leurs relations stratigraphiques. Plusieurs auteurs ont cependant proposé que les Schistes de Sutton soient en partie corrélés avec le Groupe d'Oak Hill (Clark, 1934; Cady, 1960; Rickard, 1965; et Clark et Eakins, 1968).

Rickard (1961 et 1991) discriminait certaines unités lithologiques et proposait, par la même occasion, une nomenclature stratigraphique pour les Schistes de Sutton (Rickard, cité dans Roth, 1965 et 1991). Pour sa part, De Römer (1960) a défini deux grandes unités dans la région d'Eastman et les a regroupées sous le nom de Groupe de Bonsecours. Cette nomenclature fut par la suite retenue

par Osberg (1965, 1969), Clark et Eakins (1968), et Lamothe (1981a, 1981b).

Eakins (1964) a révisé les travaux de Clark et publié une carte de compilation à l'échelle de 1:63 360, couvrant le feuillet topographique 31H/02. Nombre des observations faites par Eakins dans la région de Sutton furent incorporées au rapport géologique couvrant la région de Shefford (Cooke *et al.*, 1962), au nord de la région de Sutton.

Rickard (1964) a fourni des indications sur la minéralogie des concentrations de minéraux lourds rencontrées dans le secteur de Sutton. Il mentionne, entre autres, la présence d'excroissances métamorphiques de tourmaline entourant des coeurs détritiques du même minéral.

Osberg (1965, 1969), Rickard (1965 et 1991), et Clark et Eakins (1968) ont apporté des précisions sur les relations structurales de la région. Plus particulièrement, Rickard (1965 et 1991) a publié des âges radiométriques suggérant que l'ensemble de la déformation régionale est associée à l'orogénèse taconique. Pour sa part, Osberg (1965) a produit une série de coupes structurales de l'anticlinorium des Monts Sutton. L'analyse structurale de Roth (1965) illustre la superposition de plusieurs phases de déformation dans les monts Sutton.

St-Julien et Hubert (1975) ont publié la première synthèse géologique des Appalaches québécoises. Dans leur ouvrage ils proposaient que les roches exposées sur les flancs de l'anticlinorium des monts Sutton constituent les séquences sédimentaires accumulées le long d'une marge passive dont les âges varient de Cambrien à Ordovicien inférieur. Ils proposaient aussi que ces roches reposent sur une croûte sialique. Leur modèle tectonique implique une subduction vers le NW (de façon à expliquer la vergence SE des structures des monts Sutton/Notre-Dame) et une collision continent/îles en arc durant l'orogénèse Taconique.

Les travaux de Charbonneau (1980), immédiatement à l'ouest de notre région, ont apporté des améliorations notables à la stratigraphie des groupes d'Oak Hill et de Stanbridge. Charbonneau présente aussi une analyse structurale détaillée de la Nappe de Stanbridge.

Les travaux de Lamothe (1979, 1981a, et 1981b), directement à l'est de notre région, permettent de discriminer plusieurs unités cartographiques et d'illustrer le style structural inhérent aux monts Sutton.

Slivitzky et St-Julien (1987) ont publié une compilation géologique de l'Estrie et de la Beauce. Sur leur carte, d'importants problèmes de corrélation stratigraphique sont soulevés à l'intérieur de l'anticlinorium des Monts Sutton.

Dowling (1988) a complété une étude sédimentologique détaillée de la partie inférieure du Groupe d'Oak

Hill. Ses conclusions permettent de mieux caractériser la paléogéographie de cette portion du Oak Hill et apportent des raffinements à la stratigraphie de la Formation de Pinnacle.

Marquis (1989) produisit une carte à l'échelle de 1:20 000 de la région de Richmond, à la terminaison nord de l'anticlinorium des Monts Sutton.

Colpron (1990 et 1992) compléta une étude stratigraphique et structurographique de la zone de Humber dans la région du Lac Brome. Ses conclusions présentent deux modèles intégrant l'évolution du rift au Cambrien inférieur et la déformation taconique des monts Sutton.

Méthodes

La région étant essentiellement boisée, des cheminement à la boussole et au compte-pas, espacés de 300 m, furent déterminés de façon à couvrir systématiquement le territoire. Cette maille fut resserrée dans le secteur est de la carte afin de tenir compte de la complexité structurale et lithologique de la Suite métamorphique de Sutton. Les routes, de même que sentiers et ruisseaux repérables, furent aussi suivis.

Les affleurements ont été reportés sur les photos aériennes de 1985, à l'échelle de 1:15 000. Dans les régions densément boisées, le fond topographique fut superposé à la photo aérienne afin de préciser notre localisation. Dans les régions à fort dénivelé, la cartographie fut complétée à l'aide d'altimètres. Par la suite, les affleurements, les données structurales, les caractéristiques lithologiques et les contacts géologiques ont été reportés sur un fond topographique à la même échelle.

Des échantillons des diverses lithologies de la région furent choisis pour la préparation de lames minces et leur examen pétrographique. Des lames minces furent aussi préparées à partir d'échantillons orientés afin de déterminer les relations structurales et métamorphiques, plus particulièrement à proximité des zones de faille. Des échantillons furent aussi choisis pour des fins d'analyses géochimiques.

Remerciements

Nous tenons à remercier Venetia Bodycomb et Josée Marciel (1988), Carol Rathé et Stéphane Dufour (1989), de même que Luc Tremblay et Simon Gautrey (1990) pour leur assistance sur le terrain. Nous apprécîâmes aussi les visites de Rolfe Stanley, Jacques Béland, Jamie Bourne, Robert Marquis, Joël Brun, Éric Brodeur, Hugh Rose, Marian Warren, Barry Doolan, et «Jen». La lecture critique d'une version antérieure de ce manuscrit par Joël Brun (MER) en a grandement amélioré la forme.

Contexte géologique

La région de Sutton fait partie de la Province géologique des Appalaches. Elle se situe dans le domaine interne de l'orogène Taconique, tel qu'il a été défini par St-Julien et Hubert (1975), et constitue le coeur de la zone de Humber («domaine continental») de Williams (1978).

La géométrie de la ceinture appalachienne est marquée par une succession de ré-entrants et de promontoires (Rankin, 1976; Thomas, 1977; et Williams, 1978) contrôlant la répartition des lithofaciès et le style structural. La

région étudiée se situe à proximité du point d'inflexion du ré-entrant du Québec (figure 2).

En Estrie, la zone de Humber est dominée par la structure anticlinoriale des monts Sutton. La région de Sutton en occupe le flanc ouest. À l'ouest de la trace axiale des monts Sutton (antiforme de Saint-Étienne), une structure anticlinale de deuxième ordre (anticlinal d'Enosburg Falls) expose les roches les plus anciennes reconnues dans cette portion des Appalaches du sud du Québec (Groupe d'Oak Hill). Ces roches, lorsque tracées

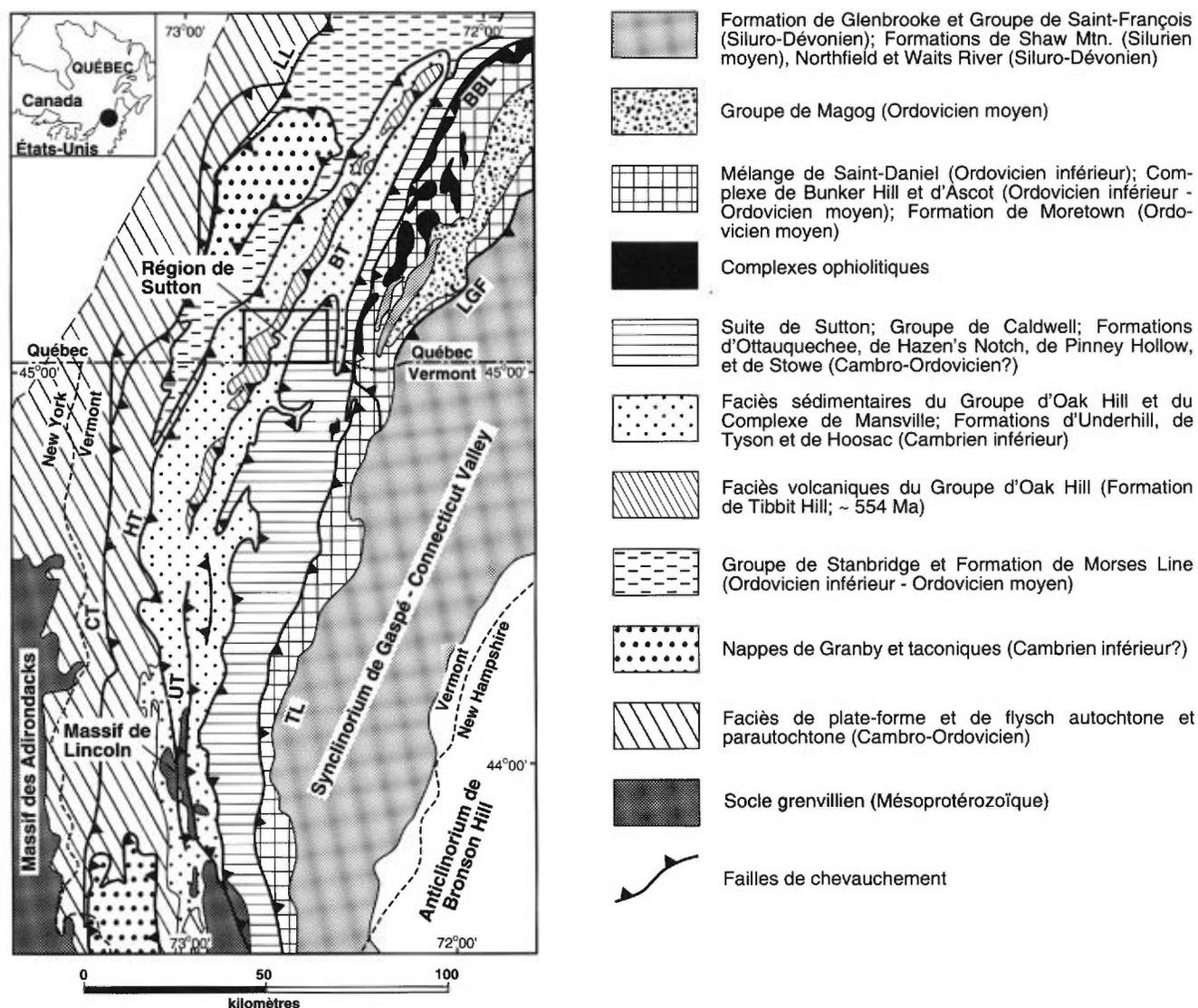


FIGURE 2 – Carte lithotectonique simplifiée des Appalaches du Vermont et du sud du Québec. LL = Ligne de Logan; CT = Faille de Champlain; HT = Faille de Hinesburg; UT = Faille d'Underhill; BT = Faille de Brome; BBL = Ligne Baie Verte-Brompton; LGF = Faille de la Guadeloupe; TL = Ligne taconique; NY = New York; VT = Vermont; NH = New Hampshire. Les collines montérégiennes ne sont pas représentées. Compilée d'après Williams (1978), Doolan *et al.*, (1982), Karabinos (1984), Stanley et Radcliffe (1985), Doolan (1987), Thompson et Thompson (1989), Colpron (1990), Warren (1990), Marquis (1991) et Tremblay (1992).

au sud jusque dans le centre de l'État du Vermont, sont observées en relation de discordance angulaire avec un socle protérozoïque de type grenvillien (Massif de Lincoln; figure 2). L'assemblage volcano-sédimentaire du Groupe d'Oak Hill est interprété comme le vestige de la séquence de roches accumulée lors du «rift» de l'océan Iapetus, au Cambrien inférieur, et lors du développement subséquent, entre le Cambrien inférieur et l'Ordovicien inférieur, de la marge passive du craton Laurentien.

À l'ouest, les roches du Groupe de Stanbridge font parties des nappes du domaine externe (St-Julien et Hubert, 1975). Cet assemblage d'ardoises, de calcaires, et de conglomérats calcaires, relativement peu déformés et peu métamorphisés, représente la base de l'empilement structural des allochtones du domaine externe (St-Julien et Hubert, 1975).

Vers l'est, les roches exposées au coeur des monts Sutton (Suite métamorphique de Sutton) sont séparées du Groupe d'Oak Hill par un couloir de déformation intense (Complexe de Mansville). La Suite de Sutton est elle-même juxtaposée, à l'est de l'antiforme de Saint-Étienne, aux roches de la Formation d'Ottawaquechee (Lamothe, 1979, 1981a, et 1981b) et du Groupe de Caldwell (Slivitzky et St-Julien, 1987) qui, avec les roches du Complexe ophiolitique, définissent la «zone de Baie Verte-Brompton» (Williams et St-Julien, 1982). Cette zone sépare la zone de Humber (domaine continental) et de celle de Dunnage (domaine océanique; Williams, 1978; Williams et St-Julien, 1982).

En Estrie, les Appalaches sont recoupées par des plutons d'âge Crétacé inférieur appartenant à la province magmatique des collines montérégiennes.

Stratigraphie

La région est subdivisée en trois domaines litho-tectoniques, respectivement représentés, d'ouest en est, par le Groupe d'Oak Hill, le Complexe de Mansville, et la Suite métamorphique de Sutton. Tous ces domaines se retrouvent à l'ouest de l'axe de l'anticlinorium des monts Sutton.

Seule la moitié inférieure de la stratigraphie du Groupe d'Oak Hill (de la Formation de Tibbit Hill au Membre de Selby de la Formation de Frelighsburg) est exposée dans la région de Sutton. L'ensemble du Groupe d'Oak Hill est d'âge Cambrien inférieur à Ordovicien inférieur (?). Bien que modérément métamorphisées, les roches du Oak Hill ont préservé la majorité de leur caractéristiques primaires. Le contact entre le groupe d'Oak Hill et le Complexe de Mansville est défini par la Faille de Brome (Clark, 1934).

La nomenclature du **Complexe de Mansville** fut introduite par Colpron (1990 et 1992) pour désigner la séquence de roches exposée dans la vallée de Sutton. Dans la région du Lac Brome, Colpron (1990 et 1992) reconnaît plusieurs assemblages stratigraphiques limités à des «écailles» bordées par des failles. Les roches du Complexe de Mansville sont légèrement plus métamor-

phisées que celles du Groupe d'Oak Hill. Le contact entre le Complexe de Mansville et la Suite métamorphique de Sutton est défini par la Faille de Sutton (Colpron, 1990 et 1992).

La nomenclature de la **Suite métamorphique de Sutton** (Marquis, 1989) fut introduite dans le but de redéfinir le terme de Schistes de Sutton (Clark, 1934; Eakins, 1964; Rickard, 1991). Cette nouvelle nomenclature a pour effet d'augmenter le rang lithodémique de l'unité définie précédemment. Le présent rapport, tout comme les travaux de Rickard (1961 et 1991), Lamothe (1979, 1981a, et 1981b), Marquis (1989), et Colpron (1990, 1992) indiquent la présence de plusieurs unités cartographiables au sein de la Suite de Sutton. La Suite de Sutton affleure sur le flanc ouest de l'antiforme de Saint-Étienne. Les roches de la Suite de Sutton ont été soumises à une tectonique polyphasée complexe, conduisant à l'oblitération quasi totale de leurs structures primaires.

Des dykes de diabase, probablement d'âge Mésozoïque, ont été observés à quelques localités de la région de Sutton (voir carte hors texte).



Groupe d'Oak Hill

Clark (1931, 1934, et 1936) a décrit 11 unités lithologiques qu'il regroupe sous le nom de «Oak Hill Series», nomenclature issue d'une petite colline située dans la partie ouest de la région du Lac Brome, au SE de Cowansville. Eakins (1964) a élevé au rang de groupe le nom d'Oak Hill. Il a aussi utilisé le terme de formation pour chacune des unités constituant le Groupe d'Oak Hill. Charbonneau (1980) a, pour sa part, raffiné la stratigraphie du Groupe d'Oak Hill en y introduisant une nouvelle formation (la Formation de Frelighsburg), en rétablissant la Formation de Cheshire, et en reléguant au rang de membre la Formation de Call Mill d'Eakins (1964). Ces modifications ont réduit à huit le nombre de formations incluses dans le Groupe d'Oak Hill.

Les roches du Groupe d'Oak Hill (et les unités corrélatives) occupent une bande de 15 à 25 km de large, s'étendant de Lincoln au Vermont, jusqu'aux environs de Danville au Québec (tableau 1). Au Vermont, ces lithologies sont en partie incluses dans le Groupe de Camel's Hump (Doll *et al.*, 1961). Dans le centre de l'état, elles reposent en discordance angulaire sur un socle précambrien de type grenvillien (Tauvers, 1982; DelloRusso et Stanley, 1986; Warren, 1990).

Dans la région de Sutton, seule la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill est exposée. Par conséquent, seule les cinq formations basales du Groupe d'Oak Hill seront décrites dans ce rapport. La nomenclature stratigraphique en usage dans ce rapport (figure 3) est celle adoptée par Charbonneau (1980) et Colpron (1990 et 1992). De plus deux nouveaux membres sont décrits au sein de la Formation de Pinnacle. Cette stratigraphie plus détaillée de la Formation de Pinnacle (figure 4) suit l'usage introduit par Dowling (1988).

Formation de Tibbit Hill (TBH)

La Formation de Tibbit Hill fut nommée par Clark en 1934. Sa localité type est située sur la colline Tibbit, près de Knowlton, au SW du Lac Brome (Clark, 1936, page 137; Colpron, 1992). Au Québec, les roches de la Formation de Tibbit Hill constituent la base connue du Groupe d'Oak Hill (figure 3).

La Formation de Tibbit Hill, telle qu'elle a été cartographiée dans la région de Sutton, comprend cinq types lithologiques. Ceux-ci ne sont pas formellement définis, car ils ne sont pas cartographiables à l'échelle de 1:20 000. Le Tibbit Hill occupe une bande d'une largeur maximum de 4,7 km dans la partie ouest de la région de Sutton. Cette ceinture s'amincit à moins de 700 m dans la portion nord de la carte.

DISTRIBUTION

Le Tibbit Hill forme une bande continue à partir d'Enosburg Falls au Vermont, jusque dans la région de Danville au Québec (Doll *et al.*, 1961; Dennis, 1964; Eakins, 1964; Osberg, 1965; Globensky, 1978; Marquis, 1989; et Slivitzky et St-Julien, 1987). Il réapparaît à proximité de Thetford Mines, dans les monts Notre-Dame (Charbonneau, 1981; Slivitzky et St-Julien, 1987).

Au Vermont, au sud d'Enosburg Falls, le Tibbit Hill est interstratifié avec les métasédiments de la Formation de Pinnacle; il y est d'ailleurs défini comme un membre du Pinnacle (Doll *et al.*, 1961; Dennis, 1964; et Doolan, 1987). Le Tibbit Hill tend progressivement à disparaître vers le sud (Doll *et al.*, 1961; Tauvers, 1982).

À l'échelle des Appalaches, la Formation de Tibbit Hill peut être corrélée avec les Formations de Lighthouse Cove, à Terre-Neuve, et de Catoclin, en Virginie.

DESCRIPTION

Schiste massif à chlorite-épidote-albite

La Formation de Tibbit Hill est en majeure partie constituée d'un schiste massif à chlorite-épidote-albite vert moyen à foncé et vert-brunâtre en surface altérée. La roche montre généralement un grain fin à moyen. La foliation est habituellement peu développée. Lorsque celle-ci est bien développée, la roche est généralement moins riche en épidote. L'hématite (variété spécularite) est presque toujours présente et constitue parfois jusqu'à 5 % d'un échantillon. Elle est fréquemment automorphe (cristaux de 1-5 mm).

En surface fraîche, les variations dans les teintes de vert (correspondant aux variations du rapport chlorite/épidote) confèrent une apparence mouchetée à la roche. Les surfaces altérées montrent souvent une texture «en écailles de poisson».

Les surfaces d'affleurement présentent souvent un arrangement losangé défini par des crêtes de 1 cm composées d'épidote et de quartz. Localement, cet arrangement suggère des bordures figées de structures coussinées. Un autre type de structure fréquemment observée à l'affleurement est un aspect laminé correspondant à l'altération différentielle d'horizons de composition différente. Cette succession de crêtes et de sillons (1-2 cm de largeur), qui fut décrite par Clark (1936, page 138) comme des laminations d'écoulement («flow lines»), est généralement parallèle à la schistosité ancienne (S_1) et définit clairement les structures de deuxième phase. Ce caractère de la Formation de Tibbit Hill est particulièrement bien

TABLEAU 1 - Corrélations stratigraphiques
Groupe d'Oak Hill (d'après Colpron, 1990)

ÂGE	V E R M O N T			Q U É B E C		
	Lincoln-Middlebury Tauvers (1982) Mehrtens (1985) Doll et al. (1961) Warren (1990)	Burlington - Milton Dorsey et al. (1983) Mehrtens et al. (1987)	Fairfax - Enosburg Falls Dennis (1964) Doolan(1987) Booth (1950)	Sutton - Lac Brome Charbonneau (1980) Dowling (1988) Clark (1936) Colpron (ce rapport)	Knowlton - Richmond Osberg (1965) Cooke et al. (1962)	Richmond Marquis (1989) Osberg (1965)
O.M.						Melbourne
O.I.	Cutting Shelburne	Cutting Shelburne	Rockledge	Skeels Corners	Sweetsburg	Sweetsburg
Ĉ.S.	Clarendon Springs Danby	Clarendon Springs Danby	Skeels Corners	Sweetsburg Rugg Brook	Sweetsburg	Sweetsburg
Ĉ.M.	Winooski Monkton	Winooski Monkton	Rugg Brook Parker	Rugg Brook Parker	Scottsmore	
Cambrien inférieur	Dunham	Dunham	Dunham	Dunham	Dunham	Dunham
	massif Cheshire argileux	supérieur Cheshire	inférieur Cheshire	Cheshire	Gilman	supérieur Dunham
	Pinnacle Fairfield Pond	Fairfield Pond	Gp. de Camels Hump	Fairfield Pond	Bonsecours	Gilman inférieur
	Forestdale	White Brook	WHB	Pinnacle	WHB	WHB
	Pinnacle	Pinnacle	TBH	Tibbit Hill	Pinnacle	Pinnacle
		Tibbit Hill			Call Mill	Call Mill
					Tibbit Hill	Tibbit Hill
P Ĉ	Complexe de Mount Holly	?	?	?	?	?

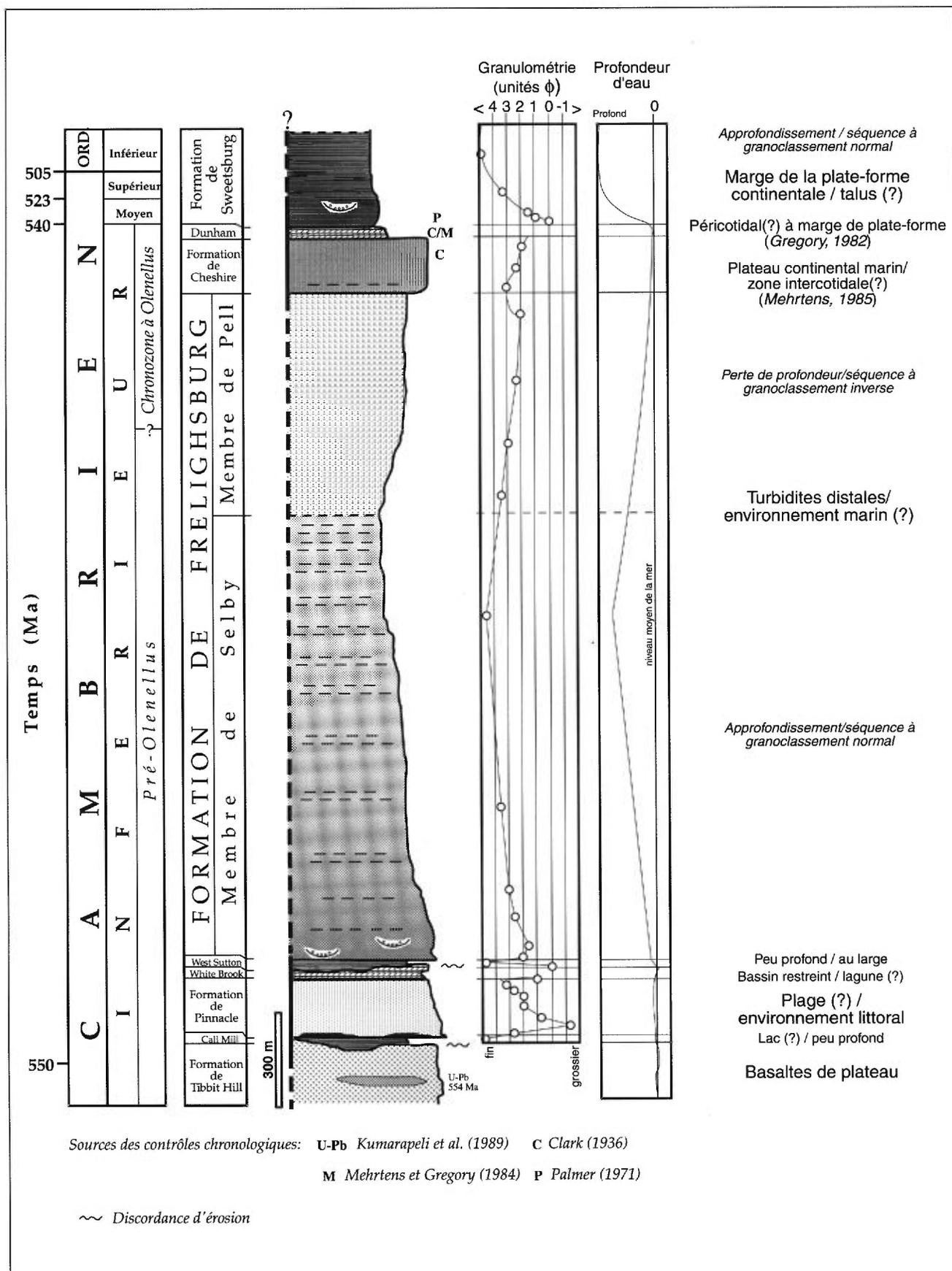


FIGURE 3 – Lithostratigraphie du Groupe d'Oak Hill (d'après Colpron, 1990). Les âges des périodes géologiques sont basées sur l'échelle de Palmer (1983).

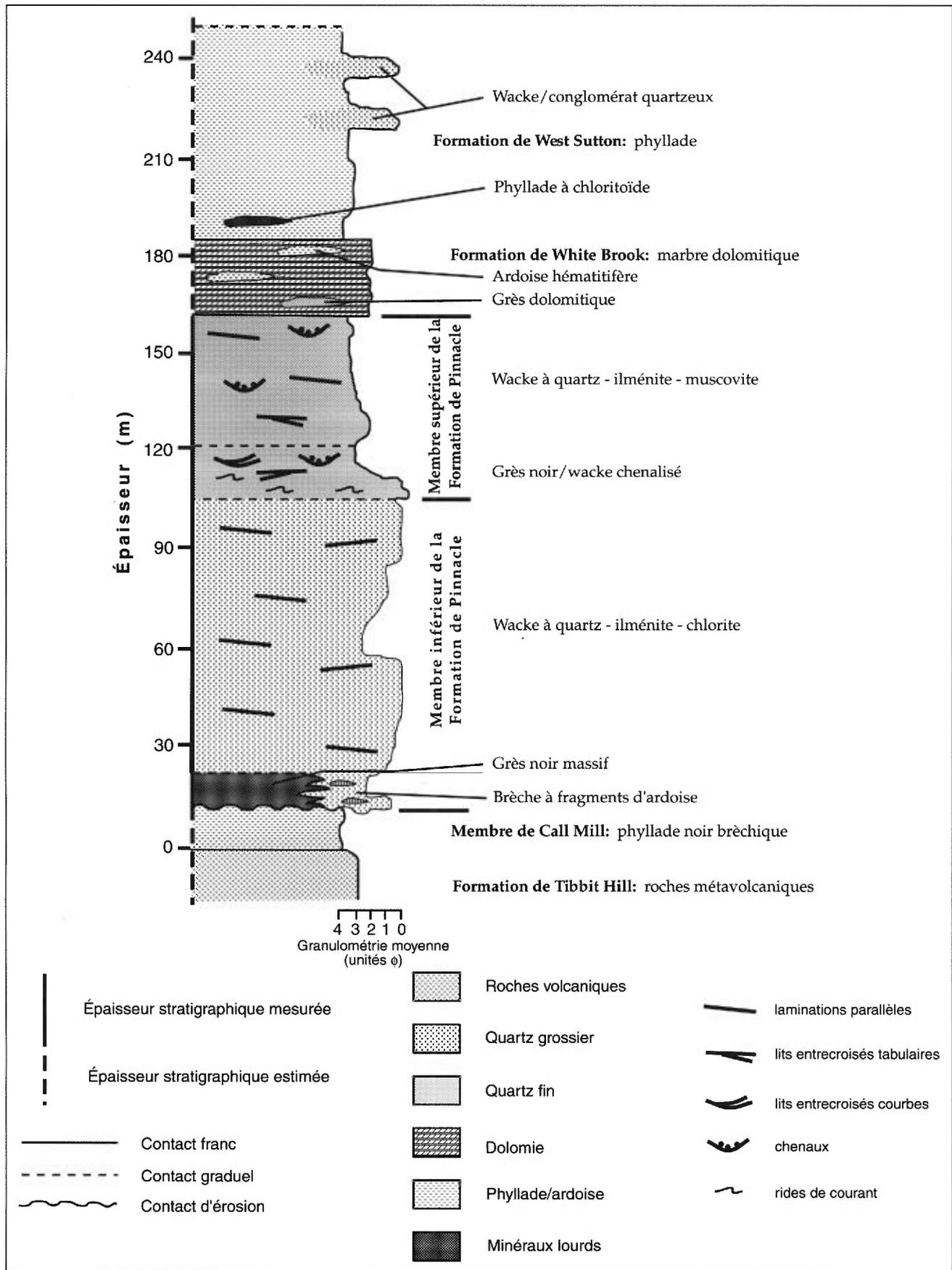


FIGURE 4 – Lithostratigraphie détaillée de la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill (d'après Dowling, 1988).

représenté au sud du chemin Mudgett, à environ 100 m de son intersection avec le chemin Alderbrooke, à West Sutton.

Des boules d'épidote (ou épidosite) sont communément observées dans le schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. Elles atteignent des diamètres de 10 à 40 cm. Pintson *et al.* (1985) suggèrent qu'elles résultent de la reconcentration métamorphique de l'épidote. Nous appuyons cette hypothèse; nous croyons de plus que cette remobilisation se serait opérée à la faveur de pièges préexistants, tels que des interstices de coussins ou des brèches de coulées. L'association commune entre les épidosites et les «structures coussinées» mentionnées plus haut supporte cette hypothèse.

En lames minces, la composition du schiste massif de la Formation de Tibbit Hill est dominée par la chlorite, l'épidote et le plagioclase. La chlorite est généralement à grain fin et ferrifère. Elle définit la foliation dominante (S_2). L'épidote se retrouve en agrégats «subarrondis» et contient souvent des inclusions ferrifères. Les plagioclases (albite ?) constituent la matrice et sont à grain très fin. Quelques grains plus grossiers (1-2 mm) sont maclés. Ils sont habituellement frais; cependant, quelques échantillons contiennent des feldspaths saussuritisés (séricite + épidote). Ces derniers semblent être les reliques de phénocristaux de plagioclase. L'abondance d'épidote (pistachite) associée à ces «phénocristaux» suggère qu'ils étaient, à l'origine, plus riche en Ca que leur composition actuelle.

Les amphiboles sont rarement observées dans le schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. Quand elles le sont, il s'agit de fines actinotes prismatiques alignées dans la foliation régionale (S_2). L'actinote représente généralement moins de 5 % de l'échantillon.

Tous les échantillons observés contiennent au moins une phase opaque. Dans la plupart des cas, elle fut déterminée sur le terrain comme étant de l'hématite spéculaire. En lames minces, deux épisodes de croissance de l'hématite ont été observés. L'épisode tardif consiste en de larges cristaux automorphes (0,5-1 cm) d'hématite spéculaire. Ces derniers ont une orientation aléatoire et sont postérieurs au développement de la foliation dominante (S_2). Un épisode de croissance antérieur est représenté par de l'hématite xénomorphe dans le plan de foliation S_2 . Cette hématite est souvent accompagnée d'une phase titanifère (sphène ou rutile). Dans certains cas, les minéraux opaques peuvent représenter plus de 10 % de l'échantillon.

Le sphène est le minéral de titane le plus communément observé. Il est subautomorphe et à grain fin. Les cristaux sont souvent diffus, indiquant une altération partielle en leucoxène. Le rutile est moins commun. Il se présente sous forme de fines aiguilles automorphes. Dans quelques échantillons, le sphène et le rutile coexistent.

Schiste amygdaloïde

Un schiste amygdaloïde à albite-actinote-épidote, de couleur gris-violacé à gris-vert et d'altération gris-verdâtre, est intimement associé au schiste massif. Les amygdales, d'un diamètre moyen de 1 cm, comprennent de l'épidote, de l'actinote, de la chlorite, de l'albite et, localement, du quartz et de la calcite. Elles présentent fréquemment une zonation concentrique de ces minéraux: l'épidote, l'actinote, et l'albite se retrouvent habituellement sur les pourtours, alors que la chlorite et le quartz en constituent le coeur. Les amygdales apparaissent en relief positif en surface altérée, conférant un aspect «granulé» à la roche.

En lames minces, la roche est essentiellement composée d'une matrice à grain fin d'albite (?) et de quartz équigranulaires, et de minéraux opaques xénomorphes. Quelques phénocristaux (?) reliques de plagioclases sont maclés et ont la composition de l'oligoclase (An_{10-30}). Des minéraux opaques xénomorphes à grain fin définissent la forme de cristaux de plagioclase complètement recristallisés.

La bordure des amygdales est constituée par de l'actinote et de l'épidote prismatique, tandis que le coeur est rempli par du quartz et de l'albite maclée. Dans la matrice, l'actinote est plus fine que dans les amygdales et elle se retrouve en association avec de l'épidote, des minéraux opaques, et du rutile.

Les roches plus déformées présentent une foliation (S_2) fortement développée, soulignée par des amygdales aplaties, par l'alignement des opaques, et par des grains fins de séricite et de chlorite ferrifère. Les plagioclases y sont invariablement saussuritisés et de larges cristaux de muscovite se retrouvent aussi au coeur de amygdales.

Schiste laminé à albite-chlorite-muscovite

Cette lithologie présente une alternance de laminations blanches et vertes (2-3 mm d'épaisseur) d'albite et de chlorite-muscovite, conférant un aspect «zébré» à la roche. Ces caractéristiques la rendent aisément identifiable. Le schiste laminé est habituellement massif et peu folié. Il est toujours associé à l'unité de schiste massif.

En lames minces, le schiste laminé se compose essentiellement d'albite équigranulaire en grains très fins, de muscovite, et de chlorite magnésienne. La muscovite et la chlorite définissent une schistosité ancienne (S_1) pénétrative, parallèle au litage compositionnel. La muscovite associée à la foliation S_1 est très fine. Une deuxième croissance de muscovite automorphe, plus grossière, est alignée dans le plan S_2 . Une troisième génération de muscovite automorphe est orientée aléatoirement (post- S_2 , mais pré- S_3).

L'hématite est présente sous forme de grains xénomorphes allongés soulignant la schistosité ancienne (S_1).

Le rutile ou le sphène sont les minéraux de titane associés. Quelques fines actinotes prismatiques sont aussi observées dans le plan S_1 . L'épidote, la calcite, le zircon, et l'apatite sont présents en quantités accessoires.

Deux hypothèses doivent être considérées quant à l'origine du schiste laminé. Dans un premier cas, cette lithologie serait un dérivé tectono-métamorphique du schiste massif. L'orientation préférentielle de minéraux métamorphiques parallèlement aux laminations, de même qu'une similitude chimique avec le schiste massif, militent en ce sens. Le cas échéant, le schiste laminé pourrait indiquer des couloirs de déformation D_1 plus intense à l'intérieur du schiste massif.

Une alternative serait de considérer les laminations comme une structure primaire de la roche. Dans ce dernier cas, le schiste laminé pourrait représenter du tuf mafique. L'association intime des schistes laminés et massifs, et la présence de matériel pyroclastique (cendres), dans la région du Lac Brome (Colpron, 1990 et 1992), semblent supporter cette interprétation. D'autant plus que le parallélisme des plans de stratification (S_0) et de schistosité ancienne (S_1) est commun dans la partie est du Groupe d'Oak Hill (cf. le chapitre sur la géologie structurale)

Phyllade

Un phyllade noirâtre, ressemblant au phyllade du Membre de Call Mill de la Formation de Pinnacle, est localement interstratifié avec le schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. Ce phyllade se distingue du Call Mill par la présence fréquente de porphyroblastes (1-5 mm) de feldspath blanc et/ou rosé, et par l'absence de fragments phylliteux. La roche est de couleur vert foncé à noire. Des veinules d'épidote sont observées localement le long du clivage tardif (S_3). Le contenu en minéraux lourds de ce phyllade est généralement beaucoup plus faible que celui des métasédiments susjacentes de la Formation de Pinnacle. Ce phyllade excède rarement un mètre d'épaisseur.

En lames minces, le phyllade noirâtre est composé principalement de muscovite alignée le long de la foliation régionale (S_2). Les micas contiennent invariablement de très fines inclusions de minéraux opaques. Quelques grains xénomorphes, plus grossiers, de minéraux opaques sont aussi observés. La chlorite ferrifère et l'épidote se retrouvent en faibles quantités exclusivement le long du clivage tardif (S_3). Le rutile, le zircon, le leucoxène, et la tourmaline sont présents en traces. La tourmaline se présente sous forme de petits cristaux automorphes, distribués le long de la foliation dominante (S_2).

L'unité de phyllade noirâtre constitue la seule unité d'origine sédimentaire au sein de la Formation de Tibbit Hill. Dowling (1988) a proposé que ce phyllade se soit accumulé en milieu peu profond durant les périodes

d'accalmie de l'activité volcanique. De minces horizons de phyllade sont observés en bordure du chemin de la Grande-Ligne à environ 1 km à l'est de son intersection avec le chemin Three Parish.

«Tuf» felsique

Quelques minces horizons ($\approx 5-7$ cm) de matériel tufacé felsique sont observés le long de la route de Richford à l'ouest de son intersection avec le chemin des Érables. Ces horizons felsiques de couleur gris clair sont interstratifiés avec le schiste massif à chlorite-épidote-albite de la Formation de Tibbit Hill. En lames minces, cette roche présente un assemblage d'albite, de chlorite, de séricite, et un minéral opaque. La roche est généralement bien foliée et, localement, riche en séricite.

ÉPAISSEURS

La base de la Formation de Tibbit Hill n'étant pas exposée, il est virtuellement impossible d'estimer l'épaisseur de cette séquence. Kumarapeli *et al.* (1981) proposent, pour la région de Richmond, une épaisseur maximale de 8 km, basée sur l'anomalie gravimétrique des monts Sutton. Selon le profil tridimensionnel de l'anomalie (Kumarapeli *et al.*, 1981, figure 6), on peut déduire que cette épaisseur est de beaucoup moindre dans le secteur de Sutton. D'autre part, un profil sismique dans le nord du Vermont semble indiquer la présence du socle (?) à une profondeur approximative de 4 km.

ÂGE

Un âge Hadrymien supérieur (?) était traditionnellement assigné à la Formation de Tibbit Hill (≈ 600 Ma; Kumarapeli *et al.*, 1981). Cet âge corrobore les datations isotopiques obtenues pour les unités équivalentes de Lighthouse Cove, à Terre-Neuve ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 605 ± 10 Ma; Stukas et Reynolds, 1974; Williams *et al.*, 1985), et de Catocin, dans le Blue Ridge de Virginie (Rb/Sr, 570 ± 36 Ma; Badger et Sinha, 1988), de même que pour les dykes mafiques associés (U/Pb, 615 ± 2 Ma, Kamo *et al.*, 1989). D'autre part, un âge U/Pb (zircon) de $554 \pm 4/-2$ Ma fut récemment obtenu à partir d'une unité de felsite comenditique provenant de la région de Waterloo (Kumarapeli *et al.*, 1989). Cet âge implique, d'une part, que la quasi-totalité du Groupe d'Oak Hill est d'âge Cambrien inférieur (si l'on se base sur l'échelle de Palmer, 1983) et, d'autre part, que les séquences terrigènes immédiatement susjacentes à la Formation de Tibbit Hill se sont accumulées dans un intervalle relativement court.

Formation de Pinnacle (PIN)

Le nom de Pinnacle provient de la montagne du même nom située dans le secteur SW de la région (Clark, 1936).

Its type locality is in lot number one, range one, Dunham township, on the north side of the road [chemin de la Grande-Ligne] and on the western limb of the same syncline that caps Pinnacle Mountain... (Clark, 1936, page 141).

Cette formation comprend à sa base le Membre de Call Mill. Ce dernier fut originellement décrit par Clark (1936, page 138) comme le «Call Mill Slate». Par la suite, Eakins (1964) lui accorde le statut de formation, bien qu'il inclut le Call Mill dans le Pinnacle sur sa carte. Charbonneau (1980) décrit le Call Mill comme le membre inférieur de la Formation de Pinnacle, à cause de sa faible épaisseur. Cet usage est celui retenu dans ce rapport. Mentionnons tout de même que Marquis (1989) lui conserve l'appellation de formation dans la région de Richmond, alors que Dowling (1988) utilise le nom de «Call Mill Slate».

Dowling (1988) a récemment subdivisé les wackes de la Formation de Pinnacle en deux membres : les membres inférieur et supérieur (figure 4). Cet usage est maintenu dans ce rapport.

DISTRIBUTION

Le Pinnacle est reconnu tout au long de la bande d'Oak Hill. Dans le centre du Vermont, un conglomérat basal, reposant en discordance sur un socle grenvillien, est attribué à la Formation de Pinnacle (Tauvers, 1982; Warren, 1990). Dans cette région, le Pinnacle est interprété comme une séquence de cônes alluviaux (Warren, communication personnelle, 1989). Dans le nord du Vermont, un conglomérat polygénique repose sur les volcanites mafiques de la Formation de Tibbit Hill (Doolan, 1987). Cette séquence est interprétée comme fluviatile (Dowling, communication personnelle, 1988). Au sud du mont Pinnacle, ainsi qu'au Vermont, le Membre de Call Mill est, à toute fin pratique, absent de la stratigraphie de la Formation de Pinnacle (Clark, 1936; Booth, 1950; Dennis, 1964; Charbonneau, 1980; Doolan, 1987). Plus au nord, dans la région de Richmond, le Pinnacle est un wacke quartzeux interprété comme une séquence de sables deltaïques (Marquis, 1985, et 1989). À cet endroit, une ardoise violacée contenant du chloritoïde occupe la position stratigraphique du Call Mill (Osberg, 1965; Marquis, 1989). Dans la région de Saint-Sylvestre (Charbonneau, 1981), le Call Mill représente une épaisseur relativement importante.

Dans notre région, le Pinnacle est exposé dans une bande d'une largeur moyenne de 200-300 m, dans la partie ouest de notre carte. Il est aussi répété à la faveur de plis de deuxième phase, définissant des structures «en bassin» au sein de la Formation de Tibbit Hill.

Dans la région de Sutton, le Membre de Call Mill est omniprésent à la base de la Formation de Pinnacle, bien que parfois très mince. La démarcation entre les membres inférieur et supérieur de la Formation de Pinnacle est bien définie au sein du synclinal de la colline Spruce, de

même que le long de la séquence «monoclinale» à l'ouest du synclinal. Vers le nord, dans le secteur de West Sutton, la distinction entre ces deux membres est plus difficile et n'a pas toujours été faite.

DESCRIPTION

Membre de Call Mill (CM)

La localité-type du Membre de Call Mill est située à Call's Mills dans la gorge du ruisseau Jackson, quelque 5 km au nord de la région de Sutton (Clark, 1936, page 138; Colpron, 1992). Il s'agit d'une des rares localités où il est possible d'observer la stratification.

Le Call Mill est un phyllade de couleur variable, présentant cependant une altération caractéristique noire à reflets bleutés ou violacés. Les surfaces d'affleurements présentent généralement un poli glaciaire caractéristique. Des fragments de roches blanchâtres, beiges, et vert clair (0,5-1 cm) sont fréquemment observés. Localement, ces fragments sont tellement grossiers (1-4 cm) qu'ils définissent des niveaux conglomératiques distincts à la base du Call Mill. Dowling (1988) estime que ces fragments résultent de la formation de brèches intraformationnelles lors de tempêtes.

La stratification, rarement préservée, se présente comme de fines laminations de siltstone blanchâtre et/ou de phyllade beige. Localement, la base de lits conglomératiques est observée.

Par endroits, la roche contient tellement de grains fins d'hématite (et/ou de magnéto-ilménite) que la désignation de siltstone lui convient mieux. Dans ces cas, la roche est très massive et caractérisée par son trait rouge foncé. Ce faciès est difficilement différencié des grès noirs basaux de la séquence de «wackes» de la Formation de Pinnacle.

Le Call Mill montre clairement les trois foliations associées à la déformation régionale. Localement, des fragments étirés ou des horizons de phyllade beige y définissent des plis serrés à isoclinaux.

En lames minces, le phyllade de Call Mill est essentiellement composé de muscovite à grain très fin. La muscovite, de même que quelques grains disséminés de chlorite, définissent la foliation dominante (S_2). La coloration foncée du Membre de Call Mill semble être le résultat de son contenu en minéraux opaques. Les phyllades contiennent un assemblage à grain fin d'hématite/ilménite xénomorphes. La fraction opaque des horizons de conglomérat et de siltstone est essentiellement composée de grains détritiques et altérés de magnéto-ilménite.

Le zircon et la tourmaline sont les autres minéraux lourds d'origine détritique que l'on retrouve dans le Membre de Call Mill. La tourmaline, tout comme dans la plupart des formations du Groupe d'Oak Hill, est caractérisée par un cœur détritique subarrondi de couleur jaune, entouré d'une couronne métamorphique

de tourmaline bleu-vert automorphe. Ce phénomène fut, entre autres, discuté par Rickard (1964).

Les autres constituants du Membre de Call Mill sont l'apatite, le rutile, et le leucoxène. Les fragments blanchâtres sont composés de quartz-muscovite et de chlorite. Dans les niveaux conglomératiques les plus grossiers, on reconnaît des fragments qui sont indiscutablement d'origine volcanique.

La nature du contact entre le Call Mill et le Tibbit Hill est interprétée par Clark (1936) et Colpron (1990 et 1992) comme une discordance d'érosion. Ce contact est généralement franc. Le contact supérieur du Call Mill, avec les wackes de la Formation de Pinnacle, est généralement franc. Toutefois, sur le flanc est du synclinal de la colline Spruce, au nord du chemin de la Grande-Ligne (ou chemin Perkins), le Call Mill est interstratifié avec un wacke grossier et granoclassé attribué au Membre inférieur de la Formation de Pinnacle. D'autre part, Dowling (1988) interprète le contact Call Mill - Pinnacle comme étant une discordance d'érosion. Dowling invoque 1) la présence de fragments arrondis de phyllade noirâtre à la base des wackes de la Formation de Pinnacle, et 2) les rapides changements d'épaisseur observés au sein du Membre de Call Mill, pour justifier cette interprétation.

Membre inférieur de la Formation de Pinnacle (PINi)

Ce membre de la Formation de Pinnacle fut décrit par Dowling (1988). Les relations stratigraphiques décrites par Dowling (1988) furent originellement observées sur les flancs du synclinal de la colline Spruce, plus particulièrement entre les chemins de la Grande-Ligne et Jordan (figure 4). À cette localité, trois faciès sont reconnus au sein du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle: 1) un faciès de grès noir massif, 2) un faciès bréchiq ue contenant des fragments d'ardoise, et 3) un faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite. Ce dernier faciès constitue l'essentiel du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle.

Faciès 1) Grès noir massif

Un faciès de grès noirs repose, localement, sur les phyllades du Membre de Call Mill. Ces dépôts de minéraux lourds sont habituellement en contact franc avec le Call Mill, bien que, par endroit, un mince horizon (≤ 20 cm) de wacke quartzeux grossier ou de brèche à fragments d'ardoise soit présent. La roche est noire, en surface altérée, et gris métallique, en surface fraîche. Cette lithologie est composée presque exclusivement de minéraux lourds et contient généralement moins de 2 % de quartz. Le minéral lourd le plus commun est la magnéto-ilménite. Ce minéral est fréquemment partiellement à totalement altéré en un assemblage d'hématite et de minéraux de titane. La roche est, dans la plupart des cas, non magnétique et caractérisée par un trait rouge

foncé. Cette dernière caractéristique reflète le degré d'hématitisation (martitisation) de la roche.

Les structures syngénétiques sont limitées à une alternance de laminations parallèles, d'épaisseurs millimétriques à centimétriques, soulignées par les minéraux lourds de la granulométrie des siltstones grossiers et des grès moyens. Localement, des lentilles quartzueuses, à grain fin, de 5 mm d'épaisseur par 30 cm de longueur, ont également été observées.

En lames minces, la magnéto-ilménite représente de 60 à 90 % de cette roche. Les grains de magnéto-ilménite sont bien arrondis et ont la granulométrie des arénites à grain fin. En lumière réfléchie, ce minéral présente souvent les indices d'un lessivage partiel à total du Fe. La magnétite s'altère en hématite, tandis que les exsolutions d'ilménite s'altèrent progressivement en rutile, en leucoxène et en anatase. On observe donc une texture «en treillis», dans laquelle les minéraux de titane (en particulier le rutile) sont pseudomorphes des exsolutions (111) d'ilménite. L'hématite est souvent observée comme ciment. Morad et Aldahan (1986) ont décrit ce type de paragenèse comme résultant d'un processus d'altération diagénétique en milieu oxydant.

Le zircon constitue souvent jusqu'à 5 % du grès noir. Les grains de zircon sont généralement plus grossiers que la magnéto-ilménite et sont arrondis et fréquemment fracturés. Cette fracturation est probablement liée à la déformation régionale car les différents fragments occupent leur position originale.

La tourmaline, le quartz, la muscovite et la chlorite sont aussi présents en quantité variable. Dans les échantillons les moins massifs ne renfermant que 50 % à 60 % de magnéto-ilménite, les grains détritiques sont supportés par une matrice de muscovite-chlorite. La fraction détritique est bien triée et bien arrondie. Le quartz fait cependant exception: il est généralement subanguleux à anguleux et a la granulométrie des arénites à grain moyen.

Le faciès de grès noir massif est particulièrement bien exposé sur le flanc est du synclinal de la colline Spruce. Des bancs atteignant près de 7 m d'épaisseur sont observés dans le lit du ruisseau Blanc, au NE de l'intersection des chemins du Pinnacle et des Érables. Au nord de l'intersection des chemins de la Grande-Ligne et Three Parish, le faciès de grès noir se présente sous forme de bancs de 1-2 m d'épaisseur interstratifiés avec des horizons de wacke grossier ($\leq 0,5$ m). À cette localité, la présence de grès noir massif peut constituer jusqu'à 15 m d'épaisseur. Des bancs de plus de un mètre d'épaisseur de grès noir massif furent observés à plusieurs autres localités, notamment aux environs de West Sutton (voir carte hors texte).

Faciès 2) Brèche à fragments d'ardoise

La base du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle est localement définie par un horizon discontinu

de brèche à fragments d'ardoise. Ces fragments sont supportés soit par une matrice de wacke à quartz-chlorite, soit par une matrice de grès noir. Ce faciès est exclusivement observé sur les flancs du synclinal de la colline Spruce, au nord du chemin de la Grande-Ligne. Sur le flanc ouest, les fragments d'ardoise sont contenus dans une matrice de wacke à quartz-chlorite, alors que, sur le flanc est, ils sont contenus dans un grès noir.

La composition, la texture, les variations de couleur, et la dimension des fragments d'ardoise sont comparables à ceux observés dans le Membre de Call Mill. Les fragments d'ardoise représentent jusqu'à 15 % du volume de la roche. Ils sont généralement bien arrondis. Les deux types de matrices rencontrées correspondent en tous points aux faciès équivalents du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle. Localement, des concentrations de fragments d'ardoise définissent la stratification (S_0). Ces horizons ont habituellement moins de 0,5 m d'épaisseur.

Le faciès de brèche à fragments d'ardoise est en contact franc avec le Membre de Call Mill. Son contact supérieur est transitionnel soit avec le faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite, soit avec le faciès de grès noir massif. Le faciès de brèche à fragment d'ardoise fait moins de deux mètres d'épaisseur.

Faciès 3) Wacke à quartz-ilménite-chlorite¹

Ce faciès est proportionnellement le plus important de la Formation de Pinnacle. Il représente la majorité du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle. Ce wacke, de couleur gris verdâtre et d'altération gris brunâtre, se caractérise par la ségrégation des minéraux lourds et du quartz, et par une granulométrie des arénites de grain moyen à grossier. Les grains détritiques de quartz bleuté sont habituellement bien arrondis. Ils sont généralement plus grossiers que les grains de minéraux lourds.

La stratification est le mieux définie par des lits centimétriques à décimétriques de grès noirs. Les structures syngénétiques les plus abondantes sont les laminations et lits parallèles (1 mm à 1,5 cm d'épaisseur). Ces laminations sont généralement continues sur plusieurs mètres au sein d'un même affleurement. Dans les lits les plus épais, la présence de laminations entrecroisées, d'empreintes de charge, et de slumps est aussi observée. Les lits entrecroisés tabulaires, et à faible inclinaison, excèdent rarement 20 cm de hauteur. De superbes exemples de lits entrecroisés peuvent être observés au sommet du Mont Pinacle.

En lames minces, la composition du faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite est très variable. Les niveaux de wackes moyens à grossiers sont caractérisés par une «pseudo-matrice» de muscovite, de chlorite magnésienne, et de quartz polygonal, pouvant représenter jusqu'à plus

de 30 % d'un échantillon. Une partie importante de cette pseudo-matrice est sans aucun doute le résultat de la décomposition des feldspaths et des fragments lithiques présents dans les arénites lithiques qui devaient originellement constituer la Formation de Pinnacle (Dowling, 1988, page 80).

Les feldspaths excèdent rarement 3 % du volume d'un échantillon. Ce sont, pour la plupart, des plagioclases (albite ?) faiblement saussuritisés. Le feldspath potassique est observé en traces dans quelques échantillons. La calcite, la dolomite, et/ou l'hématite constituent localement le ciment. Toutefois, le plus fréquemment, le faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite est exempt de ciment.

La proportion de minéraux lourds (magnéto-ilménite, zircon, et tourmaline) varie grandement d'un échantillon à l'autre. Les niveaux les plus grossiers sont généralement pauvres en minéraux lourds. Le rutile et le sphène sont parfois observés comme minéraux d'altération de la magnéto-ilménite. Les grains détritiques de tourmaline (brun jaunâtre) sont souvent entourés d'une couronne métamorphique de tourmaline bleu-vert. Ce phénomène, aussi décrit par Rickard (1964), n'est pas exclusif à la Formation de Pinnacle, bien qu'il soit plus fréquent dans cette dernière. La magnétite automorphe (tardi- à post- S_2) est observée dans les échantillons les plus déformés.

Le faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite présente généralement un contact franc avec le faciès de grès noir ou le Membre de Call Mill. Il présente un contact graduel avec le faciès de brèche à fragments d'ardoise, ce contact étant défini par la dernière apparition de fragments d'ardoise.

L'épaisseur du faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite fut mesurée sur les deux flancs du synclinal de la colline Spruce. Les deux sections mesurées indiquent une épaisseur constante de 85 m. Toutefois, la distribution des affleurements du Membre inférieur sur la carte hors texte suggère que cette unité est sujette à d'importantes variations d'épaisseur dans la région.

Membre supérieur de la Formation de Pinnacle (PINs)

Ce membre de la Formation de Pinnacle fut introduit par Dowling (1988). Il fut originellement décrit sur la base des affleurements exposés sur les flancs du synclinal de la colline Spruce. Dowling (1988) reconnaît deux faciès au sein du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle: 1) un faciès de grès noir/wacke chenalisé, et 2) un faciès de wacke à quartz-ilménite-muscovite. Ce dernier faciès constitue la majorité du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle.

Faciès 1) Grès noir/wacke chenalisé

Au nord du chemin de la Grande-Ligne, sur les flancs du synclinal de la colline Spruce, on observe un horizon

1. Le terme ilménite se réfère ici au cortège des minéraux lourds, dont la magnéto-ilménite constitue la fraction principale.

de grès noir semi-massif à massif. Cet horizon, similaire au faciès de grès noir massif du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle, surmonte le wacke à quartz-ilménite-chlorite du Membre inférieur. Le grès noir est lui-même surmonté d'une alternance de wackes quartzueux très grossiers et de minces horizons de grès noir.

Les structures syngénétiques sont généralement absentes du grès noir massif. Dans les horizons les moins massifs, des lits planaires de plus de 5 cm d'épaisseur composés de minéraux légers (quartz + feldspaths) sont présents. Les horizons semi-massifs de grès noir et de wacke sont communément recoupés par des chenaux, contenant souvent à leur base de larges grains de quartz (1-2 mm). Les chenaux les plus importants atteignent un mètre de largeur par 30 cm de profondeur. Ils sont surmontés par des lits planaires de grès noir et de wacke quartzueux définissant des horizons de plusieurs mètres d'épaisseur; toutefois, l'épaisseur des lits individuels est habituellement inférieure à 20 cm.

Le faciès de grès noir/wacke chenalisé est en contact franc avec le wacke à quartz-ilménite-chlorite du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle. Son contact supérieur avec le wacke à quartz-ilménite-muscovite est graduel. L'épaisseur de ce faciès varie entre 5 et 15 m.

Faciès 2) Wacke à quartz-ilménite-muscovite

Ce faciès constitue la majorité du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle. Ce faciès est relativement continu dans la région étudiée. Toutefois, aux environs de West Sutton, la distinction entre les membres inférieur et supérieur de la Formation de Pinnacle devient plus difficile. Au nord de la région de Sutton, Colpron (1990 et 1992) reconnaît ce faciès mais ne peut pas le séparer en tant qu'unité cartographique.

La roche est de couleur grise blanchâtre, tant en surface fraîche qu'en surface altérée. Ce faciès se démarque du wacke à quartz-ilménite-chlorite par un rapport muscovite/chlorite plus élevé, et une granulométrie des arénites variant de grain de grain fin à moyen. Il se caractérise aussi par une ségrégation parfaite entre les minéraux lourds et le quartz. Ce faciès contient invariablement des lits millimétriques à centimétriques de grès noir qui peuvent atteindre une épaisseur maximale de 10 à 15 cm. Les grains sont toujours très bien triés et bien arrondis.

Les structures syngénétiques sont abondantes à l'intérieur de ce faciès. Les laminations entrecroisées (symétriques, tabulaires, et concaves), les laminations parallèles, les slumps et les empreintes de charge, définies par des lits de grès noir, sont tous observés à une même localité, à la fin du chemin Strobl, à environ 3,5 km au SE de East Dunham. À cette localité, de même qu'à plusieurs autres, les structures syngénétiques sont souvent définies par des lamines de minéraux lourds limitées à l'épaisseur d'un seul grain, tout en étant continues sur des distances décimétriques. Les interlits quartzueux sont,

à toute fin pratique, dépourvus de minéraux lourds. Les laminations entrecroisées symétriques sont relativement rares et de faibles dimensions. Elles excèdent rarement 2 cm de hauteur. Les laminations entrecroisées symétriques sont interprétées comme des rides de plage. Les lits entrecroisés tabulaires ont une faible inclinaison et atteignent une hauteur de 10 à 40 cm. L'inclinaison des lamines (foresets) est toujours unidirectionnelle. Étant donné que la crête des laminations tabulaires est toujours tronquée, les lamines sont interprétées comme résultant de la superposition de mégarides. Les laminations entrecroisées concaves (trough cross-beds) sont associées avec des surfaces d'érosion dont la base des lits est marquée par des dépôts de quartz à grain grossier. Ces derniers sont interprétés comme des chenaux. La présence de ces dépôts est restreinte à la partie sommitale du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle. Ils sont le plus souvent représentés par des lentilles de grès dolomitique de 40 à 60 cm de largeur et ayant un maximum de 15 cm de profondeur. Outre la localité du chemin Strobl, les chenaux de grès dolomitique sont aussi abondants au sud immédiat du chemin de la Grande-Ligne, à 300 m à l'ouest de son intersection avec le chemin Three Parish. À cette même localité, des blocs de dolomie (10-30 cm) ont été aussi reconnus dans la partie sommitale de la Formation de Pinnacle. Les laminations parallèles, continues sur plusieurs mètres, sont définies par l'intercalation d'horizons riches en quartz et en minéraux lourds. Les lits de minéraux lourds excédant 5 cm d'épaisseur ont fréquemment des bases irrégulières définissant des empreintes de charge s'enfonçant dans les lits sous-jacents de wacke quartzueux. Ils sont localement affectés par du fluage interne donnant des structures chaotiques, tout en préservant la continuité des lits.

Des horizons métriques d'orthoquartzite blanchâtre, à grains grossiers (≈ 1 mm), et faiblement cimentés sont observés à plusieurs niveaux au sein du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle. Toutefois, ces derniers sont plus fréquents à proximité du contact supérieur de la Formation de Pinnacle. Un banc d'orthoquartzite est présent au sommet de la séquence exposée sur le chemin Strobl. Le sommet de la Formation de Pinnacle est souvent marqué par un ciment calcaireux.

En lames minces, le wacke à quartz-ilménite-muscovite se distingue du faciès de wacke du Membre inférieur par sa plus forte concentration en muscovite et en minéraux lourds. La chlorite magnésienne excède rarement 1 % d'un échantillon. On remarque aussi une augmentation progressive de la teneur en feldspath vers le sommet de la Formation de Pinnacle. Tout comme dans le wacke à quartz-ilménite-chlorite, le feldspath est essentiellement du plagioclase (albite ?) légèrement saussuritisé. Toutefois, l'orthose et le microcline sont présents en faibles quantités dans l'horizon chenalisé marquant le sommet du faciès de wacke à quartz-ilménite-muscovite.

Le wacke à quartz-ilménite-muscovite (Membre supérieur) surmonte toujours, et passe graduellement au faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite (Membre inférieur). À sa limite supérieure, le wacke à quartz-ilménite-muscovite est en contact franc avec le marbre dolomitique de la Formation de White Brook.

Les sections du Membre supérieur mesurées de part et d'autre du synclinal de la colline Spruce indiquent une épaisseur moyenne de 60 m. Toutefois, la distribution des affleurements sur la carte géologique suggère que le Membre supérieur est sujet à des variations d'épaisseur.

PÉTROLOGIE SÉDIMENTAIRE DE LA FORMATION DE PINNACLE (D'APRÈS DOWLING, 1988)

Vingt-neuf échantillons de la Formation de Pinnacle furent recueillis par Dowling (1988) pour des fins d'analyses modales détaillées. Ces lames minces, couvrant l'ensemble des faciès de la Formation de Pinnacle, furent produites à partir d'échantillons prélevés le long de deux coupes stratigraphiques mesurées sur les flancs du synclinal de la colline Spruce. Les résultats d'analyse modale sont présentés au tableau 2.

Les résultats de cette analyse détaillée confirment les observations empiriques décrites plus haut. Dans l'ensemble, la fraction principale des divers faciès de la Formation de Pinnacle est dominée par le quartz et les minéraux lourds. Le membre inférieur de la Formation de Pinnacle se distingue toutefois du membre supérieur par son ciment quartzueux plus abondant (tableau 2; figure 5; voir aussi Dowling, 1988, page 68). Ces variations en contenu de ciment peuvent toutefois être le résultat d'une réponse différentielle des membres inférieur et supérieur à la déformation régionale. Whisonant (1970) suggère que le grès riche en matrice a tendance à tempérer les effets de la déformation, limitant par conséquent les effets de pression-dissolution. Il est donc préférable de considérer la majorité du ciment de la Formation de Pinnacle comme étant d'origine métamorphique et ayant peu de signification tant qu'à son origine sédimentaire.

L'analyse granulométrique de huit des lames minces présentées au tableau 2 confirme que, dans son ensemble, la Formation de Pinnacle constitue une séquence granoclassée normalement (fining-upward sequence; figure 6). Les membres inférieur et supérieur ont une granulométrie moyenne variant entre 0,4 ϕ (0,75 mm) et 1,1 ϕ (0,45 mm), et 2,5 ϕ (0,18 mm) et 2,6 ϕ (0,16 mm) respectivement. Les valeurs de granulométrie moyenne, la distribution des courbes de fréquence cumulative (figure 6), de même que les variations granulométriques observées sur le terrain indiquent tous que le changement des conditions hydrauliques coïncide avec le passage du membre inférieur au membre supérieur. Ce changement se reflète aussi dans les variations du degré de classement (figure 6): le membre inférieur de la Formation de

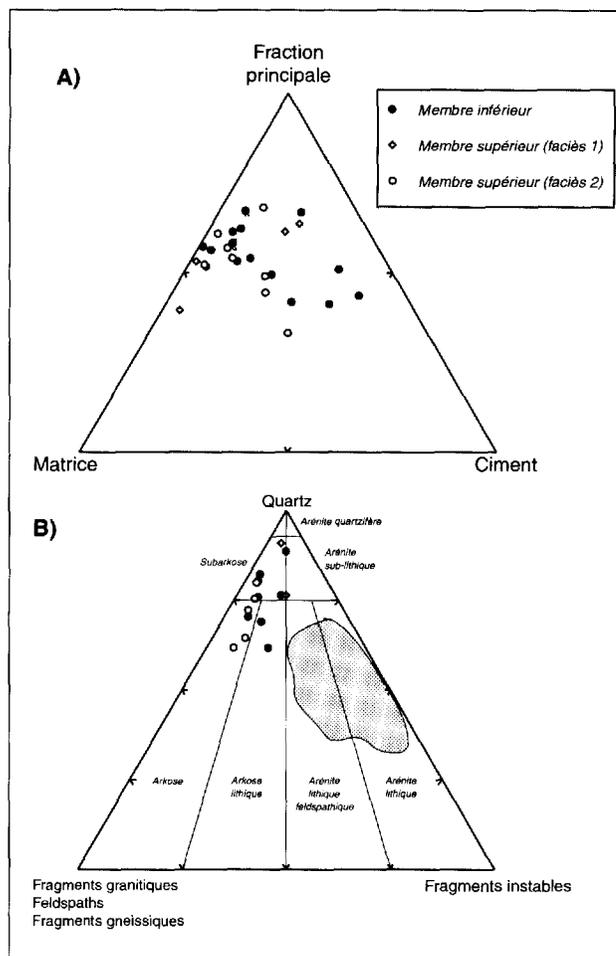


FIGURE 5—A) Variations des proportions de la fraction principale, matrice et ciment des wackes de la Formation de Pinnacle (d'après Dowling, 1988). En général, le Membre inférieur de la Formation de Pinnacle se caractérise par une plus forte proportion de ciment que le Membre supérieur. B) Classification des wackes de la Formation de Pinnacle (selon Folk, 1968). Lorsque normalisés à 100 % de fraction principale, les wackes occupent les champs des wackes subarkosiques et arkosiques. Toutefois lorsque la partie micacée est considérée comme résultant de la dégradation de fragments lithiques instables, on constate que la composition originale de la Formation de Pinnacle devait être celle des arénites lithiques feldspathiques (champ ombragé). Modifié de Dowling, 1988.

Pinnacle est moyennement à moyennement bien classé (valeurs de 0,61 à 0,74), alors que le membre supérieur est bien classé (valeurs de 0,40 à 0,47; Folk et Ward, 1957; Friedman, 1962).

ÉPAISSEURS

Clark (1936) propose une épaisseur maximale d'environ 30 m pour le Call Mill. Pour sa part, Eakins (1964) a estimé sa puissance entre 30 cm et 30 m. Nos observations concordent avec celles de Clark et de Eakins, bien que nous ayons localement reconnu un phyllade n'excédant pas 3 cm à la base de la Formation de Pinnacle.

L'épaisseur moyenne de la Formation de Pinnacle (excluant le Membre de Call Mill) est d'environ 150 m sur les flancs du synclinal de la colline Spruce. Son

TABLEAU 2 – Analyses modales des fractions détritiques et du ciment de différents faciès de la Formation de Pinnacle (tiré de Dowling, 1988)

A)	Membre inférieur									Membre supérieur										
	T1-6	T1-8	T1-9	T1-11	T1-12	T1-13	T1-15A		MOY.	Faciès 1				Faciès 2				MOY.		
Échantillon	T1-6	T1-8	T1-9	T1-11	T1-12	T1-13	T1-15A		MOY.	T1-16A	T1-16B	T1-17	MOY.	T1-18	T1-19				MOY.	
Fraction principale	41,7	49,4	58,3	62,2	67,0	61,2	53,4		56,2	45,8	39,4	53,2	46,1	68,0	60,9				64,5	
Matrice	28,5	29,3	34,1	30,4	13,4	32,8	35,6		29,2	54,2	56,1	45,6	52,0	22,0	36,3				29,2	
Ciment	29,8	21,3	7,6	7,4	19,6	6,0	11,0		14,7	—	4,5	1,2	1,9	10,0	2,8				6,4	
Quartz	39,9	40,0	24,2	47,6	39,2	36,6	44,0		38,8	—	6,4	4,2	3,5	46,8	22,9				34,9	
(monocrist.)																				
Quartz	tr.	tr.	tr.	6,6	5,4	2,6	1,4		2,3	—	1,0	—	0,3	5,6	tr.				2,8	
(polycrist.)																				
Plagioclase	tr.	tr.	tr.	1,7	4,1	2,6	5,1		1,9	—	—	—	0,0	10,5	1,6				6,1	
Feldspath-K	tr.	—	tr.	tr.	2,7	3,8	1,5		1,1	—	—	—	0,0	3,9	tr.				2,0	
Magnétite	tr.	7,0	28,2	5,2	13,4	13,0	1,4		9,7	41,0	28,4	40,2	36,5	tr.	33,1				16,6	
Zircon	—	tr.	3,0	tr.	1,4	1,8	tr.		0,9	4,8	2,0	7,2	4,7	tr.	2,4				1,2	
Tourmaline	tr.	tr.	1,0	tr.	tr.	tr.	tr.		0,1	—	1,6	1,6	1,1	—	tr.				0,0	
Chlorite	—	22,7	31,2	19,2	9,4	27,0	24,4		19,1	54,2	51,9	44,2	50,1	3,4	2,4				2,9	
Muscovite	28,5	6,6	2,2	11,2	4,0	5,8	11,2		9,9	—	4,2	1,4	1,9	18,6	33,9				26,3	
B)																				
Échantillon	T2-5A	T2-5	T2-6A	T2-8	T2-12	T2-14A	T2-14B	T2-15A	T2-15B	MOY.	T2-18	T2-19	T2-20	MOY.	T2-21A	T2-24	T2-25	T2-26	T2-27	MOY.
Fraction principale	56,2	92,6	56,7	51,0	41,2	43,8	51,9	54,2	67,1	57,2	63,6	61,2	79,4	68,1	44,4	56,6	52,1	49,0	53,9	51,2
Matrice	40,4	3,8	43,0	12,2	19,6	11,0	43,7	31,9	26,7	25,8	15,6	20,0	19,6	18,4	33,4	36,3	44,1	31,0	36,1	36,2
Ciment	3,4	3,6	0,3	36,8	39,2	45,2	4,4	13,9	6,2	17,0	20,8	18,8	tr.	13,2	22,2	7,1	3,8	20,0	9,7	12,6
Quartz	25,3	—	tr.	35,0	30,0	34,2	35,7	44,6	42,7	27,5	10,4	54,0	17,4	27,3	31,4	31,1	29,5	28,6	33,2	30,8
(monocrist.)																				
Quartz	1,6	—	—	8,4	tr.	tr.	tr.	tr.	3,4	1,5	1,6	2,0	tr.	1,2	2,0	1,2	1,8	3,0	1,2	1,8
(polycrist.)																				
Plagioclase	tr.	—	tr.	1,7	5,1	5,3	4,2	5,9	9,5	3,5	tr.	1,4	tr.	0,5	4,8	5,1	5,9	7,4	4,3	5,5
Feldspath-K	—	—	—	3,1	1,3	3,7	3,6	tr.	1,7	1,5	—	tr.	—	0,0	3,2	tr.	tr.	4,3	1,7	1,8
Magnétite	27,1	86,1	51,9	1,8	3,8	tr.	6,4	2,4	9,0	20,9	49,0	3,4	58,0	36,8	3,0	16,5	14,2	5,8	15,7	11,0
Zircon	1,2	6,6	3,9	1,0	—	—	1,2	tr.	tr.	1,5	2,0	tr.	3,4	1,8	tr.	2,4	tr.	tr.	tr.	0,5
Tourmaline	tr.	—	—	tr.	tr.	—	tr.	tr.	tr.	0,0	—	—	—	0,0	—	tr.	—	tr.	tr.	0,0
Chlorite	40,0	3,4	39,4	10,4	19,0	7,6	40,1	24,4	21,2	22,8	12,0	16,6	6,8	11,8	19,2	13,3	24,6	19,4	12,7	17,8
Muscovite	tr.	tr.	3,6	1,8	tr.	3,4	3,6	7,6	5,6	2,8	3,6	3,4	12,8	6,6	14,2	22,9	19,4	10,7	21,5	17,7

Analyses modales basées sur un compte de 500 points par lame mince. Échantillons choisis le long de deux coupes stratigraphiques mesurées sur les flancs du synclinal de la colline Spruce.

A) Flanc ouest du synclinal de la colline Spruce; B) Flanc est du synclinal de la colline Spruce.

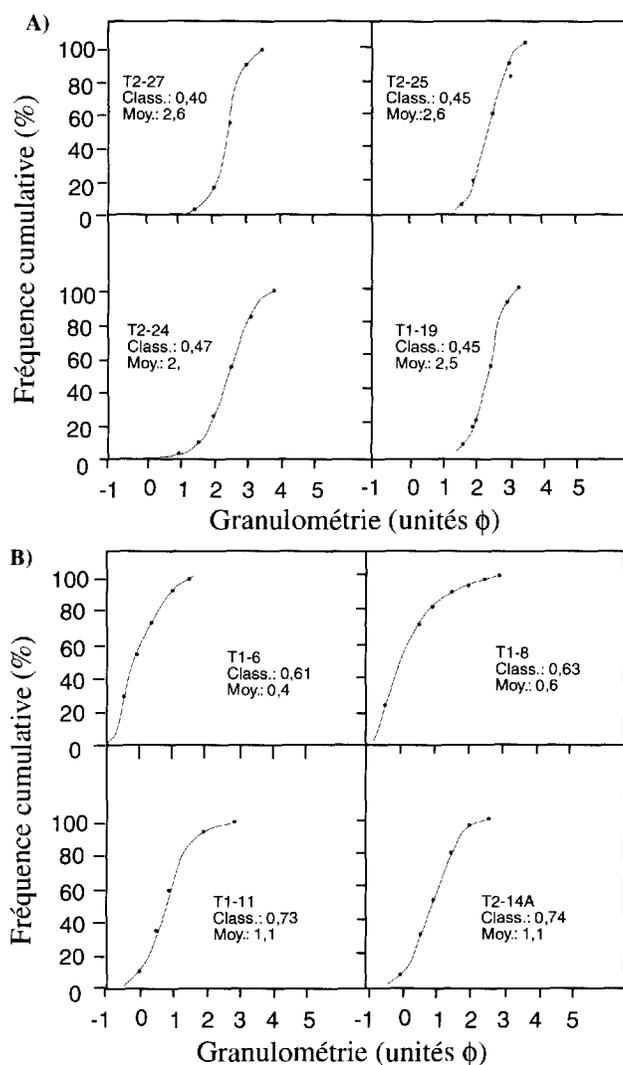


FIGURE 6 – Courbes de fréquences cumulatives des roches de la Formation de Pinnacle. A) Membre supérieur; B) Membre inférieur. Class: degré de classement; Moy: granulométrie moyenne. Les variations de granulométrie entre les membres inférieur et supérieur indiquent que la Formation de Pinnacle constitue une séquence granoclassée normale (diagramme modifié d'après Dowling, 1988).

épaisseur maximale serait d'environ 200 m aux environs de West Sutton. Dans la région du Lac Brome, Colpron (1990 et 1992) rapporte des épaisseurs variant de 10 à 190 m. Clark (1936, page 141) a proposé des épaisseurs de près de 123 m à la localité-type (synclinal de la colline Spruce), et de moins de 62 m aux environs de West Brome (au nord de la région de Sutton). Dans le nord du Vermont, le Pinnacle fut estimé à 90-150 m (Booth, 1950).

Formation de White Brook (WHB)

La Formation de White Brook porte le nom du ruisseau Blanc s'écoulant au SW du village de Sutton. Sa localité-type est située au nord immédiat de West Sutton, sur le flanc est d'un petit synclinal, à l'est du chemin Alderbrooke (Clark, 1936, page 143). À cet endroit on

peut observer le White Brook en contact avec le wacke à quartz-ilménite-muscovite de la Formation de Pinnacle.

DISTRIBUTION

Dans notre région, le White Brook représente un marqueur stratigraphique relativement continu entre les Formations de Pinnacle et de West Sutton. Le White Brook disparaît au NE du Petit Pinnacle.

Ailleurs, le White Brook est habituellement reconnu de façon discontinue dans la même position stratigraphique (tableau 1). Cette formation n'est que localement reconnue dans la région de Richmond, où elle est interstratifiée avec des ardoises rouges (Marquis, 1989). Au Vermont, un niveau dolomitique, observé vers le sommet de la Formation de Pinnacle (Membre de Forestdale), pourrait être équivalent au White Brook (Tauvers, 1982; Warren, 1990).

DESCRIPTION

Quatre lithologies sont cartographiées au sein de la Formation de White Brook: un marbre dolomitique, une ardoise hématitifère massive, une brèche dolomitique et un grès dolomitique. La distribution de ces lithologies ne semble pas représenter un ordre stratigraphique particulier.

Le marbre dolomitique est la lithologie dominante de la Formation de White Brook. Il est de couleur blanc, blanc rosé, ou violacé, s'altérant en des teintes d'orange et de brun. L'abondance de grains de quartz détritiques constitue l'un des traits caractéristiques de cette lithologie. Localement, la quantité de quartz détritique peut représenter jusqu'à 40 % de la roche. Des veines de quartz, sans orientation particulière, sont communes, et contribuent, sans aucun doute, à la grande résistance qu'offre le White Brook à l'érosion. Des veines de chlorite vert foncé sont souvent associées aux veines de quartz. Le clivage régional est peu développé dans le marbre dolomitique. Il est défini par un patron anastomosé de chlorite-muscovite.

La stratification est complètement oblitérée. Les meilleurs indices de plans de stratification sont marqués par la présence, localement, de minces passées d'ardoise hématitifère d'un noir brillant (<20 cm). De tels niveaux d'ardoise semblent être plus communs à proximité du contact entre les Formations de White Brook et de West Sutton. Localement, des horizons d'ardoise, relativement pauvres en hématite, sont caractérisés par une intercalation d'ardoise gris-bleuté et par de minces niveaux de marbre calcitique blanchâtre (0,5 à 1,5 cm d'épaisseur).

Par endroits, le White Brook est une brèche dolomitique composée de fragments de dolomie de 2 à 10 cm cimentés par un marbre calcitique blanc et/ou supportés par une matrice gréseuse. Les fragments sont subarrondis à anguleux. Localement, des fragments

anguleux d'ardoise hématitifère sont aussi présents dans la brèche dolomitique.

En lames minces, le marbre dolomitique de la Formation de White Brook est essentiellement constitué de dolomite finement cristalline et de quartz. Les grains détritiques de quartz ont la taille des arénites de grain moyen à grossier. Le plagioclase et le feldspath potassique sont aussi des constituants communs de cette lithologie. Leur formes cristallines automorphes témoignent soit d'une intense recristallisation, soit de la formation de feldspaths authigènes. L'hématite est fréquemment observée dans le ciment.

Localement, comme au sud du chemin Robinson, à 1,5 km à l'ouest de West Sutton, l'ardoise hématitifère constitue la presque totalité de la Formation de White Brook, soit entre un et dix mètres d'épaisseur. Cette ardoise hématitifère est habituellement interstratifiée avec de minces horizons («50 cm) de marbre dolomitique rosé riche en matériel phylliteux.

Une seule localité dans la région de Sutton (au sud du chemin Jordan, à 2,3 km au NNE de Pinnacle-Nord) présente un faciès de grès à ciment dolomitique. La roche est de couleur gris moyen à l'affleurement. En surface «fraîche», la roche a une teinte brunâtre témoignant de l'altération d'un ciment carbonaté. Dans la région de Sutton, ce grès dolomitique semble se retrouver vers le sommet de la Formation de White Brook (Dowling, 1988). Au nord, dans la région du Lac Brome, Colpron (1990 et 1992) a décrit un faciès similaire qui, toutefois, est plus fréquent vers la base du White Brook.

Le grès dolomitique est généralement friable, à cause de l'altération de son ciment dolomitique. Les grains détritiques ont la taille des arénites à grain grossier. La fraction principale consiste essentiellement en quartz, le feldspath (plagioclase) représentant généralement moins de 5 %. Le faciès de grès dolomitique est, à toute fin pratique, dépourvu de minéraux lourds. La matrice, constituée de muscovite (\pm chlorite), représente parfois jusqu'à 30 % de la roche. Les minéraux phylliteux sont généralement distribués le long d'une foliation (S_2) anastomosée. La proportion de ciment (dolomite) atteint localement de 20 à 25 %. L'hématite est aussi observée dans le ciment.

CONTACTS

Le marbre dolomitique de la Formation de White Brook est toujours en contact franc avec la Formation de Pinnacle. L'ardoise hématitifère de la Formation de White Brook est en contact franc avec la Formation de Pinnacle (à 500 m au NNW de l'intersection Macey et Alderbrooke). Le contact entre l'ardoise hématitifère et le marbre dolomitique est graduel sur 2-3 m. Le contact supérieur du White Brook, avec la Formation de West Sutton, est aussi franc.

ÉPAISSEURS

La Formation de White Brook a une épaisseur variant de 0 à 30 m, avec une moyenne d'environ dix mètres. Clark (1936) proposait une épaisseur d'environ six mètres pour le White Brook. Colpron (1990 et 1992) rapporte une épaisseur moyenne d'environ 30 m, avec des minima et maxima de 15 et 40 m respectivement, pour la région du Lac Brome.

Formation de West Sutton (WES)

La Formation de West Sutton tient son nom du lieu-dit de West Sutton, à 4,1 km à l'ouest de Sutton, où son épaisseur apparente est considérable (Clark, 1936, page 143). Sa localité-type est située au nord de la carte de la région de Sutton, dans la région du Lac Brome, du côté ouest du chemin Alderbrooke (Clark, 1936). À cet endroit, le West Sutton est un phyllade gris bleuté foncé ressemblant étrangement au Membre de Call Mill de la Formation de Pinnacle. De fines laminations silteuses blanchâtres y sont transposées le long de la foliation dominante (S_2).

Les résultats des travaux de Dowling (1988) et de Colpron (1990 et 1992) démontrent que le West Sutton est une unité hétérogène, et que la localité-type ne représente qu'un aspect de cette formation. Dans la région de Sutton, la Formation de West Sutton comprend trois lithologies : un phyllade gris-clair à noir, un wacke/conglomérat quartzeux, et un phyllade à chloritoïde. Ces lithologies sont toutes discontinues et ne semblent pas occuper un horizon stratigraphique particulier.

DISTRIBUTION

Dans la région de Sutton, la Formation de West Sutton affleure sporadiquement, surmontant la Formation de White Brook. Le West Sutton affleure particulièrement bien immédiatement à l'ouest de West Sutton, là où la majorité des faciès a été reconnue.

Au Vermont, le West Sutton n'est que rarement reconnu ; lorsqu'il l'est, il s'agit d'un phyllade gréseux, d'un grauwacke, d'un quartzite, ou d'un conglomérat à cailloux de quartz (Booth, 1950, page 1136). Le plus souvent, il est inclus à la base de la Formation de Fairfield Pond (Dennis, 1964 ; Doll *et al.*, 1961). Dans le centre de l'état, une partie de la Formation de Moosalamoo (Osberg, 1952) pourrait être équivalente à la Formation de West Sutton (Warren, communication personnelle, 1989). Dans la région de Richmond, au Québec, Marquis (1989) n'a pas reconnu la Formation de West Sutton.

DESCRIPTION

La Formation de West Sutton correspond essentiellement à un phyllade gris verdâtre, gris argenté, ou noir,

généralement homogène. Le West Sutton est parfois identique en surface d'affleurement au phyllade de Call Mill. Toutefois, on arrive à distinguer ces deux unités par la couleur habituellement plus verdâtre du West Sutton, ainsi que par l'absence de fragments blanchâtres caractéristiques du Call Mill.

En lames minces, le faciès de phyllade de la Formation de West Sutton est essentiellement constitué de muscovite. Cette dernière définit la foliation dominante (S_2). Une faible quantité d'hématite se retrouve sous forme d'inclusions dans le clivage (001) de la muscovite. Le quartz polygonal et l'albite comptent pour 20-30 % d'un échantillon. Localement, l'albite se présente sous forme de petits porphyroblastes (≈ 1 mm) tardi- S_2 . La chlorite constitue rarement plus de 5 % de la roche.

Des horizons de wacke à grains grossiers et/ou de conglomérat à cailloux de quartz sont particulièrement abondants à environ 2 km à l'WSW de West Sutton. Cette roche est composée de grains grossiers de quartz et de plagioclase subanguleux, supportés par une matrice de muscovite et de chlorite en proportions variables. La chlorite n'y est, cependant, qu'un constituant mineur. La granulométrie des fragments de quartz varie de 1 mm à près de 1 cm. Le wacke est de couleur gris verdâtre moyen à gris bleuté clair; la teinte bleutée étant reliée à la présence de larges grains de quartz bleutés. L'hématite, le quartz recristallisé et, localement, la dolomite en constituent le ciment. Bien que cette lithologie ressemble aux wackes les plus grossiers de la Formation de Pinnacle, elle s'en distingue aisément par sa faible abondance en minéraux lourds.

Les horizons les plus grossiers (conglomérats) contiennent jusqu'à 5 % de fragments anguleux d'ardoise hématitifère. Le conglomérat est faiblement trié, bien que la majorité des grains de quartz soient bien arrondis. Par endroits, les horizons de wacke sont granoclassés. Les lits sont généralement moins de 20 cm d'épaisseur et sont séparés par des interlits de phyllade d'épaisseurs variables.

Un phyllade à chloritoïde est présent au cœur d'un petit synclinal à 700 m au nord de l'intersection des chemins à West Sutton. Ce phyllade est gris clair à gris argenté, et s'altère en des teintes rouilles. Il est aisément identifié par son abondance de porphyroblastes de chloritoïde (≈ 3 mm).

CONTACTS

Le West Sutton est en contact franc avec la Formation de White Brook ou celle de Pinnacle. Son contact supérieur avec la Formation de Frelighsburg n'est pas aussi bien défini. Le peu d'informations recueillies semblent suggérer un passage graduel entre les deux formations. Toutefois, Colpron (1990 et 1992) rapporte la présence d'un contact franc entre le West Sutton et le Frelighsburg dans la région du Lac Brome.

ÉPAISSEURS

Clark (1936) estimait que l'épaisseur du West Sutton varie entre 10 et 90 m, avec une moyenne se rapprochant de 10 m. Pour sa part, Dowling (1988) propose une épaisseur moyenne d'environ 60 m pour le West Sutton. Colpron (1990 et 1992), dans la région du Lac Brome, mentionne des épaisseurs de 3 à 50 m.

L'importante épaisseur apparente que l'on observe au NW de West-Sutton est interprétée, dans ce rapport, comme résultant d'un patron d'interférence de plis, bien qu'il soit possible que l'épaisseur originale y soit plus importante.

Formation de Frelighsburg (FRE)

La Formation de Frelighsburg a été introduite par Charbonneau (1980). Elle correspond à la partie inférieure du Quartzite de Gilman de Clark (1936). Sa localité type est située le long de la route 213, à proximité du Lac Selby, à environ 4 km au NE de Frelighsburg (Charbonneau, 1980, page 12, figure 5).

Colpron (1990 et 1992) a subdivisé en deux membres la Formation de Frelighsburg. Il s'agit des Membres de Selby et de Pell, correspondant, respectivement, aux séquences inférieure et supérieure de Charbonneau (1980). Seul le Membre de Selby de la Formation de Frelighsburg est exposé dans la région de Sutton.

DISTRIBUTION

La Formation de Frelighsburg occupe le secteur NW de la carte. Elle affleure aussi à la faveur de structures synclinales, au SW de West Sutton, de même qu'au cœur du synclinal de la colline Spruce.

Au Vermont, la Formation de Fairfield Pond est corrélée avec le Frelighsburg (Doll *et al.*, 1961; Dennis, 1964; Doolan, 1987). Le Fairfield Pond peut être suivi jusqu'au NW du massif précambrien de Lincoln, dans le centre de l'état (Doll *et al.*, 1961; Tauvers, 1982; DiPietro, 1983). Au nord de notre région, le Frelighsburg est l'équivalent du Gilman inférieur de Marquis (1989).

DESCRIPTION

Membre de Selby (FRE_s)

La partie inférieure de la Formation de Frelighsburg comprend des grès fins à moyens, et des schistes et phyllades de couleur vert clair. Les schistes et phyllades du Membre de Selby contiennent, invariablement, des lentilles centimétriques de quartz et de feldspath. Ces dernières atteignent de 0,5 à 1 cm d'épaisseur et excèdent rarement 5 cm de longueur. Elles sont généralement transposées le long du clivage dominant (S_2). Les schistes et phyllades sont aussi caractérisés par leur patine brun orangé colorant le plan de clivage dominant (S_2).

Localement, le matériel quartzofeldspathique apparaît sous forme de laminations en surface d'affleurement.

La stratification, rarement reconnue, est définie par l'enveloppe d'un alignement de lentilles quartzofeldspathiques, habituellement oblique par rapport à la foliation régionale (S_2).

Des taches de limonite, résultant de l'altération de la pyrite, sont fréquemment observées. Par endroits, de la pyrite non altérée est aussi présente. La pyrite est le plus souvent automorphe et fine (1-3 mm), mais peut atteindre 1 cm d'arête.

En lames minces, les schistes et phyllades du Membre de Selby sont composés, en proportions à peu près équivalentes, de muscovite et de quartz. Le quartz et le plagioclase, de la granulométrie des arénites à grain très fin, constituent les lentilles quartzofeldspathiques. Un assemblage de muscovite, de chlorite ferrifère, et de quartz rubané, définit la foliation S_1 . La pyrite (post- S_1) est omniprésente.

Des bancs métriques de grès fins à moyens sont observés le plus fréquemment vers la base du Membre de Selby. Le grès est habituellement de la même couleur vert clair que l'ensemble du Membre de Selby, bien que, localement, il soit de couleur gris clair à moyen. La roche est massive et peu foliée. La magnétite automorphe y est plus commune que la pyrite. Sa granulométrie plus grossière et son aspect homogène (les lentilles quartzofeldspathiques y sont rares) le distinguent des schistes et phyllades du Membre de Selby.

La composition du faciès de grès fins à moyens est dominée par les grains mal triés de quartz et de plagioclase subanguleux à subarrondis. La «matrice», constituée de muscovite et de chlorite ferrifère, représente environ 30 % de la roche. La chlorite ferrifère est plus abondante dans le faciès de grès que dans les schistes et phyllades du Membre de Selby. La dolomite est localement observée comme ciment.

Le faciès de grès fins à moyen du Membre de Selby est particulièrement bien exposé sur le flanc NW du Petit Pinnacle, de même qu'à environ 2 km au nord de Pinnacle-Nord.

Environnements tectoniques pour le Groupe d'Oak Hill

Il est généralement admis que les roches du Groupe d'Oak Hill témoignent des stades précoces de l'évolution de la marge passive de *Laurentia* (St-Julien et Hubert, 1975; St-Julien *et al.*, 1983). Cette interprétation est essentiellement basée sur le fait que les roches sédimentaires du Groupe d'Oak Hill sont les plus vieux sédiments post-Grenvillien reconnus dans les Appalaches du Québec, et qu'elles sont associées à des roches volcaniques d'affinité alcaline (Formation de Tibbit Hill; Pintson *et al.*, 1985; Coish *et al.*, 1985; Colpron, 1990

et 1992; voir aussi le chapitre sur la géochimie). Toutefois, très peu d'études ont porté sur l'interprétation de la séquence sédimentaire du Groupe d'Oak Hill.

Clark (1936) a suggéré que le Groupe d'Oak Hill représentait deux «cycles sédimentaires» complets; cycles exprimés par la séquence shale-grès-dolomie. Il croyait en effet que les séquences Call Mill – Pinnacle – White Brook, et West Sutton – Gilman – Dunham correspondent à deux épisodes distincts d'effondrement et de remplissage d'un bassin géosynclinal. Les études plus détaillées de Dowling (1988) et de Colpron (1990 et 1992) arrivent à des conclusions similaires, tout en intégrant l'interprétation sédimentaire à la tectonique moderne.

L'évolution du rift débute au Cambrien inférieur (≈ 554 Ma) avec l'emplacement d'une épaisse séquence de basalte de plateau (Formation de Tibbit Hill; figure 7a). Par la suite, ce plateau basaltique fut exposé et possiblement érodé pendant une courte période. Les terrains volcaniques ont été finalement recouverts d'une boue (Membre de Call Mill) déposée en eau peu profonde, dans un environnement de faible énergie (lacustre ?; Dowling, 1988).

Les travaux de Dowling (1988; page 114) suggèrent que les wackes de la Formation de Pinnacle se sont accumulés dans un environnement littoral (plage ou cordon littoral) bordant un vaste bassin peu profond. Sur la base des variations régionales de faciès, Colpron (1990) suggère que le Pinnacle s'est accumulé dans un long bassin peu profond «structurellement» isolé du bassin de rift principal (figure 7b). Selon cette interprétation, les roches volcaniques de la Formation de Tibbit Hill constituent le socle à même lequel s'est formée la vallée de rift dans laquelle se sont accumulés les sédiments du Groupe d'Oak Hill (figures 7b et 7c).

La Formation de White Brook est interprétée comme correspondant au passage à des conditions plus arides au sein du même bassin. L'abondance d'ardoises hématitiformes associées à la Formation de White Brook est interprétée comme une indication que ce cycle sédimentaire (Pinnacle - White Brook) est terminé par une période d'exposition subaérienne.

Un nouvel épisode d'extension (figure 7c) amène un approfondissement rapide du bassin de sédimentation. Cette interprétation est mise en évidence par le changement rapide de style de sédimentation marqué par l'apparition des sédiments fins des Formations de West Sutton et de Frelighsburg (figure 3). Colpron (1989b; 1990) suggère que ce second épisode d'extension est celui qui mène à la formation de la ride médio-océanique de l'océan Iapetus (figure 7c). Dans ce contexte, la Formation de Frelighsburg représente une séquence sédimentaire transitionnelle entre le bassin de rift et le développement de la marge passive (figure 7d).

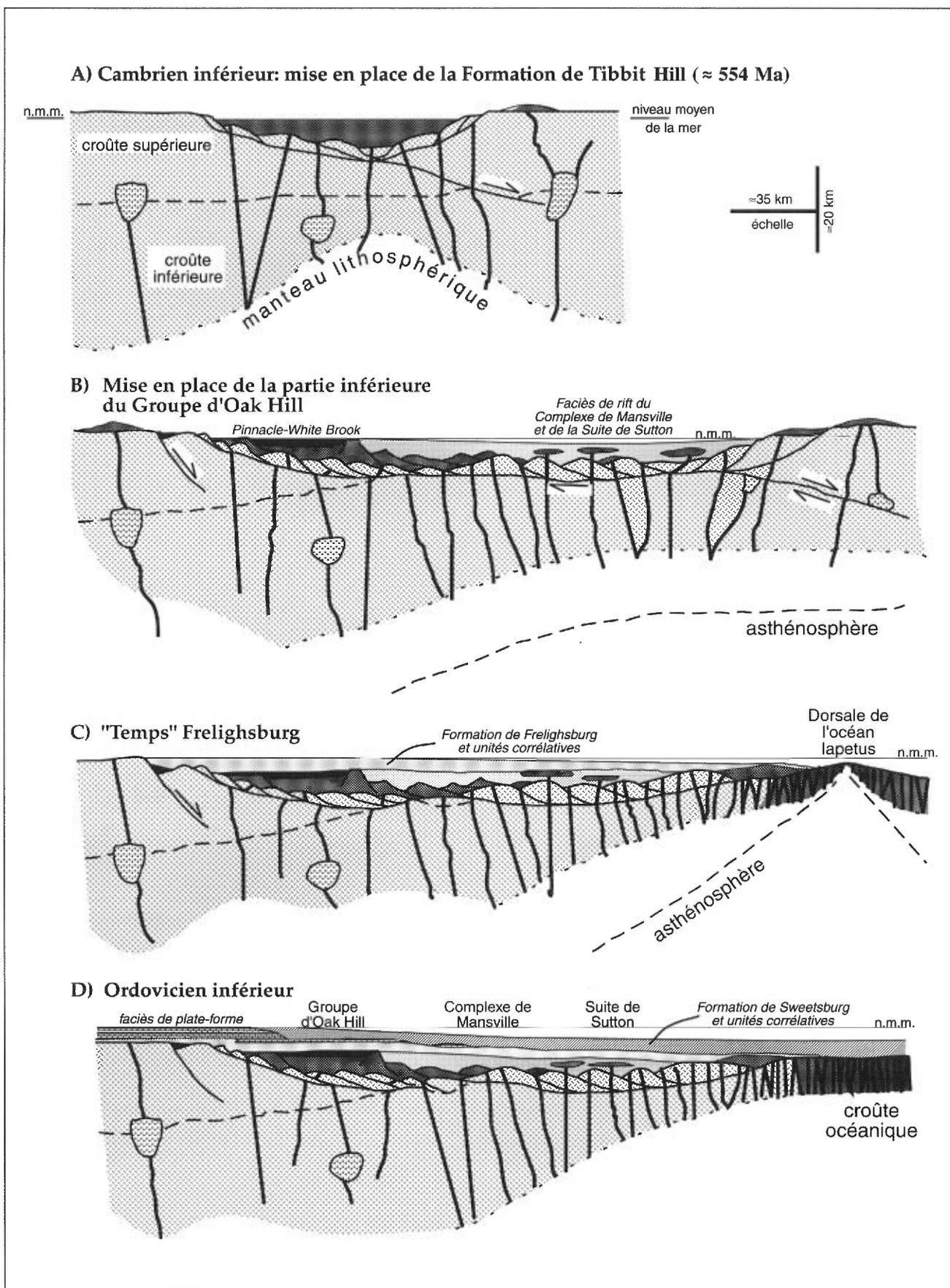


FIGURE 7 – Modèle d'évolution du rift d'Iapetus et de la marge passive de Laurentia dans la région de Sutton (d'après Colpron, 1990).

Complexe de Mansville

La nomenclature lithodémique de Complexe de Mansville fut introduite par Colpron (1990 et 1992) pour désigner les roches affleurant dans la vallée de Sutton, entre les failles de Brome et de Sutton. Le nom de Mansville provient d'une petite localité située dans la partie centre-sud de la région du Lac Brome. Ce nom fut choisi suivant la nomenclature informelle de «Phase de Mansville» introduite par Clark (1934).

Historiquement, ces roches furent tout d'abord mentionnées par Clark (1934, page 11) comme «la Phase de Mansville de la Série d'Oak Hill». Clark y reconnaissait une mince séquence de roches, exposées le long, et immédiatement à l'est, du «sous-charriage» de Brome. Cette séquence, bien qu'ayant été soumise à un faible degré de métamorphisme, présentait des similitudes lithologiques et stratigraphiques avec le Groupe d'Oak Hill. Clark (1934) suggérait que la «Phase de Mansville» représentait la portion ouest, et les «strates» inférieures, des Schistes de Sutton.

À la suite de leurs travaux, Eakins (1964) et Clark et Eakins (1968) considèrent le contact entre le Oak Hill et la «Phase de Mansville» comme étant concordant. Clark et Eakins (1968, figure 12-1, page 164) furent les premiers à délimiter cette bande de roches comme étant une entité distincte des Schistes de Sutton. Toutefois, la complexité structurale et la faible épaisseur stratigraphique de la «Phase de Mansville» ont empêché sa cartographie à l'échelle de leurs travaux (1:63 360). Clark et Eakins (1968) envisageaient une origine soit sédimentaire, soit tectonique, pour expliquer l'amincissement incroyable des «strates» du Oak Hill observée dans la «Phase de Mansville».

Les travaux de Cady (1960) et d'Osberg (1965) ont permis de reconnaître des lithologies corrélatives avec la partie supérieure du Groupe d'Oak Hill (les Formations de Bonsecours et de Sweetsburg d'Osberg, 1965) au sein de la «Phase de Mansville». La présence de ces roches relativement jeunes au coeur de la vallée de Sutton a, par conséquent, permis de définir la structure synclinale de Valcourt (Osberg, 1965) ou de Sutton/Richford (Eakins, 1964; Clark et Eakins, 1968).

Les travaux de Colpron (1990 et 1992), dans la région du Lac Brome, ont confirmé la corrélation entre certaines lithologies du Complexe de Mansville et la partie supérieure du Groupe d'Oak Hill (phyllade graphitique [MN8], et schiste laminé [MN7]). Toutefois, Colpron (1990 et 1992) reconnaît aussi une série d'assemblages stratigraphiques distincts, limités à des «écailles» structurales bordées par des failles, au sein de la vallée de Sutton. Sur la base de ces observations, il définit trois assemblages stratigraphiques qu'il corrèle avec la partie

inférieure du Groupe d'Oak Hill (Colpron, 1990 et 1992, tableaux 2 et 3): les assemblages d'Hivernon, de Windrush, et de Bondville.

Dans la région de Sutton, outre les unités de phyllade graphitique (MN8) et de schiste laminé (MN7), seules des lithologies s'apparentant aux assemblages d'Hivernon et de Windrush sont reconnues. Toutefois, les relations stratigraphiques au sein de chacun des assemblages diffèrent quelque peu de celles décrites dans la région du Lac Brome. Par conséquent, nous décrirons les lithologies du Complexe de Mansville sans nous soucier de leur ordre stratigraphique. Sur la carte hors texte, nous avons conservé une symbolique similaire à celle employée par Colpron (1990 et 1992).

Les quatre premières unités cartographiques décrites ci-dessous s'apparentent de près aux unités basales du Groupe d'Oak Hill (c'est à dire le Tibbit Hill, le Call Mill, le Pinnacle et le White Brook). La distribution de ces lithologies est, à toutes fins pratiques, restreinte à un lambeau de faille limité à l'ouest par la faille de Brome et à l'est par une faille subsidiaire de cette dernière. En raison de la grande similarité entre ces lithologies et la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill, les descriptions qui suivent seront élaborées à partir de celles des unités correspondantes dans la stratigraphie du Oak Hill; l'emphase étant mise sur les différences plutôt que sur les similitudes. Nous préférons cette procédure, plutôt que d'incorporer ces lithologies aux formations du Groupe d'Oak Hill, à cause de leur contexte structural et stratigraphique particulier. De plus, nous verrons dans le chapitre sur la géochimie que les roches métavolcaniques du Complexe de Mansville semblent se différencier de celles de la Formation de Tibbit Hill.

Roches vertes (MN1)

Cette unité est lithologiquement équivalente au schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. L'unité de roches vertes affleure essentiellement à l'est immédiat de la faille de Brome. Sur sa carte, Eakins (1964) incluait dans le Tibbit Hill la plus importante bande d'affleurements de cette unité de roches vertes; en l'occurrence celle qui s'étend au SW d'Abercorn. Nos travaux démontrent toutefois que l'unité de roches vertes (MN1) est séparée de la Formation de Tibbit Hill par une zone de faille majeure: la faille de Brome.

DESCRIPTION

Dans la région de Sutton, l'unité de roches vertes (MN1) comprend deux types lithologiques: un schiste à chlorite-albite-épidote et un schiste amygdaloïde gris.

Ces deux lithologies correspondent en tous points aux descriptions données pour la Formation de Tibbit Hill. Le schiste à chlorite-albite-épidote est de couleur vert moyen à foncé, et s'altère en des teintes vert brunâtre. Localement, cette lithologie contient aussi de la calcite.

Le schiste amygdaloïde est de couleur gris clair à moyen, et s'altère en des teintes de gris blanchâtre à gris-vert clair. La roche contient jusqu'à 30-40 % d'amygdales, le plus souvent remplies de quartz, de feldspath, de chlorite et/ou d'épidote. Les amygdales sont le plus fréquemment fortement déformées et étirées.

CONTACTS

L'unité de roches vertes est généralement surmontée d'un phyllade à muscovite-chlorite (MN2a). Ce contact est franc. Tous les autres contacts entre l'unité de roches vertes et les autres lithologies du Complexe de Mansville sont d'origine tectonique.

Phyllade à muscovite-chlorite (MN2a)

Cette unité correspond au Membre de Call Mill de la Formation de Pinnacle. Elle affleure sporadiquement au contact entre les unités de roches vertes (MN1) et de wackes (MN2).

DESCRIPTION

Cette unité est exclusivement composée d'un phyllade à muscovite-chlorite, de couleur gris foncé à noir. Tout comme dans le Call Mill, des «fragments» et/ou des «horizons» phylliteux, de couleur beige et vert très clair, sont fréquemment observés. La dimension de ces fragments excède rarement 0,5 cm. La roche est habituellement bien foliée et se casse le long du clivage dominant pour former de minces plaquettes.

CONTACTS ET ÉPAISSEUR

Le phyllade à muscovite-chlorite est en contact franc avec l'unité susjacent de wacke gris foncé (MN2), de même qu'avec l'unité sous-jacente de roches vertes (MN1).

L'épaisseur apparente de ce phyllade varie entre 0 et 40 m. Le manque d'information ne nous permet cependant pas de préciser son épaisseur réelle.

Wacke gris foncé (MN2)

Cette unité est équivalente à la Formation de Pinnacle. Dans la région de Sutton, deux lithologies sont cartographiées au sein de cette unité.

DESCRIPTION

Le faciès le plus commun de cette unité est un wacke à quartz-ilménite-chlorite, de la granulométrie des sables fins, et de couleur gris moyen à foncé. Le wacke est mal

trié et contient une matrice de chlorite (\pm muscovite) relativement importante. La stratification est définie par de fines lentilles quartzzeuses blanchâtres, faisant moins de 0,5 cm d'épaisseur sur 3 à 10 cm de longueur. Par endroits, de minces (\approx 0,5 cm) horizons de phyllade à chlorite-muscovite noir exhibent un patron de plissement complexe.

La minéralogie de ce wacke n'est pas sans rappeler celle du faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite de la Formation de Pinnacle. La présente unité diffère toutefois par sa plus forte proportion en chlorite. Cette dernière se retrouve, avec la muscovite, le long de la foliation dominante (S_2). L'intensité de la foliation est telle que pratiquement l'ensemble des grains de quartz sont aplatis. La magnéto-ilménite est parfois relativement abondante, subanguleuse à subarrondie, et fréquemment fortement altérée en rutile. Dans l'ensemble, les échantillons de wacke gris foncé semblent avoir une fraction plus importante de zircon que la moyenne observée dans la Formation de Pinnacle. Les lits de minéraux lourds (ainsi que les structures syngénétiques) ne sont pas communs dans cette unité. À proximité de son contact supérieur, le wacke gris foncé devient plus schisteux (c'est-à-dire, riche en muscovite-chlorite).

Localement, l'unité MN2 est représentée par un schiste à muscovite-quartz-ilménite-chlorite, à grain très fin, de couleur vert clair à moyen, et d'altération beige ou brunâtre. Les grains de minéraux lourds sont présents en concentration variable et toujours disséminés dans la matrice. De minces lentilles de grès quartzeux, à grain fin, sont observées par endroits.

Marbre dolomitique (MN3)

Cette unité est équivalente au marbre dolomitique de la Formation de White Brook. Toutefois, contrairement à son équivalent dans le Oak Hill, ce marbre dolomitique n'affleure que de façon sporadique et ne forme que des bandes d'affleurements discontinues. Dans la région de Sutton, on retrouve des affleurements de marbre dolomitique (MN3) aux localités suivantes: 1) à 600 m au SE d'East Pinnacle; 2) à 1,9 km à l'ouest d'Alva; et 3) à 1,6 km au NW de Sutton.

DESCRIPTION

Ce marbre dolomitique est en tous points similaire à celui de la Formation de White Brook. Il est de couleur blanc, blanc rosé, ou gris clair, à grain très fin, et à croûte d'altération brune. Des grains de quartz sont omniprésents, quoiqu'en concentrations variables. Des veines de quartz, de 1 à 3 cm de largeur, sont aussi fréquemment observées.

Par contraste avec son équivalent du Oak Hill, cette unité est relativement homogène, ne contenant pas d'horizon de brèche dolomitique ou d'ardoise hématitifère.

CONTACTS

Le marbre dolomitique est en contact franc et concordant avec le wacke gris foncé (MN2) et le phyllade à muscovite-chlorite-albite (MN4) ou le schiste laminé (MN7).

Phyllade à muscovite-chlorite-albite (MN4)

Ce phyllade est, en général, lithologiquement similaire au faciès dominant de la Formation de West Sutton. Ce phyllade est particulièrement abondant immédiatement au NW d'Abercorn où il comprend aussi des horizons mineurs de quartzite laminé et de microconglomérat. Ailleurs, le phyllade est généralement discontinu et marque le contact entre soit le wacke gris foncé (MN2), soit le schiste quartzifère (MN5), et le schiste laminé (MN7).

DESCRIPTION

Cette unité correspond à un phyllade à muscovite-chlorite-albite, de couleur gris argenté, gris verdâtre foncé, ou noir, et à grain fin. Ce phyllade est caractérisé par la présence de petits (1-2 mm) porphyroblastes d'albite blanche. Localement, le phyllade contient de fines (1-3 mm) laminations silteuses blanchâtres.

En lames minces, le phyllade montre une composition variable dominée par la muscovite et la chlorite ferrifère. Le quartz et le feldspath sont essentiellement limités aux laminations silteuses. Les porphyroblastes d'albite montrent fréquemment des évidences de deux épisodes de croissance métamorphique. Les minéraux opaques sont un constituant essentiel du phyllade.

Au sud de l'intersection des chemins Spencer et Hillcrest, à 1,5 km au NW d'Abercorn, le phyllade est interstratifié avec des horizons décimétriques de quartzite laminé gris clair. À cet endroit, le phyllade est, localement, légèrement graphitique. La stratification est marquée dans le quartzite laminé par des lits de 2 à 3 cm de microconglomérat. Ces derniers sont essentiellement constitués de grains de quartz bleutés de 2 à 3 mm dont certains atteignent jusqu'à 1 cm.

CONTACTS

Le contact entre le phyllade à muscovite-chlorite-albite et le schiste quartzifère (MN5) semble être graduel. Le contact du phyllade avec le wacke gris foncé (MN2) n'a pas été directement observé dans la région de Sutton. Toutefois, le phyllade (MN4) est observé en contact franc avec le marbre dolomitique (MN3) le long du chemin Dyer, à 1,6 km au NW de Sutton. Son contact supérieur, avec le schiste laminé (MN7) est moins bien défini. Les relations de terrain suggèrent que ce contact est graduel.

Métawacke et schiste quartzifère (MN5)

Les lithologies attribuées à cette unité correspondent à «l'assemblage de Windrush» défini par Colpron (1990 et 1992) dans la région du Lac Brome. Colpron (1990 et 1992) corrèle ces lithologies en partie avec la Formation de Pinnacle bien qu'il n'y ait pas d'équivalence lithologique directe entre ces deux unités.

Dans la région de Sutton, seuls les faciès de métawacke et de schiste quartzifère ont été reconnus à ce jour. De plus, un nouveau faciès de schiste à muscovite-chlorite-albite-quartz, non reconnu dans la région du Lac Brome, fut identifié à une seule localité.

L'unité de schiste quartzifère (MN5) affleure de façon discontinue au coeur de la vallée de Sutton.

DESCRIPTION

L'unité MN5 est essentiellement constituée d'un métawacke à quartz-feldspath-muscovite, de couleur gris clair à gris verdâtre clair, et d'un schiste à muscovite-quartz-chlorite-magnétite, de couleur gris clair. Ces deux lithologies présentent des teintes d'altération variant de gris très clair à blanc. Le schiste quartzifère est la lithologie la plus commune sur le terrain.

L'extension du métawacke est beaucoup plus restreinte que celle du schiste quartzifère. Il se caractérise aisément par l'abondance de grains de quartz bleutés, de la granulométrie des sables moyens à grossiers. Le métawacke n'est que modérément folié; la foliation (S_2) étant définie par un mince film de muscovite. De petits cristaux automorphes de magnétite sont disséminés dans la roche.

Le schiste est, lui, fortement folié, montrant de fines laminations de matériel quartzofeldspathique transposé le long de la foliation dominante (S_2). Des cristaux de magnétite, à grain très fin, définissent de délicates laminations noirâtres, représentant peut être une éventuelle stratification «fantôme». Des cristaux plus gros (1-3 mm) de magnétite automorphe recourent la foliation dominante. Localement, la magnétite peut constituer jusqu'à 5 % de la roche. Là où la muscovite est la plus abondante, les «ségréations» de matériel quartzofeldspathique deviennent plus évidentes, et définissent une fabrique ancienne (S_1). Par endroits, de fines aiguilles de tourmaline sont visibles le long des laminations quartzofeldspathiques.

En lames minces, le schiste quartzifère est essentiellement constitué de quartz et de muscovite. Le quartz et l'albite, finement recristallisés, définissent des domaines rubanés alternant avec des domaines riches en muscovite. La tourmaline est prismatique et de couleur bleu-vert. Contrairement aux roches décrites précédemment, le schiste quartzifère ne contient pas de coeur détritique de tourmaline, cette dernière étant exclusivement d'origine métamorphique.

À environ 1,7 km au SW de Sutton, l'unité MN5 est composée à plus de 50 % par du schiste à muscovite-chlorite-albite-quartz de couleur gris moyen brillant, et d'altération gris foncé. Cette lithologie se distingue par un aspect «grenu» que lui confère les cristaux grossiers de muscovite tardive.

Schiste laminé (MN7)

Cette unité est celle exposée le plus abondamment au sein du Complexe de Mansville. Elle correspond, en partie, à la Formation de Bonsecours d'Osberg (1965), telle qu'elle a été cartographiée dans le synclinal de Valcourt, entre Richmond et Knowlton. Au Vermont, des roches similaires sont attribuées à la Formation d'Underhill (Doll *et al.*, 1961 ; Dennis, 1964 ; Mock, 1989). Cette formation est suivie jusque dans le centre de l'état, où elle disparaît, à la hauteur du massif précambrien de Green Mountain (Doll *et al.*, 1961 ; Stanley et Ratcliffe, 1985 ; Stanley *et al.*, 1987a). Colpron (1990) corrèle cette unité avec la Formation de Frelighsburg du Groupe d'Oak Hill.

DESCRIPTION

Cette unité correspond à un schiste à muscovite-quartz-albite ± chlorite, de couleur gris moyen verdâtre, vert clair, ou gris vert, et comprenant des laminations de quartz-albite blanchâtres, dont les épaisseurs varient de 5 mm à 2-3 cm. Ces laminations peuvent généralement être suivies sur des distances de plusieurs mètres, bien que souvent, elles varient d'épaisseur, au point d'être, localement, lenticulaires. Ces laminations sont invariablement subparallèles à la schistosité ancienne (S_1). Elles sont parfois confondues avec les nombreuses veines de quartz laiteux que l'on observe souvent parallèlement à la schistosité S_1 . Par endroit, les laminations de quartz-albite peuvent représenter jusqu'à 30-40 % de la roche.

La roche contient souvent de la muscovite post-cinématique (post- S_2), aisément identifiée par son aspect scintillant. La pyrite automorphe (<5 mm) est un constituant habituel du schiste laminé. Des horizons riches en magnétite sont localement observés. En d'autres endroits, l'unité de schiste laminé exhibe des fins cristaux (1-2 mm) postcinématiques (c.-à-d. post- S_2) de biotite et/ou de muscovite. À proximité de son contact avec le phyllade graphitique (MN8), le schiste laminé contient souvent des horizons carbonatés (dolomite et/ou ankérite).

Au SE d'Abercorn, un schiste de couleur gris moyen argenté composé presque exclusivement de muscovite est aussi inclus dans l'unité de schiste laminé. Il contient plus fréquemment de la magnétite automorphe que les autres lithologies attribuées à l'unité de schiste laminé (MN7).

CONTACTS

Le contact entre le schiste laminé et l'unité susjacente de phyllade graphitique est de nature transitionnelle. La

nature de ce passage graduel varie, cependant, d'une localité à l'autre. Dans la plupart des cas, à l'approche de ce contact, le schiste laminé devient plus quartzeux, et souvent carbonaté. Dans tous les cas, le contact est défini sur la dernière apparition de schiste et/ou phyllade non graphitique. Les principales caractéristiques de ce contact, de même que des localités où il est bien représenté, sont décrites en détail par Colpron (1990).

Schiste à muscovite-albite-magnétite-chlorite (sous-unité MN7a)

DESCRIPTION

Un schiste à porphyroblastes d'albite (MN7a) est reconnu à 1,2 km au sud d'Alva. Cette lithologie est exclusive à la région de Sutton. Elle s'apparente toutefois à un schiste similaire attribué à la Suite métamorphique de Sutton dans le secteur de Knowlton (Colpron, 1990). Ce schiste, constitué de muscovite-albite-magnétite ± chlorite, est de couleur vert moyen à foncé. Les porphyroblastes d'albite blanche atteignent près de 2 mm de diamètre.

Marbre dolomitique (sous-unité MN7b)

DESCRIPTION

Un horizon de marbre dolomitique très quartzeux de 1 à 2 m d'épaisseur est interstratifié avec le schiste laminé à environ 1 km à l'est d'Abercorn. Ce marbre est particulièrement bien exposé dans le lit d'un ruisseau se jetant dans la rivière Sutton. À cet endroit, le schiste à muscovite est plus riche en chlorite qu'en moyenne. Le marbre est fortement affecté par les plis de phase D_2 . Ce marbre est essentiellement constitué par de larges grains de dolomite et par d'abondants grains subarrondis d'albite et de quartz. La chlorite et le mica blanc sont localement abondants le long de la foliation. Quelques grains de zircon pouvant être détritiques sont aussi observés en lames minces. Un minéral opaque noirâtre, de forme hexagonale (spinelle ?), est observé à l'affleurement, de même qu'en lames minces. La présence de cette lithologie exotique au sein du schiste laminé est inusitée dans le Complexe de Mansville. Sur la carte géologique nous l'avons incorporée au sein du schiste laminé le long d'une faille précoce. Les évidences d'un tel contact faillé observé dans un ruisseau situé au nord immédiat semblent supporter cette interprétation. De plus, à l'est immédiat de cet horizon de marbre, le schiste à muscovite devient rapidement enrichi en magnétite, puis, successivement, en albite blanche et noire (porphyroblastes de 1 à 2 mm). Un autre affleurement de ce marbre est présent en bordure du chemin de fer du Canadien Pacifique, environ 300 m au SW de la localité décrite ci-dessus.

Phyllade graphitique (MN8)

Cette unité correspond à la Formation de Sweetsburg telle que cartographiée par Osberg (1965) au coeur du synclinal de Valcourt. Osberg (1965) a tracé cette unité depuis les environs de Racine jusque dans la région de Brome. Rickard (1991) a, par la suite, tracé de façon discontinue la Formation de Sweetsburg jusqu'à la frontière internationale.

Au Vermont, un phyllade similaire fut tour à tour désigné comme étant la Formation d'Ottawaquechee (Christman, 1959; Doll *et al.*, 1961), un membre de la Formation d'Underhill (Doll *et al.*, 1961), un faciès de la Formation de White Brook (Dennis, 1964; Thompson, 1975), ou la Formation de Sweetsburg (Dennis, 1964; Rose, 1987; Doolan, 1987; Mock, 1989).

Dans notre région, le phyllade graphitique affleure sporadiquement dans la vallée de Sutton. Il occupe toujours le sommet de la stratigraphie du Complexe de Mansville. Bien qu'étant essentiellement constituée d'un phyllade graphitique homogène, aucune localité ne présente tous les aspects de cette unité. La principale bande d'affleurements du phyllade graphitique se retrouve de part et d'autre de la route 139 entre Abercorn et Alva.

DESCRIPTION

L'unité MN8 correspond à un phyllade graphitique homogène, de couleur brun foncé à noire contenant localement de la pyrite automorphe (≈ 1 mm). Vers la base, des laminations silteuses, blanches ou beiges, localement dolomitiques, sont fréquemment observées. Ces dernières, d'une épaisseur moyenne d'environ 1 cm à la base de l'unité, décroissent rapidement en s'éloignant du contact inférieur. La présence de laminations silteuses semble limitée aux cinq mètres inférieurs de l'unité (Colpron, 1990 et 1992). Cette roche présente toujours une schistosité pénétrative (S_1) subparallèle à la stratification.

Sur la berge de la rivière Sutton, à environ 800 m au sud d'Alva, un lit de 10-15 cm d'épaisseur de marbre dolomitique finement laminé et gris foncé est observé. Ce marbre correspond en tous points à celui décrit par Colpron (1990 et 1992) à la base de l'unité de phyllade graphitique dans la région du Lac Brome.

Ailleurs, à environ 1,5 km au NNW d'Alva, quelques affleurements de marbre dolomitique gris clair d'altération beige brunâtre, marquent le contact entre le phyllade graphitique (MN8) et le schiste laminé (MN7)

sous-jacent. Ce marbre, d'une épaisseur maximale de trois à cinq mètres, ressemble au marbre dolomitique de la Formation de Dunham décrit par Colpron (1990 et 1992) et Charbonneau (1980). Il contient, par endroits, quelques grains de quartz détritique. Un petit affleurement, associé à cette bande de marbre dolomitique, est composé d'un grès dolomitique «friable» d'altération brune.

Finalement, à environ 2 km à l'WSW de Sutton, le long du chemin Westwood, le contact entre le phyllade graphitique (MN8) et le schiste laminé (MN7) est marqué par un horizon de schiste à muscovite, localement graphitique, et d'altération orangée. Ce schiste est aussi, localement, carbonaté.

Nature du contact entre le Complexe de Mansville et la Suite métamorphique de Sutton

La transition entre le Complexe de Mansville et la Suite métamorphique de Sutton est difficile à définir. Dans l'ensemble, elle correspond à l'apparition de porphyroblastes d'albite dans le mode des diverses lithologies. En plusieurs endroits (notamment le long des coupes des ruisseaux Maple, Élie, et Cook) on observe pratiquement la croissance de l'albite en allant d'ouest en est (c'est-à-dire, en allant vers un niveau structural plus profond). D'autre part, en maints endroits, les premières indications de failles précoces, notamment les tronçures d'éléments S_0 et/ou S_1 le long de contacts lithologiques (cf. le chapitre sur la géologie structurale) semblent correspondre à ce changement minéralogique. De plus, la présence de matériel ultramafique (serpentine, schiste à talc-carbonate) semble être limitée à la Suite métamorphique de Sutton.

Sur la base de ces observations nous définissons la limite entre le Complexe de Mansville et la Suite métamorphique de Sutton comme un contact tectonique précoce (pré- ou syn- D_1), impliquant vraisemblablement plusieurs failles précoces. Toutefois, ces contacts sont très difficiles à définir, étant donné les similitudes lithologiques de part et d'autre de ces failles. Des travaux de cartographie détaillée seraient nécessaires afin de mieux préciser l'emplacement exact de ces failles et de mieux tracer ces contacts sur le terrain. Nous croyons tout de même que la faille présentée sur la carte géologique correspond assez bien à l'emplacement probable de la zone de faille de Sutton.



Suite métamorphique de Sutton

La nomenclature lithodémique de la Suite métamorphique de Sutton fut introduite par Marquis *et al.* (1987) et par Marquis (1989) pour désigner les roches polydéformées et fortement métamorphisées occupant le cœur des Monts Sutton. Historiquement, ces roches furent tout d'abord décrites sous le nom de Schistes de Sutton par Clark (1934). Clark (1934, page 9) a décrit les Schistes de Sutton comme étant une séquence de :

«...sericitic, siliceous, and carbonaceous schists, with, here and there, beds of dolomitic marble and quartzite. Everywhere the sedimentary origin of these schists is apparent. Locally throughout this mass, particularly in the heart of the Sutton Mountains, the rocks have been so impregnated with albite as properly to be called gneisses.»

Clark interprétait les Schistes de Sutton comme étant susjacents à la Formation de Tibbit Hill et, tout au moins en partie, corrélables avec le Groupe d'Oak Hill. Il proposait l'hypothèse selon laquelle les Schistes de Sutton couvrent un intervalle allant du Cambrien inférieur à l'Ordovicien (?).

Depuis lors, cette terminologie fut employée par plusieurs auteurs (Cady, 1960; Eakins, 1964; Rickard, 1965 et 1991; Roth, 1965; Clark et Eakins, 1968; et Lamothe, 1979). Toutefois, peu de ces auteurs (Rickard, carte non publiée, 1961; Lamothe, 1979) ont décrit des unités cartographiables au sein des Schistes de Sutton.

Dans son étude de la région d'Eastman-Orford, De Römer (1960) a subdivisé ces roches en deux grandes unités : 1) une unité de schiste à quartz-séricite ; et 2) une unité de schiste à quartz-séricite-graphite. Il a introduit la terminologie de Groupe de Bonsecours pour l'ensemble de ces roches. Ce nom fut par la suite adopté par Lamothe (1981a, 1981b). Entre temps, Osberg (1965) utilisait le nom de Bonsecours pour désigner l'ensemble de ces roches, la quasi-totalité du Complexe de Mansville, et une partie du Groupe d'Oak Hill (Formation de Frelighsburg).

Rickard (1991) a suggéré une nomenclature informelle pour les différentes unités de schistes sous-jacentes à la Formation de Bonsecours d'Osberg (1965) : les formations de Sally's Pond (schistes quartzofeldspathiques), de Mohawk Lake (schistes graphitiques), et de Bolton Glen (schistes et gneiss à albite). Suivant l'usage de Clark (1934) et de Clark et Eakins (1968), Rickard (1991) considérait la majorité des schistes de Sutton comme des équivalents de la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill.

Des roches similaires, exposées dans les monts Notre-Dame (environ 100 km au NE de la région du Lac Brome), sont nommées Schistes de Bennett (Béland, 1957; Slivitzky et St-Julien, 1987; St-Julien, 1987). Les Schistes de Bennett furent subdivisés sur la base de corrélations lithologiques avec les unités adjacentes : le Groupe d'Oak Hill, le Groupe de Rosaire, et le Groupe de Caldwell (St-Julien, 1987).

Au Vermont, la Suite métamorphique de Sutton correspond en partie aux Formations d'Hazens Notch et d'Underhill (Doll *et al.*, 1961; Doolan *et al.*, 1982; Stanley et Ratcliffe, 1985). Plus récemment, Colpron (1990 et 1992) identifiait plusieurs unités cartographiques au sein de la Suite de Sutton dans la région du Lac Brome. Son étude indiquait que la Suite métamorphique de Sutton est essentiellement subdivisée en deux grandes unités : 1) une unité de schistes graphitiques ; et 2) une unité de lithologies non graphitiques. Ces subdivisions rejoignent les conclusions de De Römer (1960), récemment confirmées par Rose (communication personnelle, 1989) pour la région d'Eastman. Toutefois, Colpron (1990 et 1992) reconnaît six lithologies distinctes au sein de la subdivision non graphitique. Il propose, sur la base de corrélation possible avec le Groupe d'Oak Hill, une stratigraphie pour la Suite métamorphique de Sutton.

Dans la région de Sutton, ces mêmes subdivisions sont observées et, comme dans la région du Lac Brome, l'unité de schistes graphitiques est proportionnellement la plus importante de la Suite de Sutton. Nous reconnaissons cinq lithologies non graphitiques. La symbolique utilisée dans ce rapport correspond essentiellement à celle adoptée par Colpron (1990 et 1992) dans la région du Lac Brome.

Unité de roches vertes (SS1)

L'unité de roches vertes est la plus abondante dans le secteur SE de la région de Sutton, aux environs du lieu-dit de Sutton Mountain. Dans ce secteur une bande de roches métavolcaniques de près de 6,5 km de longueur, et atteignant un maximum de 300 m de largeur, semble être la continuation québécoise du Peaked Mountain Greenstone du Vermont (Dennis, 1964; Doll *et al.*, 1961; Rickard, 1991). À l'est de cette bande, plusieurs masses lenticulaires de roches vertes sont reconnues. Ces dernières semblent correspondre à des lambeaux de failles.

Ailleurs dans la région de Sutton cette unité de roches vertes n'a qu'une distribution limitée. On retrouve des roches métavolcaniques le long de minces bandes

d'affleurements au sein de l'unité de schiste à quartz-albite (SS4). D'autres masses de roches métavolcaniques sont observées: 1) en contact avec un schiste à albite verdâtre (SS2), au sud immédiat de Saint-Pierre; et 2) au sein du schiste graphitique (SS6), à environ 2,1 km au NE du Centre-Kelly.

L'étude de Colpron (1990 et 1992) indique que les roches métavolcaniques de la Suite de Sutton sont d'affinité tholéiitique, une signature géochimique distincte des autres assemblages volcaniques de la zone de Humber (c'est-à-dire, Tibbit Hill et Mansville). Les résultats obtenus dans le cadre de la présente étude suggèrent une signature géochimique similaire à celle des roches vertes de la région du Lac Brome (cf. le chapitre sur la géochimie).

DESCRIPTION

Le type de roche métavolcanique cartographié au sein de la Suite métamorphique de Sutton dans la région de Sutton correspond à un schiste à chlorite-albite-épidote-hornblende (\pm magnétite \pm calcite \pm quartz \pm biotite) vert moyen à vert foncé, d'altération vert brunâtre et, parfois, blanche. Localement, la roche contient des veines d'épidote boudinées atteignant de 3 à 4 cm de largeur. Cette lithologie se caractérise par l'omniprésence de porphyroblastes d'albite blanche (1 à 5 mm). Par endroits, ces derniers sont concentrés en horizons de 2 à 5 cm d'épaisseur, définissant ainsi un litage compositionnel parallèle à la schistosité S_1 . L'albite représente en moyenne 20 % de la roche. Le plus souvent, elle est disséminée et constitue moins de 10 % de la roche (estimation visuelle). Localement, le long des contacts avec le schiste à muscovite - albite - quartz, elle forme plus de 50 % de l'unité de roches vertes.

La roche est relativement massive et n'est que faiblement foliée. Localement, de petits grains disséminés de hornblende et de biotite sont observés à la surface de l'affleurement. Le long de la route Scenic, des cristaux de hornblende atteignant près de 1 cm sont observés localement.

En lames minces, l'albite se retrouve majoritairement sous forme de petits grains équigranulaires dans la matrice. Les porphyroblastes préservent une foliation S_1 sous forme d'inclusions, indiquant que leur croissance est tardi- à post- S_1 . La chlorite magnésienne coexistant avec la biotite, présente une extinction irrégulière suggérant qu'elle est une phase rétrograde dérivée de la biotite. L'amphibole, étant un constituant majeur dans certains échantillons, définit, avec la biotite et la chlorite, une foliation composite S_1 - S_2 . Elle est constituée d'un coeur bleu-vert de hornblende (?) entouré d'une mince couronne d'actinote. La séricite, présente en faible proportion dans certains échantillons, résulte principalement de la saussuritisation de l'albite.

En tant qu'unité cartographique, l'unité de roches vertes comprend aussi des quantités mineures de schistes

à albite s'apparentant à l'unité SS2 de la Suite de Sutton. La description de ces roches est donnée plus loin. Toutefois, il est important de mentionner ici que ces schistes sont habituellement plus riches en porphyroblastes d'albite lorsqu'ils sont associés à l'unité de roches vertes.

CONTACTS

L'unité de roches vertes semble transitionnelle avec l'unité de schistes/gneiss à albite (SS2). Cette dernière montre généralement une augmentation de la dimension et de la quantité des porphyroblastes d'albite à l'approche des affleurements de schiste mafique. Le long de ces contacts, l'albite représente fréquemment plus de 80 % de la roche et atteint un diamètre de près de un centimètre. Cet horizon de gneiss à albite fait généralement deux mètres d'épaisseur. Localement, le schiste mafique est interstratifié avec des horizons d'environ un mètre de schiste à albite. Toutefois, les contacts entre les deux lithologies sont nets.

Nous croyons aussi que l'unité de roches vertes est concordante, bien qu'en contact franc, avec l'unité de schiste à quartz-albite (SS4). Un tel contact concordant est observé à l'extrémité est du Lac à Jenne.

À l'est de la bande de roches métavolcaniques affleurant dans le secteur de Sutton Mountain (le membre de roches vertes de Peaked Mountain de Rickard, 1991), un lambeau de roches vertes présente un contact mylonitisé avec le schiste graphitique (SS6).

Métavolcaniclastites ? (SS1a)

Cette unité n'est observée qu'en trois localités dans la région de Sutton: 1) à 1,1 km à l'ESE du Développement-Boulanger; 2) à environ 2,6 km au nord du mont Gagnon; et 3) à 1,7 km au NW du mont Gagnon. Partout, ces roches se retrouvent exclusivement au sein de l'unité de schiste à quartz-albite (SS4). En se basant sur leur composition, nous envisageons la possibilité que ces roches puissent représenter des faciès volcanoclastiques associés à l'unité de roches vertes.

DESCRIPTION

L'unité de métavolcaniclastites (SS1a) correspond à un schiste à chlorite-muscovite-albite-calcite de couleur vert foncé. Cette roche contient des porphyroblastes d'albite blanche atteignant jusqu'à 3 mm de diamètre. Cette roche d'aspect grenu présente parfois une croûte d'altération brune, trahissant l'abondance de carbonates.

Schistes et «gneiss» à albite (SS2) (Formation de Bolton Glen de Rickard, 1991)

Dans la région du Lac Brome, l'unité de schiste/gneiss à albite constituait l'unité dominante des lithologies non

graphitiques (Colpron, 1990 et 1992). Dans la région de Sutton, seules des quantités mineures de cette unité furent cartographiées.

Cette unité affleure principalement au sud immédiat de Saint-Pierre. Une mince bande de schiste à albite est aussi observée à 1,5 km au NE du Centre-Kelly. Finalement, quelques affleurements isolés sont aussi présents dans le lit du ruisseau Maple respectivement au nord immédiat et à l'ouest du Développement-Bou langer.

DESCRIPTION

L'unité correspond essentiellement à un schiste à muscovite-quartz-chlorite, de couleur gris vert moyen ou gris moyen, d'altération rougeâtre, et caractérisé par la présence de porphyroblastes d'albite blanche de 1 à 5 mm de diamètre. Ces derniers représentent en moyenne moins de 10 % de la roche (estimation visuelle). Toutefois, cette proportion augmente notablement à l'approche de l'unité de roches vertes (SS1). Le contact entre les unités SS2 et SS1 est, tel qu'il a été mentionné précédemment, graduel.

Au sud de Saint-Pierre, l'unité est, localement, plus quartzifère et très riche en albite. Cet enrichissement en quartz et albite est parfois tel que la dénomination de gneiss convient mieux à cette roche. Dans ces derniers cas, la roche devient de couleur gris clair. Certains affleurements exhibent une alternance d'horizons décimétriques riches en quartz-albite et en muscovite.

Colpron (1990 et 1992) rapporte la présence de grenat (almandin) dans le schiste à albite au nord immédiat de la région de Sutton. Le schiste à albite contient fréquemment des cristaux automorphes de magnétite et de la tourmaline.

Schiste à quartz-albite (SS4) (Formation de Sally's Pond de Rickard, 1991)

Cette unité est décrite pour la première fois dans la région de Sutton. Elle est proportionnellement la seconde en importance après l'unité de schiste graphitique (SS6). Elle affleure essentiellement le long de «masses» d'orientation N ou NE dans le secteur E de la région de Sutton. Ses relations de terrain sont très bien représentées par les diverses coupes présentes le long des pistes de ski du Mont-Sutton. Nous proposons, comme coupe de référence, les affleurements bordant le chemin Réal-Bou langer. D'excellents affleurements sont aussi présents le long de la route Scenic, aux environs de Sutton Mountain.

Le secteur SE de notre carte comprend un schiste à muscovite - albite - quartz, gris foncé que nous incluons aussi dans l'unité de schiste à quartz - albite (SS4). Nous croyons que cette lithologie représente un équivalent plus métamorphisé de la principale lithologie de l'unité

de schiste à quartz - albite (SS4). Des affleurements typiques de ce schiste gris foncé sont présents dans les lits des ruisseaux Davis et Courser, près de Glen Sutton.

DESCRIPTION

Cette unité consiste en un schiste à quartz-albite-muscovite ± chlorite, de couleur gris argenté, gris clair ou gris moyen, et d'altération blanchâtre. L'aspect grenu de cette lithologie provient de l'abondance de petits porphyroblastes d'albite. L'albite est le plus souvent de couleur blanche, bien que l'albite noire soit aussi commune. La roche contient aussi, fréquemment, de la tourmaline, de l'ankérite, de la pyrite, et, localement, de la pyrrhotite. La tourmaline se présente sous forme de petits cristaux prismatiques atteignant parfois plus d'un centimètre de longueur. La tourmaline se retrouve sur le plan de la foliation S_2 et n'est que partiellement orientée. La présence d'ankérite est identifiée par de petits «nodules» d'altération brune alignés parallèlement à la schistosité S_1 . Cet alignement de «nodules» d'ankérite pourrait aussi représenter la trace de la stratification transposée selon S_1 . La pyrite est présente sous forme de petits cristaux automorphes disséminés. Plus rarement, de petites lentilles de pyrite hypidiomorphe se retrouvent le long de la foliation S_2 . La pyrrhotite forme des lentilles, ou, plus fréquemment, un placage aligné selon la foliation S_2 . Localement, les lentilles de pyrrhotite atteignent des dimensions centimétriques.

Par endroits, la roche devient plus riche en muscovite et d'une teinte légèrement verdâtre. Ces horizons riches en muscovite rappellent l'aspect du schiste laminé (SS5). Nous croyons de plus que le schiste à quartz-albite (SS4) et le schiste laminé (SS5) pourraient être des équivalents latéraux.

Dans le secteur SE de la carte, un schiste à muscovite - albite - quartz de couleur gris foncé présente les mêmes relations avec le schiste graphitique (SS6) et est, par conséquent, corrélé avec le schiste à quartz - albite gris moyen décrit ci-dessus. Nous croyons que ces deux unités lithologiques sont équivalentes tout en reflétant des degrés de déformation et de métamorphisme différents.

La couleur du schiste à muscovite - albite - quartz rappelle souvent celle du schiste graphitique, bien que cette lithologie ne soit jamais graphitique. La roche présente une abondance de laminations quartzieuses alignées selon la foliation S_1 . Ces «horizons» quartzieux atteignent parfois plus de 10 cm d'épaisseur. La roche contient aussi fréquemment de l'albite noire. Les cristaux d'albite sont invariablement pré- S_2 et sont alignés et aplatis selon la foliation S_1 . Cette roche conserve généralement bien les relations S_1/S_2 . Ce schiste présente fréquemment une altération rougeâtre.

Ce schiste présente aussi des horizons (2-3 cm) de grenat (almandin), alignés selon la foliation S_1 , à

deux localités: 1) le long de la rivière Brock, à environ 3,8 km au NE de Glen Sutton; et 2) du côté est du chemin Eastman, environ 1 km au nord de son intersection avec le chemin de la Vallée-Missisquoi.

Un quartzite ambré, de 10 cm à plus de 1 m d'épaisseur, affleure sporadiquement au sommet et sur le flanc est du mont Brock. Ce quartzite est interstratifié avec le schiste à muscovite - albite - quartz, et, par endroits, avec de minces horizons de schiste graphitique. Il présente des similitudes avec le quartzite bleuté (ou noirâtre) associé avec le schiste graphitique au nord (Colpron, 1990 et 1992) ou avec la Formation de Hazens Notch, au Vermont (Stanley *et al.*, 1984).

Schiste laminé (SS5) (Formation de Bonsecours de Rickard, 1991)

Cette unité correspond en tous points à la description donnée pour l'unité de schiste laminé (MN7) du Complexe de Mansville. Elle diffère toutefois par son association avec le schiste graphitique (SS6) et, à une localité, avec l'unité de roches vertes. Les principaux affleurements de schiste laminé se retrouvent essentiellement au nord de Centre-Kelly, de même que le long d'une bande d'orientation N-S à l'est d'Abercorn. On retrouve aussi du schiste laminé (SS5) dans le lit du ruisseau Maple aux environs du Développement-Delage, de même qu'en bordure du ruisseau Cook.

DESCRIPTION

Il s'agit d'un schiste à muscovite-quartz-albite-chlorite, vert clair ou gris verdâtre, contenant des laminations millimétriques à centimétriques de quartz-albite. L'unité SS5 diffère de l'unité MN7 (Complexe de Mansville) par la présence, localement, de petits porphyroblastes d'albite blanchâtre. La roche contient communément de la pyrite automorphe et, plus rarement, de la magnétite. Tout comme le schiste à quartz-albite (SS4), le schiste laminé contient localement des «nodules» d'ankérite alignés selon la foliation S_1 .

Un schiste à muscovite-quartz-albite-tourmaline, de couleur vert clair, et d'altération rougeâtre, est aussi attribué à l'unité SS5. Cette lithologie contient aussi, localement, de fines laminations de quartz-albite.

Nous croyons que le schiste laminé (SS5) est un équivalent moins métamorphisé du schiste à quartz - albite (SS4). Il représente donc un intermédiaire entre le schiste laminé (MN7) du Complexe de Mansville (dépourvu de porphyroblastes d'albite) et le schiste à quartz-albite (SS4) riche en gros porphyroblastes d'albite, qui contient aussi de la biotite et, localement, du grenat.

Schiste à muscovite-quartz-graphite (SS6) (Formation de Mohawk Lake de Rickard, 1991)

Cette unité représente la lithologie dominante de la Suite métamorphique de Sutton. Elle est principalement caractérisée par sa couleur gris foncé à noire, et par son hétérogénéité. Elle est directement corrélée avec la Formation de Hazens Notch au Vermont (Stanley *et al.*, 1987a, 1987b; Doolan *et al.*, 1982; Baer *et al.*, 1971).

L'unité de schiste graphitique (SS6) affleure abondamment sur toute la bande couverte par la Suite de Sutton. Ce schiste est toutefois moins abondant dans le secteur de Glen Sutton. Un affleurement caractéristique de cette unité est présent au bout du chemin Réal-Boulanger, à la base des pistes de ski du Mont-Sutton (altitude 540 m).

DESCRIPTION

L'unité SS6 est à un schiste à muscovite-quartz-graphite-pyrite, de couleur brune ou noire, et d'altération rouille. Le contenu en graphite varie beaucoup au sein d'un même affleurement. La pyrite est fréquemment altérée, laissant des vides de forme cubique. Cette lithologie est aussi fréquemment riche en albite. L'albite se présentant sous forme de petits porphyroblastes (0,5 à 2 mm) de teinte gris moyen à noir. Cette coloration particulière de l'albite trahit la présence de fines inclusions de graphite dans sa maille cristalline.

La tourmaline est commune et aisément observable sur les plans de schistosité (S_1). La disposition des cristaux est aléatoire. En lames minces, la tourmaline définit de fines laminations parallèles à S_1 . Les cristaux sont automorphes et, sans aucun doute, d'origine métamorphique. Il est à noter que la tourmaline de l'unité SS6 est jaunâtre comparativement aux excroissances de tourmaline métamorphique bleu-vert du Groupe d'Oak Hill et du Complexe de Mansville. Nous croyons que ce changement de composition de la tourmaline reflète l'évolution métamorphique distincte de la Suite de Sutton. Des «lits» de quartzite noir bleuté, gris foncé, ou gris clair, sont localement observés. Un horizon de quartzite faisant quelques mètres d'épaisseur est présent à l'est du ruisseau Dufour, dans le coin SE de la carte hors texte.

Le schiste à muscovite-quartz-graphite est en contact franc avec toutes les unités de la Suite de Sutton.

Serpentinite (SS7)

Quelques petits affleurements de serpentinite sont observés dans la région de Sutton. La roche est généralement d'une couleur gris moyen, s'altérant en des teintes de blanc, de beige, ou de brun-orangé. La roche est essentiellement composée d'antigorite et de

talc, avec des quantités mineures de calcite et de pyrite. Dans le ruisseau Maple, au nord du Domaine Mont-Louis, de la serpentinite marque le contact entre le schiste graphitique (SS6) et un schiste quartzifère carbonaté, de couleur rougeâtre. Le long du chemin Priest, au NE de Centre-Kelly, la serpentinite marque le contact entre le schiste graphitique (SS6) et un schiste laminé contenant des porphyroblastes d'albite (SS5). À 1,2 km au SW de la montagne à Boyce, la serpentinite est incorporée dans le schiste graphitique (SS6), alors qu'à 2 km au nord du mont Gagnon, elle marque le contact entre le schiste graphitique et le schiste à quartz-albite (SS4).

Un affleurement de schiste à talc - carbonates (ankérite ?) est aussi présent dans le lit d'un ruisseau, au

nord immédiat du chemin Old-Notch. À cet endroit, la serpentinite présente de petits cristaux (≈ 1 mm) de chromite. Le carbonate de fer (ankérite) est disposé selon un réseau de stockwerk. La chromite semble être spatialement associée à ce réseau de stockwerk. Les veines d'ankérite atteignent entre 0,5 et 2 cm de largeur.

Finalement, un affleurement isolé de roche ultramafique silicifiée (?) est présent au sud de la rivière Missisquoi, en bordure est de la carte. Cette roche, de couleur gris foncé, est beaucoup plus résistante que la moyenne des serpentinites observées au sein de la Suite métamorphique de Sutton.

Nous croyons que la présence de serpentinite indique l'emplacement de contacts de failles précoces (pré- ou syn-D₁).



Géochimie des roches métavolcaniques

Dans le cadre du programme de cartographie de la région de Sutton, nous avons sélectionné 44 échantillons de roches métavolcaniques pour des fins d'analyses chimiques. De ces échantillons 14 proviennent de la Formation de Tibbit Hill (huit schistes massifs, un schiste amygdaloïde, quatre échantillons de «tuf», et un de roche volcanique intermédiaire), un du Complexe de Mansville, et 29 de la Suite métamorphique de Sutton (SS1). Les analyses des éléments majeurs et des éléments traces furent effectuées au Centre de Recherches Minérales du Québec (CRM) entre 1988 et 1990. Les résultats d'analyses sont présentés à l'annexe 1 de ce rapport. Les localités échantillonnées sont indiquées sur la carte géologique hors texte.

Ces 44 nouvelles analyses viennent s'ajouter à la banque de données géochimiques pour les roches métavolcaniques de la zone de Humber du sud du Québec et du Vermont (Pintson *et al.*, 1985; Coish *et al.*, 1985; Coish *et al.*, 1986; Kumarapeli *et al.*, 1989; et Colpron, 1990 et 1992). Les résultats présentés ci-dessous sont dans l'ensemble conformes aux résultats obtenus précédemment par les auteurs cités. Une nouveauté présentée ici est l'identification d'une suite de roches volcaniques intermédiaires au sein de la Formation de Tibbit Hill. De plus, l'acquisition de nouvelles analyses pour l'unité de roches vertes (SS1) de la Suite métamorphique de Sutton confirme qu'il s'agit bien d'une suite métavolcanique distincte à l'intérieur de la zone de Humber (Colpron, 1990 et 1992).

Nous incluons aussi, dans la discussion qui suit, les résultats d'analyses complets d'échantillons de trachytes comenditiques provenant de la région du Lac Brome (voir Colpron, 1990, pour la localisation et la description de ces échantillons).

Résultats des analyses

ÉLÉMENTS MAJEURS

L'ensemble des échantillons de roches mafiques de la Formation de Tibbit Hill et de l'unité de roches vertes de la Suite de Sutton ont des concentrations en SiO_2 compatibles avec le champ des basaltes (SiO_2 : $\approx 42-53\%$; annexe 1). Trois des échantillons de «tuf» de la Formation de Tibbit Hill, provenant d'un affleurement le long de la route de Richford, ont des valeurs intermédiaires de SiO_2 (SiO_2 entre $53,2\%$ et $57,5\%$; annexe 1). Ces mêmes échantillons présentent aussi des valeurs en MgO plus faibles que celle des roches mafiques de la Formation de Tibbit Hill (figure 8). Un échantillon de «tuf» présente des valeurs de SiO_2 et de MgO similaires

aux échantillons de roches mafiques de la Formation de Tibbit Hill (figure 8). Les diagrammes de Harker de la figure 8 illustrent bien les variations compositionnelles de la Formation de Tibbit Hill. Malgré les effets du métamorphisme régional, on reconnaît tout de même clairement le caractère bimodal de la Formation de Tibbit Hill: les termes basaltiques étant enrichis en MgO, Fe_2O_3 , CaO, TiO_2 , P_2O_5 , et MnO, alors qu'ils sont appauvris en alcalis par rapport aux termes felsiques (trachytes). Seul le Al_2O_3 semble avoir été fortement affecté par le métamorphisme régional. Il est à noter que les échantillons de tuf et de schiste amygdaloïde occupent invariablement une position intermédiaire entre les termes basaltiques et trachytiques.

L'ensemble des roches mafiques de la région de Sutton se conforme aux limites compositionnelles de $20\% > \text{CaO} + \text{MgO} > 12\%$ prescrites pour l'utilisation de diagrammes discriminants pour les metabasaltes (Pearce et Cann, 1973; Prestvik, 1981). Les échantillons de roches intermédiaires sont systématiquement sous les $12\% \text{CaO} + \text{MgO}$.

Les valeurs de perte au feu (PAF) sont en général sous les $4-5\%$, bien que certains échantillons de la Suite métamorphique de Sutton donnent des valeurs de PAF excédant ces pourcentages. Le seul échantillon de roche mafique du Complexe de Mansville montre à l'analyse une valeur élevée de PAF soit $11,2\%$. Cet échantillon est riche en calcite.

ÉLÉMENTS EN TRACES

Les diagrammes de classification géochimique de la figure 9 illustrent bien la distinction entre les roches mafiques de la Formation de Tibbit Hill et celles de la Suite métamorphique de Sutton: le Tibbit Hill occupe le champ des basaltes alcalins, alors que la Suite de Sutton se retrouve dans le champ des basaltes subalcalins. Le seul échantillon provenant du Complexe de Mansville se retrouve dans le champs des basaltes subalcalins. Ce comportement contraste avec les résultats obtenus par Colpron (1990 et 1992) dans la région du Lac Brome, où les roches mafiques du Complexe de Mansville avaient la même signature géochimique que celles de la Formation de Tibbit Hill.

À la figure 9B on peut voir que les roches intermédiaires de la Formation de Tibbit Hill occupent le champ des trachyandésites, alors que les roches felsiques occupent celui des trachytes. La distribution de l'ensemble des échantillons de la Formation de Tibbit Hill indique que le Tibbit Hill suit le patron de différenciation caractéristique des séries magmatiques modérément alcalines (Winchester et Floyd, 1977).

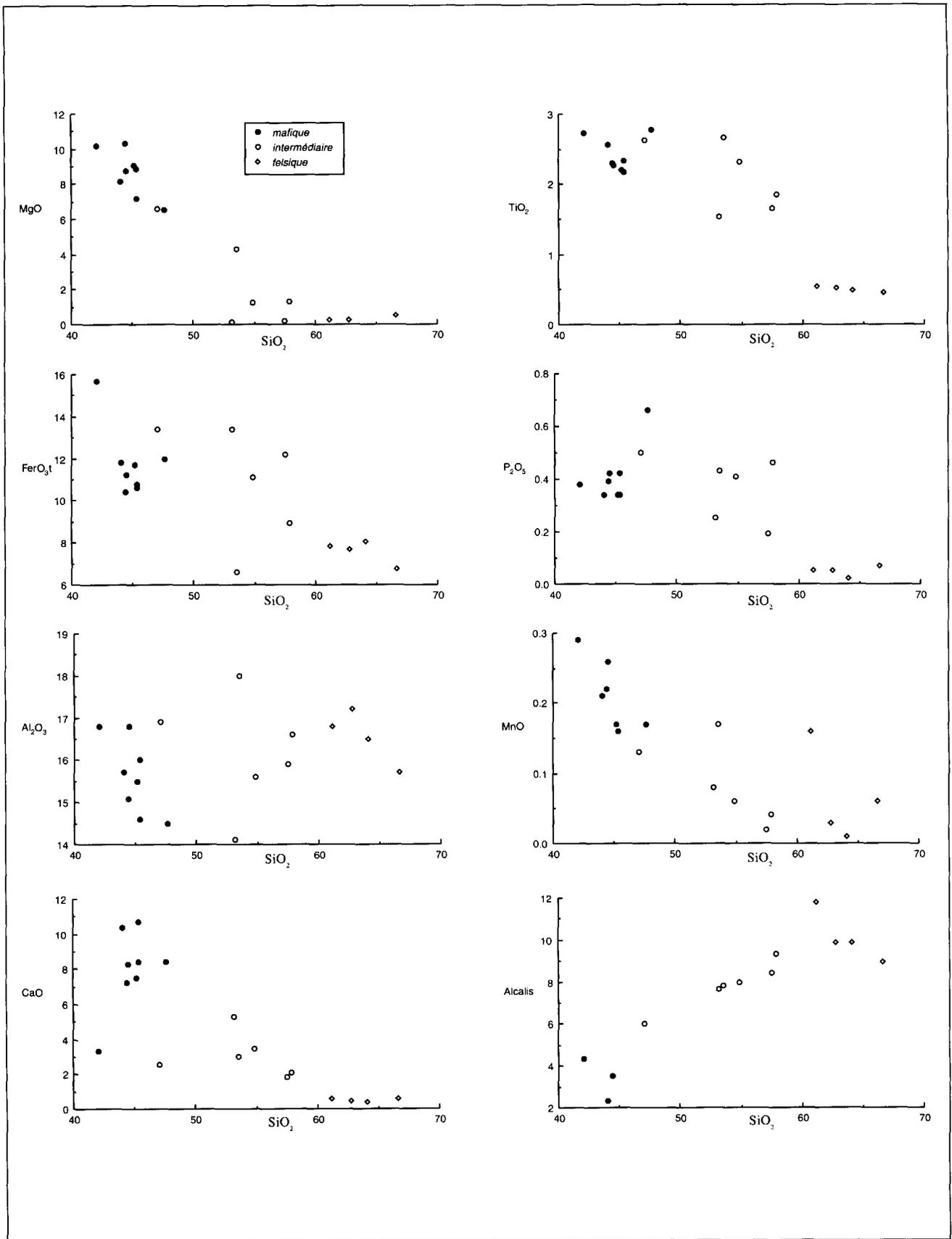


FIGURE 8 – Diagramme de Harker montrant les variations de SiO_2 et des éléments majeurs pour les roches de la Formation de Tibbit Hill dans la région de Sutton. Les échantillons des roches felsiques proviennent de la région du lac Brome (Colpron, 1990 et 1992). Tous les résultats sont exprimés en pourcentages d'oxydes.

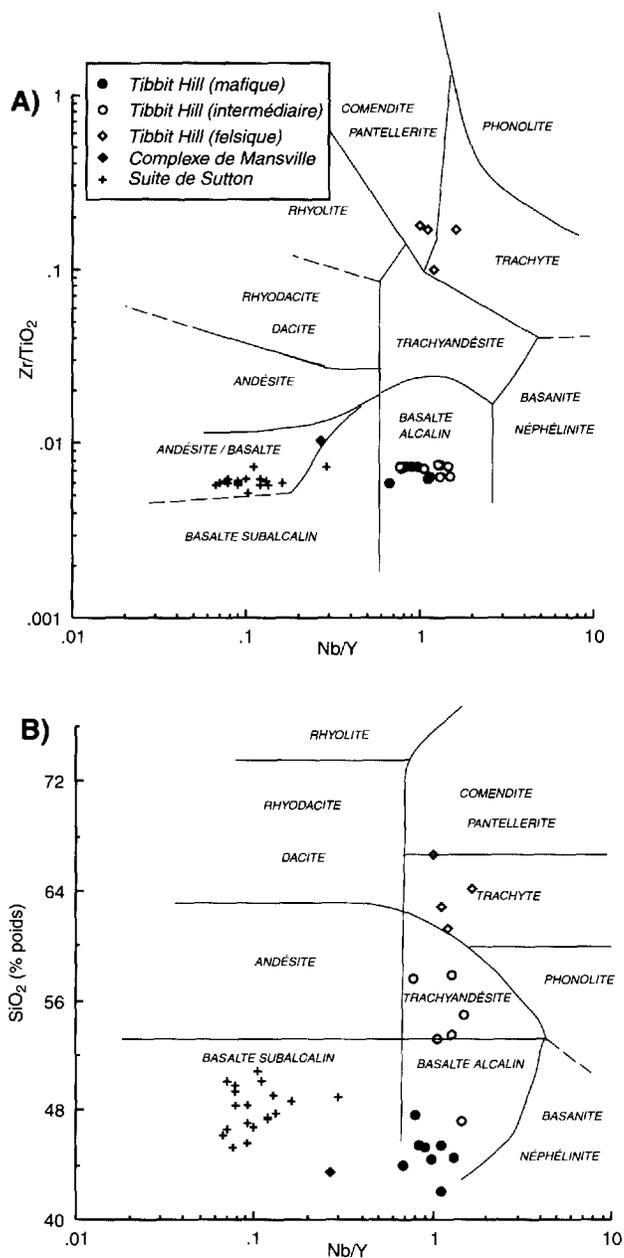


FIGURE 9 – Diagrammes de classification géochimique des roches métavolcaniques de la région de Sutton. Les échantillons de roches felsiques proviennent de la région du lac Brome (Colpron, 1990 et 1992) et sont représentés ici afin d'illustrer le patron de fractionnement au sein de la Formation de Tibbit Hill. Diagrammes d'après Winchester et Floyd (1977).

Les diagrammes discriminants de la figure 10 indiquent que les roches de la Formation de Tibbit Hill correspondent à des basaltes intraplaques transitionnels, alors que la Suite de Sutton et le Complexe de Mansville sont d'affinité tholéïtite similaire aux basaltes de dorsale océanique (MORB).

Sur les patrons d'éléments en traces (spidergrams) de la figure 11, les roches de la Formation de Tibbit Hill (figures 11 A et B) présentent des patrons caractéristiques des basaltes intraplaques: ils sont fortement enrichis en

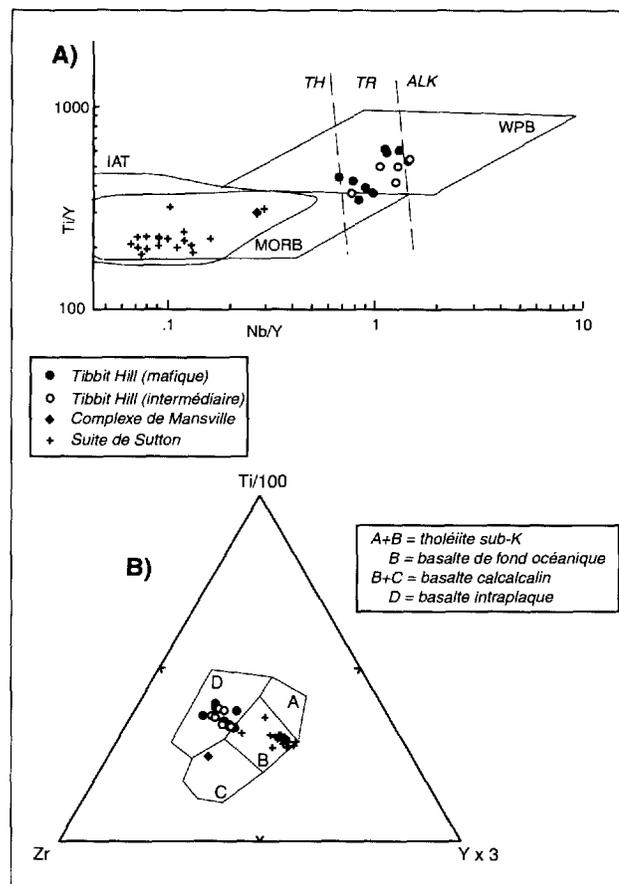


FIGURE 10 – Diagrammes discriminants des métabasalts de la région de Sutton A) d'après Pearce, (1982); WPB: basalte intraplaque; MORB: basalte de ride médio-océanique; IAT: tholéïtite d'arc insulaire; TH: tholéïtite; TR: transitionnel; ALK: alcalin; B) D'après Pearce et Cann (1973).

éléments incompatibles, alors qu'ils sont faiblement appauvris en éléments compatibles par rapport aux MORB. Il est à noter que les éléments Sr à Ta sur tous les patrons de la figure 11 présentent une distribution erratique illustrant leur mobilité durant le métamorphisme régional.

Les figures 11C, D, et E présentent les patrons d'éléments traces pour les roches vertes de la Suite métamorphique de Sutton. Une fois de plus ces roches se distinguent de celles de la Formation de Tibbit Hill par leur affinité tholéïtite similaire aux basaltes de fond océanique. Dans le cas des roches de la Suite de Sutton on observe une correspondance presque parfaite des éléments Ce à Sc avec le patron caractéristique des tholéïtites de fond océanique, ces éléments n'étant que faiblement appauvris par rapport aux MORB de type N (figure 11).

Les patrons des éléments des terres rares pour les roches métavolcaniques de la région de Sutton sont présentés à la figure 12. Les figures 12A et B présentent les patrons des terres rares pour les roches mafiques et intermédiaires de la Formation de Tibbit Hill. Une fois de plus ces roches ont les caractéristiques des basaltes

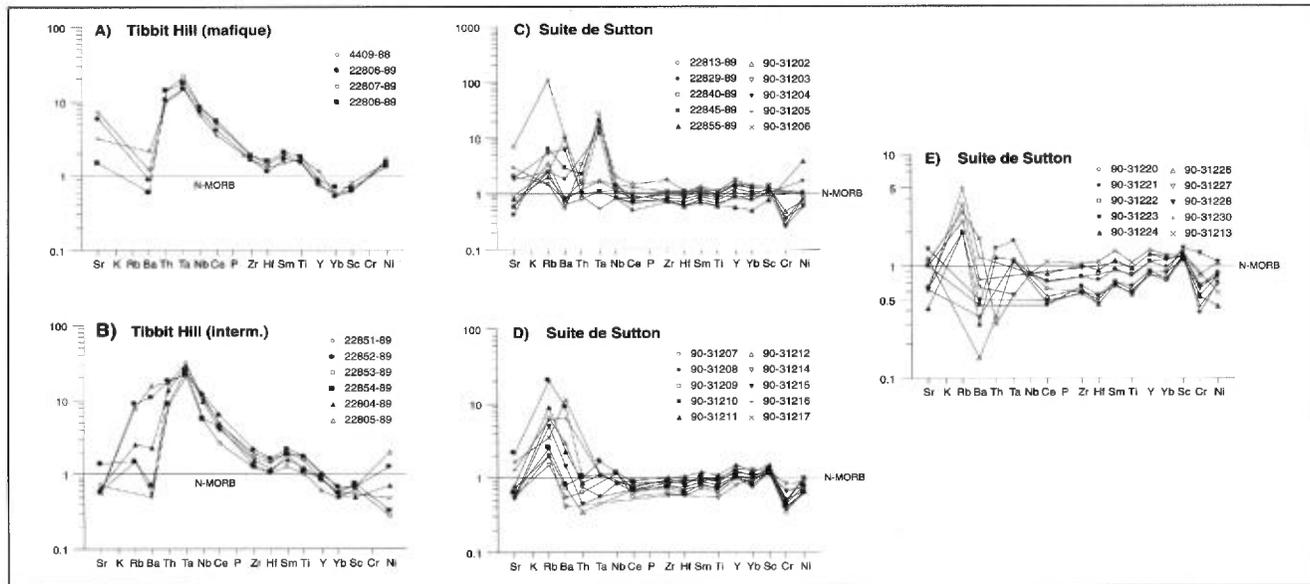


FIGURE 11 – Patrons des éléments traces (spidergrams) des roches métavolcaniques de la région de Sutton. Les éléments en traces sont normalisés par rapport aux valeurs des MORB de type N de Pearce (1982). L'échantillon 22813-89 (C) provient du Complexe de Mansville.

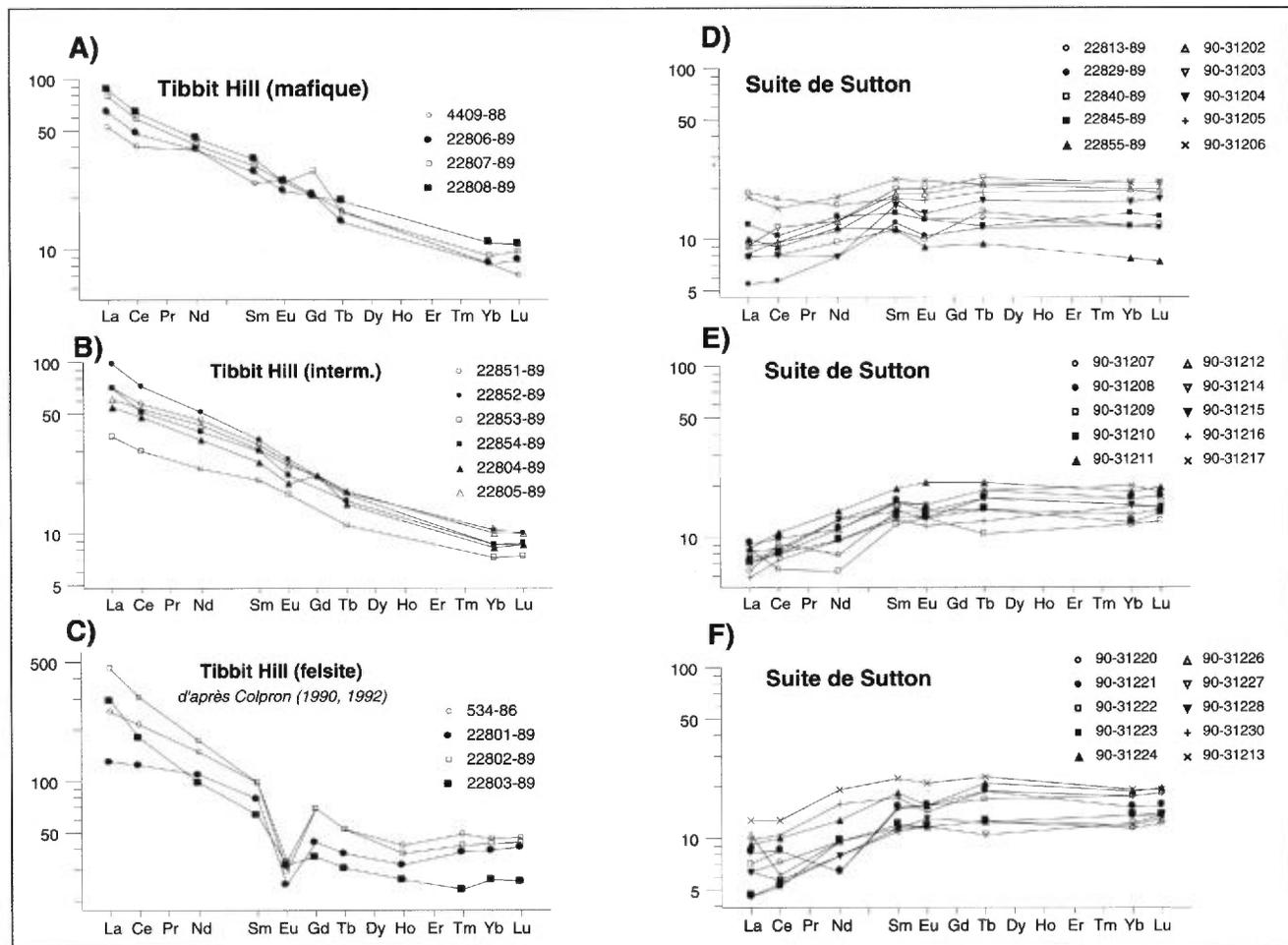


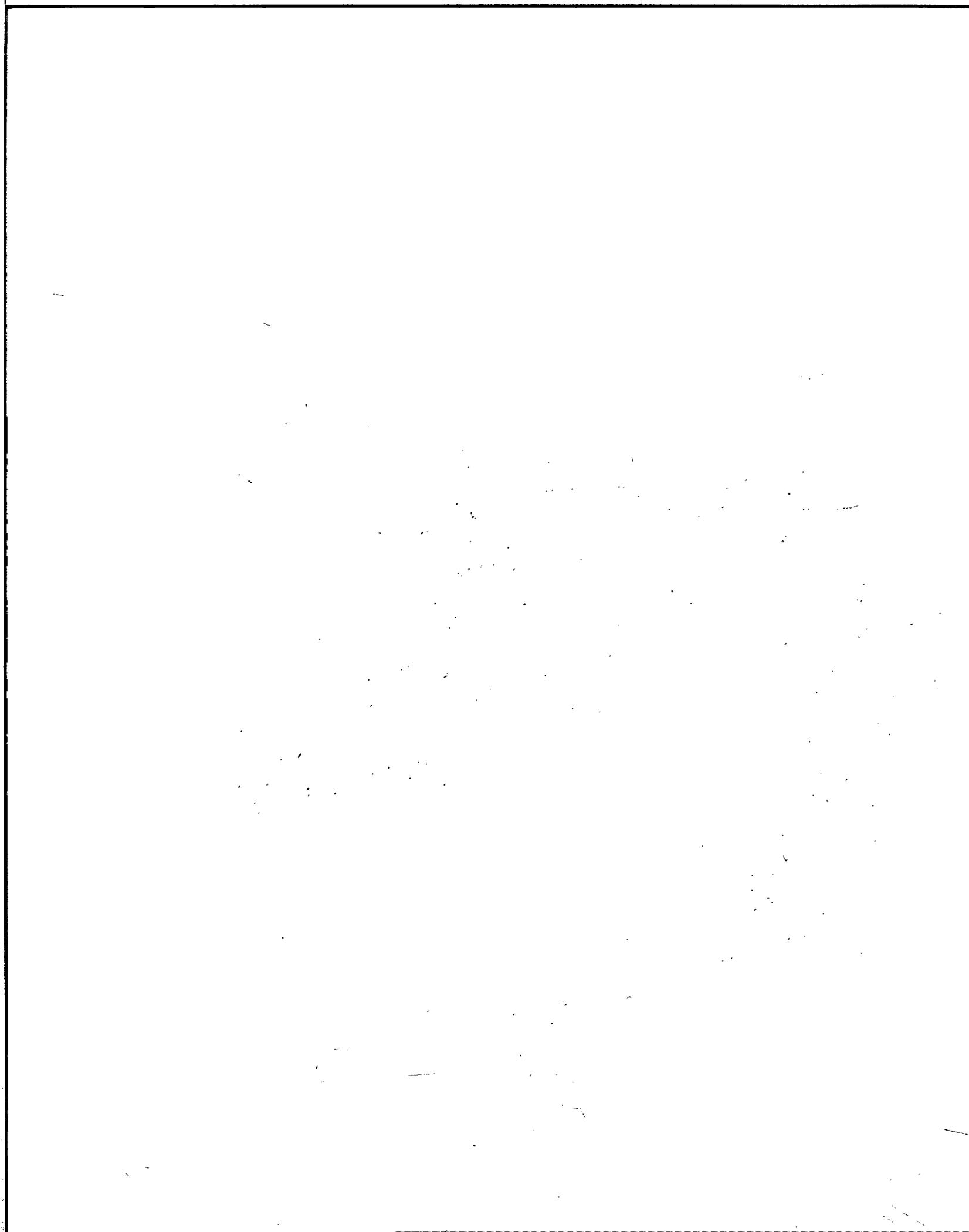
FIGURE 12 – Patrons des éléments des terres rares des roches métavolcaniques de la région de Sutton. Les échantillons de roches felsiques (C) proviennent de la région du lac Brome (Colpron, 1990 et 1992). Les ETR sont normalisés par rapport aux valeurs chondritiques de Nakamura (1974).

alcalins : elles sont caractérisées par des patrons enrichis en terres rares légères (La: 50-85, Lu: 7-10 fois les valeurs chondritiques) et des rapports La/Lu (7,3-8,1) et La/Sm (2,1-2,55) typiques des basaltes continentaux d'affinité alcaline à transitionnelle (Cullers et Graf, 1984).

La figure 12C présente les patrons des terres rares pour les trachytes comenditiques de la Formation de Tibbit Hill. Ces roches présentent des patrons fortement enrichis en terres rares légères (La: 130-460 fois les chondrites) et une anomalie négative de l'Eu (Eu/Eu* : 0,37-0,65 ; Eu/Sm : 0,3-0,5). Lorsqu'elles sont comparées avec les termes mafiques et intermédiaires (figures 12A et B), les roches trachytiques (figure 12C) présentent un enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (La/Lu: 3,16-11,35) comparable à l'ensemble des roches de la Formation de Tibbit Hill. Toutefois, les roches trachytiques ont un fractionnement des terres rares légères (La/Sm: 0,39-0,91) plus prononcé que les roches mafiques et intermédiaires. D'autre part, les trachytes présentent un fractionnement des terres rares moyennes et lourdes (Tb/Lu: 0,71-1,17) moins prononcé que celui des roches mafiques et intermédiaires (Tb/Lu: 1,41-2,2). Les roches trachytiques de la Forma-

tion de Tibbit Hill se comparent bien aux roches peralcalines associées aux environnements de rift modernes (p. ex.: l'Afar, Barberi *et al.*, 1975).

Finalement, les figures 12D, E, et F présentent les patrons des éléments des terres rares pour les roches vertes de la Suite métamorphique de Sutton. Ces roches se distinguent de celles de la Formation de Tibbit Hill par leur appauvrissement en terres rares légères relativement aux terres rares lourdes (La: 4,56-17,63 ; Lu: 7,37-21,5), et leurs patrons de forme convexe ou plat (La/Lu: 0,34-1,36 ; La/Sm: 0,39-0,91 ; Tb/Lu: 0,71-1,17). Ces patrons sont similaires à ceux observés pour les MORB (basalte de ride médio-océanique) de type N de l'Atlantique du Nord (Schilling *et al.*, 1983 ; Saunders, 1984) et les tholéiites continentales (Cullers et Graf, 1984). Rappelons que les roches vertes de la Suite métamorphique de Sutton sont associées à des roches métasédimentaires interprétées comme étant de source continentale. Par conséquent, il est probable que les roches mafiques de la Suite métamorphique de Sutton sont associées au stade tardif de l'évolution du rift de l'océan Iapetus.



Géologie structurale

La région de Sutton a été affectée par au moins trois phases de déformation, toutes interprétées comme étant d'âge taconique. Les différents éléments planaires et linéaires, de même que les structures mésoscopiques associées, seront discutés dans cette section.

Domaines structuraux

Pour les besoins de notre analyse structurale, nous avons subdivisé la région de Sutton en trois domaines structuraux correspondant aux domaines lithotectoniques introduits précédemment. Les limites des différents domaines correspondent à des contacts tectoniques majeurs observés ou interprétés sur le terrain. La nature de ces contacts sera discutée plus loin dans la section portant sur les failles. Lorsque nécessaire, les domaines structuraux ont été subdivisés en sous-domaines, de façon à illustrer les variations du style structural (figure 13).

Le domaine 1, la Nappe d'Oak Hill, est dominé par les plis serrés à isoclinaux de phase D₂. Ce domaine a été subdivisé en trois sous-domaines (1.1 à 1.3). Ces subdivisions sont basées sur celles établies par Colpron (1990 et 1992) dans la région du Lac Brome. Toutefois, par contraste avec la région du Lac Brome, la majorité des structures de deuxième phase dans la Nappe d'Oak Hill sont de vergence NW. La limite entre les

domaines 1 et 2 est définie par la faille de Brome (Clark, 1934; Colpron, 1990 et 1992).

Le domaine 2 correspond au Complexe de Mansville. Ce domaine est dominé par des zones de cisaillement «synmétamorphique» et des plis D₂ non cylindriques, isoclinaux, et de vergence SE. Sa limite orientale est définie par la faille de Sutton (Colpron, 1990 et 1992).

Finalement, le domaine 3, couvrant l'assemblage lithodémique de la Suite métamorphique de Sutton, représente le flanc ouest de l'antiforme de Saint-Etienne (Osberg, 1965). Ce domaine est caractérisé par une foliation composite S₁₋₂ pénétrative d'orientation NE. Le domaine 3 a été subdivisé en quatre sous-domaines (3.1 à 3.4).

Éléments structuraux

Dans cette section, les éléments planaires et linéaires mesurés sur le terrain seront décrits. Outre leur aspect physique à l'intérieur de chacun des domaines (et/ou sous-domaine), leur distribution statistique à l'intérieur de ces mêmes domaines structuraux sera discutée, sur la base de canevas équiariaux. La terminologie et la chronologie relative utilisée dans ce rapport furent établies principalement sur la base des relations entre les différents éléments structuraux observés dans la Nappe d'Oak Hill.

Carte des domaines structuraux pour la région de Sutton

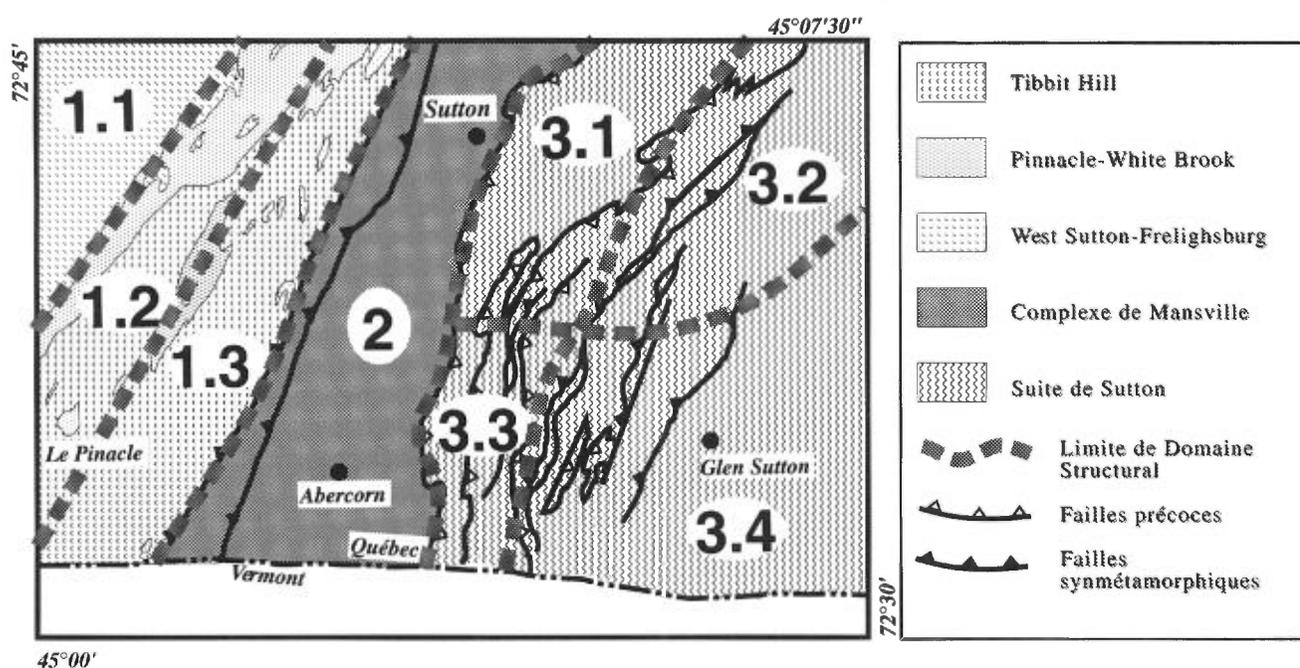


FIGURE 13 – Carte de localisation des domaines structuraux.

Toutefois, il est à noter qu'un même élément (par exemple: S_1) ne se corrèle pas nécessairement dans le temps et l'espace entre les différents domaines structuraux. Il est d'autant plus important de réaliser que le développement des structures se propageait dans le temps et dans l'espace du SE vers le NW. Le tableau 3 résume les corrélations entre les divers éléments structuraux au sein de la zone de Humber tel qu'elles ont été établies par Colpron (1990 et 1992). Les relations d'âges absolus entre les différentes structures seront discutées plus loin.

Tous les éléments linéaires correspondant à une phase de déformation spécifique (D_1 , D_2 , ou D_3) sont regroupés sur un seul canevas équiquaire pour chacun des domaines structuraux. Les linéations d'intersection sont indiquées par L_1^0 , L_2^0 , L_3^0 , L_1^1 , L_2^1 et L_3^1 , où l'indice inférieur se réfère à l'âge relatif de l'élément linéaire, et l'indice supérieur, à l'âge relatif de l'élément intersecté et/ou déformé. Les linéations minérales (ou d'étirement) sont indiquées par L_M . Ces dernières sont surtout associées aux structures D_2 .

Les axes de plis (P_1^0 , P_2^0 , P_3^0 , P_1^1 , P_2^1 et P_3^1) seront discutés dans la section suivante qui traite des plis. Toutefois, leur distribution statistique sera comparée avec les axes calculés à l'aide des pôles des éléments planaires (β_2^0 , β_2^1 et β_3^1).

STRATIFICATION (S_0)

Les plans de stratification (S_0) sont présents surtout dans les domaines 1 et 2. Dans le domaine 1, la Formation de Pinnacle a fourni la majorité des mesures de S_0 . Dans le Complexe de Mansville (domaine 2), la stratification fut essentiellement mesurée au sein de l'unité de phyllade graphitique (MN8), plus particulièrement dans le secteur d'Abercorn.

Sur la figure 14, les pôles de S_0 sont tous distribués le long d'un grand cercle dans les domaines 1, et 2. Les pôles des grands cercles (β_2^0) correspondent assez bien avec la distribution des axes de plis P_2 , indiquant que la distribution des plans de stratification est essentiellement contrôlée par les structures D_2 . Dans tous les sous-domaines, les β_2^0 indiquent des plongées faibles (modérées dans le sous-domaine 1.1) vers le SW.

SCHISTOSITÉ S_1

La fabrique la plus ancienne observée dans la Nappe d'Oak Hill correspond à une foliation finement espacée, définie par un alignement de phyllosilicates. S_1 est le plan axial de petits plis isoclinaux (P_1^0) rarement observés. Des veines de quartz, parallèles à S_1 , sont fréquemment observées. Ces dernières sont souvent replissées par des plis de seconde génération. La schistosité S_1 est plus développée dans les ardoises et les phyllades.

Dans la Nappe d'Oak Hill (domaine 1) et dans le Complexe de Mansville (domaine 2), la schistosité S_1 est une foliation subparallèle à la stratification. La relation

entre S_0 et S_1 est particulièrement bien définie le long du chemin Hillcrest, à 1,3 km au nord d'Abercorn. À cette localité, on observe la foliation S_1 subparallèle à la stratification (S_0) dans un lit quartzueux du schiste laminé (MN7). La stratification et, par conséquent, la schistosité S_1 sont affectées par un pli asymétrique de deuxième phase. Dans la zone de charnière de ce pli on peut observer que S_1 recoupe avec un angle faible S_0 . Sur les flancs du pli, les plans S_0 et S_1 sont transposés le long du clivage régional S_2 .

Sur la figure 15, on peut voir que les pôles de S_1 sont tous distribués selon un grand cercle dans tous les domaines. Dans les domaines 1 et 2, les pôles des grands cercles (β_2^1) indiquent, une fois de plus, des plis P_2 plongeant faiblement à modérément vers le SW.

Dans la Suite de Sutton (domaine 3) S_1 est une schistosité pénétrative, souvent marquée par de nombreuses veines de quartz, et/ou un litage compositionnel d'origine tectonique. Sur les flancs de plis P_2 , S_1 est, le plus souvent, subparallèle à la foliation S_2 . Les observations mésoscopiques et microscopiques indiquent que la foliation S_1 , telle qu'elle a été mesurée sur le terrain, représente vraisemblablement le dernier épisode de recristallisation associé au développement d'une foliation composite durant la phase D_1 . Des évidences de plans antérieurs à S_1 sont particulièrement fréquentes dans le secteur de Glen Sutton. La distribution des pôles de S_1 dans le domaine 3 (figure 16) montre des concentrations de points dans le quadrant SE, indiquant un plan S_1 moyen d'orientation $N212^\circ/44^\circ$. La distribution des pôles de S_1 est presque similaire à celles des pôles de S_2 , attestant la nature isoclinale des plis P_2 . Les pôles des grands cercles (β_2^1) indiquent une plongée faible vers le SW des axes P_2 dans les sous-domaines 3.1 à 3.3. Dans le sous-domaine 3.4, le pôle du grand cercle (β_2^1) indique une plongée vers le NW des plis P_2 . Cette rotation de l'orientation moyenne de β_2^1 est probablement due à la proximité de la trace axiale de l'antiforme de Saint Étienne dans ce sous-domaine.

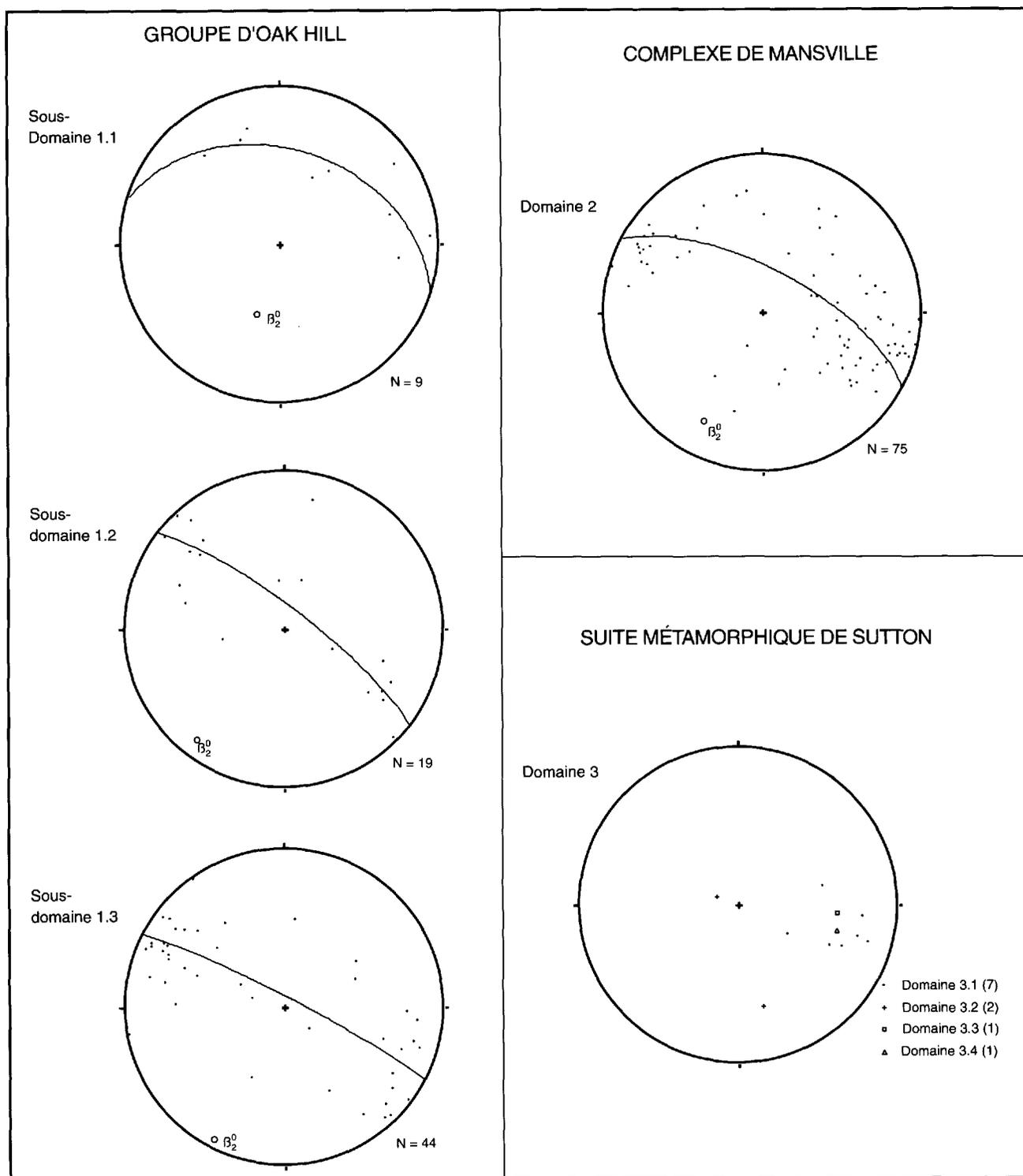
CLIVAGE DE CRÉNULLATION S_2

Le clivage S_2 est la foliation dominante dans les domaines 1, 2, et 3. Dans le Groupe d'Oak Hill, S_2 est un clivage de crénullation sur S_1 , dans les schistes et phyllades, ou un clivage de pression-solution anastomosé, dans les grès. Le plan de clivage est généralement marqué par une recristallisation des micas (muscovite et/ou séricite). Le clivage de pression-solution S_2 est fréquemment associé au développement de plis de formes irrégulières dans les horizons de grès noir de la Formation de Pinnacle. Les clivages S_2 sont habituellement réfractés dans les lits plus compétents de grès noir et sont espacés de 0,5 cm ou moins. Vers l'est, à l'approche de la faille de Brome, S_2 devient un clivage de crénullation plus pénétratif et finement espacé. Une recristallisation plus intense des micas confère un aspect lustré au plan de

TABLEAU 3 - Corrélation des éléments structuraux entre les différents domaines lithotectoniques de la région de Sutton / Lac Brome

NAPPE DE STANBRIDGE	DOMAINE 1 GROUPE D'OAK HILL	DOMAINE 2 COMPLEXE DE MANSVILLE	DOMAINE 3 SUITE DE SUTTON
Clivage espacé		S₃	Clivage de crénelation
(commun à tous les domaines structuraux)			
Clivage de pression-solution	Clivage de crénelation		S_{2,5} clivage de crénelation (localisé)
FOLIATION RÉGIONALE DOMINANTE			S₂ schistosité pénétrative
NON IDENTIFIÉE	S₁ schistosité précoce parallèle à la stratification		S₁ schistosité pénétrative et litage métamorphique FOLIATION DOMINANTE dernier épisode de recristallisation le long de la foliation composite S ₁ Inclut les fabriques anté-S ₁
S₀ stratification		rarement identifiée	

(modifié après Colpron, 1990, 1992)

FIGURE 14 – Stéréogrammes des pôles de la stratification S_0 .

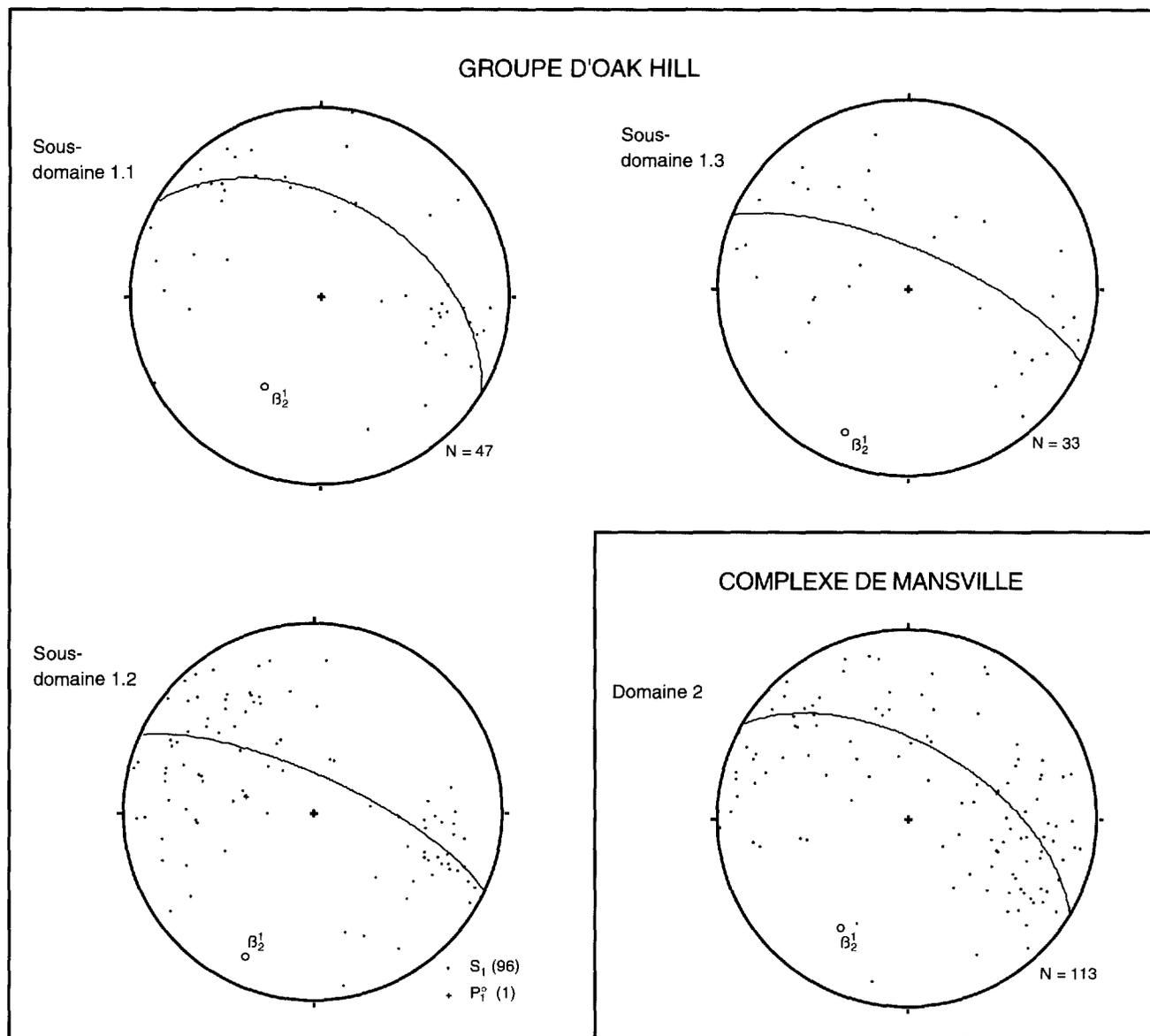


FIGURE 15 – Stéréogrammes des pôles de la schistosité S_1 du Groupe d'Oak Hill et du complexe de Mansville.

clivage. Localement, S_2 est une foliation mylonitique bien développée.

Dans le Complexe de Mansville (domaine 2), S_2 est un clivage synmétamorphique, finement espacé, et très pénétratif. Son intensité est responsable de l'oblitération quasi complète de la fabrique S_1 dans les roches de composition homogène. Le plan S_2 est localement une foliation mylonitique, accompagnée d'une fabrique linéaire, et associée avec d'étroites zones de cisaillement (2-5 cm).

Dans le Groupe d'Oak Hill (domaine 1) les pôles du plan S_2 définissent une attitude moyenne de $N029^{\circ}/79^{\circ}$ (figure 17). Le pendage moyen de S_2 devient, toutefois, progressivement plus abrupt à l'approche de la faille de Brome (figure 17). Dans le Complexe de Mansville

(domaine 2), les pôles de S_2 définissent aussi une zone de concentration résultant en une orientation moyenne de $N201^{\circ}/83^{\circ}$ (figure 17).

Dans la Suite de Sutton (domaine 3), S_2 est une schistosité pénétrative soulignée par un alignement de minéraux anisotropes (micas, amphiboles). S_2 est le plan axial des plis isoclinaux P_2 . Sa relation angulaire avec la schistosité S_1 n'est bien définie que dans les zones de charnières des plis P_2 . Sur la plupart des affleurements, S_2 est observée sur les flancs de plis P_2 , où elle est subparallèle à la schistosité S_1 , définissant un foliation composite $S_{1,2}$. La coexistence de ces deux éléments planaires est le mieux exprimée par une linéation d'intersection (L_2), omniprésente sur les plans $S_{1,2}$.

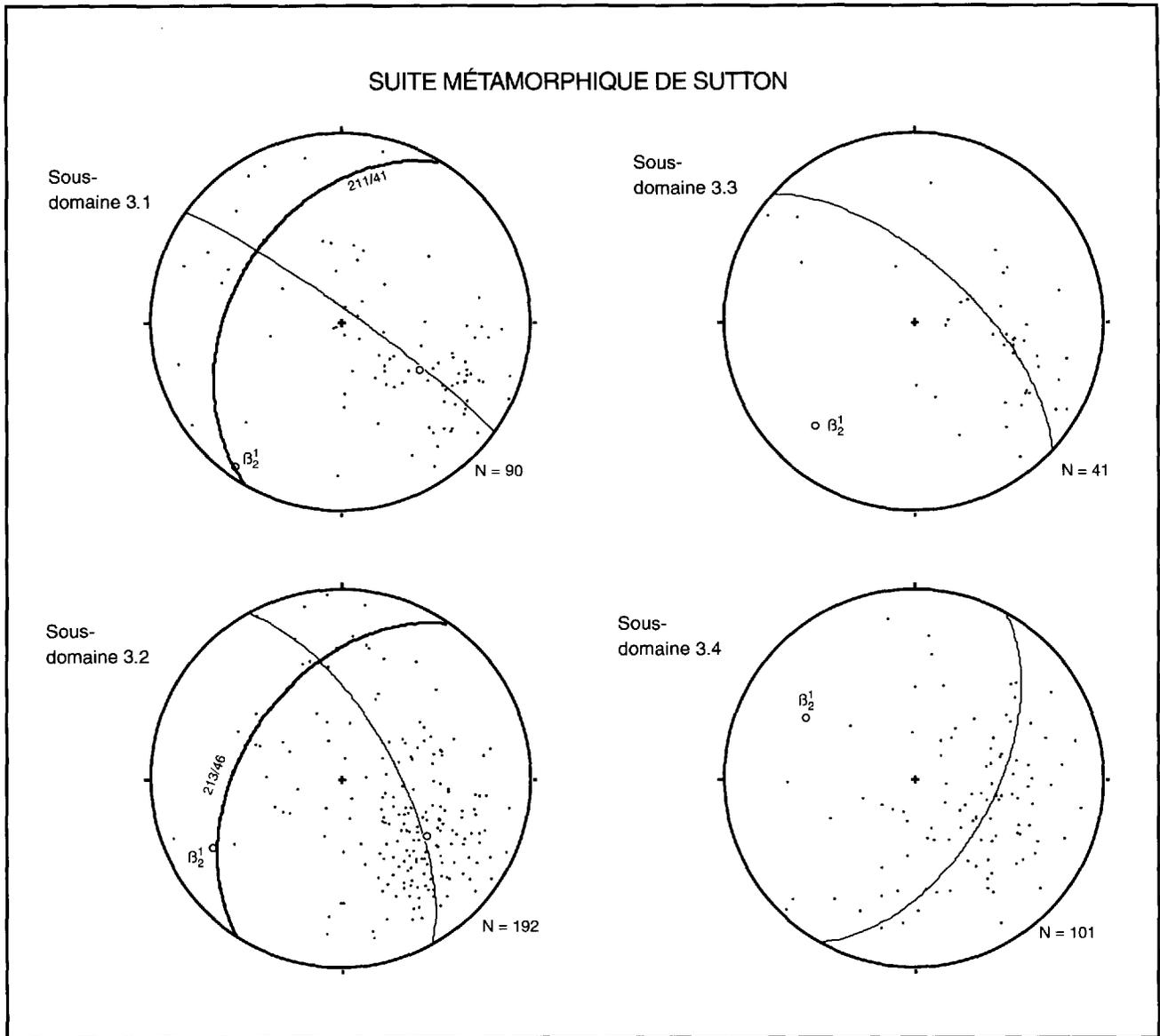


FIGURE 16 – Stéréogrammes des pôles de la schistosité S_1 de la Suite métamorphique de Sutton.

Les distributions des pôles de S_2 sur canevas équiangles (figure 18) montrent une attitude moyenne de S_2 de $N207^\circ/37^\circ$ dans le secteur nord (sous-domaines 3.1 et 3.2) de la région de Sutton, tandis que l'attitude moyenne de S_2 est de $N189^\circ$ dans le sud de la région. Ce changement d'orientation des plans S_2 est clairement visible sur la carte géologique, et semble coïncider avec la plongée sud des axes de plis P_3 . Il est intéressant de noter que ce changement d'attitude des plans S_2 est très abrupt et semble avoir la géométrie d'un kink défini par un plan de symétrie d'orientation NW (voir carte géologique hors texte). Ce kink régional des structures D_2 , de même que le changement des plongées d'axes P_3 , pourrait refléter une irrégularité du socle sous-jacent aux monts Sutton. Notons toutefois qu'aucune fabrique d'orientation NW n'est observée au sein de la Suite métamorphique de Sutton.

CLIVAGE DE CRÉNULATION ET BANDE DE CISAILLEMENT $S_{2.5}$

Cette fabrique tectonique n'est reconnue que localement dans la Suite métamorphique de Sutton. Nous lui avons attribué le symbole $S_{2.5}$ puisqu'il ne s'agit pas d'un élément planaire d'importance régionale, et qu'il recoupe la schistosité S_2 tout en étant plus ancien que le clivage tardif S_3 .

Le plan $S_{2.5}$ correspond à des clivages de crénulation espacés de 1-2 cm généralement plus faiblement inclinés que les plans de schistosité $S_{1.2}$ (figure 19). Ce clivage $S_{2.5}$ est associé à une recristallisation des micas. Par endroits, comme le long de la coupe de l'altitude 540 m, au bas des pentes de ski du Mont-Sutton (au bout du chemin Réal-Boulanger), il semblerait que le clivage $S_{2.5}$ devienne progressivement le plan C de bandes de

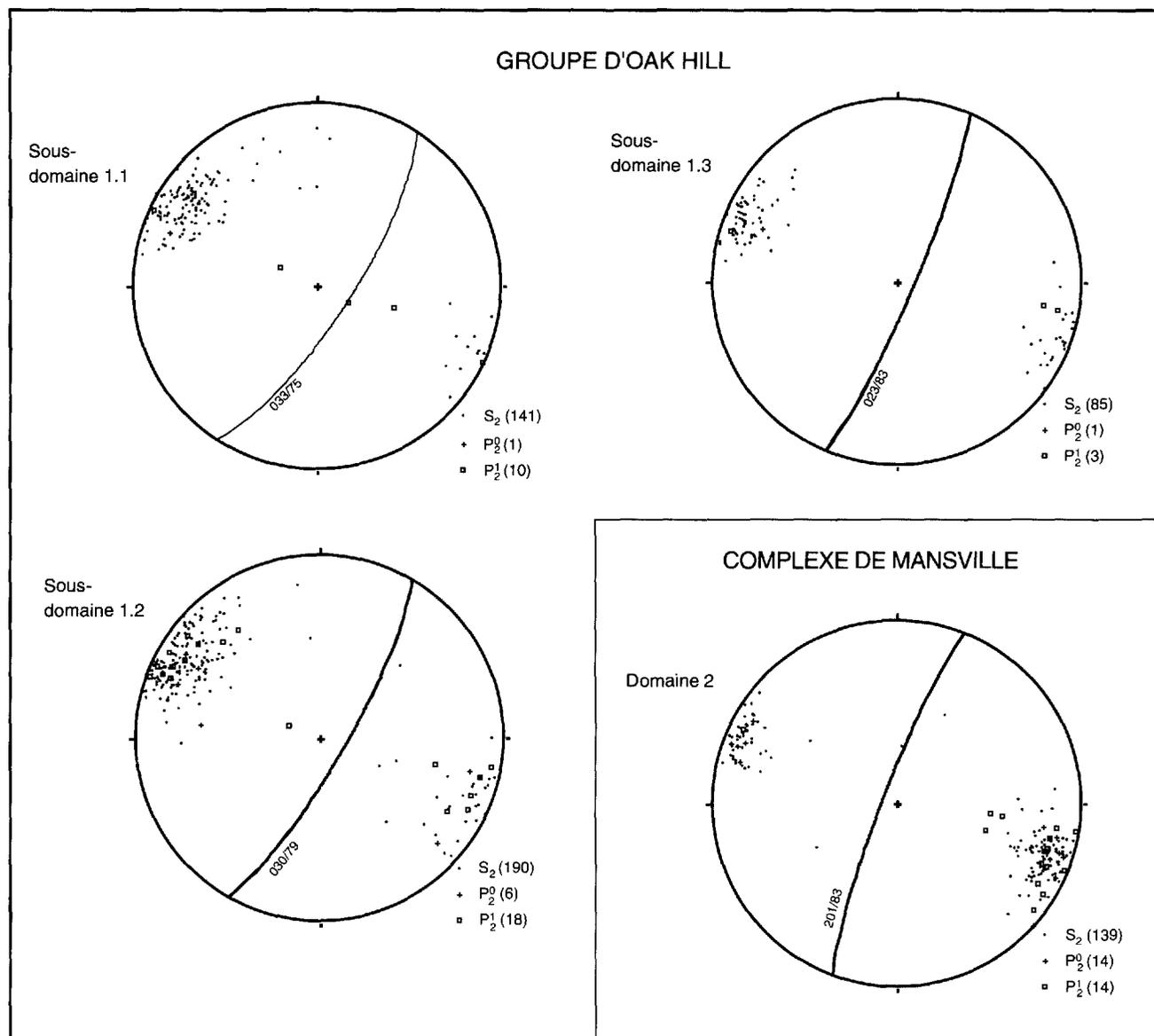


FIGURE 17 – Stéréogrammes des pôles du clivage régional S₂ du Groupe d'Oak Hill et du Complexe de Mansville.

cisaillement C/S réactivant la schistosité S_{1,2} (plan S) à l'approche d'un contact faillé. La foliation S_{2,5} est restreinte aux environs de la zone de faille d'orientation NE s'étendant de Grey Rock à la région de Sutton Mountain (voir carte hors texte). Le long des falaises bordant le ruisseau Driver, à environ 2,8 km au nord de Sutton Mountain, le clivage S_{2,5} se présente sous forme de microlithons de faible inclinaison espacés d'environ 30 cm. Le plan S_{2,5} est aussi localement reconnu ailleurs le long des affleurements de la route Scenic. Il semble approprié de proposer l'hypothèse selon laquelle S_{2,5} est un clivage associé au développement d'une zone de faille tardi-D₂. Sur stéréogramme (figure 19) le clivage S_{2,5} présente une attitude moyenne de N184°/38°.

CLIVAGE TARDIF S₃

Le clivage tardif S₃ est identique en style et en orientation dans tous les domaines structuraux de la région de Sutton. Dans la portion ouest de la région (domaine 1), S₃ se présente sous forme de clivages de fracture, espacés de 0,5 à 1 cm, le long duquel très peu de micas a recristallisé. Il est localement associé à des ondulations de faibles amplitudes.

S₃ est omniprésent dans le Complexe de Mansville et dans la Suite de Sutton (domaines 2 et 3). Ici, il s'agit d'un clivage de crénulation sur S₂ (ou S₁), marqué par une recristallisation plus intense des micas. Les crénulations S₃ indiquent avec constance un sens de rotation vers l'ouest qui est contraire au sens de rotation des plis parasites de l'antiforme de Saint-Étienne, suggé-

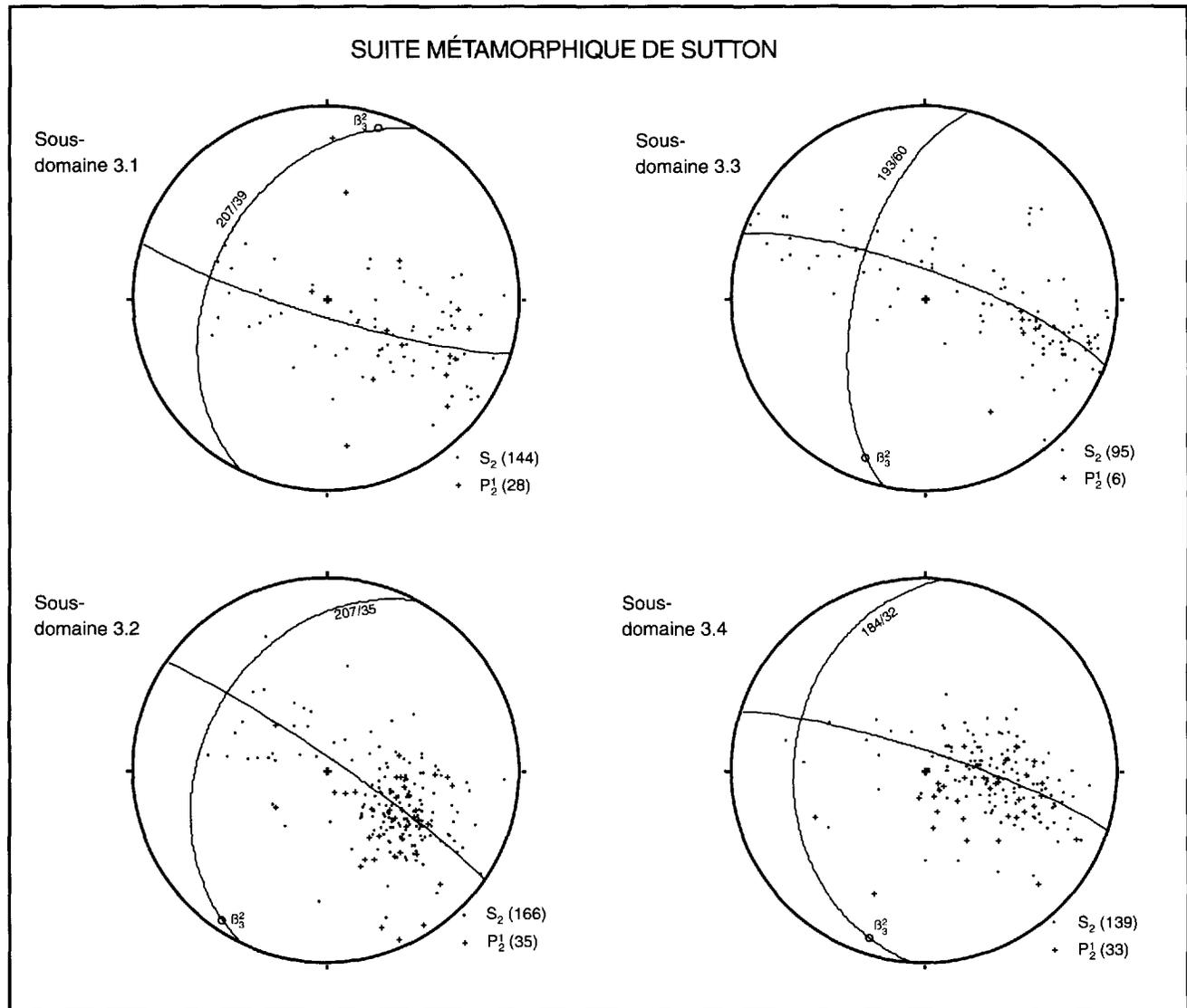


FIGURE 18 – Stéréogrammes des pôles du clivage régional S_2 de la Suite métamorphique de Sutton.

rant que ce dernier résulte d'un régime de déformation en cisaillement pur. Dans les domaines 2 et 3, S_3 est parallèle aux plans axiaux des plis ouverts et des ondulations P_3 .

Les pôles de S_3 définissent des concentrations de points dans tous les domaines structuraux (figures 20 et 21), suggérant qu'aucune phase de déformation majeure, postérieure à D_3 , n'affecte la région. Le clivage S_3 présente un fort pendage vers l'est. Dans le Groupe d'Oak Hill et dans le Complexe de Mansville, S_3 a une direction généralement nord, alors que dans la Suite métamorphique de Sutton, son attitude moyenne est d'environ $N18^\circ E$.

CLIVAGES ET KINKS CONJUGUÉS S_4

Ces structures sont plus développées dans la Formation de Frelighsburg (sous-domaine 1.1). Elles ne sont pas

reconnues au sein du Complexe de Mansville. Quelques kinks isolés furent mesurés dans la Suite de Sutton (domaine 3). Les structures S_4 consistent en des systèmes conjugués de clivages de fracture, espacés de 2-3 cm, et de kinks. Le peu de données accumulées ne permet pas de caractériser ce système conjugué (figure 22). Toutefois, Colpron (1990 et 1992) mentionne deux systèmes orientés respectivement à $N50^\circ E$ et $N60^\circ W$.

Plusieurs localités montrent clairement que les structures S_4 déforment le clivage dominant S_2 . Cependant, aucune évidence de terrain n'a permis de définir clairement les relations d'âges entre S_4 et S_3 . Deux hypothèses doivent être considérées quant à l'origine des structures S_4 : 1) elles sont contemporaines à D_3 , et peut-être reliées à un mouvement tardif le long de la Faille d'Oak Hill (Colpron, 1990 et 1992); ou 2) elles sont postérieures à D_3 (post-taconique ?; voir même Mésozoïque ?).

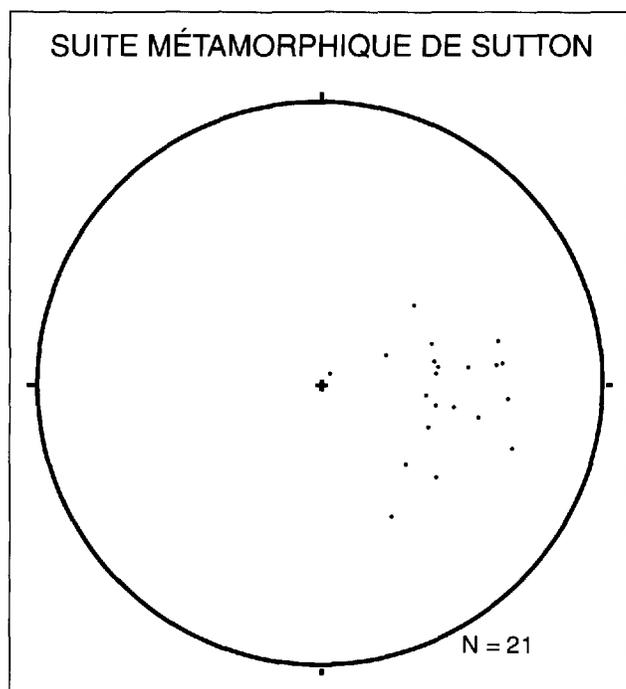


FIGURE 19 – Stéréogramme des pôles du clivage local S_{23} reconnu à proximité des zones de failles tardi- D_2 de la Suite métamorphique de Sutton. Projection équiaire dans l'hémisphère sud.

LINÉATIONS MINÉRALES (L_M)

Des linéations minérales (ou d'étirement) sont observées dans tous les domaines structuraux. Dans la Nappe d'Oak Hill et dans le Complexe de Mansville, les linéations minérales correspondent à des étirements de muscovite, de chlorite, et de quartz. Localement, des alignements de magnétite, d'albite, ou de biotite (Mansville seulement) sont aussi observés. L_M est une fabrique pénétrative là où S_2 est une foliation mylonitique. L_M est particulièrement bien développée le long de la faille de Brome, sur un affleurement en bordure de la route de Richford, à environ 850 m au sud d'East Pinnacle. À cette localité, des amygdales témoignent d'étirements de 10-20 cm dans la Formation de Tibbit Hill. Les linéations minérales plongent toujours fortement le long de la foliation dominante S_2 (figure 23).

Dans la Suite de Sutton, les linéations minérales ont été mesurées sur les plans de la foliation composite S_{1-2} . Il s'agit essentiellement de tiges de quartz. La texture fibreuse des tiges de quartz suggère qu'elles résultent de la recristallisation dynamique du quartz. Par endroits, les linéations minérales se traduisent aussi par des étirements d'albite, de muscovite, ou, rarement, de biotite. Le développement des linéations minérales de la Suite de Sutton est aussi interprété comme étant d'âge D_2 . Dans le domaine 3, L_M plonge faiblement vers l'ouest (voir figure 24).

LINÉATIONS D'INTERSECTION

(L_1^0, L_2^0, L_2^1 , ET L_3^0, L_3^1, L_3^2)

Seules quelques mesures de L_1^0 furent récoltées dans les domaines 1 et 2 (figure 25). Les linéations d'intersection L_2^0 et L_2^1 sont distribuées le long du S_2 moyen dans les domaines 1 et 2 (figure 23). Toutefois, dans tous les sous-domaines on constate que leurs concentrations maximales correspondent toutes à des plis P_2 plongeant faiblement vers le SW. Cette observation est consistante avec l'orientation des pôles des grands cercles (β_2^0 et β_2^1).

Dans la Suite de Sutton (domaine 3), les linéations d'intersection L_2^1 plongent faiblement vers l'ouest, ou, plus rarement, vers l'est (figure 24). Cette distribution bimodale reflète les effets du plissement P_3 .

Les linéations d'intersection L_3^0, L_3^1 et L_3^2 plongent modérément à fortement le long du plan S_3 dans le domaine 1 (figure 26). Dans le Complexe de Mansville et la Suite de Sutton (domaines 2 et 3), les linéations d'intersection L_3 plongent faiblement vers le nord ou vers le sud (figures 26 et 27). Toutefois, leurs concentrations indiquent une plongée moyenne de 9° à $N18^\circ E$. On observe donc une décroissance progressive de la plongée des linéations L_3 d'ouest en est. Sur le terrain, plus particulièrement dans la moitié est de la région de Sutton, les linéations L_3 sont aisément identifiées par des microplissements et des crénulations surimposées aux fabriques antérieures S_1 ou S_2 .

Plis

PLIS P_1

Les plis P_1^0 sont de petits plis isoclinaux localement préservés dans les zones de charnière de plis P_2 dans la Nappe d'Oak Hill et dans le Complexe de Mansville (domaines 1 et 2). Ces plis excèdent rarement des longueurs d'ondes de quelques centimètres et ont des amplitudes de l'ordre de 10-50 cm. Ce sont des plis de classe 2 ou 3 de Ramsay (1967).

Les effets des plis P_1 sont le mieux identifiés par le patron cartographique (voir la carte hors texte). La superposition des plis P_1 et P_2 produit un patron d'interférence de type 3 (en crochet) de Ramsay (1962).

PLIS P_2

Les plis P_2 sont des plis de classe 2 ou 3 de Ramsay (1967), serrés à isoclinaux, droits ou légèrement déjetés au SE ou au NW (figure 17). Dans le Groupe d'Oak Hill, les axes de plis P_2 plongent faiblement à modérément vers le NE ou vers le SW, attestant la nature non cylindrique des plis P_2 . Une fois de plus, une majorité d'axes P_2 plongent faiblement vers le SW (figure 23).

Dans le Complexe de Mansville (domaine 2), les plis P_2 sont isoclinaux, de classe 2 ou 3 de Ramsay (1967), et essentiellement de vergence SE (figure 17). Les axes de

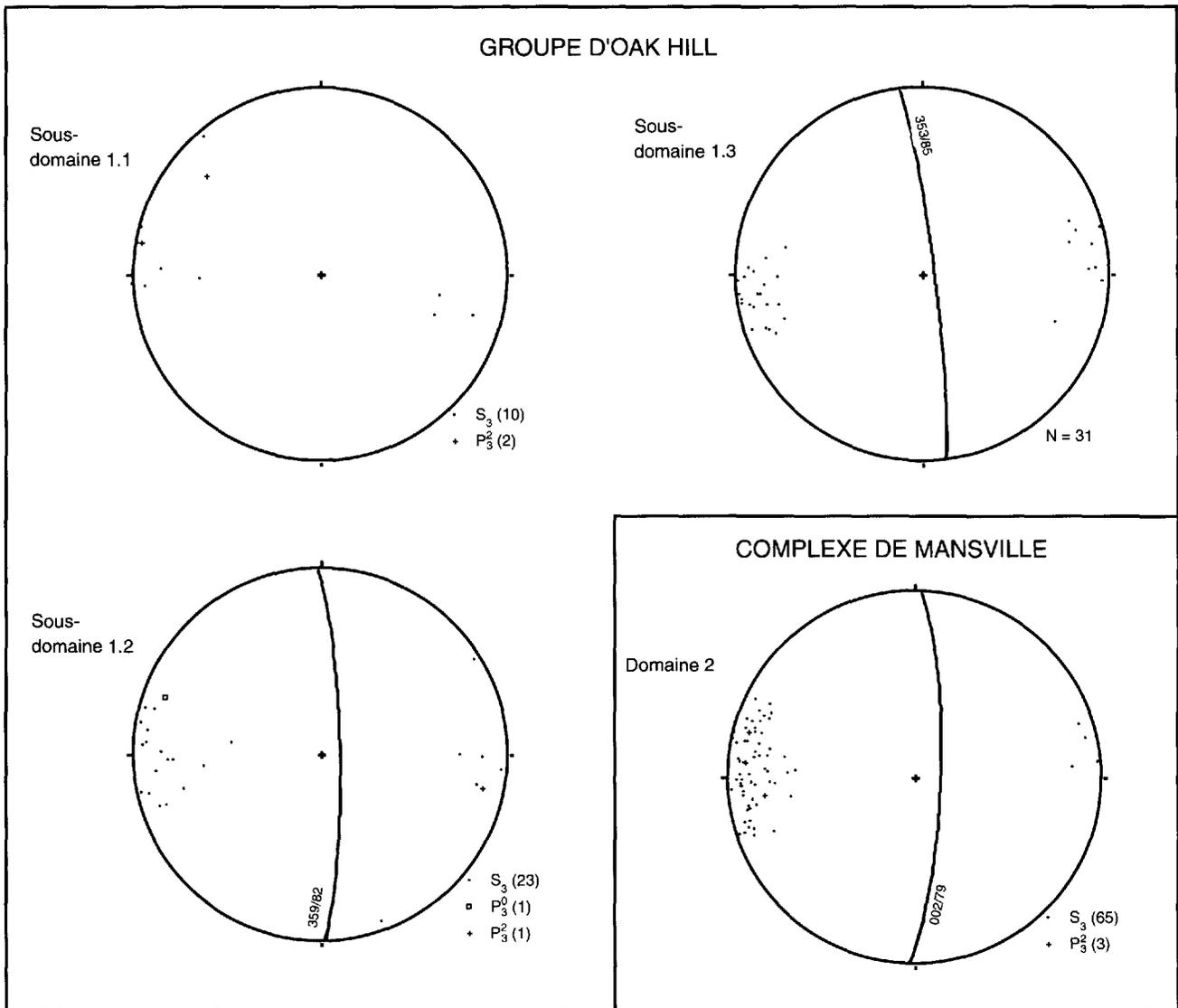


FIGURE 20 – Stéréogrammes des pôles du clivage tardif S_3 du Groupe d'Oak Hill et du Complexe de Mansville.

plis P_2 plongent modérément le long de leur plan axial, correspondant au clivage S_2 . La distribution des axes P_2 (figure 23) suggère que les plis P_2 sont non cylindriques.

Dans la Suite de Sutton (domaine 3), les plis P_2 sont isoclinaux, déversés ou, le plus souvent, couchés, et de vergence SE. Ce sont habituellement des plis de classe 1C de Ramsay (1967) dans les horizons de quartzite, ou des plis de classe 2 ou 3 dans les schistes. Les axes de plis P_2 plongent systématiquement faiblement à modérément vers l'ouest ou le SW (figure 24). Les axes P_2 mesurés dans le sous-domaine 3.4 font toutefois exception avec leur plongée vers le NW (figure 24). Quelques mesures d'axes P_2 plongent faiblement vers l'est (sous-domaine 3.2; figure 24). Ces mesures proviennent du flanc est de plis mineurs P_3 . Il est remarquable que la majorité des axes P_2 , des linéations d'intersection L_3^1 , et des linéation minérales (L_M), soient regroupés dans une

même concentration sur les canevas équiareaux de la figure 24. Cette géométrie des plis P_2 indique qu'il s'agit soit de plis en fourreau, soit de plis «reclinés». La superposition des plis P_2 et P_3 est certainement favorable à la production de plis «reclinés». Toutefois, la colinéarité des axes P_2 et des linéations minérales (L_M) syn- D_2 suggère, elle, une géométrie de plis en fourreau.

PLIS P_3

Les plis P_3 sont, presque exclusivement, développés dans la Suite de Sutton (domaine 3) et le Complexe de Mansville (domaine 2). Ce sont des plis ouverts et des ondulations, cylindroïdes, plongeant faiblement vers le nord (sous-domaines 3.1 et 3.2; figure 27), ou vers le sud (sous-domaines 3.3 et 3.4; figure 27). Localement, des plis plus serrés, de type en chevron, sont aussi reconnus au sein de la Suite de Sutton. Plus rarement,

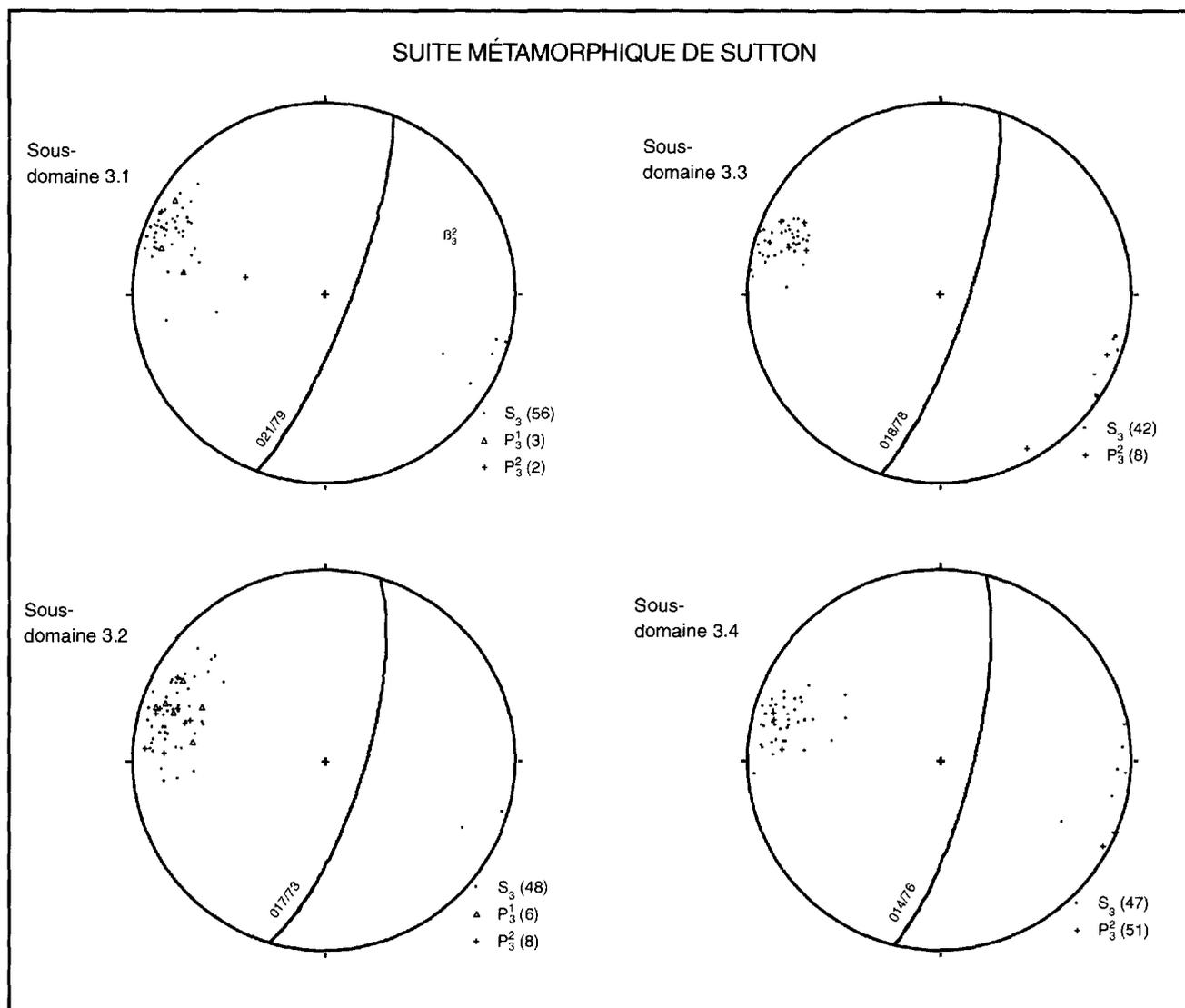


FIGURE 21 – Stéréogrammes des pôles du clivage tardif S_3 et des plans axiaux P_3 de la Suite métamorphique de Sutton.

des plis de type coffré sont aussi observés. Un exemple de pli coffré est aisément observé du haut d'une plateforme d'observation surplombant la gorge du ruisseau Maple au sud immédiat de la rue Hillcrest. Dans la plupart des cas, les plis P_3 définissent des plis en Z, «grimant» vers la zone de charnière de l'antiforme de Saint-Étienne, située à l'est et au SE de la région couverte par ce rapport. Cette structure antiforme de troisième phase correspond à la zone axiale de l'anticlinorium des Monts Sutton. Entre Abercorn et Sutton Mountain, les plis P_3 sont caractérisés par des zones synformes correspondant à de longs flancs où la foliation $S_{1,2}$ est plus ou moins plate, alors que les zones antiformes sont définies par des plis ouverts à serrés ayant des flancs à fort pendage.

Dans la Nappe d'Oak Hill (domaine 1), les effets du plissement P_3 sont restreints à des ondulations de faible amplitude.

Failles

FAILLES PRÉCOCES

Les failles précoces sont essentiellement reconnues (et/ou interprétées) au sein de la Suite de Sutton (domaine 3). Ces failles sont caractérisées par des tronçures lithologiques le long de contacts nets, par la présence de copeaux de lithologies «exotiques» le long de ces contacts, et l'absence de fabriques tectoniques évidentes. La plupart des contacts précoces observés présentent des tronçures de laminations métamorphiques (subparallèles à S_1) à l'échelle de l'affleurement.

La Faille de Sutton, séparant le Complexe de Mansville de la Suite de Sutton (domaines 2 et 3 respectivement), est interprétée comme une faille précoce (voir discussion dans le chapitre sur la stratigraphie). Nous l'interprétons

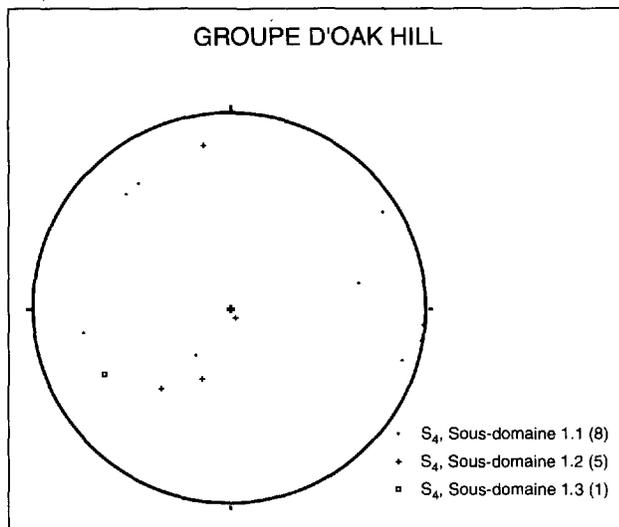


FIGURE 22 – Stéréogramme des pôles des kinks S_2 observés dans le groupe d'Oak Hill. Projection équiaire dans l'hémisphère sud. La majorité des mesures proviennent d'affleurements de schistes et phyllades dans le secteur NW de la région cartographiée.

comme un contact de faille sur la base de changements lithologiques, structuraux, et métamorphiques abrupts, et sur celle de la troncature d'unités cartographiques le long de ce contact. La Suite de Sutton, telle qu'elle est exposée du côté est (le toit) de la Faille de Sutton, est essentiellement dominée par des roches graphitiques riches en albite (SS6), et recoupées par une foliation composite S_{1-2} très pénétrative. Du côté ouest (le mur) de la Faille de Sutton, les roches du Complexe de Mansville sont généralement beaucoup moins albitisées, et présentent une fabrique S_1 moins pénétrative. Cette faille fut donc essentiellement tracée au contact entre le schiste graphitique à albite de la Suite de Sutton (SS6) et le schiste laminé à quartz-muscovite du Complexe de Mansville (MN7). Ce contact est interprété comme une faille précoce puisque: 1) le contact est replissé par la phase D_2 ; et 2) les affleurements à proximité de la trace de ce contact ne présentent pas de fabrique symmétamorphique. Dans la région de Sutton, nous avons pu observer ce contact à la faveur de deux coupes continues le long des ruisseaux Maple et Cook.

Le mouvement relatif le long des failles prémétamorphiques est interprété comme étant du SE vers le NW. Cette interprétation est essentiellement dictée par la juxtaposition de terrains de plus haut degré de métamorphisme (Suite de Sutton) à l'est, sur des roches de moindre degré (Complexe de Mansville) à l'ouest. Le transport le long de ces failles est inconnu, mais considéré comme important. La juxtaposition de matériel ophiolitique (serpentinite) et de roches de la marge passive implique un transport de l'ordre de dizaines, si ce n'est de centaines, de kilomètres. Toutes les failles prémétamorphiques interprétées au sein de la Suite de Sutton sont considérées comme étant d'âge D_1 .

FAILLES SYMMÉTAMORPHIQUES

Les failles symmétamorphiques sont essentiellement reconnues dans le Complexe de Mansville (domaine 2). Ces contacts de faille sont marqués par une foliation mylonitique bien développée, par l'omniprésence d'une linéation minérale, par des tectonites C/S et L/S, et par des troncatures lithologiques. La foliation mylonitique est parallèle au clivage régional S_2 .

La Faille de Brome, séparant la Nappe d'Oak Hill (domaine 1) du Complexe de Mansville (domaine 2), est la faille de chevauchement symmétamorphique la plus importante qui a été reconnue dans la région de Sutton. Cette faille est tracée comme étant le contact entre la Formation de Tibbit Hill, à l'ouest, et le schiste laminé (MN7) du Complexe de Mansville, à l'est. Cette faille d'importance régionale est clairement définie sur image LANDSAT, et correspond à une anomalie géophysique linéaire (SOQUEM, 1988).

Cette faille est interprétée comme symmétamorphique sur la base de: 1) l'observation de quelques affleurements de schiste mylonitique; 2) l'omniprésence d'une foliation S_2 pénétrative associée à une structure linéaire très bien développée (fabrique L/S) à proximité de la trace de la faille de Brome; et 3) la forte plongée des axes de plis P_2 à proximité de ce contact.

L'affleurement le plus spectaculaire de la faille de Brome se trouve en bordure du chemin de Richford à 850 m au sud d'East Pinacle. À cet endroit, la faille est marquée par une zone de mylonite de quelques mètres de largeur. La mylonite est développée dans un schiste amygdaloïde de la Formation de Tibbit Hill. Les amygdales, étant en moyenne de 0,5-1 cm de largeur à l'état non déformé, sont étirées jusqu'à près de 20 cm le long de la foliation S_2 . Elles se présentent comme des porphyroclastes de type-s (Passchier et Simpson, 1986) indiquant un transport du NW vers le SE.

Les failles symmétamorphiques du Complexe de Mansville sont interprétées comme étant contemporaines à la phase D_2 . Le mouvement relatif le long de ces failles est du NW vers le SE. Outre les fabriques asymétriques, cette interprétation est aussi supportée par: 1) la juxtaposition, de part et d'autre de la faille de Brome, de roches «anciennes» à l'ouest (Formation de Tibbit Hill) sur des lithologies relativement plus jeunes (unités MN7 et MN8) à l'est; et 2) le parallélisme des zones de cisaillement symmétamorphiques avec les structures D_2 de vergence SE. Le transport le long de ces failles pourrait représenter quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Sur la base des corrélations stratigraphiques établies pour les unités MN7 et MN8 du Complexe de Mansville (Colpron, 1990 et 1992), le transport le long de la Faille de Brome serait d'ordre kilométrique.

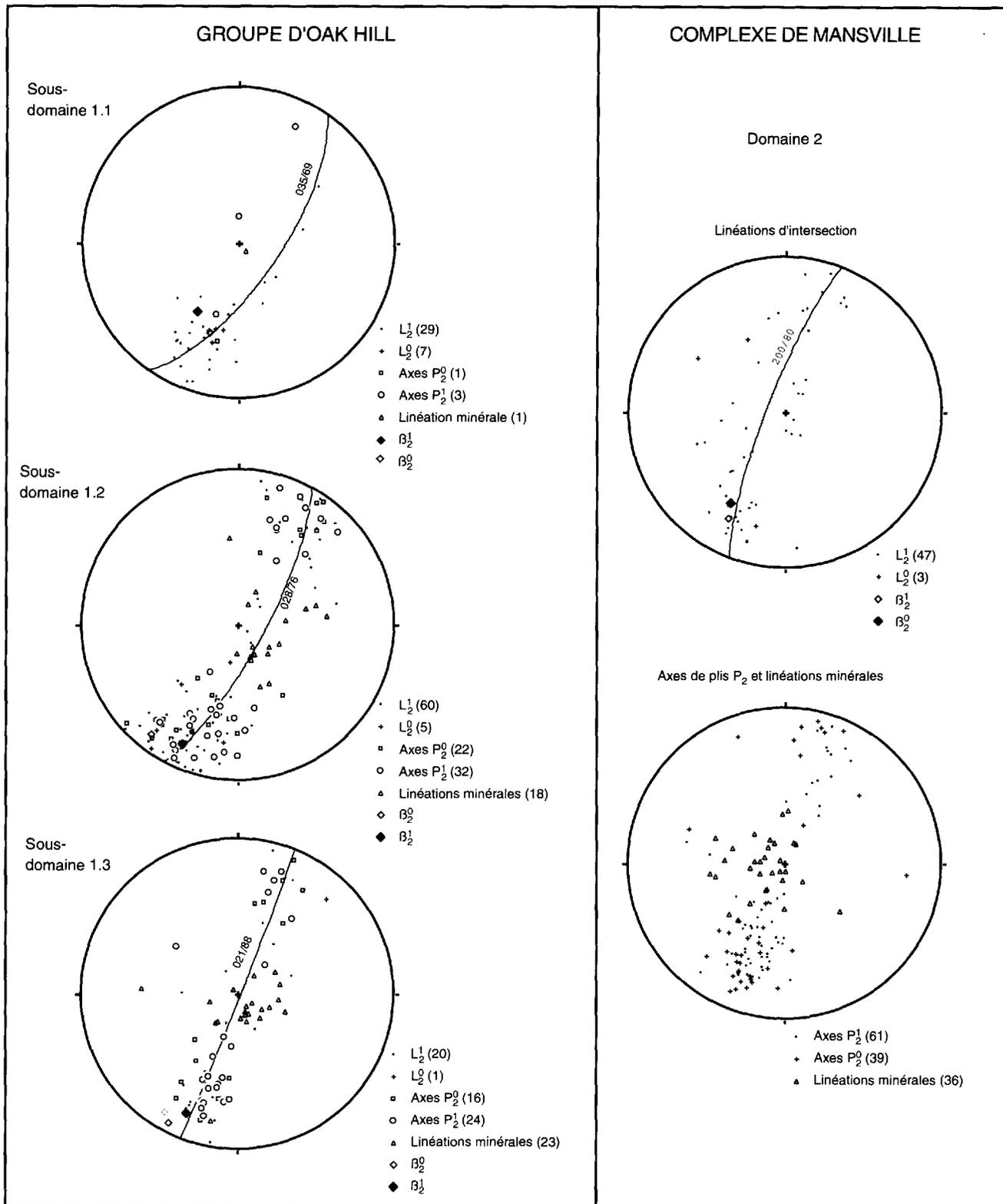


FIGURE 23 – Stéréogrammes des linéations d'intersection, des axes de plis et des linéations minérales associés aux structures de deuxième phase – Groupe d'Oak Hill et Complexe de Mansville.

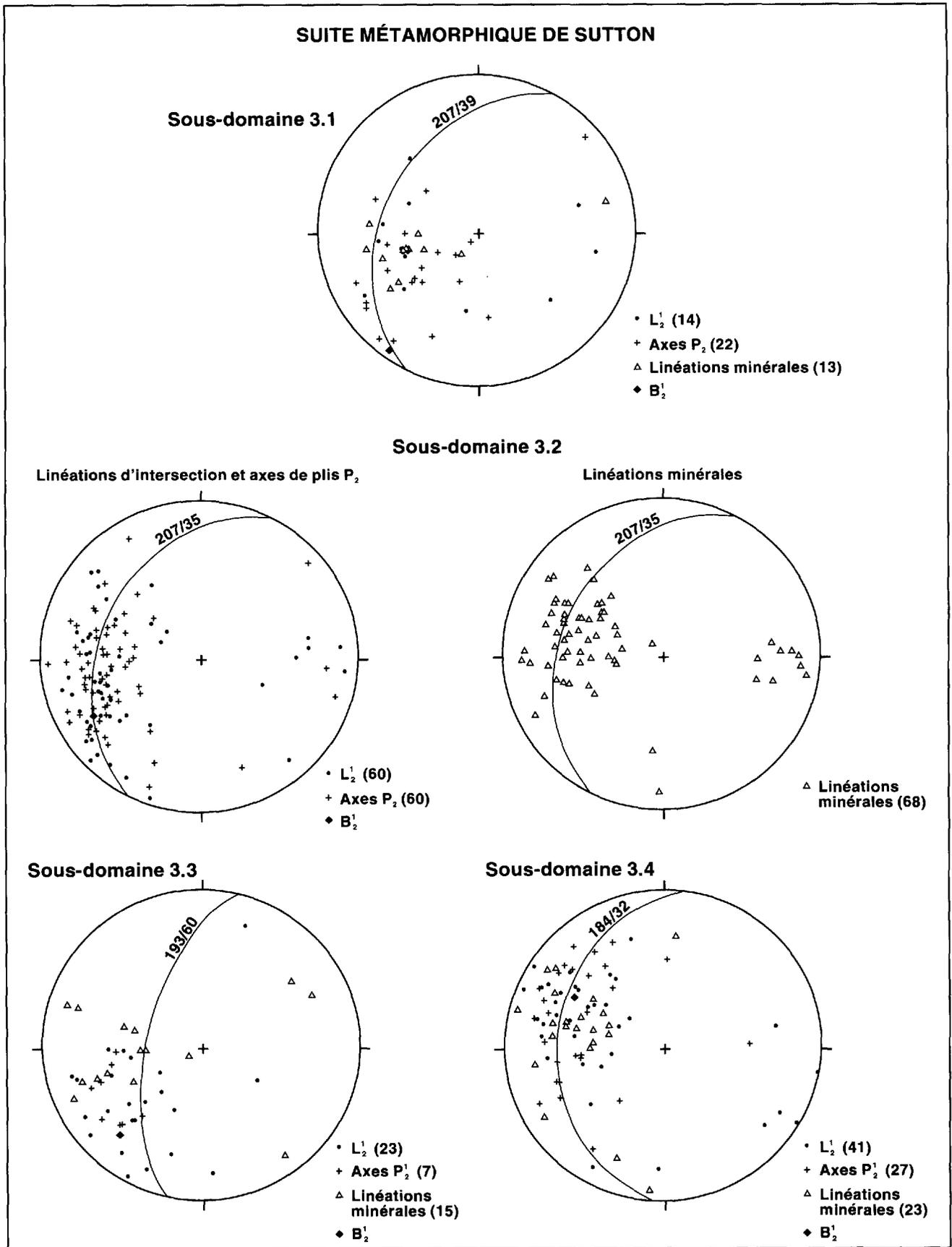


FIGURE 24 – Stéréogrammes des linéations d'intersection, des axes de plis et des linéations minérales associés aux structures de deuxième phase qui affectent la Suite métamorphique de Sutton.

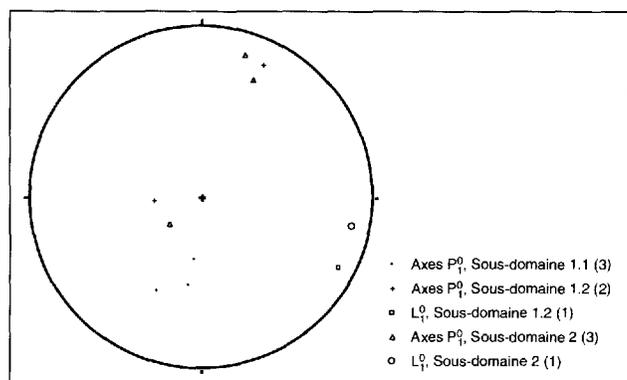


FIGURE 25 – Stéréogramme des linéations d'intersection L_1^0 et des axes de plis P_1^0 qui affectent la stratification S_0 et associés à la schistosité S_1 .

Discussion

La figure 28 présente une coupe structurale schématique dans la région de Sutton (Colpron, 1990 et 1992). Sur cette coupe structurale on remarquera la présence d'un duplex formé par des écaïlles de socle (?). Nous croyons, en effet, que la déformation tectonique de la région de Sutton résulte de l'imbrication d'écaïlles de socle lors d'une subduction de type continental (type A de Hodges *et al.*, 1982). Les écaïlles de socle sont projetées à partir d'une coupe sismique dans le nord du Vermont (à environ 12 km au sud de notre région), sur laquelle des réflecteurs pentés vers l'ouest sont clairement définis (données non publiées, Université du Vermont). De telles imbrications de socle sont aussi «observées»

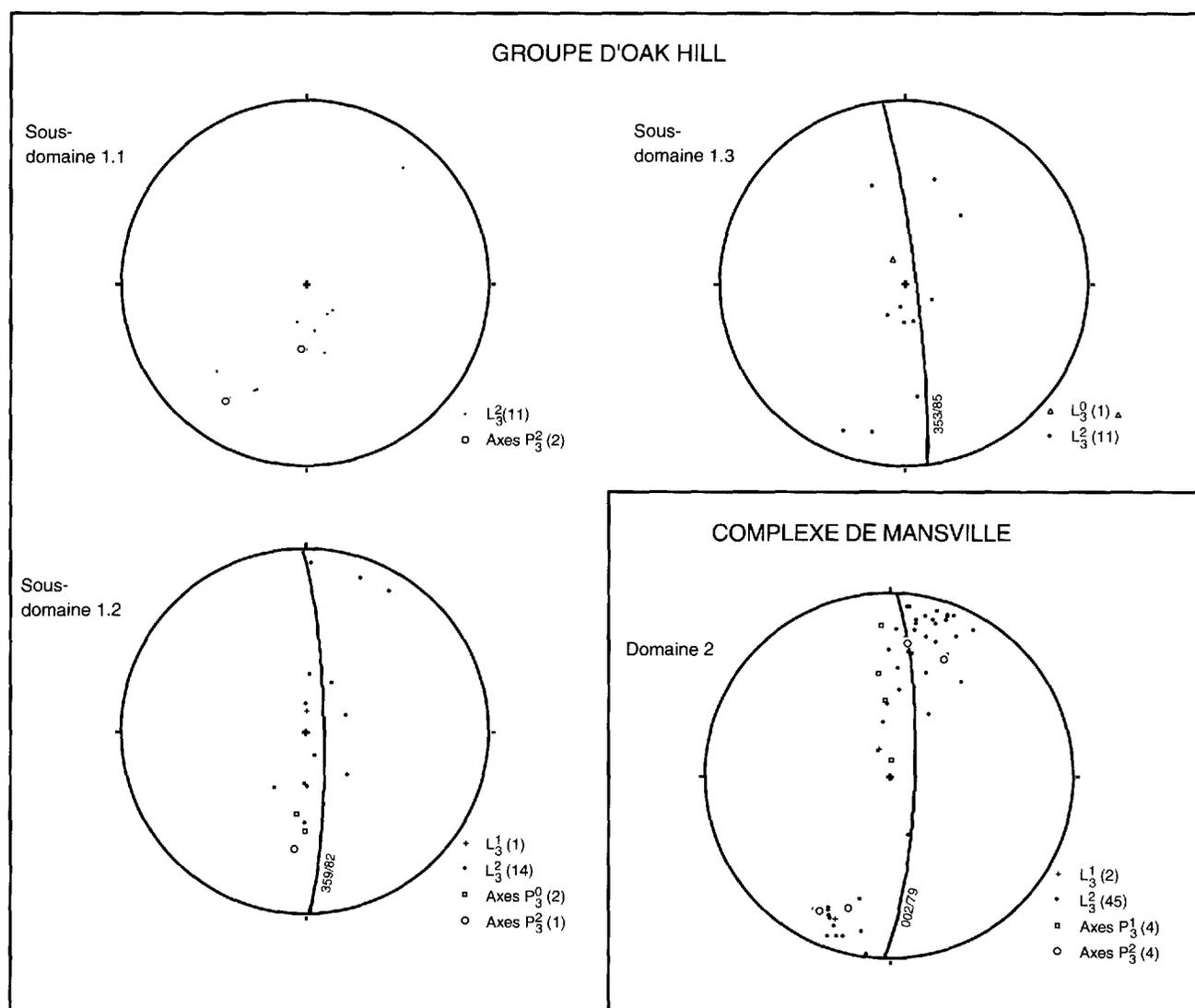


FIGURE 26 – Stéréogrammes des linéations d'intersection et des axes de plis associés aux structures de troisième phase qui affectent le Groupe d'Oak Hill et le Complexe de Mansville.

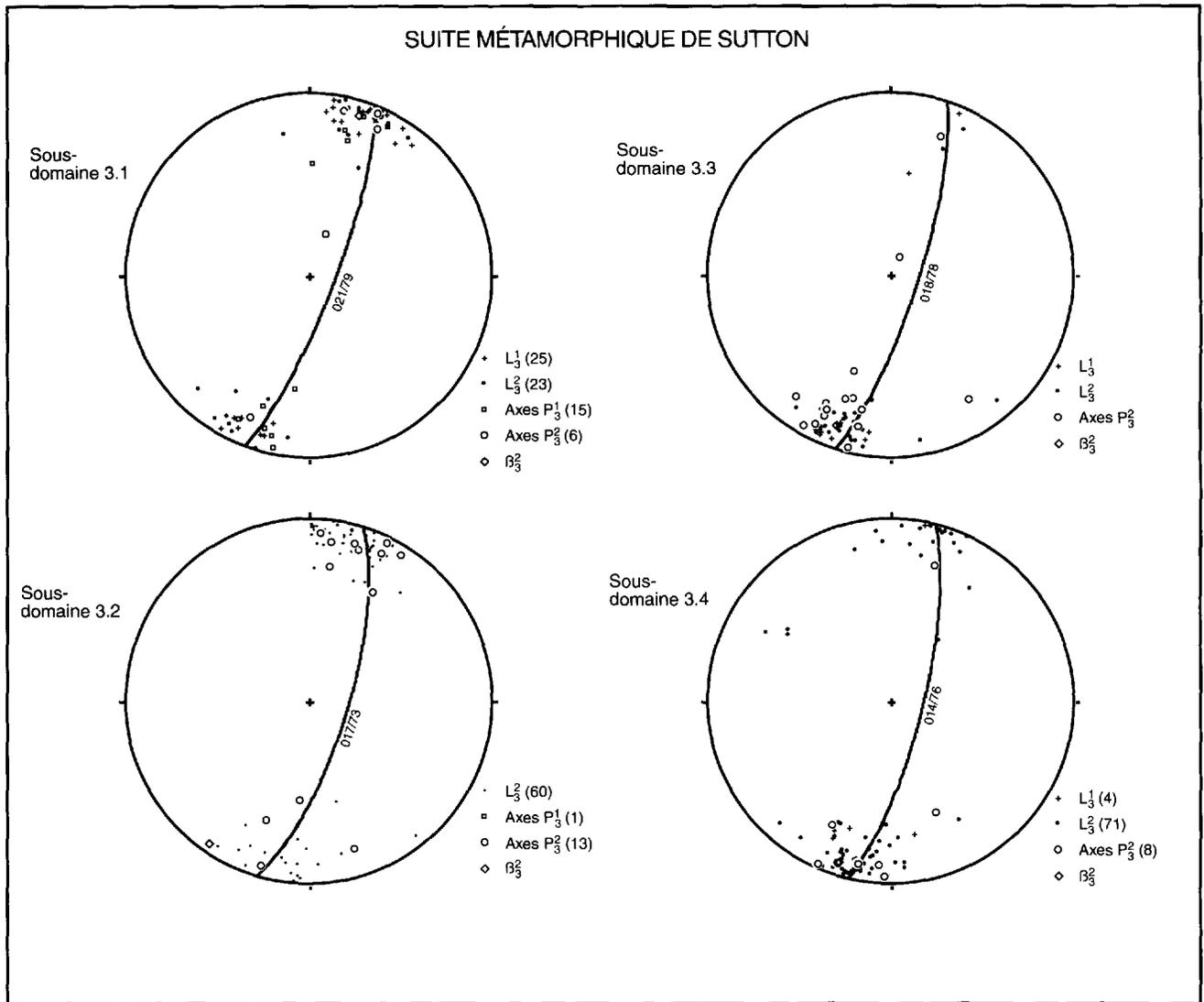


FIGURE 27 – Stéréogrammes des linéations d'intersection et des axes de plis associés aux structures de troisième phase qui affectent la Suite métamorphique de Sutton. β_3^2 correspond au vecteur moyen déterminé à la figure 18. Projection équiaire dans l'hémisphère sud.

sous les monts Notre-Dame, à quelque 100 km au nord de notre région (St-Julien *et al.*, 1983). Mentionnons que le style structural des monts Notre-Dame est similaire à celui des monts Sutton (St-Julien *et al.*, 1983; St-Julien, 1987).

La déformation D_1 des Schistes de Sutton est sans aucun doute la plus ancienne phase de déformation de la région. Cette phase est probablement associée au stade d'accrétion de l'orogénèse taconique. On peut donc penser que ce que nous appelons phase D_1 peut représenter plusieurs phases de déformation composites selon la définition usuelle. Nous croyons que cette «phase» D_1 était dominée par des failles de vergence NW, associées à l'emplacement de matériel ophiolitique (serpentinite), et à des conditions métamorphiques de moyenne à haute pression (tel que le suggère la présence de hornblendes bleutées dans les roches vertes de la Suite métamorphique de Sutton). Des amphiboles, vraisemblablement associées à cette phase de déformation,

ont été datées à 468 et 490 Ma dans le nord du Vermont (Laird *et al.*, 1984).

À l'ouest, la phase D_1 est caractérisée par le développement de grands plis couchés (nappes) au sein de la Nappe d'Oak Hill et, peut-être, du Complexe de Mansville. Nous croyons que c'est à ce «moment» que la Nappe de Stanbridge a «glissé» à l'avant de la Nappe d'Oak Hill. Nous ne croyons toutefois pas que la Nappe de Stanbridge résulte d'un transport tectonique important.

L'imbrication des écaillés de socle (?), et la formation d'un duplex, sont interprétés comme les mécanismes responsables des phases D_2 et D_3 . Les écaillés de socle ont agi comme un biseau tectonique compétent entraînant la délamination de la couverture volcano-sédimentaire. L'introduction de ce biseau tectonique serait responsable du développement d'une zone de forte déformation caractérisée par des plis en fourreau et par des failles ductiles dans le Complexe de Mansville.

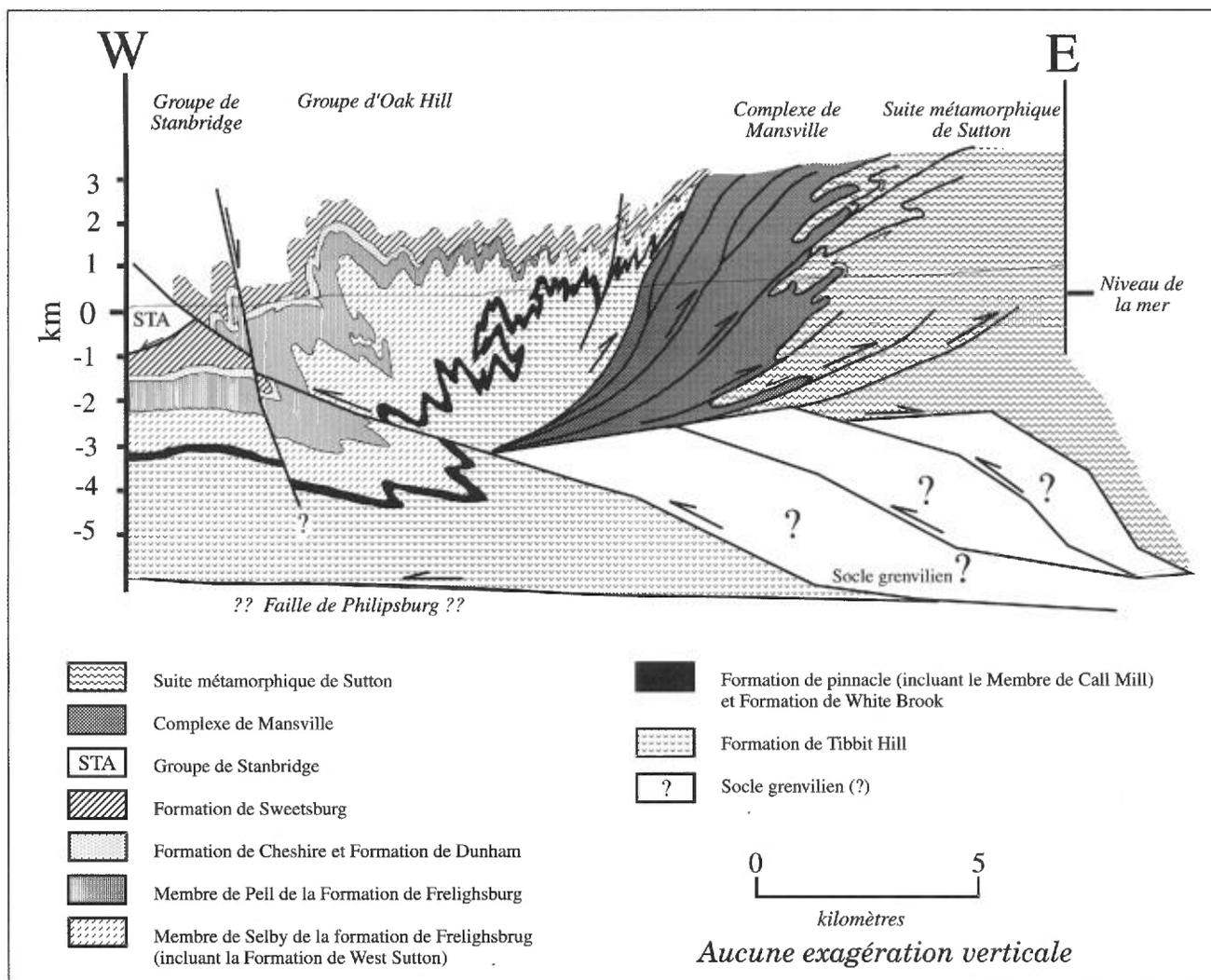


FIGURE 28 – Coupe structurale schématisée de la région de Sutton (d'après Colpron, 1990).

La phase D_3 , et le développement de l'anticlinorium des Monts Sutton, est probablement le résultat combiné d'une compression en cisaillement pur et d'une poussée verticale provoquée par l'empilement d'écaillés de socle sous les monts Sutton.

Les travaux de Rickard (1965) suggèrent que les phases D_2 et D_3 sont contemporaines. Des datations K/Ar de muscovites recristallisées le long des clivages S_2 (Nappe d'Oak Hill) et S_3 (Suite métamorphique de Sutton) ont donné des âges de 448 ± 30 Ma et 427 ± 30 Ma, respectivement (Rickard, 1965). Ces dates sont interprétées comme des âges de refroidissement (cooling ages) associés à l'orogénèse Taconique. De plus, les datations K/Ar obtenues par Knight (1976) sur des muscovites et des biotites de la Suite de Sutton ont donné des âges respectifs de $421 \pm 5,8$ Ma et de $372 \pm 5,2$ Ma. Rickard (1991) mentionne aussi des datations K/Ar variant de 367 Ma à 390 Ma pour des muscovites provenant de la Suite de Sutton. Ces dates suggèrent aussi que les monts Sutton ont été sujet à un

refroidissement prolongé suivant un maximum thermique durant l'orogénèse taconique. Les résultats de Knight (1976) et de Rickard (1991) peuvent aussi être interprétés comme une indication que le système K/Ar a été partiellement ouvert durant l'orogénèse acadienne au Dévonien moyen.

Il existe en effet la possibilité que les structures de phase D_3 soient associées à l'orogénèse acadienne (Dévonien moyen; P. St-Julien, communication personnelle). Il y a en effet une similitude de style structural entre les monts Sutton et la vallée de Memphrémagog à l'est, où des sédiments d'âge Silurien sont affectés par des plis ouverts droits (Lamothe, 1981b) d'attitude similaire aux plis P_3 des monts Sutton.

D'autre part, certains auteurs considèrent même que les structures de phase D_2 (et par conséquent l'imbrication de socle) sont aussi un phénomène acadien. À Terre-Neuve, Cawood et Williams (1988) suggèrent un âge acadien pour les imbrications de socle sous-jacentes aux allochtones de Humber Arm. De la même façon,

Bardoux et Marquis (1989) ont proposé l'hypothèse selon laquelle l'imbrication de socle sous les monts Notre-Dame serait le résultat de compressions tardives d'âge acadien.

Nous soutenons l'idée que les structures D₂ des monts Sutton sont exclusivement d'âge taconique. Cette hypothèse est confirmée par les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar de hornblendes de la Formation de Tibbit Hill donnant des âges d'environ 439 Ma (Laird *et al.*, 1984). L'évaluation de l'âge des monts Sutton ne pourra être résolu qu'avec

des travaux de thermochronologie détaillée de la Suite métamorphique de Sutton.

La culmination de l'orogénèse taconique fut probablement marquée par le transport des terrains déformés le long de grands décollements régionaux. La faille d'Oak Hill pourrait représenter une structure subsidiaire de l'un de ces décollements (faille de Philipsburg ?; figure 28). Plus tard, des failles normales recourent les structures taconiques.

Géologie économique

Trois types de minéralisations métalliques ont été observés sur les terrains cartographiés: 1) des paléoplacers marins à magnéto-ilménite/zircon à la base de la Formation de Pinnacle (grès noirs à Fe-Ti-Zr); 2) des disséminations de chalcopryrite-bornite-pyrite-magnétite disséminées le long des failles synmétamorphiques (minéralisation Cu-Ag±Au); et 3) des disséminations de pyrrhotite dans les roches de la Suite de Sutton. À ces minéralisations s'ajoute la présence de petites masses de talc dans les schistes de la Suite métamorphique de Sutton.

Paléoplacers de la Formation de Pinnacle

La présence de quantité considérable de magnéto-ilménite au sein de la Formation de Pinnacle est connue de longue date (Clark, 1936; Booth, 1950).

Les dépôts de magnéto-ilménite et de zircon se présentent sous formes de grains détritiques concentrés en petits lits à l'intérieur des wackes de la Formation de Pinnacle. À la base de cette dernière, des bancs massifs de grès noirs atteignent de 4 à 15 m d'épaisseur. Ces derniers sont discontinus et lenticulaires. Les plus grandes lentilles sont d'extension kilométrique. La description de ces dépôts, de même qu'une discussion de leur origine, sont données dans la section portant sur la stratigraphie de la Formation de Pinnacle.

De telles accumulations de minéraux lourds sont associées à un environnement de plage de haute énergie (Peterson *et al.*, 1986; Komar et Wang, 1984). Des concentrations similaires sont connues dans les sédiments récents d'Australie (Hutchison, 1983) et d'Oregon (Komar et Wang, 1984; Peterson *et al.*, 1986; Peterson *et al.*, 1987), de même que dans les roches du Cambrien inférieur de Virginie (base du Groupe de Chilhowee) et du Protérozoïque supérieur de la Série d'Ocoee, au Tennessee (Laznicka, 1985, page 527). Dans ce dernier cas, il est très intéressant de constater que la Série d'Ocoee correspond au même environnement tectonique que le Groupe d'Oak Hill (c.-à-d., rifting). Tout comme dans notre région ces dépôts reposent sur un important volume de roches volcaniques alcalines. De plus, les localités citées par Laznicka (1985) occupent une même position relative à l'intérieur d'un ré-entrant que celle observée dans la région de Sutton. Dans notre région, le potentiel titanifère a déjà été mentionné par Gauthier (1985, 1989).

Un échantillon de grès noir massif peut contenir jusqu'à 90 % de magnéto-ilménite et 5 % de zircon. La monazite, rapportée dans d'autres localités (Hutchison, 1983;

Laznicka, 1985), n'a pas été observée dans notre région.

En lames minces polies, les échantillons les plus riches en TiO₂ (rutile, leucoxène, anatase) présentent un lessivage de la magnéto-ilménite. La magnétite s'altère en hématite (martitisation), tandis que les exsolutions d'ilménite s'altèrent progressivement en rutile, leucoxène et anatase. Ces oxydations successives résultent en des textures en treillis, pseudomorphes des lamelles d'ilménite. L'hématite est souvent observée comme ciment. Par conséquent, le pourcentage d'hématite apparaît être un bon indicateur de l'état d'oxydation de l'ilménite. Morad et Aldahan (1986) ont décrit ce genre d'altération comme résultant de processus diagénétiques en milieu oxydant.

Des résultats d'analyses lithogéochimiques pour des échantillons de grès noirs sont présentés à l'annexe 2. Outre de fortes concentrations en Fe, TiO₂, et Zr, on remarque aussi des valeurs anormales en Ce, Nd, Nb, Th, et Y. Les résultats d'analyses indiquent que la plupart des échantillons titrent plus de 30 % TiO₂ (annexe 2).

Les plus importants dépôts de grès noirs massifs se retrouvent sur le flanc est du synclinal de la colline Spruce. Ces horizons sont décrits dans le chapitre portant sur la stratigraphie. Ils furent mentionnés pour la première fois par Dowling (1988). Les grès noirs de la région de Sutton ont fait l'objet de travaux d'exploration par la SOQUEM en 1988.

Les localités où des grès noirs massifs de plus de un mètre d'épaisseur ont été observés, sont indiquées par un symbole triangulaire sur notre carte. Ces localités sont aussi décrites dans la section portant sur la stratigraphie.

Minéralisations Cu-Ag (±Au)

Les indices de cuivre de la région de Sutton ont fait l'objet d'exploitations artisanales dans la deuxième moitié du 19^e siècle. Peu d'informations sont disponibles quant à la quantité de minerai extrait. Il semble cependant que ces diverses exploitations furent de courte durée. Ces indices ont été plus récemment l'objet d'études par Harron (1973) et Gauthier (1985, 1989). Ces auteurs font aussi état d'un potentiel argentifère.

La minéralisation se présente sous forme de placage de chalcopryrite-bornite-pyrite (± malachite) le long des plans de foliations ou en association avec des veinules de quartz. Gauthier (1985) mentionne l'apparente affinité de cette minéralisation pour les niveaux à sables noirs de la Formation de Pinnacle. Dans la plupart des travaux consultés, on fait aussi mention de schistes à talc-séricite

et/ou de zones cisailées à proximité des zones minéralisées. Les travaux de Colpron (1990 et 1992), dans la région du Lac Brome, suggèrent que ces minéralisations pourraient être associées au développement de failles de deuxième phase. Colpron (1990 et 1992) suggère aussi que la proximité d'horizon de grès noir de la Formation de Pinnacle pourrait exercer un contrôle chimique sur la minéralisation cuprifère.

Aucun indice d'importance n'est présent dans la région de Sutton. Les quelques localités où une minéralisation cuprifère fut observée (principalement de la malachite le long de la foliation) sont indiquées par un symbole hexagonal sur la carte géologique.

Pyrrhotite disséminée

La présence de pyrrhotite dans les roches de la Suite métamorphique de Sutton est rapportée ici pour la première fois. La pyrrhotite se présente sous forme de lentilles, atteignant jusqu'à quelques centimètres de longueur, ou de placages le long des foliations S_1 et S_2 .

Nous envisageons la possibilité que ces minéralisations puissent être associées à des contacts de failles précoces. Le peu d'informations recueillies à ce jour ne nous permet pas de nous prononcer plus avant sur ces minéralisations. Les résultats d'analyses préliminaires ne présentent que de très faibles anomalies en Ni, Cr, et As (annexe 2). Les localités où de la pyrrhotite fut observée sont indiquées par le symbole **Po** sur la carte hors texte.

Talc

Quelques affleurements de serpentinite (indiqués par le symbole SS7 sur la carte géologique) relativement riche en talc sont présents au sein des schistes de la Suite métamorphique de Sutton. La localité la plus riche en talc correspond à un petit affleurement de serpentinite dans le lit du ruisseau Old-Notch à environ 2,4 km à l'ENE d'Alva. Toutefois, la faible dimension de ces masses de talc en font des indices de très peu d'intérêt économique.

Références

- BADGER, R.L. – SINHA, A.L., 1988 – Age and Sr isotope signature of the Catoctin Volcanic province: implication for subcrustal mantle evolution. *Geology*, volume 16, pages 692-695.
- BAER, A.J. – POOLE, W.H. – SANFORD, B.V., 1971 – Rivière Gatineau, Québec-Ontario. Commission Géologique du Canada, Carte 1334A, Feuille 31, échelle 1: 1 000 000.
- BARBERI, F. – FERRARA, G. – SANTACROCE, R. – TREUIL, M. – VARET, J., 1975 – A transitional basalt - pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Center (Afar Rift, Ethiopia). *Journal of Petrology*, volume 16, pages 22-56.
- BARDOUX, MARC – MARQUIS, ROBERT, 1989 – L 2001: a new interpretation of northwesterly-dipping reflectors above the basement-cored Sutton-Notre-Dame anticlinorium near Thetford-Mines, Québec: in Proceedings of the Québec-Vermont Appalachian Workshop, textes réunis par M. Colpron and B. Doolan, University of Vermont, Burlington, Vermont, pages 50-52.
- BÉLAND, J., 1957 – Régions de Saint-Magloire et de Rosaire-Saint-Pamphile, Districts électoraux de Dorchester, Bellechasse, Montmagny, et l'Islet. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG-76, 49 pages.
- BEST, M.G., 1982 – Igneous and metamorphic petrology. W.H. Freeman and Company, 630 pages.
- BOOTH, V.H., 1950 – Stratigraphy and Structure of the Oak Hill Succession in Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, volume 61, pages 1131-1168.
- CADY, W.M., 1945 – Stratigraphy and structure of west-central Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, volume 56, pages 515-588.
- _____ 1960 – Stratigraphic and geotectonic relationships in Northern Vermont and Southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, volume 71, pages 531-567.
- CAWOOD, P.A. – Williams, H., 1988 – Acadian basement thrusting, crustal delamination, and structural styles in and around the Humber Arm allochthon, western Newfoundland: *Geology*, volume 16, pages 370-373.
- CHARBONNEAU, J.-M., 1980 – Région de Sutton (W). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-681, 89 pages.
- _____ 1981 – Géologie du Groupe d'Oak Hill entre Saint-Sylvestre et Saint-Jacques-de-Leeds. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-790, 32 pages.
- CHRISTMAN, R.A., 1959 – Geology of the Mount Mansfield quadrangle, Vermont. Vermont Geological Survey, Bulletin no. 15, 70 pages.
- CLARK, T.H., 1931 – Lowest Cambrian of southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, abstract, volume 17, pages 497-522.
- _____ 1934 – Structure and Stratigraphy of Southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, volume 45, pages 1-20.
- _____ 1936 – A Lower Cambrian Series from Southern Quebec. *Transactions of the Royal Canadian Institute*, n° 45, volume 21, part I, pages 135-151.
- CLARK, T.H. – EAKINS, P.R., 1968 – The Stratigraphy and Structure of the Sutton area of Southern Quebec. *In Tectonics of the Appalachians, Northern and Maritimes*; textes réunis par E.-An Zen, W.S. White, J.B. Hadley and J.B. Thompson Jr, Wiley, Interscience, New York, pages 163-173.
- CLARK, T.H. – MCGERRIGLE, H.W., 1944 – Oak Hill Series, Farnham Series and Philipsburg Series. *In Geology of Quebec*, Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-20, volume II, page 386-407.
- COISH, R.A. – FLEMING, F.S. – LARSEN, M. – POYNER, R. – SEIBERT, J., 1985 – Early Rift history of the Proto-Atlantic ocean: geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont. *American Journal of Science*, volume 285, pages 351-378.
- COISH, R.A. – PERRY, D.A. – ANDERSON, C.D. – BAILEY, D., 1986 – Metavolcanic rocks from the Stowe Formation, Vermont: remnants of ridge and intraplate volcanism in the Iapetus ocean. *American Journal of Science*, volume 286, pages 1-28.
- COLPRON, M., 1989a – Taconian structures from the hinterland of the Eastern Townships of Québec: the result of continental A-type subduction? *In Proceedings of the Québec-Vermont Appalachian Workshop*, textes réunis par M. Colpron et B.L. Doolan, University of Vermont, Burlington, Vermont, pages 41-45.
- _____ 1989b – Multi-stage rifting in the Oak Hill Group, southern Québec: a key to understanding the subsidence history along Iapetus rift margin. *Geological Association of Canada, Program with Abstracts*, volume 13, page A23.
- _____ 1990 – Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber zone, Brome Lake area, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Vermont, Burlington, Vermont, 278 pages.
- _____ 1992 – Géologie de la région du Lac Brome: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 90-09, 96 pages.

- COOKE, H.C. – EAKINS, P.R. – TIPHANE, M., 1962 – Shefford Map-area, Shefford and Brome counties, Eastern Township of Quebec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-187, 145 pages.
- CULLERS, R.L. – GRAF, J.L., 1984 – Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In Rare earth element geochemistry, textes réunis par P. Henderson, Elsevier, pages 237-274.
- DELLORUSSO, V. AND STANLEY, R. S., 1986 – Bedrock geology of the northern part of the Lincoln Massif, central Vermont. Vermont Geological Survey, Special Bulletin No. 8, 56 pages.
- DENNIS, J.G., 1964 – The Geology of the Enosburg area, Vermont. Vermont Geological Survey, Bulletin No. 23, 56 pages.
- DE RÖMER, H.S., 1960 – Geology of the Eastman – Orford Lake area, Eastern Townships, province of Quebec. Thèse de doctorat, Université Mc Gill, Montréal, 397 pages.
- DIPIETRO, J.A., 1983 – Geology of the Starksboro area, Vermont. Vermont Geological Survey, Special Bulletin no. 4, 14 pages.
- DOLL, C.G. – CADY, W.H. – THOMPSON, J.B.Jr – BILLINGS, M.P., 1961 – Centennial geological map of Vermont. Vermont Geological Survey, 1:250 000.
- DOOLAN, B.L., 1987 – Stratigraphy and structure of the Camel's Hump Group along the Lamoille river transect, northern Vermont. In NEIGC 1987: Guidebook for field trips in Vermont, volume 2. Textes réunis par D.S. Westerman (ed.), Norwich University, Northfield, Vermont, trip B-2, pages 152-191.
- DOOLAN, B.L. – GALE, M.H. – GALE, P.N. – HOAR, R.S., 1982 – Geology of the Quebec reentrant: possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec serpentine belt. In Major structural zones and faults of the northern Appalachians, textes réunis par P. St-Julien et J. Béland, Association géologique du Canada, Special Paper no. 24, pages 87-115.
- DORSEY, R.J. – AGNEW, P. – CARTER, C. – ROSENCRANTZ, E. – STANLEY, R.S., 1983 – Bedrock geology of the Milton Quadrangle, northwestern Vermont. Vermont Geological Survey, Special Bulletin no. 3, 14 pages.
- DOWLING, W.M., 1988 – Depositional environment of the lower Oak Hill Group, southern Quebec: implications for the late Precambrian breakup of North America in the Quebec reentrant. Thèse de maîtrise, Université du Vermont, Burlington, Vermont, 186 pages.
- EAKINS, P.R., 1964 – Région de Sutton, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 63-34, 3 pages.
- ELLS, R.W., 1897 – Rapport sur une portion de la province de Québec figurant dans la feuille sud-ouest des Cantons de l'Est. Commission géologique du Canada, rapport annuel, volume 7, pages 5J-103J, 126J-170J et carte 571.
- EMERSON, B., 1917 – Geology of Massachusetts and Rhode Island. U.S. Geological Survey, Bulletin 597, 289 pages.
- FOLK, R. L., 1968 – Petrology of sedimentary rocks, Hemphill's Book Store, Austin, Texas, 170 pages.
- FOLK, R. L. – WARD, W. C., 1957 – Brazos river bar: a study in the significance of grain-size parameters: Journal of Sedimentary Petrology, volume 27, pages 3-26.
- FRIEDMAN, G. M., 1962 – On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain size distribution of sandstones. Journal of Geology, volume 70, pages 737-756.
- 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, 191 pages.
- GAUTHIER, M., ET 13 AUTRES, 1989 – Synthèse géologique de l'Estrie et de la Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-20, 633 pages.
- GLOBENSKY, Y., 1978 – Région de Drummondville. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-192, 107 pages.
- GREGORY, G., 1982 – Paleoenvironments of the Lower Cambrian Dunham Dolomite, northwestern Vermont. Thèse de maîtrise, University of Vermont, Burlington, Vermont, 91 pages.
- HARRON, G.A., 1973 – The metallogeny of sulphide deposits in the Eastern Townships. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-253, 36 pages.
- HODGES, K.V. – BARTLEY, J.M. – BURCHFIELD, B.C., 1982 – Structural evolution of an A-type subduction zone, Lofoten-Rombak area, northern Scandinavian Caledonides. Tectonics, volume 1, no. 5, pages 441-462.
- HUTCHISON, C.S., 1983 – Economic deposits and their tectonic setting. Wiley-Interscience, New-York, 365 pages.
- KAMO, S.L. – GOWER, C.F. – KROGH, T.E., 1989 – Birthdate for the Iapetus ocean? A precise U-Pb zircon and baddeleyite age for the Long Range dikes, southeast Labrador. Geology, volume 17, pages 602-605.
- KARABINOS, P., 1984 – Deformation and metamorphism on the east side of the Green Mountain massif in Southern Vermont. Geological Society of America Bulletin, volume 95, pages 584-593
- KNIGHT, R., 1976 – A K-Ar study of rocks from the Sutton area in the Eastern Townships of Quebec.

- Thèse de baccalauréat, Queen's University, Kingston, Ontario, 34 pages.
- KOMAR, P.D. – WANG, C., 1984 – Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *Journal of Geology*, volume 92, pages 637-655.
- KUMARAPELI, P.S. – GOODARCE, A.K. – THOMAS, M.D., 1981 – Gravity and magnetic anomalies of the Sutton Mountains region, Quebec and Vermont: expressions of rift volcanics related to the opening of Iapetus. *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 18, n° 4, pages 680-692.
- KUMARAPELI, P.S. – DUNNING, G.R. – PINTSON, H. – SHAVER, J., 1989 – Geochemistry and U-Pb zircon age of comenditic metafelsites of the Tibbit Hill Formation, Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 26, pages 1374-1383.
- LAIRD, J.O. – LANPHERE, M.A. – ALBEE, A.L., 1984 – Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont. *American Journal of Sciences*, volume 284, pages 376-413.
- LAMOTHE, D., 1979 – Région de Bolton Centre. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport préliminaire, DPV-687, 14 pages.
- _____ 1981a – Région de Mansonville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, DPV-833, 19 pages.
- _____ 1981b – Région du Mont Sugar Loaf. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, DPV-839, 12 pages.
- LAZNICA, P., 1985 – Empirical metallogeny: depositional environments, lithologic associations and metallic ores. *In Development in economic geology*, Elsevier, Amsterdam, 1758 pages.
- LOGAN, W.E., 1849 – Examen de la contrée du sud du Saint-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du Lac Champlain à la rivière Chaudière. Commission géologique du Canada, rapport de progrès 1847-1849, pages 5-916.
- MARQUIS, R., 1985 – Géologie de la région de Richmond, cantons de Melbourne et de Durham (comtés de Richmond et de Drummond). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-30, 62 pages.
- _____ 1987 – Géologie de la région de Richmond. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, MB 87-31, 82 pages.
- _____ 1989 – L'Anticlinorium des Monts Sutton, Richmond, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal, Montréal, Québec, 215 pages.
- _____ 1991 – Géologie de l'anticlinorium des monts Sutton (région de Richmond). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 89-02, 86 pages.
- MARQUIS, R. – BÉLAND, J. – TRZCIENSKI, W. E. Jr., 1987 – The Oak Hill Group, Richmond, Québec: termination of the Green Mountains-Sutton Mountains Anticlinorium. *Geological Society of America Centennial Field Guide – Northeastern Section*, trip 79, pages 363-368.
- MEHRTENS, C. J., 1985 – The Cambrian platform in northwestern Vermont. *In Vermont Geology*, Vermont Geological Society, Montpelier, Vermont, volume 4, pages E1-E21.
- MEHRTENS, C. J. – GREGORY, G., 1984 – An occurrence of *Salterella conulata* in the Dunham Dolomite (Lower Cambrian) and its stratigraphic significance. *Journal of Paleontology*, volume 58, pages 1143-1150.
- MEHRTENS, C. J. – PARKER, R. – BUTLER, R., 1987 – The Cambrian platform in northwestern Vermont. *In NEIGC 1987: Guidebook for field trips in Vermont*, volume 2, textes réunis par D. S. Westerman, Norwich University, Northfield, Vermont, trip B-6, pages 254-270.
- MOCK, T.D., 1989 – Stratigraphic, structural, and metamorphic evolution of the Richford-Cambridge syncline, northern Vermont. M.S. Thesis, University of Vermont, Burlington, Vermont, 149 pages.
- MORAD, S. – ALDAHAN, A.A., 1986 – Alteration of detrital Fe-Ti oxides in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, volume 97, pages 567-578.
- NAKAMURA, N., 1974 – Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, volume 38, pages 757-775.
- NORTHAMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983 – North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, volume 67, pages 841-875.
- OSBERG, P.H., 1952 – The Green Mountain anticlinorium in the vicinity of Rochester and East Middlebury, VT. *Vermont Geological Survey, Bulletin* no. 5, 127 pages.
- _____ 1965 – Structural Geology of the Knowlton-Richmond area, Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, volume 76, pages 223-250.
- _____ 1969 – Lower Paleozoic stratigraphy and structural geology, Green Mountain-Sutton Mountain Anticlinorium, Vermont and Southern Quebec. *American Association of Petroleum Geologist, Memoir* 12, pages 687-700.
- PALMER, A. R., 1971 – The Cambrian of the Appalachians and eastern New England regions, eastern United States. *In The Cambrian of the New World*, textes réunis par C. Holland, Wiley Interscience, pages 169-218.

- PALMER, A. R., 1983 – The decade of North American geology 1983 geologic time scale. *Geology*, volume 11, pages 503-504.
- PASSCHIER, C. W. – SIMPSON, C., 1986 – Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, volume 8, pages 831-843.
- PEARCE, J.A., 1982 – Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In Andesites, textes réunis par R.S. Thorpe*, John Wiley & Sons, pages 525-548.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sciences Letters*, volume 19, pages 290-300.
- PETERSON, C.D. – GLEESON, G.W. – WETZEL, N., 1987 – Stratigraphic development, mineral sources and preservation of marine placers from Pleistocene terraces in southern Oregon, USA. *Sedimentary Geology*, volume 53, pages 203-229.
- PETERSON, C.D. – KOMAR, P.D. – SCHEIDEGGER, K.F., 1986 – Distribution, geometry, and origin of heavy mineral placer deposits on Oregon beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*, volume 56, pages 67-77.
- PINTSON, H. – KUMARAPALI, P.S. – MORENCY, M., 1985 – Tectonic significance of the Tibbit Hill Volcanics, geochemical evidence from Richmond area, Quebec. *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A*, pages 123-130.
- PRESTVIK, T., 1981 – Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes. *Lithos*, volume 15, pages 241-247.
- RAMSAY, J.G., 1962 – Interference pattern produced by the superposition of folds of similar type. *Journal of Geology*, volume 70, pages 466-481.
- RAMSAY, J.G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, London, 568 pages.
- RANKIN, D.W., 1976 – Appalachian salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus ocean. *Journal of Geophysical Research*, volume 81, no.32, pages 5605-5619.
- REED, J.C. – MORGAN, B., 1971 – Chemical alteration and spilitization of the Catocin greenstones, Shenandoah National Park, Virginia. *Journal of Geology*, volume 79, pages 526-548.
- RICKARD, M.J. – 1961, Carte préliminaire de la région de Sutton [non publiée]. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, archives.
- _____ 1964 – Metamorphic tourmaline overgrowths in the Oak Hill series of Southern Quebec. *Canadian Mineralogist*, volume 8, pages 86-91.
- _____ 1965 – Taconic orogeny in the Western Appalachians: experimental application of microtextural studies to isotopic dating. *Geological Society of America Bulletin*, volume 76, pages 523-536.
- _____ 1991 – Stratigraphy and structural geology of the Cowansville-Sutton-Mansonville area in the Appalachians of southern Quebec. *Geological Survey of Canada, Paper 88-27*, 67 pages.
- ROSE, H.S., 1987 – Stratigraphy, structure and metamorphism, Fletcher Mountain area, Jeffersonville, Vermont. Undergraduate Thesis, University of Vermont, Burlington, Vermont, 148 pages.
- ROTH, H., 1965 – A structural study of the Sutton Mountains, Quebec. Thèse de Doctorat, Université McGill, Montréal, 139 pages.
- SAUNDERS, A.D., 1984 – The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basin. *In Rare earth element geochemistry, textes réunis par P. Henderson*, Elsevier, pages 205-236.
- SCHILLING, J.G. – ZAJAC, M. – EVANS, R. – JOHNSTON, T. – WHITE, W. – DEVINE, J.D. – KINGSLEY, R., 1983 – Petrologic and geochemical variations along the mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N. *American Journal of Science*, volume 283, pages 510-586.
- SELWYN, A.R.C., 1879 – Rapport des opérations pour l'année 1877-78. Commission géologique du Canada, pages 1A-15A.
- _____ 1883 – Notes on the geology of the southeastern portion of the province of Quebec. Commission Géologique du Canada, Rapport de Progrès 1881-82, partie A, pages 1-7.
- SLIVITSKY, A. – ST-JULIEN, P., 1987 – Compilation géologique de l'Estrie - Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-04, 40 pages, 1 carte au 1:250 000.
- SOQUEM, 1988 – Rapport d'un levé magnétique, propriété Jordan. Dossier d'exploration minière, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM 48193, 6 pages, 5 plans.
- STANLEY, R.S., 1989 – A transect through the pre-Silurian foreland and hinterland of central Vermont. *In A transect through the New England Appalachians, textes réunis par J.B. Lyons et W.A. Bothners*, 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T162, Washington, D.C., pages 15-29.
- STANLEY, R.S. – RATCLIFFE, N.M., 1985 – Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England. *Geological Society of America Bulletin*, volume 96, pages 1227-1250.
- STANLEY, R.S. – ARMSTRONG, T.R. – COISH, R.A., 1988 – Palinspatic analysis of the Taconian hinterland as shown in the central Vermont transect. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, volume 20, no.7, pages A395.
- STANLEY, R. S., ROY, D. L., HATCH, N. L., JR. AND KNAPP, D. A., 1984 – Evidence for tectonic

- emplacement of ultramafic and associated rocks in the pre-Silurian eugeoclinal belt of western New England – vestiges of an ancient accretionary wedge. *American Journal of Science*, volume 284, pages 559-595.
- STANLEY, R.S. – DELLORUSSO, V. – O'LOUGHLIN, S. – LAPP, E.T. – ARMSTRONG, T.R. – PREWITT, J. – KRAUS, J.F. – WALSH, G.J., 1987a – A transect through the pre-Silurian rocks of central Vermont. *In NEIGC 1987: Guidebook for field trips in Vermont*, volume 2, textes réunis par D.S. Westerman, Norwich University, Northfield, Vermont, excursion B-8, pages 272-295.
- STANLEY, R.S. – ARMSTRONG, T.R. – KRAUS, J.F. – WALSH, G.J. – PREWITT, J. – KIMBALL, C.V. – CUA, A.K., 1987b – The pre-Silurian hinterland along the valleys of the White and Mad rivers, central Vermont. *In NEIGC 1987: Guidebook for field trips in Vermont*, volume 2, textes réunis par D.S. Westerman, Norwich University, Northfield, Vermont, excursion C-6, pages 314-335.
- 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.
- ST-JULIEN, P. – HUBERT, C., 1975 – Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, volume 275A, pages 337-362.
- ST-JULIEN, P. – SLIVITSKY, A. – FEININGER, T., 1983 – A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec. *In Contribution to the tectonics and geophysics of mountain chains*, textes réunis par R.D. Hatcher Jr, H. Williams, I. Zietz, Geological Society of America, Memoir 158, pages 103-111.
- STUKAS, V. – REYNOLDS, P.H., 1974 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Long Range Dikes, Newfoundland. *Earth and Planetary Sciences Letters*, volume 22, pages 256-266.
- TAUVERS, P.R., 1982 – Bedrock Geology of Lincoln area, Vermont. Vermont Geological Survey, Special Bulletin No.2, 8 pages.
- THOMAS, W.A., 1977 – Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. *American Journal of Science*, volume 277, pages 1233-1278.
- THOMPSON, P.J., 1975 – Stratigraphy and structure of Shattuck Ridge, Bakersfield and Waterville, Vermont. M.S. thesis, University of Vermont, Burlington, Vermont, 68 pages.
- THOMPSON, P.J. – THOMPSON, T.B., 1989 – Geology of the Winooski River transect, north central Vermont. *In Proceedings of the Quebec-Vermont Appalachian Workshop; textes réunis par Colpron, M. et Doolan, B.L.*, Vermont Geological Society. *Vermont Geology*, volume 6, pages 67-70.
- THOMPSON, R.N. – MORRISON, M.A. – DICKIN, A.P. – HENDRY, G.L., 1983 – Continental flood basalts... arachnids rule OK? *In Continental basalts and mantle xenoliths*, textes réunis par C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, Shiva Publishing Ltd, pages 158-185.
- TREMBLAY, A., 1992 – Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, volume 292, pages 229-252.
- WARREN, M.J., 1990 – Rift history and subsequent collisional behavior of the North American Iapetus margin, Lincoln massif, central Vermont. Thèse de maîtrise, Université du Vermont, Burlington, Vermont, 235 pages.
- WHISONANT, R. C., 1970 – Influence of texture upon the response of detrital quartz to deformation of sandstone: *Journal of Sedimentary Petrology*, volume 40, pages 1018-1025.
- WILLIAMS, H., 1978 – Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen. Memorial University of Newfoundland, carte n° 1a, échelle 1:2 000 000.
- WILLIAMS, H. – GILLESPIE, R.T. – VAN BREEMAN, O., 1985 – A late Precambrian rift-related igneous suite in western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 22, pages 1727-1735.
- WILLIAMS, H. – ST-JULIEN, P., 1982 – The Baie Verte-Brompton line: early paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians: in *Major structural zones and faults of the northern Appalachians*. Textes réunis par P. St-Julien and J. Béland, Geological Association of Canada, Special Paper 24, pages 177-207.
- WILSON, J.T., 1966 – Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, volume 211, pages 676-681.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, volume 20, pages 325-343.



Annexe 1

Résultats des analyses

géochimiques des roches métavolcaniques de la région de Sutton

Échantillon	2048-88	2050-88	2665-A-88	2677-B-88	2662-88	3000-89	3011-A-89	3056-89	3526-C-89	3526-D-89	3526-A-89	3526-B-89	3068-A-89	3015-B-89	3033-A-89
MER N°	4409-88	4418-88	4413-88	4414-88	4417-88	22806-89	22807-89	22808-89	22851-89	22852-89	22853-89	22854-89	22804-89	22805-89	22813-89
Unité lithologique	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH(tuf)	TBH(tuf)	TBH(tuf)	TBH(tuf)	TBH(AMYG.)	TBH(INTER.)	MN5
Éléments majeurs															
(% poids)															
SiO ₂	44,00	45,20	45,40	44,40	47,60	45,40	44,50	42,10	54,90	47,10	53,20	57,50	57,90	53,50	43,50
Al ₂ O ₃	15,70	15,50	14,60	15,10	14,50	16,00	16,80	16,80	15,60	16,90	14,10	15,90	16,60	18,00	12,60
Fe ₂ O ₃	11,80	11,70	10,60	10,40	12,00	10,80	11,20	15,70	11,10	13,40	13,40	12,20	8,94	6,61	11,20
MgO	8,14	9,09	8,86	10,30	6,55	7,20	8,74	10,20	1,26	6,61	0,16	0,22	1,28	4,28	5,67
CaO	10,40	7,48	8,40	7,23	8,39	10,70	8,27	3,33	3,48	2,55	5,27	1,82	2,08	3,00	10,10
Na ₂ O	2,24	2,38	2,73	3,47	1,89	0,96	2,47	4,31	7,98	5,47	7,65	8,35	9,22	7,24	2,40
K ₂ O	0,10	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,55	0,02	0,04	0,13	0,57	0,02
TiO ₂	2,56	2,20	2,17	2,30	2,77	2,33	2,26	2,72	2,31	2,62	1,54	1,65	1,84	2,65	1,29
MnO	0,21	0,17	0,16	0,22	0,17	0,16	0,26	0,29	0,06	0,13	0,08	0,02	0,04	0,17	0,18
P ₂ O ₅	0,34	0,34	0,34	0,39	0,66	0,42	0,42	0,38	0,41	0,50	0,25	0,19	0,46	0,43	0,10
PAF	4,19	4,60	5,31	4,55	4,36	4,61	4,66	5,01	1,95	3,49	3,25	0,44	0,79	2,91	11,20
TOTAL	99,68	98,66	98,57	98,39	98,89	98,58	99,58	100,85	99,07	99,32	98,92	98,33	99,28	99,36	98,26
Éléments en traces															
(ppm)															
Ba	43	20	34	32	27	18	24	12	11	221	10	14	46	309	11
Be	3	3	3	4	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	47	53	51	56	43	42	44	47	6	34	<2	<2	13	63	42
Cs	<0,2	—	—	—	—	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,27	<0,2	<0,2	<0,2	0,22	<0,2
Ga	16	17	14	16	17	20	23	19	12	23	9	10	10	15	14
Hf	3,1	—	—	—	—	2,8	3,5	3,8	3,5	4	2,5	2,6	2,9	3,8	2,7
Li	35	13	14	22	13	23	61	71	<1	45	<1	<1	4	14	112
Nb	23	30	31	35	30	26	29	29	37	42	19	20	33	40	7
Ni	133	255	189	189	101	139	148	122	43	114	25	29	63	180	95
Rb	<3	<3	4	<3	<3	<3	<3	<3	3	18	<3	3	5	16	3
Sc	32	31	27	30	25	25	25	27	22	27	26	30	20	27	37

Échantillon	2048-88	2050-88	2665-A-88	2677-B-88	2662-88	3000-89	3011-A-89	3056-89	3526-C-89	3526-D-89	3526-A-89	3526-B-89	3068-A-89	3015-B-89	3033-A-89
MER N°	4409-88	4418-88	4413-88	4414-88	4417-88	22806-89	22807-89	22808-89	22851-89	22852-89	22853-89	22854-89	22804-89	22805-89	22813-89
Unité lithologique	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH	TBH(tuf)	TBH(tuf)	TBH(tuf)	TBH(tuf)	TBH(AMYG.)	TBH(INTER.)	MNS
Sr	380	410	380	420	760	710	870	180	72	69	85	170	80	68	350
Ta	2,6	<5	<5	<5	<5	2,7	3,9	3,2	5,5	4	3,8	4,6	5	4,2	3,4
Te	10	<10	<10	<10	16	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	2	<3	<3	<3	<3	2,1	2,8	2,8	3,4	3,7	1,7	1,8	2,7	3,4	0,67
U	0,6	0,8	0,6	1	0,8	0,64	0,74	0,3	0,5	1	0,52	0,66	0,7	1,1	0,4
V	282	270	239	253	219	263	214	231	152	242	197	155	51	238	294
Y	34	33	37	36	38	23	22	26	25	29	18	26	26	31	26
Zr	150	160	160	170	200	150	170	170	150	190	110	120	140	170	160
La	17	20	19	27	26	21	26	28	23	32	12	23	18	20	6,2
Ce	35	43	42	55	53	41	50	55	49	63	26	44	41	46	15
Nd	24	<25	<25	<25	<25	24	26	28	29	32	15	25	22	27	10
Sm	5	<2	<2	<2	<2	5,7	6,3	6,8	6,7	7,2	4,2	6,1	5,3	6,3	3,5
Eu	2	2	2	3	3	1,7	1,9	1,9	2	2,1	1,3	1,7	1,5	1,9	0,99
Gd	—	—	—	—	—	5,8	8	5,6	—	—	—	—	6	6	—
Tb	0,81	—	—	—	—	0,7	0,79	0,93	0,81	0,83	0,54	0,74	0,71	0,84	0,63
Ho	0,78	—	—	—	—	0,76	0,68	0,72	0,54	0,86	0,73	0,76	0,68	1,1	0,69
Tm	<0,2	—	—	—	—	<0,2	<0,2	<0,2	0,4	0,34	<0,2	<0,2	0,3	0,35	<0,2
Yb	1,8	—	—	—	—	1,8	2	2,4	1,9	2,3	1,6	1,9	1,8	2,2	2,5
Lu	0,24	—	—	—	—	0,29	0,33	0,36	0,29	0,34	0,25	0,3	0,29	0,34	0,4
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
As	<1	1	<1	<1	<1	2	1	2	11	12	2	—	<1	<1	<1
Au	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	6 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	—	<5 ppb	<5 ppb	11 ppb
Cu	36	20	228	23	41	64	28	37	27	34	20	—	21	119	111
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	—	<12	<12	<12
Sb	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	0,8	0,4	0,2	0,1	0,2	—	0,5	0,4	0,7
Zn	94	70	68	107	90	111	140	146	15	126	35	—	31	100	84
W	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	<1	<1	<1

Échantillon	25-B-86	25-C-86	36-B-86	150-86
MER N°	534-86	22801-89	22802-89	22803-89
Unité lithologique	TBH(FELSITE)	TBH(FELSITE)	TBH(FELSITE)	TBH(FELSITE)
Éléments majeurs				
(% poids)				
SiO ₂	62,80	64,10	66,60	61,20
Al ₂ O ₃	17,20	16,50	15,70	16,80
Fe ₂ O _{3,t}	7,71	8,05	6,78	7,83
MgO	0,27	<0,05	0,50	0,23
CaO	0,46	0,36	0,60	0,61
Na ₂ O	9,75	9,79	8,90	4,94
K ₂ O	0,11	0,07	0,07	6,82
TiO ₂	0,52	0,49	0,46	0,54
MnO	0,03	0,01	0,06	0,16
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,07	0,05
PAF	0,29	0,38	0,63	0,40
TOTAL	99,19	99,77	100,37	99,58
Éléments en traces				
(ppm)				
Ba	15	12	12	0,11 %
Be	5	<1	1	<1
Co	<2	<2	<2	<2
Cs	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Ga	42	37	33	30
Hf	19	18	17	11
Li	3	<1	2	2
Nb	100	110	110	86
Ni	2	<1	<1	<1
Rb	4	<3	3	92
Sc	2,8	2,5	2,3	5,6

Échantillon	25-B-86	25-C-86	36-B-86	150-86
MER N°	534-86	22801-89	22802-89	22803-89
Unité lithologique	TBH(FELSITE)	TBH(FELSITE)	TBH(FELSITE)	TBH(FELSITE)
Sr	55	74	90	130
Ta	9,1	13	12	8,9
Te	<10	<10	<10	<10
Th	11	8,4	9,8	6,9
U	2,4	3,1	2,3	3,4
V	5	14	4	4
Y	89	67	110	71
Zr	890	850	810	540
La	84	43	152	98
Ce	184	108	267	155
Nd	93	68	109	61
Sm	20	16	20	13
Eu	2,6	1,9	2,3	2,5
Gd	19	12	19	10
Tb	2,5	1,8	2,5	1,5
Ho	3	2,3	2,7	1,9
Tm	1,5	1,2	1,3	0,73
Yb	10	8,6	9,5	5,8
Lu	1,6	1,4	1,5	0,89
Ag	<0,5	—	—	—
As	<1	<1	<1	<1
Au	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb
Cu	20	11	27	10
Pb	22	23	24	22
Sb	<0,1	0,1	0,9	0,3
Zn	101	27	134	119
W	<1	<1	2	<1

Échantillon	3590-89	3100-89	3629-A-89	3607-89	4036-A	4036-B	4045-A	4045-B	4047-A	4055-A	4055-B	4058-A	4060	4061-A	4061-B
MER N°	22829-89	22840-89	22845-89	22855-89	90-31202	90-31203	90-31204	90-31205	90-31206	90-31207	90-31208	90-31209	90-31210	90-31211	90-31212
Unité lithologique	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1

Éléments majeurs

(% poids)

SiO ₂	47,40	50,10	48,60	48,90	47	45,3	48,4	50,1	42,4	50,8	46,5	47,7	49,1	46,2	48,7
Al ₂ O ₃	16,10	12,60	13,50	15,10	13,9	14,8	13	12,9	15,7	12,7	11,7	14,5	13,5	14,5	13,3
Fe ₂ O ₃ t	11,00	13,00	13,20	8,71	15,7	16	13,5	14,9	18,4	15,2	13,5	13,8	12	16,4	14
MgO	9,10	5,62	6,15	8,08	5,42	5,1	5,23	5,74	3,01	5,45	5,61	10,5	8,03	6,22	6,46
CaO	7,48	7,96	5,98	6,25	8,9	10,4	8,58	7,39	12,7	8,34	9,35	6,22	11,1	8,98	9,35
Na ₂ O	3,27	0,74	2,12	3,32	4,09	3,15	4,64	5,21	0,2	1,08	2,89	2,1	2,24	2,51	2,65
K ₂ O	0,18	0,02	0,65	0,06	0,09	0,09	0,3	0,29	2,34	0,67	0,88	0,03	0,06	0,67	0,12
TiO ₂	1,02	0,92	1,16	0,89	1,53	1,64	1,26	1,42	1,63	1,57	1,36	0,96	1,07	1,6	1,32
MnO	0,17	0,22	0,24	0,13	0,2	0,22	0,18	0,18	0,25	0,21	0,19	0,25	0,17	0,28	0,2
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,10	0,06	0,11	0,13	0,1	0,11	0,24	0,06	0,13	0,08	0,06	0,13	0,09
PAF	3,69	6,82	6,33	7,77	2,14	2,04	4	1,69	2,36	4,54	8,02	4,51	2,42	2,82	2,42
TOTAL	99,47	98,08	98,03	99,27	99,08	98,87	99,19	99,93	99,23	100,62	100,13	100,65	99,75	100,31	98,61

Éléments en traces

(ppm)

Ba	36	16	59	17	16	13	123	198	222	58	182	11	16	46	15
Be	<1	<1	<1	<1											
Co	49	52	50	49	51	53	45	45	49	51	44	42	34	63	49
Cr					118	83	64	93	68	126	98	122	112	114	90
Cs	0,29	<0,2	0,69	0,46	0,6	2	1,1	0,3	67	0,7	7,3	0,2	0,5	0,6	
Ga	15	16	18	14	16	22	15	16	22	15	17	15	12	21	17
Hf	1,5	1,5	1,7	1,4	2,3	2,6	1,9	2,2	2,5	2,3	2	1,4	1,5	2,5	2,1
Li	59	79	67	100	15	18	28	21	56	50	58	46	13	25	19
Nb	3	3	5	5	4	4	3	3		3		4	4	3	
Ni	154	94	90	344	66	77	54	54	73	60	55	90	71	92	60
Rb	5	3	13	4	7	5	11	5	220	13	40	3	5	18	4

Échantillon	3590-89	3100-89	3629-A-89	3607-89	4036-A	4036-B	4045-A	4045-B	4047-A	4055-A	4055-B	4058-A	4060	4061-A	4061-B
MER N°	22829-89	22840-89	22845-89	22855-89	90-31202	90-31203	90-31204	90-31205	90-31206	90-31207	90-31208	90-31209	90-31210	90-31211	90-31212
Unité lithologique	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1	SS1
Sc	42	44	49	31	52	57	46	52	56	54	46	49	50	59	51
Sr	72	250	50	97	70	110	230	220	840	65	260	70	74	93	87
Ta	2,2	5,1	3,7	2,8	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,3			0,2	
Te	<10	<10	<10	<10											
Th	<0,2	0,34	0,45	0,23		0,16	0,2	0,18	0,3	0,15	0,2	0,13	0,21	0,17	0,07
U	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,6					0,6					
V	294	359	368	183	429	476	376	385	410	324	371	328	328	385	385
Y	25	27	31	17	44	53	38	42	47	29	36	30	31	45	37
Zr	64	68	70	66	94	100	76	85	100	81	80	55	65	92	77
La	1,8	2,6	4	3,3	3	3	2,6	2,7	5,8	2,1	3	2,8	2,3	2,8	2,4
Ce	4,9	7	9	7,8	8,2	10	6,9	8,3	13	8	8,5	5,6	6,9	9,2	7
Nd	5	6	8,5	7,3	8	8	5	7	11	5	7	4	6	9	7
Sm	2,5	2,3	2,9	2,3	3,7	4	3,2	3,5	4,5	2,9	3,3	2,4	2,7	3,9	3,2
Eu	0,8	0,77	0,99	0,69	1,4	1,5	1,1	1,3	1,7	1,1	1,1	1	1	1,6	1,2
Gd	—	—	—	—										7	5
Tb	0,56	0,69	0,57	0,45	1	1,1	0,8	0,9	1	0,7	0,8	0,5	0,7	1	0,9
Ho	0,83	0,81	0,89	<0,5	1,6	2,1	1,8	1,8	2,2	1,5	1,8	1,3	1,1	2,1	1,8
Tm	<0,2	0,22	0,45	0,27								0,6	0,5	0,7	0,7
Yb	2,6	2,6	3,1	1,7	4,3	4,7	3,6	4,2	4,7	3	3,7	2,6	2,7	4	3,7
Lu	0,4	0,41	0,46	0,25	0,66	0,73	0,58	0,64	0,72	0,49	0,59	0,42	0,47	0,67	0,59
Ag	—	—	—	—											
As	2	1	2	1		2						4	7		1
Au	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb					6 ppb		16 ppb				
Cu	51	148	102	50	17	10	110	82	185	221	111	394	11	192	76
Pb	<12	<12	<12	<12					19						
Sb	0,3	0,2	0,5	0,6	0,2	0,2	0,4	0,4	0,5	0,2	0,4	0,1	0,1	0,3	
Zn	79	107	172	83	126	126	96	103	85	120	108	163	83	148	108
W	<1	<1	1	<1											

Échantillon	4073-B	4088	4503-A	4503-B	4565-A	4565-B	4572	4574	4576	4579-B	4580-A	4579-A	4119	4068
MER N°	90-31214	90-31215	90-31216	90-31217	90-31220	90-31221	90-31222	90-31223	90-31224	90-31226	90-31227	90-31228	90-31230	90-31213
Unité lithologique	SS1	amphibolite												
Éléments majeurs														
(% poids)														
SiO ₂	49,4	51,5	46,7	49,2	47,3	45,6	48,3	49,6	49,8	49,2	50,8	46,3	49,3	46,6
Al ₂ O ₃	14	13	12,9	12,9	15,3	13,9	13,7	14,6	12,9	14,9	13,4	15,2	13,3	14,6
Fe ₂ O _{3t}	11,3	13	12,2	14,9	10,3	13,8	14,1	11,8	14	10,7	11,5	12	13,7	16,6
MgO	8,37	6,44	6,4	5,81	5,87	6,67	7,55	7,32	6,79	8,61	7,49	7,88	4,95	2,8
CaO	10,3	9,47	10,7	7,69	12,5	11,7	11,4	10,2	9,72	11,3	11,3	13,9	7,34	4,5
Na ₂ O	2,83	3,39	3,55	5,18	2,97	2,91	1,25	2,85	3,48	2,09	2,84	1,73	3,85	6,65
K ₂ O	0,06	0,26	0,41	0,32	0,11	0,08	0,04	0,02	0,08	0,03	0,05	0,03	0,19	0,09
TiO ₂	0,81	1,21	1,13	1,4	0,92	1,23	1,27	0,99	1,45	0,84	0,87	0,83	1,45	1,61
MnO	0,18	0,19	0,2	0,19	0,19	0,19	0,24	0,17	0,22	0,17	0,18	0,19	0,18	0,2
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,07	0,12	0,04	0,08	0,08	0,05	0,1	0,04	0,04	0,07	0,16	0,19
PAF	2,58	1,77	5,81	2,27	3,77	4,37	2,8	2,48	1,98	2,79	1,92	2,55	6,62	6,49
TOTAL	99,88	100,31	100,07	99,98	99,27	100,53	100,73	100,08	100,52	100,67	100,39	100,68	101,04	100,33
Éléments en traces														
(ppm)														
Ba	8	29	131	227	15	9	13	9	6	3	7	10	24	35
Be														
Co	38	41	44	45	44	50	38	45	27	44	40	44	45	61
Cr	209	165	90	103	167	96	168	137	133	211	159	327	110	
Cs	0,4	2	1,6	0,9	0,2				0,6	0,4		0,2	1,3	0,4
Ga	11	13	13	15	13	18	14	15	16	20	16	16	17	19
Hf	1,4	1,8	1,7	2,1	1,2	1,8	2	1,3	2,2	1,1	1,3	1,1	2,4	2,6
Li	18	38	46	28	15	23	21	13	10	30	13	21	64	49
Nb			3		3	3	3		3				3	3
Ni	81	68	61	58	79	65	72	74	39	96	76	99	62	52
Rb	4	10	12	7	7	4	5		4				10	6

Échantillon	4073-B	4088	4503-A	4503-B	4565-A	4565-B	4572	4574	4576	4579-B	4580-A	4579-A	4119	4068
MER N°	90-31214	90-31215	90-31216	90-31217	90-31220	90-31221	90-31222	90-31223	90-31224	90-31226	90-31227	90-31228	90-31230	90-31213
Unité lithologique	SS1	amphibolite												
Sc	48	45	46	49	49	52	50	46	49	50	46	58	49	52
Sr	64	63	150	200	77	76	120	120	50	140	75	170	71	130
Ta		0,1	0,2	0,2		0,3	0,1		0,2	0,2	0,2			0,1
Te														
Th		0,09				0,29			0,24	0,07				0,06
U		0,7												
V	226	353	324	377	269	380	413	313	408	315	299	331	369	425
Y	24	31	30	39	25	33	33	27	38	27	25	27	38	42
Zr	53	70	70	86	52	73	73	59	90	56	52	51	87	95
La		2,5	1,9	2,7	2,1	2,7	2,3	1,5	3	3,4	1,5	2,1	3,2	4,2
Ce		7,1	6,4	7,5	6,2	7,3	7,2	4,5	8,6	5,3	4,7	4,9	9	11
Nd		8	6	8	6	4	4	6	8	6	5	5	10	12
Sm		2,9	2,6	3,3	2,4	3,1	3	2,4	3,7	2,3	2,2	2,3	3,5	4,5
Eu		1	0,9	1,2	0,9	1,2	1,2	0,9	1,2	0,9	0,9	1	1,1	1,6
Gd					6						7			
Tb		0,8	0,6	0,9	0,6	0,9	0,8	0,6	1	0,6	0,5	0,6	0,9	1,1
Ho		1,2	0,8	1,7	1,1	0,9	1,3	1,3	2,8	0,9	0,6	0,9	1,9	1,9
Tm		0,6		0,3	0,3	0,6	0,6	0,5	0,7	0,3	0,4	0,5	0,7	0,9
Yb		3,4	3,3	4,4	2,5	3,3	3,9	3	4,1	2,6	2,7	3	3,9	4,2
Lu		0,51	0,51	0,63	0,41	0,52	0,63	0,46	0,66	0,44	0,46	0,47	0,63	0,65
Ag														
As		1					1							
Au														
Cu		63	123	80	56	47	55	88	38	82	33	106	46	76
Pb														
Sb		0,7	0,4	0,3	0,2	0,1	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,1	
Zn		102	106	102	74	103	144	84	113	97	83	89	111	139
W		1												



Annexe 2

Résultats des analyses

géochimiques des métasédiments et des serpentinites de la région de Sutton

Échantillon	3070-C	3575-D	3575-E	3162	3591-D1	3591-D2	3092-B1	3092-B2	3092-C	3092-D	3092-A	4028-B	3158-A
MER N°	89-22809	89-22810	89-22811	89-22827	89-22830	89-22831	89-22814	89-22815	89-22816	89-22817	89-22835	90-31201	89-22818
Formation	PIN	PIN	PIN	PIN	PIN	PIN	MN7	MN7	MN7	MN7	MN7	MN7	SS4
Lithologie	Grès noir	Sch, Mu, Qz	Marbre	Sch, Mu, Ab, Tr, Po									

Éléments majeurs

(%)

SiO ₂	4,94	30,5	10,8	7,07	18,2	13,4	42,6	42,7	55,1	89,4	47,7	16,8	69,3
Al ₂ O ₃	2,64	7,71	7,43	1,79	3,42	7,8	27	26,9	21,6	1,98	25,3	4,12	14,7
Fe ₂ O _{3t}	48,4	31,3	41	48,6	40,3	41,3	8,66	8,63	7,21	0,4	7,4	4,6	4,82
MgO	1,36	3,41	3,24	0,36	1,27	2,78	4,4	4,28	2,03	0,1	2,83	1,86	1,05
CaO	0,18	0,1	0,06	<0,02	<,002	<,002	0,23	0,36	0,08	3,6	0,18	38,7	0,76
Na ₂ O	<0,1	0,22	<0,1	<0,1	<,1	<,1	0,18	0,2	2,17	0,89	2,43	0,64	0,77
K ₂ O	0,04	0,55	0,74	0,24	0,12	0,42	8,47	8,29	5,67	0,14	6,52	0,48	3,31
TiO ₂	36,1	21	30	36,4	31,8	28,6	1,14	1,15	0,95	0,15	0,97	0,38	0,69
MnO	0,06	0,08	0,11	0,03	0,05	0,09	0,02	0,02	0,04	0,11	0,06	0,37	0,07
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,05	0,06	0,03	0,07	0,17	0,27	0,09	0,98	0,13	0,13	0,1
PAF	1,19	2,82	2,73	1,13	1,61	3,09	5,65	5,8	4,34	2,58	4,45	32,3	3,09
TOTAL	94,95	97,74	96,16	95,68	96,8	97,55	98,52	98,6	99,28	100,33	97,97	100,38	98,66

Éléments en traces

(ppm)

Ba	13	189	165	41	28	29	0,16	0,15	0,25	85	0,21	247	708
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	—	<2
Ce	59	74	46	29	68	85	41	40	17	29	36	21	43
Co	30	30	44	4	17	45	22	19	10	<2	17	6	10
Cu	150	96	116	50	66	69	72	81	49	4	58	—	28
Dy	7	9	4	2	3	1	1	<1	<1	<1	<1	—	<1
Eu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	<1
La	22	34	12	15	37	51	22	20	10	21	19	8	28
Li	14	24	28	1	8	22	80	72	50	<1	56	25	42
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	—	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	—	<25
Ni	21	28	53	7	20	49	56	49	28	7	50	7	31
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	17	<12	<12	33	16	26	12
Pr	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	—	<2
Sc	19	26	33	14	20	30	27	17	18	1	25	6	11

Échantillon	3070-C	3575-D	3575-E	3162	3591-D1	3591-D2	3092-B1	3092-B2	3092-C	3092-D	3092-A	4028-B	3158-A
MER N°	89-22809	89-22810	89-22811	89-22827	89-22830	89-22831	89-22814	89-22815	89-22816	89-22817	89-22835	90-31201	89-22818
Formation	PIN	PIN	PIN	PIN	PIN	PIN	MN7	MN7	MN7	MN7	MN7	MN7	SS4
Lithologie	Grès noir	Sch, Mu, Qz	Marbre	Sch, Mu, Ab, Tr, Po									
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	—	<2
V	326	247	306	146	230	281	237	219	87	7	154	23	63
Zn	64	115	302	13	37	130	219	193	104	11	136	35	67
Ga	<3	18	19	9	7	24	43	44	32	3	35	8	18
Nb	280	150	220	190	190	150	20	22	13	4	18	6	10
Rb	<3	13	21	12	19	12	270	280	190	6	210	13	110
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	—	<10
Sr	15	16	17	17	17	22	110	120	87	170	110	760	150
Ta	12	<5	6	16	5	5	<5	<5	<5	<5	<5	—	<5
Te	17	12	11	19	17	10	<10	<10	<10	<10	<10	—	<10
Th	94	41	83	41	38	34	18	16	10	<3	17	—	5
Y	160	160	140	100	140	130	24	37	41	27	53	11	20
Zr	2,72	1,51	2,11	1,72	1,27	1,33	210	210	200	240	230	79	220
As	<1	<1	<1	2	2	3	<1	<1	<1	1	<1	—	2
Au	<5 ppb	<5	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	—	<5 ppb						
Br	<1	<1	1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	<1
Cs	<1	<1	<1	<1	1	<1	6	6	4	<1	5	—	3
Sb	<0,9	0,8	0,5	0,7	0,4	0,4	0,2	0,2	<0,1	<1	0,2	0,1	<1
Se	<0,002	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	—	<0,001
Tm	15	7	11	5	4	4	4	<2	3	<2	4	2	<2
U	32	19	25	20	15	17	2,2	2,2	2,1	1,1	1,8	0,4	1,6
W	8	4	<1	7	5	5	3	2	2	1	<1	—	1
Cr	—	—	—	—	—	—	107	116	91	54	117	—	133
Pd	—	—	—	—	—	—	<5	<5	<5	<5	<5	—	<5
Pt	—	—	—	—	—	—	<5	<5	<5	<5	<5	—	6,1
Ir	—	—	—	—	—	—	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	—	<0,1
Os	—	—	—	—	—	—	<3	<3	<3	<3	<3	—	<3
Ru	—	—	—	—	—	—	13	<5	<5	<5	20	—	<5
Re	—	—	—	—	—	—	<5	<5	<5	<5	<5	—	<5
Rh	—	—	—	—	—	—	<1	<1	<1	<1	1	—	<1

Echantillon	4028-B	3158-A	3158-B	3158-C	3158-E	3158-F	3158-G	3598-A	3633-A	3633-C
MER N°	90-31201	89-22818	89-22819	89-22820	89-22822	89-22823	89-22824	89-22832	89-22856	89-22857
Formation	MN7	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4
Lithologie	Marbre	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Ab,Mu,Po	Sch,Mu,Ab,Ct	Sch,Mu,Ab,Ct

**Éléments majeurs
(% poids)**

SiO ₂	16,8	69,3	63,1	65,8	64,8	58,8	69,9	65,1	50,1	61
Al ₂ O ₃	4,12	14,7	17,9	16,6	13,3	17,7	14	16,2	24,2	17,9
Fe ₂ O _{3t}	4,6	4,82	6,21	5,88	7,47	6,44	5,71	4,89	8,32	7,5
MgO	1,86	1,05	1,57	1,38	2,94	2,64	1,49	1,58	3,3	2,3
CaO	38,7	0,76	0,24	0,49	2,43	2,49	0,57	0,49	0,11	0,2
Na ₂ O	0,64	0,77	0,85	0,85	0,73	1,06	0,66	4,39	0,93	0,53
K ₂ O	0,48	3,31	3,91	3,61	2,3	3,78	3,26	1,57	5,28	3,86
TiO ₂	0,38	0,69	0,8	0,71	0,63	0,78	0,62	1,11	1,2	0,88
MnO	0,37	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,03	0,05	0,13	0,18
P ₂ O ₅	0,13	0,1	0,11	0,14	0,07	0,09	0,11	0,12	0,05	0,13
PAF	32,3	3,09	3,44	3,11	5,15	5,46	3,13	2,68	4,94	3,79
TOTAL	100,38	98,66	98,2	98,65	99,9	99,32	99,48	98,18	98,56	98,27

**Éléments en traces
(ppm)**

Ba	247	708	748	793	637	793	909	317	0,1 %	859
Be	—	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	2	<1
Cd	—	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<1
Ce	21	43	27	46	57	51	64	36	32	26
Co	6	10	12	13	16	23	15	10	17	24
Cu	—	28	22	42	35	16	44	48	132	42
Dy	—	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Eu	—	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
La	8	28	14	26	42	35	43	17	19	16
Li	25	42	52	50	66	64	44	41	89	64
Mo	—	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	—	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	7	31	41	42	167	95	46	26	45	58
Pb	26	12	14	14	18	27	21	17	22	21
Pr	—	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<10
Sc	6	11	9	13	16	14	14	10	26	19

Échantillon	4028-B	3158-A	3158-B	3158-C	3158-E	3158-F	3158-G	3598-A	3633-A	3633-C
MER N°	90-31201	89-22818	89-22819	89-22820	89-22822	89-22823	89-22824	89-22832	89-22856	89-22857
Formation	MN7	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4	SS4
Lithologie	Marbre	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Mu,Ab,Tr,Po	Sch,Ab,Mu,Po	Sch,Mu,Ab,Ct	Sch,Mu,Ab,Ct
Sm	—	<2	<2	<2	4	3	4	<2	<2	<2
V	23	63	77	71	81	97	79	70	140	134
Zn	35	67	102	82	111	111	81	103	159	164
Ga	8	18	22	21	22	25	24	23	35	30
Nb	6	10	11	9	10	11	12	17	21	15
Rb	13	110	130	130	93	120	140	67	200	160
Sn	—	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	760	150	180	190	190	220	160	200	190	150
Ta	—	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	—	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	—	5	10	10	6	8	11	9	20	12
Y	11	20	22	29	22	23	22	30	19	20
Zr	79	220	210	170	210	200	230	560	230	170
As	—	2	2	<1	12	26	<1	<1	1	14
Au	—	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb
Br	—	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	—	3	4	5	3	4	4	3	7	6
Sb	0,1	<,1	<,1	<,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1
Se	—	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<,001	<,001	<,001
Tm	2	<2	<2	<2	<2	2	3	<2	4	<2
U	0,4	1,6	1,8	1,9	2,1	2,1	1,9	2,6	2,9	2,4
W	—	1	<1	<1	<1	1	2	4	3	<1
Cr		133	203	108	324	203	117	328	155	132
Pd		<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pt		6,1	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ir		<0,1	<0,1	<0,1	0,22	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Os		<3	<3	<3	<3	<3	3,7	<3	<3	<3
Ru		<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	16	<5
Re		<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rh		<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1

Échantillon	3158-H	3587	3158-D	3166-C	3089-A	3619-A	3621	4520	4126
MER N°	89-22826	89-22822	89-22821	89-22841	89-22812	89-22833	89-22834	90-31218	90-31229
Formation	SS6	SS6	SS6	SS6	SS7	SS7	SS7	SS7	SS7
Lithologie	Sch, graph,	Sch, graph,	Sch, graph,	Sch,graph(Fu)	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Talc	Serpentine

Éléments majeurs

(% poids)

SiO ₂	49,4	64,9	66,1	56,1	41,3	49,2	47,8	36,5	39,2
Al ₂ O ₃	24	16,1	15,9	18,1	0,47	1,04	0,83	0,35	0,26
Fe ₂ O ₃ t	7,32	6,47	6,02	8,08	4,6	5,55	6,16	5,63	8,13
MgO	3,46	2,31	1,18	4,56	24,5	31,4	30,9	34,5	43,2
CaO	0,38	0,22	0,18	0,71	8,62	1,24	0,03	0,14	0,07
Na ₂ O	0,59	1,28	6,19	0,9	0,26	<0,10	<0,10	—	—
K ₂ O	5,68	1,77	0,24	3,55	<0,01	<0,01	<0,01	—	—
TiO ₂	0,93	0,67	0,62	0,77	0,01	0,01	<0,01	—	—
MnO	0,02	0,04	0,15	0,09	0,13	0,04	0,04	0,07	0,09
P ₂ O ₅	0,25	0,18	0,06	0,1	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	—
PAF	6,49	4,7	2,11	4,91	18,8	10,1	13,5	22,2	9,4
TOTAL	98,52	98,64	98,75	97,87	98,69	98,58	99,26	99,42	100,35

Éléments en traces

(ppm)

Ba	905	254	92	787	2	11	15	2	6
Be	<1	2	<1	<1	<1	1	<1	—	—
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	9	—	—
Ce	10	12	47	64	<3	<3	<3	—	3
Co	13	23	15	17	67	70	93	88	122
Cu	72	59	42	14	7	6	4	—	2
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	—
Eu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	—
La	4	7	21	50	<2	<2	<2	—	—
Li	81	80	36	88	<1	<1	<1	—	—
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	—	—
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	—	—
Ni	30	57	37	157	0,13	0,19	0,21	0,19 %	0,28 %
Pb	23	13	18	20	<12	<12	<12	—	—
Pr	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	—	—
Sc	19	12	7	15	4	8	5	4	4

Echantillon	3158-H	3587	3158-D	3166-C	3089-A	3619-A	3621	4520	4126
MER N°	89-22826	89-22822	89-22821	89-22841	89-22812	89-22833	89-22834	90-31218	90-31229
Formation	SS6	SS6	SS6	SS6	SS7	SS7	SS7	SS7	SS7
Lithologie	Sch, graph,	Sch, graph,	Sch, graph,	Sch,graph(Fu)	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Talc	Serpentine
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	—	—
V	176	63	31	91	10	36	41	—	—
Zn	108	102	79	108	64	45	59	31	40
Ga	37	19	13	23	5	4	4	3	—
Nb	13	13	12	12	<3	3	3	—	—
Rb	210	72	9	120	<3	<3	<3	—	—
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	—	—
Sr	170	130	220	92	510	69	<3	—	—
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	—	—
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	—	—
Th	7	8	4	7	<3	<3	<3	—	—
Y	19	11	22	25	<3	<3	<3	—	—
Zr	130	130	150	230	85	17	13	13	13
As	<1	<1	5	30	8	0,01	0,71	,037 %	27
Au	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	—	—
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	1
Cs	8	4	<1	4	<1	<1	<1	—	—
Sb	0,2	0,4	0,1	0,2	0,5	0,8	3,2	1,8	2,2
Se	<0,001	<0,001	<0,001	<,001	<0,001	<,001	<,001	—	—
Tm	4	4	4	<2	<2	4	8	4	—
U	2,4	2,8	2,8	2	<0,2	<,2	<,2	—	—
W	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	—	2
Cr	—	—	88	278	—	0,19 %	0,23 %	0,21 %	0,27 %
Pd	—	—	<5	<5	<5	<5	<5	—	—
Pt	—	—	<5	<5	11	<5	<5	—	—
Ir	—	—	<0,1	<0,1	1,8	3,5	3,1	—	—
Os	—	—	<3	<3	<3	<3	<3	—	—
Ru	—	—	<5	<5	<20	<5	13	—	—
Re	—	—	<5	<5	<5	<5	<5	—	—
Rh	—	—	<1	<1	<1	<1	2	—	—





Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines