MB 90-30

GEOLOGIE DE LA REGION D'AYER'S CLIFF (PARTIE EST) - ESTRIE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

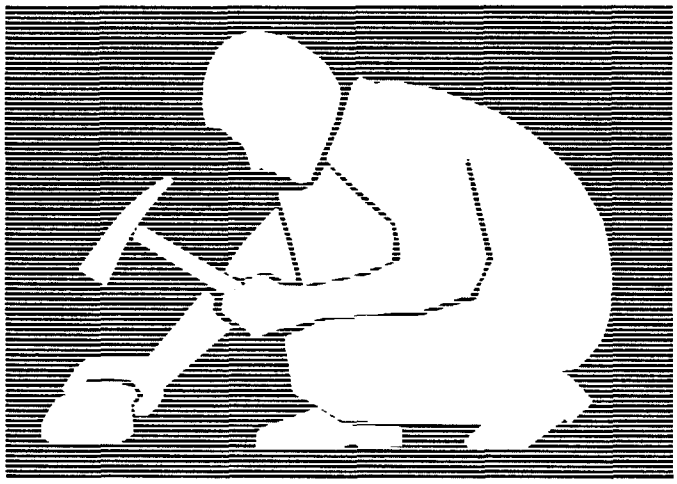
Énergie et Ressources naturelles
Québec

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

Géologie de la région d'Ayer's Cliff (partie est)

- Estrie -

Alain Tremblay



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

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

Cette étude s'est effectuée en coopération avec l'INRS-Géoressources

MB 90 - 30

1990

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES ii
LISTE DES FIGURES v
LISTE DES TABLEAUX vii

1.0 INTRODUCTION 1
1.1 LOCALISATION ET ACCES 1
1.2 METHODE DE TRAVAIL 3
1.3 BUT DE L'ETUDE 3
1.4 TRAVAUX ANTERIEURS 3
1.5 GEOLOGIE REGIONALE 6

2.0 STRATIGRAPHIE 12
2.1 INTRODUCTION 12
2.2 LE MELANGE DE ST-DANIEL 12
2.2.1 Phyllade noire, conglomérats (D1) 12
2.2.2 Grès, conglomérat à fragments de grès (D2) ... 15
2.2.3 Tuf felsique, grès lithique, andésite (D3) ... 16
2.2.4 Faciès de la colline Bunker 16
2.2.4.1 Roches pyroclastiques felsiques, grès, conglomérats (B1) 17
2.2.4.2 Grès, greywackes, conglomérats (B2) .. 19
2.2.4.3 Gabbro dioritique (B3) 20
2.2.5 Age et corrélation 21
2.3 LE COMPLEXE D'ASCOT 22
2.3.1 Phyllade et schiste pélitique (A1) 22
2.3.2 Roche volcanoclastique stratifiée (A2) 23
2.3.3 Tuf rhyolitique (A3) 23
2.3.4 Schiste mylonitique et tuf felsique (A4) 24
2.3.5 Roches ultramafiques 25
2.3.5.1 Serpentinites (5B) 25
2.3.5.2 Serpentinites carbonatisées (5A) 27
2.3.6 Gabbro (6) 29
2.3.7 Roches granitiques (7) 30
2.3.8 Age et corrélation 32
2.4 LE GROUPE DE MAGOG 32
2.4.1 Grès, mudslates pyriteux, tufs felsiques (M1) 32
2.4.2 Rythmites de grès, de siltstone et de mudslate (M2) 33
2.4.3 Grès et conglomérats, tufs felsiques (M3) 35
2.4.4 Mudslates pyriteux, siltslates, grès (M4) 37
2.4.5 Rythmites de mudstone-siltstone, grès (M5) ... 37
2.4.6 Age et corrélation 38

2.5 LE GROUPE DE ST-FRANCIS 39
2.5.1 Formation d'Ayers Cliff 39
2.5.2 Age et corrélation 40

2.6 ROCHES INTRUSIVES 40
2.6.1 Diorite carbonatisée 40
2.6.2 Lamprophyre 41

3.0 GEOLOGIE STRUCTURALE 42

3.1 INTRODUCTION 43

3.2 ELEMENTS STRUCTURAUX 43
3.2.1 Stratification 43
3.2.2 Foliations 43
3.2.3 Linéations 44

3.3 PLISSEMENTS 45

3.4 FAILLES 46
3.4.1 Failles syn-D_2 46
3.4.1.1 Faille de La Guadeloupe 46
3.4.1.2 Faille du lac Massawippi 47
3.4.1.3 Autres failles syn-D_2 50
3.4.2 Failles pré-D_2 50
3.4.3 Failles D_3 52

3.5 ANALYSE STRUCTURALE 52
3.5.1 Le domaine de la colline Bunker 52
3.5.2 Le domaine du Complexe d'Ascot 55
3.5.2.1 Sous-domaine NE 56
3.5.2.2 Sous-domaine SW 56
3.5.2.3 Sommaire 59
3.5.3 Le domaine du Groupe de Magog 59
3.5.3.1 Sous-domaine NW 60
3.5.3.2 Sous-domaine NE 62
3.5.3.3 Sommaire 64
3.5.4 Le domaine du Groupe de St-Francis 64
3.5.5 Déformations tardives (D_3) 66
3.5.6 Synthèse structurale: discussion 68

4.0 GEOCHIMIE 71

4.1 INTRODUCTION 71

4.2 TUFS ET ROCHES VOLCANOCLASTIQUES FELSIQUES 71

4.3 GRES DE LA COLLINE BUNKER ET DU GROUPE DE MAGOG 79

4.4 ROCHES IGNEES DE LA ZONE DE FAILLE
DU LAC MASSAWIPPI 83

4.5 CONCLUSION 86

5.0 GEOLOGIE ECONOMIQUE 87
5.1 INTRODUCTION 87
5.2 LA ZONE DE FAILLE DU LAC MASSAWIPPI 87
5.2 L'ANTIFORME DE LA COLLINE BUNKER 89
5.3 LE GROUPE DE MAGOG 90

REFERENCES 91

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation de la zone d'étude.

Figure 2. Géologie de la Zone de Dunnage des Appalaches du sud du Québec.

Figure 3. Profil structural au travers de la zone de faille du lac Massawippi.

Figure 4. Modèle d'évolution structurale de la colline Bunker.

Figure 5. Limite des domaines structuraux de la région d'Ayers Cliff.

Figure 6. Domaine de la colline Bunker. Projections stéréographiques.

Figure 7. Sous-domaine NE du domaine du Complexe d'Ascot. Projections stéréographiques.

Figure 8. Sous-domaine SW du domaine du Complexe d'Ascot. Projections stéréographiques.

Figure 9. Sous-domaine NW du domaine du Groupe de Magog. Projections stéréographiques.

Figure 10. Sous-domaine NE du domaine du Groupe de Magog. Projections stéréographiques.

Figure 11. Domaine du Groupe de St-Francis. Projections stéréographiques.

Figure 12. Structures D_3 de la région d'Ayers Cliff. Projections stéréographiques.

Figure 13. Diagramme AFM pour les roches de la région d'Ayers Cliff.

Figure 14. Tufs et roches tuffacées. A. diagramme Ti vs MgO. B. diagramme Zr vs Ti.

Figure 15. Tufs et roches tuffacées. Diagramme du rapport Zr/Y vs Zr.

Figure 16. Grès. Diagramme du rapport FeO/FeO+MgO vs SiO_2.

Figure 17. Grès. Diagramme Ti vs MgO.

Figure 18. Grès. Diagramme Ni vs SiO_2.

Figure 19. Grès. Diagramme du rapport Zr/Y vs Zr.

Figure 20. Diagramme AFM des roches de la zone de faille du lac Massawippi.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Tableau stratigraphique de la région d'Ayers Cliff.

Tableau 2. Résultats d'analyses géochimiques; tufs et roches tuffacées de la colline Bunker, du Groupe de Magog et du Complexe d'Ascot.

Tableau 3. Résultats d'analyses géochimiques; grès de la colline Bunker et du Groupe de Magog.

Tableau 4. Résultats d'analyses géochimiques; roches de la zone de faille du lac Massawippi.

1.0 INTRODUCTION

Ce rapport géologique fait suite à des travaux de terrain exécutés au cours de l'été 1989 par une équipe de géologues du MERQ conduite par l'auteur.

1.1 LOCALISATION ET ACCES

La zone d'étude (figure 1) occupe la moitié Est du feuillet 31H01-200-0202 à l'échelle de 1:20,000 (Ayers Cliff) qui correspond au quart NE du feuillet 31H01 du découpage SNRC à l'échelle de 1:50,000 (Lac Memphrémagog). La région couvre une superficie d'environ 200 km^2. Elle est limitée à l'est par le lac Massawippi, et à l'ouest par une ligne nord-sud sub-parallèle au chemin de Fitch Bay. La limite nord correspond à la latitude de la municipalité de Katevale, alors que la limite sud est située à environ 1 km au nord de la municipalité de Fitch Bay. Cette région occupe une partie des cantons de Hatley, de Magog et de Stanstead. La principale agglomération urbaine est le village d'Ayers Cliff situé sur la pointe sud du lac Massawippi.

La région d'Ayers Cliff se trouve dans la partie méridionale des Hautes Terres des Appalaches. La topographie régionale est dominée par la colline Bunker qui représente la continuité SW de la chaîne des Monts Stoke. Les principaux plans d'eau sont les lacs Massawippi et Lovering. Dans les environs d'Ayers Cliff, le lac Massawippi est alimenté par les rivières Nigger et Tomifobia qui drainent les faibles reliefs s'étendant au sud et à l'est de la municipalité.

Cette région est très peu urbanisée et dominée par des exploitations agricoles. L'autoroute 55, traversant la zone d'étude selon un axe nord-sud, fournit une excellente coupe à travers les différentes unités rocheuses. De part et d'autre de l'autoroute 55, un bon réseau de routes secondaires permet un accès facile aux aires d'affleurements. Cependant, certains secteurs, notamment celui de la colline Bunker, sont relativement accidentés et accessibles seulement par géotraverses dans les boisés.

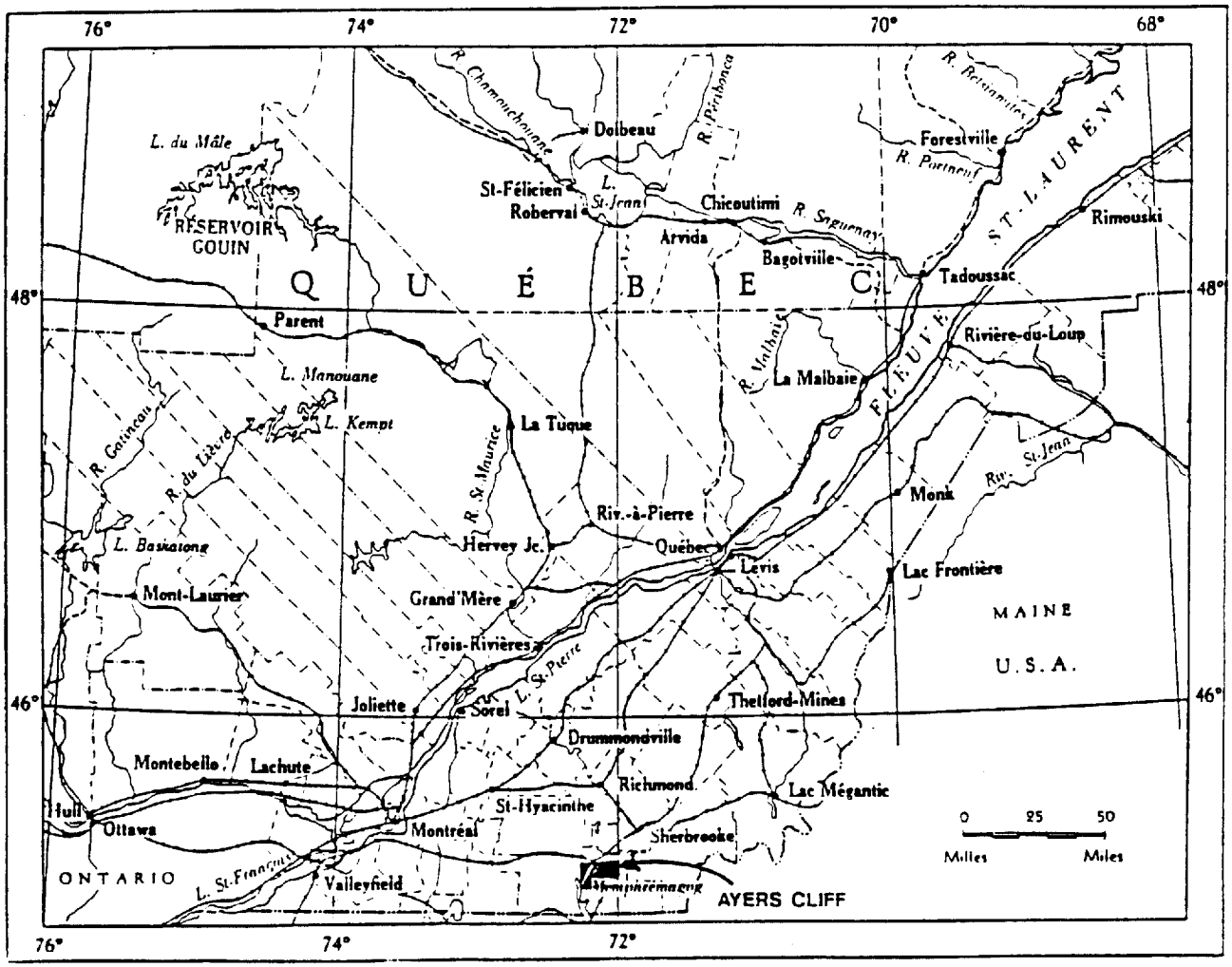


Figure 1. Localisation de la zone d'étude.

1.2 METHODE DE TRAVAIL

Les données géologiques, recueillies sur le terrain à l'aide de photos aériennes à l'échelle de 1:15,000, furent compilées sur des fonds de carte à l'échelle de 1:10,000 et de 1:20,000. L'interprétation de ces données est présentée sur la carte géologique au 1:20,000 accompagnant ce rapport.

Nos avons procédé à l'examen de tous les affleurements situés en bordure des routes et des lacs. Chaque ruisseau s'écoulant sur les flancs de la colline Bunker ou sur la rive ouest du lac Massawippi fut soigneusement cartographié. Des traverses à la boussole entre les routes et dans les zones boisées ont permis la cueillette de données supplémentaires.

1.3 BUT DE L'ETUDE

Le présent rapport constitue une étape préliminaire d'un projet de cartographie visant à compléter la cartographie géologique de la région comprise entre les lacs Massawippi et Memphrémagog. Par le biais d'une cartographie minutieuse et détaillée, l'étude vise à caractériser la structurographie régionale, de même qu'à déterminer la nature des relations tectonostratigraphiques entre les différentes unités cambro-ordoviciennes de la région d'une part, et entre ces dernières et les unités post-ordoviciennes d'autre part. Ce projet constitue en quelque sorte une continuité des travaux exécutés par l'auteur dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse).

1.4 TRAVAUX ANTERIEURS

Depuis plus d'un siècle, de nombreux travaux de cartographie géologique et de synthèse régionale ont couvert en tout ou en partie la région d'Ayers Cliff.

Logan (1863) est le premier à produire une esquisse élaborée de la géologie du sud du Québec; il a inclus les roches de la région d'Ayers Cliff dans son fameux Groupe de Québec auquel il attribue un âge pré-Silurien. Le successeur de Sir Logan, R.W. Ells (1887), reconnait pour la première fois l'Anticlinal des Monts Stoke et assigne les roches de notre région à l'Ordovicien. Par la

suite, Ambrose (1943) introduit le terme d'Anticlinal de la colline Bunker pour désigner une séquence de grès et de tufs formant un relief au SW d'Ayers Cliff. Il attribue cependant un âge Ordovicien aux roches du Groupe de St-Francis.

Dans le cadre d'une importante synthèse géologique des Cantons de l'Est, Cooke (1950) place les roches de notre zone d'étude dans les groupes de Caldwell, de Beauceville, de St-Francis et de Sherbrooke. Les trois premiers sont assignés au Cambrien et à l'Ordovicien alors que le Groupe de Sherbrooke est attribué au Silurien. Cooke (1950) reconnait aussi l'existence d'une faille de chevauchement vers le NW (St-Francis Thrust) entre le Groupe de St-Francis et les roches silicoclastiques affleurant au NW de la faille. Peu après, Doll (1951) propose aussi l'existence d'une telle faille dans la partie nord du Vermont (Ware Brook Thrust). Au Québec, cette faille est actuellement connue sous le nom de faille de La Guadeloupe (St-Julien et al. 1983, Cousineau 1987, Tremblay et al. 1989A).

Cady (1960, 1967, 1969) propose l'équivalence entre l'Anticlinal de Bunker Hill et celui des Monts Stoke au NE, avec l'Anticlinal des Monts Lowell au Vermont. Il souligne aussi la complexité structurale de ces anticlinaux et suggère implicitement l'existence de plissements antérieurs à ces structures. Baer (1961), dans le cadre d'une analyse structurale des roches de la région du lac Memphrémagog, identifie trois familles de mésostructures qu'il attribue à l'orogénie Acadienne. St-Julien et Lamarche (1965) et Lamarche (1965) introduisent le terme de Formation d'Ascot pour désigner un assemblage volcano-sédimentaire formant le socle rocheux de la région de Sherbrooke et s'étendant jusque sur la rive ouest du lac Massawippi. La Formation d'Ascot remplace alors, avec le Groupe de Magog (St-Julien 1963), le Groupe de Sherbrooke de Cooke (1950) et l'on assigne un âge Ordovicien à ces unités et un âge Siluro-Dévonien au Groupe de St-Francis. Par la suite, St-Julien introduit le synclinorium de St-Victor pour désigner la structure du bassin sédimentaire formé par les roches du Groupe de Magog. La Formation de St-Daniel (St-Julien 1970) fut aussi identifiée comme une importante unité lithostratigraphique

des Appalaches de l'Estrie-Beauce. St-Julien et Hubert (1975) proposent ensuite une imposante synthèse tectonique et stratigraphique des Appalaches du Québec et interprètent l'orogène selon le cadre dynamique de la tectonique des plaques.

Robinson et Fyson (1976) ont réalisé une étude détaillée des mésostructures et des macrostructures associées aux différents épisodes de déformation des roches de notre région. Ils soulignent surtout la difficulté d'attribuer une paternité taconienne ou acadienne aux déformations régionales de la région de Sherbrooke. Harron (1976), dans le cadre d'une compilation métallogénique des Appalaches de l'Estrie-Beauce, interprète la Formation d'Ascot comme un lambeau de chevauchement reposant sur les synclinoria de St-Victor et de Gaspé-Connecticut Valley. Cette interprétation est par la suite endossée par de Römer (1985). Ce dernier (de Römer 1980) a cartographié la région d'Ayers Cliff selon un cadre géographique à peu près identique à nos travaux. Il a identifié les formations d'Ascot et de St-Daniel et les groupes de Magog et de St-Francis. De Römer (1980) propose une série de sous-unités informelles au sein de la Formation de St-Daniel; dans ce rapport, la plupart de celles-ci sont incluses dans le Groupe de Magog.

Récemment, les travaux de l'auteur dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse) ont permis l'acquisition de nouvelles données cartographiques, géochimiques et structurales permettant une meilleure compréhension de la géologie régionale. Sur la base de données lithologiques et géochimiques, la Formation d'Ascot a été élevée au rang de Complexe d'Ascot et interprétée comme le produit du collage tectonique de différents assemblages de roches volcaniques au sein de roches sédimentaires corrélatives avec la matrice pélitique du Mélange de St-Daniel (Tremblay, sous presse, Tremblay et al. 1989B). De plus, il a été démontré que la faille de La Guadeloupe est une importante faille de chevauchement vers le NW (Tremblay et al. 1989A), et donc que le Complexe d'Ascot ne représente pas un klippe tel que proposé par de Romer (1985). Enfin, à un niveau régional, l'importance de l'orogénie Acadienne dans les roches cambro-ordoviciennes de la Zone de Dunnage a été soulignée (Tremblay et St-Julien 1990).

1.5 GEOLOGIE REGIONALE

La zone d'étude appartient au domaine interne de la division lithotectonique de St-Julien et Hubert (1975), et à la Zone de Dunnage de Williams (1979). Au Québec, la Zone de Dunnage est constituée des roches cambro-ordoviciennes affleurant au SE de la Ligne Baie Verte-Brompton (Williams et St-Julien 1982; figure 2).

Dans la région d'Ayers Cliff, l'orogène appalachien est constitué par la continuité SW de la Chaîne des Monts Stoke, flanquée au NW par le synclinorium de St-Victor, et au SE par le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley. Sur la rive ouest du lac Massawippi, la Chaîne des Monts Stoke est constituée par le Complexe d'Ascot. Dans ce rapport, les roches ultramafiques et granitiques définissant la faille du lac Massawippi (voir plus loin) sont incluses dans le Complexe d'Ascot, auquel on attribue un âge Ordovicien Inférieur à Moyen (Tremblay 1989). Au SW du lac Massawippi, l'antiforme de la colline Bunker représente la continuité SW de la Chaîne des Monts Stoke; il est constitué d'une séquence de roches pyroclastiques felsiques et de graywackes affleurant au sein d'un mélange à matrice pélitique corrélatif avec le Mélange de St-Daniel. Celui-ci est d'âge Cambrien? à Ordovicien Moyen. Le Groupe de Magog forme les assises du synclinorium de St-Victor et est constitué de turbidites de l'Ordovicien Moyen à Supérieur (St-Julien 1963). Les roches siluro-dévoniennes du Groupe de St-Francis occupent le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley dans le coin SE de la région d'Ayers Cliff.

Les roches les plus vieilles de la région appartiennent au Mélange de St-Daniel à l'intérieur duquel, à l'instar de de Römer (1980), nous avons inclus l'assemblage volcano-sédimentaire de la colline Bunker en tant que membre informel (Faciès de la Colline Bunker). Dans la région d'Ayers Cliff, le Mélange de St-Daniel est constitué de phyllades noires, de conglomérats à blocs à matrice gréso-pélitiques et de grès quartzeux. Dans la partie sud de la région, les phyllades sont interstratifiées? de tufs felsiques et de grès lithiques. Des copeaux de basalte andésitique sont localement présents. Il est probable que les phyllades présents au sein du Complexe d'Ascot au NE sont équivalents à ceux de la

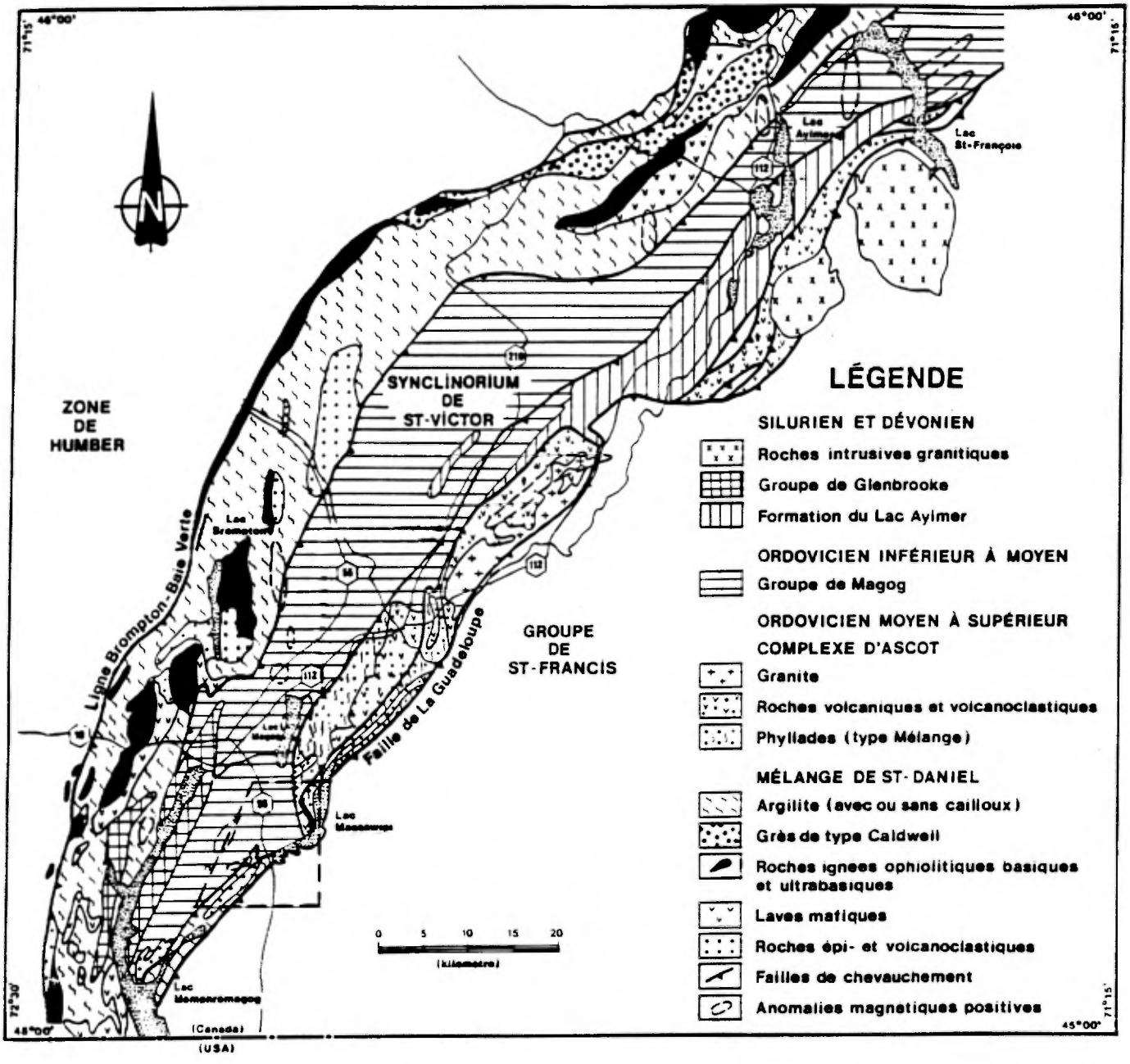


Figure 2. Carte géologique de la Zone de Dunnage des Appalaches du sud du Québec. La ligne tiretée délimite la zone d'étude. Modifié de Tremblay (sous presse).

région d'Ayers Cliff. Le Faciès de la Colline Bunker est constitué de roches pyroclastiques felsiques surmontées d'une séquence de graywackes. Un filon-couche de gabbro dioritique recoupe ces roches.

Le Complexe d'Ascot occupe le coin NE de la zone d'étude. Il est essentiellement constitué de schistes pélitiques et silto-pélitiques. Si ce n'est de la présence locale de roches volcaniques felsiques, aucunes des unités volcaniques identifiées dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse) n'affleure dans la région d'Ayers Cliff. Ce secteur n'est constitué que de la fraction sédimentaire du Complexe d'Ascot qui, au demeurant, est corrélée avec le Mélange de St-Daniel (Tremblay 1989). Sur la rive occidentale du lac Massawippi, des roches ultramafiques, gabbroïques et granitiques affleurent au sein d'une zone de faille.

Le Groupe de Magog est constitué d'une séquence de grès, de siltstones et de mudslates irrégulièrement interstratifiés. A la base, des roches volcanoclastiques felsiques sont associées aux rythmites de grès et de mudslates. Des bancs de tuf felsique jaunâtre sont aussi très fréquents dans les unités basales. Un niveau-repère, constitué d'une interstratification de conglomérat et de grès, permet d'illustrer le style structural du Groupe de Magog.

Le Groupe de St-Francis occupe tout le secteur SE de la région d'Ayers Cliff. La composition des roches siluro-dévoniennes de la région est très homogène; le St-Francis forme une séquence monotone d'arénites calcareuses à interlits de mudslates noirs. Cet assemblage est corrélatif avec le membre 2 de la Formation d'Ayers Cliff tel que défini dans la région de Waterville au NE (Tremblay 1988, sous presse).

Des dykes de diorite et de lamprophyre recoupent toutes les unités précédentes. Les diorites sont généralement carbonatisées. Les dykes de lamprophyre sont les roches les plus jeunes de la région et sont l'expression du magmatisme Crétacé responsable des Intrusions Montérégiennes.

Une déformation tectonique complexe et polyphasée caractérise les roches de la région d'Ayers Cliff. Trois phases de déformation

auxquelles sont associées trois générations de foliations sont reconnues (D_1, D_2 et D_3). Les déformations dominantes sont attribuées à la phase D_2 qui régit le motif structural régional. Aucun plissement macroscopique, clairement attribuable à une phase antérieure à D_2 ne fut identifié. Toutefois, l'omniprésence d'une schistosité S_1 au sein du Complexe d'Ascot, du Mélange de St-Daniel et dans certains secteurs du Groupe de Magog, témoigne d'une phase de déformation D_1. Un évènement tectonique postérieur à D_2 (D_3) est mis en évidence par le développement d'un clivage de crénulation à pendage vers le NW (S_3). Le clivage S_3 est associé à des plissements métriques dont la vergence est systématiquement vers le SE.

Le Complexe d'Ascot est dominé par des plis de deuxième phase d'orientation NE-SW. Ces plis plongent fortement vers le NE et le SE. Les plongées axiales sont réorientées parallèlement à la linéation d'étirement (SE) et les surfaces axiales subissent une rotation senestre à proximité de la faille du lac Massawippi. Les roches de la colline Bunker forment un synclinal antiforme de deuxième phase plongeant modérément vers le NE. Au NE de sa terminaison périclinale, l'antiforme de la colline Bunker se poursuit au sein du Groupe de Magog où il forme un anticlinal antiforme. A l'instar des plis P_2 du Complexe d'Ascot, l'antiforme de la colline Bunker subit une rotation senestre à proximité de la faille du lac Massawippi. Régionalement, le Groupe de Magog forme une succession d'anticlinaux et de synclinaux qui sont eux aussi réorientés à proximité de la faille du lac Massawippi. Dans le Groupe de St-Francis, les plis sont rarement observables. Le St-Francis semble former une séquence homoclinale à polarité vers le SE. Toutefois, nous croyons que cette homogénéité structurale n'est qu'apparente et que ces roches forment une séquence intensément plissée et faillée. L'observation locale de plis isoclinaux et de polarité sédimentaire vers le NW, de concert avec nos travaux dans la région de Waterville (Tremblay 1988), militent en faveur de cette hypothèse.

Les principales failles de la région d'Ayers Cliff sont les failles de La Guadeloupe et du lac Massawippi (nouveau nom). La faille de La Guadeloupe est en grande partie cachée par le lac Massawippi mais se poursuit sur le flanc SE de la colline Bunker. Toutefois, rien ne permet de la mettre directement en évidence dans la région d'Ayers Cliff. Par contre, cette faille est bien exposée dans les régions de Sherbrooke et de Weedon où elle a été clairement définie comme une faille de chevauchement vers le NW (Labbé et St-Julien 1989, Tremblay et al. 1989). La faille du lac Massawippi est une zone de fracture orientée NW-SE rejoignant la faille de La Guadeloupe dans le lac Massawippi. L'analyse cinématique de cette faille suggère qu'il s'agit d'un relais de la faille de La Guadeloupe qui permet probablement la jonction entre celle-ci et la faille de Rivière Magog (Tremblay, sous presse). La faille du lac Massawippi est donc un chevauchement vers le NW le long d'un plan incliné vers le NE. Dans ce rapport, on lui accorde une importance particulière parce qu'elle constitue une suture marquant la limite SW des terrains appartenant au Complexe d'Ascot. Des zones de failles majeures sont aussi identifiées sur le flanc NW de la colline Bunker, notamment à la hauteur du lac Lovering. Toutefois, les données actuelles ne permettent pas d'en déterminer la cinématique. De même, des zones de faille à rejet inconnu sont identifiées dans le Groupe de Magog. Finalement, parce que les polarités sédimentaires du Faciès de la colline Bunker et du Groupe de Magog s'opposent le long de leur contact respectif, et parce que certaines unités du Magog sont tronquées par ce contact, nous y interprétons une faille ancienne (D_1?).

Peu d'indices minéralisés sont présents dans la région d'Ayers Cliff. Il existe un indice connu le long de la faille du lac Massawippi (indice Marticorena). Il s'agit d'une minéralisation en chalcopyrite, bornite et pyrite associée à une zone de cisaillement au sein d'une roche mafique recristallisée. De même, les copeaux de roches ultramafiques carbonatisées de la faille du lac Massawippi sont connus pour leur potentiel aurifère. De plus, les copeaux de roches granitiques présents dans cette faille sont souvent fortement cataclasés et les structures observées indiquent

la présence de fluides lors de la déformation cataclastique. Cependant, rien n'indique actuellement que ces fluides ait pu être porteur de minéralisations. Au sein des roches felsiques de la colline Bunker se trouvent des concentrations anomales de sulfures sous forme de poches décimétriques. Dans le Groupe de Magog, les mudslates sont souvent très pyriteux; la pyrite forme des accumulations stratiformes et, connaissant le potentiel aurifère de ces shales pyriteux (Godue, 1988), ils pourraient s'avérer métallogéniquement intéressants.

2.0 STRATIGRAPHIE

2.1 INTRODUCTION

Dans les descriptions pétrographiques qui suivent, nous utilisons des classifications de Fisher (1961, 1966) pour les roches pyroclastiques et volcanoclastiques. La pétrographie des grès fait appel à la classification de Dott (1964), et celle des roches pélitiques à la classification utilisée par Vallières (1987). Les unités lithologiques de la région sont décrites en fonction de la position stratigraphique qui leur est attribuée (tableau 1), en commencant par les roches les plus anciennes.

2.2 LE MELANGE DE ST-DANIEL

Le Mélange de St-Daniel comprend les roches pélitiques, conglomératiques ou non, affleurant en bordure de la colline Bunker (St-Daniel sensu stricto), ainsi que le Faciès de la Colline Bunker qui est interprété comme une terrane exotique au sein du mélange. Les roches pélitiques et gréso-pélitiques du Mélange de St-Daniel affleurent principalement sur le flanc NW de la colline Bunker, et d'une façon plus ponctuelle sur le flanc SE. Trois membres distincts sont reconnus à l'intérieur de cette unité.

2.2.1 Phyllades noires, conglomérats à matrice pélitique (D1)

Ce membre constitue plus de 70% des lithologies du Mélange de St-Daniel reconnu dans la région d'Ayers Cliff. Il est constitué d'un assemblage variable de phyllade et de conglomérat (paraconglomérat ou orthoconglomérat) à matrice pélitique et gréso-pélitique. Les phyllades sont abondants dans le secteur du lac Lovering alors que les conglomérats sont confinés à une aire d'affleurements située de part et d'autre de l'autoroute 55, à proximité de la terminaison périclinale N.E. de l'antiforme de la colline Bunker.

Les phyllades pyriteuses et graphitiques sont à patine noire ou brun-rouille. Par endroits, elles contiennent des fragments centimétriques de grès feldspathique et de siltstone dolomitique à patine brunâtre. C'est notamment le cas sur la rive sud du lac

TABLEAU 1: Tableau stratigraphique de la région d'Ayers Cliff

CRETACE			Dykes de lamprophyre
DEVONIEN SUPERIEUR			Dykes de diorite
SILURIEN ET DEVONIEN	GROUPE DE ST-FRANCIS	Formation d'Ayers Cliff	Arénites calcareuses, calcaires, shales (F1)
		DISCORDANCE ???	
ORDOVICIEN SUPERIEUR A ORDOVICIEN MOYEN	GROUPE DE MAGOG	Formation de St-Victor	Mudstones - siltstones, grès (M5) Mudslates, siltslates, grès (M4) Grès, conglomérats, tufs felsiques (M3) Mudslates, grès feldspathiques, tufs felsiques (M2)
		Formation de Beauceville?	Tufs cherteux, mudslates, grès (M1)
		DISCORDANCE	
ORDOVICIEN MOYEN A ORDOVICIEN INFERIEUR?	COMPLEXE D'ASCOT		Schistes mylonitiques, tufs aphénitiques (A4) Tufs rhyolitiques à cristaux (A3) Tufs lités, volcanoclastites silto-gréseuses (A2) Phyllades, schistes psammatiques (A1) Roches de la zone de faille du lac Massawippi (5 à 7)
ORDOVICIEN MOYEN A CAMBRIEN	MELANGE DE ST-DANIEL	Mélange de St-Daniel (sensu stricto)	Tuf felsique, grès lithique, andésite (D3) Grès, conglomérats à fragments de grès (D2) Phyllades, conglomérats à matrice pélitique (D1)
		Faciès de la Colline Bunker	Gabbro dioritique (B3) Grès, greywackes, conglomérats (B2) Roches pyroclastiques felsiques, grès, conglomérats (B1)

Lovering où ce faciès contient de plus des copeaux de basalte andésitique à coussins (décrits plus loin). Lorsque non-fragmentaires, les phyllades sont de composition homogène. Elles sont fréquemment riches en ferro-dolomite authigénique sous forme de rhombohèdres automorphes.

Le faciès conglomératique de cette unité est bien exposé sur le coté NE de l'autoroute 55, à environ 150 mètres au NW de la sortie Ayers Cliff. Certains affleurements de ce secteur sont spectaculaires. Il montre une roche conglomératique dont la matrice abondante varie de pélitique à gréso-pélitique. Les conglomérats sont constitués de 30 à 50% de fragments polygéniques non-jointifs. La dimension des fragments est très variable (quelques mm à plus de 30 cm). Leur composition est essentiellement gréseuse mais on rencontre aussi des fragments de tuf jaunâtre, de siltstone brunâtre et de shale. Les clastes de siltstone et de shale sont plus abondants dans les conglomérats à matrice pélitique. Les fragments sont fortement étirés dans le plan de la foliation et la linéation d'allongement plonge fortement vers le NE.

Les fragments gréseux sont de nature variable. La granulométrie varie des grès fins au grès grossiers. Ils possèdent généralement une patine brunâtre et une cassure gris moyen. La forme originelle varie d'arrondie à sub-anguleuse bien que la déformation tectonique rende cette observation spéculative. Au microscope, ces fragments sont des wackes quartzeux, des siltstones ou des mudstones. La proportion de quartz est toujours élevée (>60%). On observe jusqu'à 10% de plagioclase. La séricite, la calcite et le zircon sont des constituants secondaires.

La matrice est un shale ou un grès argileux. Les conglomérats ne montrent aucune structure interne d'origine primaire. La fraction lithique des conglomérats du Mélange de St-Daniel ne s'apparente pas aux grès du Groupe de Magog ou de la colline Bunker. Ils diffèrent des grès du Magog par une proportion beaucoup plus élevée de quartz. L'absence systématique de grains de feldspaths potassiques permet aussi d'en faire une classe distincte des grès de la colline Bunker.

2.2.2 Grès, conglomérats à fragments de grès (D2)

Ce membre particulier a été identifié sur le flanc NW de l'antiforme de la colline Bunker. Il est exposé le long de l'autoroute 55 entre l'unité précédente et le Groupe de Magog. Il se poursuit de part et d'autre de l'autoroute sur plus de 1 km. De chaque coté, l'unité est tronquée par une faille précoce qui marque le contact avec le Groupe de Magog.

La lithologie-type est un grès quartzeux gris moyen à clair caractérisé par la présence de grains de quartz noirâtre. La granulométrie du grès varie de fine à grossière. Il est stratifié en bancs de 30 cm à près de 1 mètre d'épaisseur avec des interlits centimétriques à décimétriques de mudslate noir. Les grès sont granoclassés. On y observe localement des conglomérats à fragments de grès, identiques au faciès stratifié, au sein d'une matrice de mudslate. Nous croyons que ceux-ci sont des pseudo-conglomérats qui résulte du démembrement tectonique de l'assemblage de grès et de mudslate. L'ensemble se présente comme une formation brisée (broken formation de Raymond 1984). Au microscope, la matrice de ces conglomérats est une arénite constituée de quartz, de plagioclase, de séricite, de zircon et de sphène. Les fragments sont aplatis dans le plan de la foliation. Ils consistent en quartz mono- ou polycristallins, en quartzite recristallisée, en claystone et en plagioclase. Environ 80% des fragments sont de composition quartzeuse.

Cette unité de la lithostratigraphie du Mélange de St-Daniel de la région d'Ayers Cliff est similaire aux grès noirs trouvés sous forme de fragments dans les phyllades bréchiques du Complexe d'Ascot (Tremblay 1987). Il s'apparente aussi au lithofaciès d'argillite et de grès noir identifié dans le St-Daniel par Cousineau (1988). Les grès sont cependant moins abondants dans ce lithofaciès que dans la région d'Ayers Cliff mais ils sont pétrographiquement comparables et surtout, dans les deux cas, ils sont spatialement associés à des faciès chaotiques.

2.2.3 Tuf felsique, grès lithique, basalte andésitique (D3)

Ce membre affleure dans le secteur du lac Lovering. Il est bien exposé sur une colline située immédiatement au SW du lac. Il est constitué d'un assemblage de tuf felsique et de grès lithique. Des copeaux de basalte andésitique et de schiste à chlorite y sont spatialement associés.

Les tufs sont stratifiés, de couleur verdâtre en cassure fraîche et grisâtre en surface altérée. Ils forment un empilement régulier de strates de quelques centimètres d'épaisseur. Leur granulométrie varie des siltstones au grès fins. Des bancs de grès volcaniques sont localement interstratifiés au sein de ces tufs. Les grès sont à grains grossiers et constitués de quartz, de feldspath, de séricite, de chlorite et de fragments lithiques noirâtres.

Des blocs de basalte andésitique et de schiste à chlorite affleurent au sein des phyllades noirâtres. Sur la carte accompagnant ce rapport, ils sont inclus dans l'assemblage de tuf et de grès. Les basaltes andésitiques possèdent une cassure vert clair et une patine vert brunâtre. Ils sont coussinés; les coussins, mesurant de 0.5 à 2 mètres, sont étirés dans le plan de la foliation dominante. La proportion de matériel hyaloclastique est faible (<10%). Au microscope, la roche est constituée de plagioclase, de chlorite, de muscovite, de calcite et de sphène. Les plagioclases sont abondants et forment des cristaux aciculaires ou fibro-radiés. La chlorite (10%) forme des cristaux automorphes. La muscovite définit le plan de foliation alors que la calcite, le sphène et les minéraux opaques sont disséminés. La composition est andésitique et une texture intersertale est omniprésente. En d'autres endroits, ces roches mafiques sont des schistes à chlorite relativement grenus (1-2 mm).

2.2.4 Faciès de la colline Bunker

A l'intar de de Römer (1980), les roches constituant l'antiforme de la colline Bunker sont incluses dans le Mélange de St-Daniel. Le Faciès de la Colline Bunker affleure depuis l'autoroute 55 jusqu'à la limite sud de notre région. Trois membres

distincts sont reconnus au sein de cette unité et sont décrits ci-dessous.

2.2.4.1 Roches pyroclastiques felsiques, grès, conglomérats (B1)

Un membre de roches volcaniques et sédimentaires, dominé par des faciès pyroclastiques, constitue la base stratigraphique de la séquence de la colline Bunker. Il affleure principalement dans les environs de la terminaison périclinale de l'antiforme de la colline Bunker, à l'ouest de la pointe méridionale du lac Massawippi. Ces roches sont bien exposées en bordure de l'autoroute 55, ainsi que dans une carrière abandonnée de la compagnie Sintra, près de l'intersection de la route 141 et du chemin Bunker. Des roches pyroclastiques constituent plus de 80% de cette unité. Les roches d'abondance secondaire sont des grès tuffacés et des conglomérats polymictes.

La séquence pyroclastique est constituée de tufs rhyolitiques laminés, de tufs cherteux, de tufs à lapillis et de tufs lithiques. Cet assemblage est dominé par les tufs rhyolitiques et les tufs cherteux. Les premiers sont caractérisés par une patine blanchâtre à jaunâtre et une cassure gris clair. La coupe de l'autoroute montre une séquence de tufs rhyolitiques et de tufs cherteux interstratifiés. Les tufs rhyolitiques sont finement laminés et stratifiés en lits d'environ 10 cm d'épaisseur. Ils sont localement granoclassés lorsque la base de certaines strates est constituée d'un tuf à lapillis ou lithique; les polarités sédimentaires déduites de la séquence pyroclastique sont cependant discutables. Ces tufs sont localement pyriteux notamment dans la coupe de la carrière Sintra. La pyrite forme des accumulations podiformes de 5 à 20 cm d'envergure. Ces amas forment des lentilles parallèles à la stratification.

En lames minces, les tufs rhyolitiques contiennent de 10 à 15% de phénocristaux brisés de plagioclase et de quartz selon un rapport d'environ 4 pour 1. Les phénocristaux mesurent de 0.5 à 1 mm. La matrice est de composition quartzofeldspathique et à grains très fins. La muscovite, la biotite, la calcite et le zircon sont des minéraux d'abondance secondaire.

Les tufs cherteux possèdent une patine gris foncé à brun-rouille. La cassure est gris moyen. Ce sont des roches aphanitiques stratifiées en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ils sont dépourvus de toutes structures sédimentaires internes. Au microscope, ces roches sont des tufs à cendres. La granulométrie varie de 25 µm à moins de 5 µm. Ils sont essentiellement constitués de cristaux automorphes de quartz et de feldspaths formant une mozaique microcristalline. Les minéraux accessoires sont la séricite, la calcite, la sphène et le zircon.

Des bancs de grès tuffacés de 1 à 3 mètres d'épaisseur sont interstratifiés avec les roches pyroclastiques. Les surfaces altérées varient de blanc jaunâtre à brunâtre alors que la cassure est gris ou blanchâtre. Ces grès sont constitués de quartz, de feldspath, de chlorite, de séricite et de calcite. Ils contiennent localement des clastes de roche volcanique felsique aphanitique de 5 à 30 cm de diamètre. Des clastes millimétriques de chlorite et de fuschite sont aussi une importante caractéristique pétrographique des grès tuffacés de cette unité. La granulométrie moyenne des grès se situe entre 1 et 2 mm et ils sont parfois granoclassés.

La coupe de la carrière Sintra montre une intercalation d'imposants bancs de conglomérats polymictes au sein des roches pyroclastiques. Les bancs mesurent de quelques mètres à une dizaine de mètres d'épaisseur. Les conglomérats sont caractérisés par une teinte brunâtre en surface altérée et la cassure fraîche est généralement grisâtre. Ils contiennent jusqu'à 80% de clastes anguleux de 1 à 15 cm de diamètre. Les fragments sont des mudstones noirs, des grès, des siltstones brunâtres et des tufs rhyolitiques laminés. La matrice est généralement gréseuse. Les bancs de conglomérats sont souvent granoclassés sur plusieurs mètres. Ils contiennent aussi de la pyrite disséminée ainsi que des amas millimétriques de chlorite et de fuschite. Les variations d'épaisseur de ces conglomérats suggèrent qu'ils forment des mégachenaux au sein de la séquence pyroclastique.

L'examen de quelques lames minces montre que la nature des fragments est très variable. Nous y avons observé des fragments de

serpentinite, de roche granitique, de wacke, de grès, de mudstone et de roche volcanique de composition dacitique et rhyolitique. La matrice est un grès à quartz, plagioclase, séricite, calcite et sphène.

Certains auteurs (St-Julien 1972, St-Julien et Hubert 1975) ont implicitement proposé une corrélation entre la séquence pyroclastique de la colline Bunker et les roches volcaniques felsiques du Complexe d'Ascot. Nous croyons plutôt que ces séquences felsiques sont tout à fait différentes. Ces différences sont de plusieurs ordres: 1- on ne trouve jamais, au sein du Complexe d'Ascot, des roches pyroclastiques présentant une variation lithologique et une organisation interne comparables à celles de la colline Bunker; 2- les roches volcaniques felsiques du Complexe d'Ascot ne sont jamais interlitées avec des séquences de grès ou de conglomérats; et 3- l'association lithologique tufs-graywackes est caractéristique de la colline Bunker et ne possède aucune similitude avec ce que l'on observe au sein du Complexe d'Ascot (voir Tremblay, sous presse).

2.2.4.2 Grès, greywackes, conglomérats (B2)

Plus de 70% des roches du Faciès de la colline Bunker est constitué d'un assemblage de grès et de siltstone à interlits de mudslate noir. Ces roches sont bien exposées sur le flanc SE de la colline Bunker lequel correspond à un relief relativement abrupt.

Le faciès dominant de cette unité est un grès verdâtre, parfois brunâtre, stratifié en bancs atteignant 1 mètre d'épaisseur. Il s'agit d'une roche pauvrement classée constituée de grains anguleux de quartz et de feldspaths de 1 à 3 mm. La composition des feldspaths est variable; les plagioclases blanchâtres sont les plus abondants mais on trouve une proportion remarquable de feldspaths potassiques. Ces derniers sont généralement rosacés en surface altérée. Ces graywackes sont interstratifiés avec des bancs de siltstones verdâtres. La base de certains bancs de grès est conglomératique et les granoclassements normaux sont fréquents. Les niveaux conglomératiques sont constitués de cailloux de quartz de 0.5 à 2 cm de diamètre. Les

cailloux sont sub-arrondis et la matrice est quartzitique. Ces conglomérats forment des chenaux au sein de la séquence de grès.

En lames minces, ces roches sont des graywackes feldspathiques. Des grains de quartz anguleux à sub-anguleux constituent de 30 à 50% du volume de la roche. Les grains de feldspaths sont abondants. Ils sont généralement à grains plus fins que le quartz. Les plagioclases et les feldspaths potassiques (microcline) sont toujours présents. Les plagioclases sont plus abondants que la microcline mais certains échantillons montrent une proportion à peu près égale de feldspaths sodiques et potassiques. Des grains de muscovite détritique sont présents. Une matrice authigénique à quartz, feldspath, séricite, biotite et chlorite constitue jusqu'à 20% du volume rocheux. Les minéraux accessoires sont le zircon et les minéraux opaques.

Les grès de la colline Bunker possèdent peu d'affinité avec les autres séquences gréseuses de la Zone de Dunnage. Il sont généralement plus quartzeux et, bien qu'aucune étude pétrographique détaillée ne soit encore complétée, semblent provenir d'une source distincte de celle attribuée aux grès du Groupe de Magog. De fait, les grès de la colline Bunker s'apparentent plutôt aux grès du Groupe de Caldwell qui fait partie, rappelons-le, des lithologies de la Zone de Humber. Ceci a d'ailleurs été implicitement reconnu par de Römer (1980) qui proposa l'équivalence entre les grès de la colline Bunker et la Formation de Mansonville (de Römer 1960) qui représente un équivalent du Groupe de Caldwell.

2.2.4.3 Gabbro dioritique (B3)

Un filon-couche de gabbro dioritique affleure au sein des roches pyroclastiques de la colline Bunker.

Il s'agit d'une roche mélanocrate à patine gris brunâtre et à cassure vert foncé, parfois brunâtre. A l'oeil nu, on y distingue des grains de feldspath et de quartz de 2 à 4 mm au sein d'une matrice riche en chlorite. Dans la carrière Sintra, cette intrusion fait environ 50 mètres d'épaisseur. Par contre, le long de la coupe de l'autoroute, elle ne fait plus qu'une dizaine de mètres d'épaisseur. Nous attribuons ces variations à du boudinage

tectonique car, au même titre que les roches-hôtes, le filon-couche de gabbro est intensément plissé.

Au microscope, le gabbro est constitué d'environ 50% de cristaux automorphes de plagioclase de 2 à 5 mm de diamètre. Ceux-ci sont souvent zoné; le coeur des plagioclases est généralement plus calcique que la bordure. Ils sont faiblement épidotisés. Le quartz (<10%) forme des cristaux xénomorphes ou se présente en produit de recristallisation dynamique. Des cristaux de hornblende verte sont d'abondance variable (jusqu'à 20%). La chlorite et la hornblende sont parfois plus abondants aux dépens du plagioclase. L'épidote, la biotite et la calcite sont présents dans la pseudo-matrice. De 10 à 15% de minéraux opaques auréolés de leucoxène caractérise cette roche. Les textures présentes suggèrent que les opaques étaient originellement des minéraux titanifères qui ont subi une modification métasomatique entrainant la formation de magnétite et de leucoxène.

Ce gabbro dioritique affleure seulement au sein du Faciès de la colline Bunker et s'avère donc un outil précieux pour la caractérisation géochimique du magmatisme de la séquence (voir plus loin).

2.2.5 Age et corrélation

Aucun fossile ne permet de préciser l'âge du Mélange de St-Daniel et du Faciès de la colline Bunker. Cousineau (1988) attribue au St-Daniel un âge s'échelonnant entre l'Ordovicien Inférieur et l'Ordovicien Supérieur. Etant donné que le Mélange de St-Daniel représente les vestiges du prisme d'accrétion s'étant développé à l'aplomb de la zone de subduction ayant conduit à l'orogénie Taconique, cette braquette d'âge est raisonnable et pourrait même s'étendre jusqu'au Cambrien (Tremblay 1989). De Römer (1980) assigne un âge Ordovicien Inférieur aux roches de la colline Bunker alors que Slivitzky et St-Julien (1987), soulignant la ressemblance avec le Groupe de Caldwell, leur attribuent un âge Cambrien Inférieur. A l'instar de ces derniers, nous trouvons que la similitude entre les grès de la colline Bunker et ceux du Caldwell est frappante. Toutefois, la présence de roches pyroclastiques

felsiques associées à des grès est une particularité que l'on ne retrouve à aucune localité connue du Groupe de Caldwell. Quoiqu'il en soit, les roches de la colline Bunker possèdent une affinité continentale qui tranche nettement sur le caractère océanique des unités auxquelles elles sont associées. En ce sens, la colline Bunker forme un assemblage exotique du domaine océanique des Appalaches du sud du Québec. Nous croyons que ces roches originent probablement de la marge continentale et, dans ce rapport, elles sont considérées comme contemporaines au Groupe de Caldwell.

2.3 LE COMPLEXE D'ASCOT

Le Complexe d'Ascot affleure au NE de la faille du lac Massawippi. Il est constitué de phyllade, de schiste pélitique, de grès et de tuf. Les roches ignées formant des copeaux dans la zone de faille du lac Massawippi sont incluses dans le Complexe d'Ascot. L'ordre stratigraphique des différentes unités du Complexe d'Ascot n'a pu être établi.

2.3.1 Phyllade et schiste pélitique (A1)

Environ 50% des roches du Complexe d'Ascot appartiennent à cette unité. Elle est essentiellement constituée de phyllade noire finement laminée et de schiste pélitique. Ces roches sont bien exposées sur la rive ouest du lac Massawippi.

Les phyllades possèdent une patine noirâtre, verdâtre ou brunâtre et la cassure est noir terne. Elles sont généralement finement laminées. Les lamines blanchâtres sont d'épaisseur millimétrique et constituées d'un matériel silteux. Ces laminations sont toujours parallèles à la foliation S_1 et sont probablement d'origine métamorphique. Des lits centimétriques de siltstone grisâtre sont localement interstratifiés avec les phyllades.

Les phyllades sont fréquemment injectées de veines de quartz démembrées qui forment des amas ellipsoidaux aplatis dans la foliation régionale. Elles peuvent être aussi localement pyriteuses ou carbonatisées. Très souvent, ces roches sont des schistes pélitiques dont la composition varie d'argileuse à silto-argileuse.

Ces roches sont identiques au faciès de phyllades finement laminées identifié dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse).

2.3.2 Roche volcanoclastique stratifiée (A2)

Cette unité forme un niveau-repère affleurant à l'ouest de la baie Baltimore. La lithologie-type est une volcanoclastite finement grenue à grenue de composition felsique.

En surface altérée, la roche est gris foncé ou brunâtre alors que la cassure fraiche varie de gris moyen à gris bleu. La granulométrie est généralement très fine mais peut atteindre celle des grès. Ces roches sont stratifiées en bancs de 10 cm à plus de 1 mètre d'épaisseur. Un granoclassement est localement visible lorsque la granulométrie varie de gréseuse à silteuse de la base au sommet d'un même banc. Les bancs les plus épais contiennent parfois à la base des clastes sub-arrondis de tuf blanchâtre. Les fragments varient de 1 à 5 cm de diamètre. Le litage peut aussi être souligné par des interlits pélitiques au sein des faciès de siltstones tuffacés, ou par des laminations millimétriques foncés sur fond gris clair dans les niveaux gréseux. Les faciès à grains plus fins se débitent souvent en crayons (pencil structure) selon un axe parallèle à la linéation d'intersection entre la foliation S_2 et le litage.

A l'instar de l'unité de phyllades, ces roches affleurent aussi dans la région de Sherbrooke. Toutefois, ces niveaux de roches volcanoclastiques y sont beaucoup moins abondants et moins épais que dans la région du lac Massawippi.

2.3.3 Tuf rhyolitique (A3)

Un membre de tuf rhyolitique affleure à la limite nord de la région. Ce tuf possède une patine blanchâtre, parfois jaunâtre et une cassure gris clair, légèrement verdâtre ou bleuté. La texture varie d'aphanitique à grenue. Le faciès grenu est constitué de grains de quartz et de feldspath de 1 à 2 mm baignant dans une matrice felsique à grains fins. On y observe parfois des laminations millimétriques, parfois centimétriques, de chlorite.

En lames minces, il est constitué de 15 à 20% de porphyroclastes de plagioclase et de quartz de 1 à 2 mm de diamètre. La matrice est une alternance de bandes riches en séricite et de bandes quartzo-feldspathiques à texture de recristallisation dynamique. Cette texture définit un litage tectonique parallèle à la foliation.

Cette unité est similaire aux roches volcaniques felsiques affleurant dans la région de Sherbrooke. Ces dernières sont cependant généralement plus riches en cristaux bien que l'on trouve des faciès tout à fait semblable aux tufs de la région d'Ayers Cliff. La nature et la position géographique de l'unité de tuf rhyolitique suggère qu'elle appartient probablement au roches du Domaine de Sherbrooke (voir Tremblay, sous presse).

2.3.4 Schiste mylonitique et tuf felsique (A4)

Cette unité forme une matrice de roches cisaillées isolant les blocs de roches exotiques au sein de la zone de faille du lac Massawippi, de même qu'une partie du socle rocheux affleurant immédiatement au NE de cette faille. Nous croyons que le tuf felsique affleurant au NE de la faille représente le protolithe du schiste mylonitique de la zone de faille.

Dans la zone de faille du lac Massawippi, le schiste mylonitique possède une surface altérée caractéristiquement brun-rouille. La cassure est gris verdâtre. Ce schiste est fortement laminé et montre une différenciation métamorphique à albite et séricite. Il contient toujours des "boules" centimétriques de quartz qui représentent des veines de quartz démembrées. On trouve aussi des copeaux de 0.5 à 1 mètre de diamètre de chert noirâtre et de grès conglomératique. Ce matériel représente des lentilles tectoniques de roches originellement interlitées avec les tufs felsiques. Enfin, une foliation mylonitique très pénétrante, de même que des structures C-S et porphyroclastiques témoignent du cisaillement intense subi par ces roches. Dans la zone de faille, le schiste mylonitique est localement associé à des phyllades noires et il ne nous fut pas toujours possible de les distinguer sur la carte accompagnant ce rapport.

Nous avons examiné quelques échantillons orientés provenant de ces roches mylonitiques. En lames minces, elles sont constituées de quartz, séricite, chlorite, actinote et épidote. Les grains de quartz mesurent de 5 à 10 µm et forment des amas polycristallins lenticulaires de 50 à 100 µm de diamètre. Des grains détritiques sont localement préservés mais l'on observe, le plus souvent, une mosaique de grains recristallisés étirés dans le plan de foliation. Les fabriques C-S sont omniprésentes. Des cristaux d'actinote post-cinématique de forme prismatique ou fibro-radiée sont présents. La chlorite et l'épidote forment des amas globulaires. Ces roches peuvent être classifiées comme étant des mylonites microporphyroclastiques. Le protolithe est probablement une roche sédimentaire silicoclastique à grains fins.

En dehors de la zone de faille, ces roches sont des siltstones tuffacés à cassure vert clair et à patine brunâtre. Elles sont fréquemment litées en strates de 5 à 10 cm d'épaisseur mais totalement dépourvues de toutes autres structures sédimentaires. Des interlits centimétriques de matériel pélitique noirâtre sont fréquents.

Bien que nous ayons cartographié ces roches comme une unité distincte, il n'est pas exclu qu'elles appartiennent à l'unité de tufs et de siltstones décrites au point 2.3.2.

2.3.5 Roches ultramafiques

Nous faisons ici référence aux copeaux de roches ultramafiques affleurant dans la zone de faille du lac Massawippi. Ces roches ultramafiques varient de serpentinisées à carbonatisées. Entre ces deux extrêmes, tous les intermédiaires sont cependant possibles. Sur la carte accompagnant ce rapport, nous avons identifié les différentes masses de roches ultramafiques en fonction de la lithologie dominante.

2.3.5.1 Serpentinites (5B)

Des roches ultramafiques serpentinisées forment la crête rocheuse située immédiatement à l'est du chemin de la Montagne, à environ 2 km au sud du village de Ste-Catherine-de-Hatley. On en

retrouve aussi des masses de moindre importance sur la rive ouest du lac Massawipi.

La lithologie-type est une roche à patine brun foncé à verdâtre et à cassure vert foncé à noirâtre. La texture dominante est celle d'un mélange ophiolitique caractérisée par des blocs centimétriques à décimétriques de péridotites dans une matrice cisaillée de serpentine. La composition des blocs de péridotite varie de dunitique à harzburgitique. Les blocs sont affectés d'une serpentinisation pervasive mais certaines structures primaires sont préservées. La présence de pseudomorphes de pyroxènes permet de reconnaître les compositions harzburgitiques. Ce type de péridotite montre aussi une foliation soulignée par les grains de pyroxènes, de chromite et de magnétite qui confirme leur origine mantellique. Sur le sommet de la colline mentionnée ci-haut, la composition est dunitique. On y observe un pseudo-litage igné souligné par des bandes centimétriques de chromitites. La présence de ce pseudo-litage suggère que les roches-hôtes sont des cumulats ultramafiques. Les serpentinites de la colline mentionnée ci-haut sont auréolées d'une zone de carbonatisation. On ne connait pas la largeur exacte de cette zone mais nous avons noté jusqu'à 30% de carbonates en bordure de la principale masse de serpentinites.

Au microscope, ces roches sont constituées de serpentine, de talc, de calcite, d'oxides et de spinelles. La serpentine a souvent une texture en maille soulignée par des fractures remplies de minéraux opaques. Le coeur de ces mailles est parfois remplacé par des carbonates. Les oxides semblent souligner la forme originelle des cristaux (olivine?). Les spinelles sont des cristaux de 1 à 2 mm de diamètre. Des variations de teinte de brunâtre à noirâtre suggèrent une composition variant entre le spinelle chromifère et la chromite. Les carbonates se présentent en cristaux automorphes de 3 à 5 mm de diamètre. Ils ne sont généralement pas foliés et suggèrent que la carbonatisation est tardive. Le talc est un matériel de remplissage de fractures extensives visibles dans les serpentinites. Celles-ci sont des veines antitaxiales se recoupant mutuellement.

Les serpentinites sont toujours très déformées. Elles sont découpées par des plans de cisaillement d'attitude et d'espacement relativement variable. Localement, on y observe des structures C-S. En termes de déformation, elles s'apparentent aux "incohesive serpentinites" de Norrell et al. (1988) que ceux-ci attribuent à une déformation essentiellement fragile. En de rares endroits, nous avons observé des serpentinites mylonitisées. Elles prennent alors l'aspect d'un schiste à papier où seule la chromite est préservée, ou d'un schiste à talc-fuschite-carbonate. Sur la route bordant la rive ouest du lac Massawippi, on peut observer le contact entre un copeau de serpentinite et les phyllades. On y retrouve une zone métasomatisée d'environ 2 mètres d'épaisseur où la roche est fortement silicifiée et enrichie en chromite et en fuschite.

Il n'y a pas de doute que ces masses de serpentinite représentent des copeaux de manteau supérieur tectoniquement mis en place dans une zone de faille. Nos travaux indiquent que les protolithes sont de nature variable. Certaines serpentinites semblent provenir de péridotites résiduelles de composition harzburgitique alors que d'autres proviennent vraisemblablement de la partie inférieure d'une séquence à cumulats.

2.3.5.2 Serpentinites carbonatisées (5A)

Très souvent, les copeaux de serpentinite de la zone de faille du lac Massawippi sont fortement carbonatisées. Ce type de roches ultramafiques métasomatisées est généralement appelé "listwaenites". Leur génèse est attribuée à une métasomatose carbonatée sous l'action de fluides hydrothermaux (Leblanc et Didier 1987). Les meilleurs affleurements de listwaenites sont exposés sur la ferme Veilleux qui occupe un vaste territoire entre le chemin de la Falaise et le lac Massawippi.

Les ultramafites carbonatisées sont des roches brunâtres dont la cassure varie de verdâtre à brun foncé. Elles sont constituées en majeure partie de carbonates de la série dolomite-ankérite et, dans une moindre mesure, de talc, de serpentine, de chromite, de fuschite et d'hématite. Elles sont généralement peu ou faiblement foliées contrastant ainsi avec leurs équivalents serpentinisés.

Elles sont souvent à grains grossiers (jusqu'à 2 cm). Fréquemment, il n'y a que la présence de la chromite qui permet de déceler la nature de protolithe.

En lames minces, les serpentinites carbonatisées sont constituées de carbonates, de séricite, d'albite, de quartz, de serpentine, de spinelles et d'oxides de fer. Les carbonates constituent de 70 à plus de 95% de ces minéraux. Ils se présentent en plages informes constituées de cristaux automorphes de quelques millimètres. Les cristaux sont maclés et ne montrent que rarement des évidences de déformation intracristalline. Ils pseudomorphisent parfois la texture en maille visible dans les serpentinites. La séricite se distribue parallèlement à la foliation. Elle est parfois concentrée dans des plans de cisaillement en association avec des minéraux de serpentine et des carbonates. Ceci suggère qu'il existe plusieurs épisodes de carbonatisation des roches ultramafiques. De plus, la séricite souligne parfois une foliation qui est détruite par une carbonatisation postérieure. Elle est parfois associée avec de la fuschite.

Certains échantillons contiennent de 15 à 20% de porphyroblastes d'albite. Ceux-ci sont déformés, possèdent une extinction ondulante et montrent une fracturation intense parallèlement à la foliation. Les porphyroblastes d'albite sont généralement inclus dans les carbonates et semblent partiellement digérés par la séricite. Au même titre que l'albite, le quartz forme des porphyroblastes à extinction ondulante englobés par les carbonates. Les spinelles sont brunâtres ou rougeâtres et forment des agrégats de cristaux fracturés à demi digérés et auréolés de serpentine. L'hématite se présente en cristaux tabulaires sans orientation préférentielle. Il s'agit d'un minéral nettement post-cinématique.

Les minéraux et les textures présents au sein des ces roches indiquent qu'elles ont subi différents types d'altération. Nos observations suggèrent l'ordre suivant pour les différents évènements métasomatiques: serpentinisation, albitisation (silification), séricitisation, carbonatisation. L'albitisation et

la séricitisation ont pu être accompagnées d'une carbonatisation précoce, antérieure au stade final.

Les listwaenites sont des équivalents métasomatiques des copeaux de serpentinites. Dans la zone de faille du lac Massawippi, comme à d'autres localités (Buisson et Leblanc 1987, Leblanc et Didier 1987), l'altération serpentineuse a précédé la carbonatisation des roches ultramafiques. Pour les listwaenites de notre région, il semble y avoir au moins deux épisodes de carbonatisation. L'apparente absence de déformation pénétrante dans les listwaenites suggère une carbonatisation tardi- à post-tectonique. Notons finalement que ce type de roches présente souvent un contexte favorable à des minéralisations aurifères (Buisson et Leblanc 1987, Gauthier et al. 1989).

2.3.6 Gabbro (6)

Un petit copeau de gabbro mélanocrate affleure le long de la faille du lac Massawippi. Il est situé sur la propriété de M. Jean-Baptiste Marticorena, à proximité de l'indice minéralisé du même nom.

Cette masse de gabbro a une envergure maximale d'environ 200 mètres. La roche possède une surface d'altération grisâtre et une cassure vert foncé. La composition varie de gabbroique à troctolitique; la roche contient jusqu'à 50% de plagioclase et de 30 à 40% de minéraux mafiques. Elle est relativement grenue (1 à 2 mm). Comme toutes les roches de ce secteur, la foliation y est pénétrante.

En lames minces, le gabbro est constitué de serpentine, de plagioclase, de hornblende, d'actinote et de calcite. Il montre une texture à cumulats de plagioclase et de hornblende. La serpentine pseudomorphise le matériel intercumulat (olivine?). Ce gabbro contient de 30 à 40% de palgioclase épidotisé, et jusqu'à 30% de hornblende verte partiellement transformée en actinote. La calcite (10%) est d'origine authigénique.

L'occurence de roches gabbroiques dans la zone de faille du lac Massawippi est intéressante. Ces roches sont ici reconnues pour la première fois. Leur texture suggère qu'il s'agit de cumulats

mafiques. Ceci confirme indirectement la nature variable des protolithes des roches ultramafiques et qu'il est tout à fait plausible d'y retrouver des cumulats ultramafiques tel que suggéré précédemment.

2.3.7 Roches granitiques (7)

Nous avons aussi identifié quelques masses de roches granitiques dans la zone de faille du lac Massawippi. Le plus important de ces copeaux de granitoide forme une imposante crête rocheuse située à environ 500 mètres directement au nord de la ferme Marticorena.

Les roches granitiques varient de relativement peu déformées à intensément cisaillées. Lorsqu'elles sont peu déformées, les roches possèdent une patine gris clair et une cassure variant de gris moyen clair à blanchâtre. A l'oeil nu, elles semblent essentiellement constituées d'albite et de quartz. La granulométrie est généralement fine. La lithologie dominante est un microgranite. Ces roches sont souvent découpées par un stockwerk de veinules de quartz de quelques millimètres d'épaisseur qui s'entrecoupent mutuellement. Ce motif particulier est associé au développement d'une texture cataclastique dans la roche granitique. Cette cataclase se traduit par la présence de fragments anguleux de l'ordre du centimètre baignant dans une matrice broyée de feldspath et de quartz. On peut voir de très beaux examples de granite cataclastique sur la propriété de M. Jean-Baptiste Marticorena.

Au microscope, ces roches sont un microgranite fracturé ou une cataclasite. Le microgranite est de composition granodioritique à granitique sensu stricto. Il est constitué de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz accompagnés de muscovite, d'épidote et de zircon comme minéraux accessoires. Les feldspaths sont automorphes et les cristaux de plagioclase sont généralement plus abondants et plus grossiers que les feldspaths potassiques. Le quartz (jusqu'à 30%) forme des cristaux xénomorphes. Les granites cataclasés sont constitués d'environ 50% de fragments homogènes flottant dans une matrice de feldspath et de quartz broyés avec de la séricite et du sphène. Les fragments sont des

particules mono ou polyminéralogiques de granite. Ces cataclasites sont découpées par de fines veinules de quartz de quelques millimètres à plus de 1 cm d'épaisseur. Le quartz de ces veinules montrent une intense déformation plastique.

A d'autres endroits, les microgranites sont intensément mylonitisés. La roche possède alors une patine gris clair à foncé et la cassure varie de vert clair à blanchâtre. Une foliation mylonitique à laquelle est associée une forte linéation d'allongement est toujours présente. Le grain est généralement très fin et la composition semble plus siliceuse. Localement, les granites mylonitisés sont des fragments tectoniquement inclus au sein du schiste mylonitique décrit au point 2.3.4.

Au microscope, ces roches sont des mylonites quartzofeldspathiques. Elles possèdent une texture de rubannement soulignée par l'alternance de rubans de phyllosilicates (séricite) et de rubans à quartz-feldspath. Les rubans mesurent de 10 µm à plus de 200 um d'épaisseur. Le matériel felsique est essentiellement constitué de quartz. Ceux-ci varient de 5 à 20 µm de diamètre. Des porphyroblastes de plagioclase sont localement présents. Les quartz sont fortement recristallisés et forment une mosaique cristalline montrant de fréquentes orientations géométriques préférentielles. Les indicateurs cinématiques présents dans les mylonites sont cohérents avec un transport tectonique dirigé vers le NW le long de la faille du lac Massawippi.

Pétrographiquement, les granitoides de la zone de faille du lac Massawippi s'apparente à l'intrusion granitique des Monts Stoke (de Romer 1985, Tremblay 1987). Dans les deux cas, les roches dominantes sont des monzogranites caractérisés par une texture granophyrique et une déformation intense. Cependant, des masses granitiques similaires ont aussi été décrites au sud du lac Orford (de Romer 1960). Ces derniers représentent probablement des plagiogranites caractérisant les complexes ophiolitiques. Comme les microgranites de notre région sont intimement associés à des roches ultramafiques et mafiques, ils pourraient aussi représenter des portions de roches felsiques associées à l'édification d'une croûte océanique.

2.3.8 Age et corrélation

Les roches attribuées au Complexe d'Ascot dans la région d'Ayers Cliff sont similaires à celles affleurant dans la région de Sherbrooke. Les phyllades sont corrélatives avec le faciès finement lité décrit par Tremblay (sous presse), alors que les tufs rhyolitiques appartiennent probablement au Domaine de Sherbrooke. Aucune unité corrélative avec le Domaine d'Eustis n'affleure dans la région cartographiée. Sur la base de relations structurographiques régionales, Tremblay (1989) attribue un âge Ordovicien Inférieur à Ordovicien Moyen au Complexe d'Ascot.

2.4 LE GROUPE DE MAGOG

Le Groupe de Magog occupe toute la partie NW de la région d'Ayers Cliff. Il est constitué de différents assemblages de grès, de mudslate et de conglomérat. Les grès et phyllades de la Pointe Magoon, de même que les grès et shales de Ste-Catherine, auparavant attribués au Mélange de St-Daniel (de Romer, 1960), sont ici inclus dans le Groupe de Magog. Nous y avons reconnu 5 unités distinctes.

2.4.1 Grès, mudslates pyriteux, tufs felsiques (M1)

Cette unité constitue la base stratigraphique du Groupe de Magog dans la région d'Ayers Cliff. Elle est bien exposée en bordure de l'autoroute 55, à environ 1.2 km au NW de la sortie Ayers Cliff. Elle est constituée d'un assemblage de grès plus ou moins grossier, de mudslate et de tuf.

Les roches sédimentaires constituent environ 50% de cet assemblage. Elles consistent en une interstratification de grès et de mudslate pyriteux. Les grès sont granoclassés et contiennent environ 20% de quartz, 40-50% de feldspaths et une fraction lithique variable. Ils se présentent en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique. La patine varie de gris foncé à brunâtre et la cassure est gris moyen. Ils sont interlités avec des mudslates noirs à bruns-rouilles généralement très pyriteux. Les mudslates contiennent localement des porphyroblastes centimétriques de minéraux carbonatés noirâtres.

La présence de tufs felsiques caractérise cette unité. Ces tufs sont gris clair ou verdâtres. Ils sont stratifiés en lits de 10 cm et moins et dépourvus de toutes autres structures sédimentaires. La cassure est généralement gris clair, parfois blanchâtre. En lames minces, ils sont constitués de quartz, plagioclase, séricite, calcite et de porphyroblastes de carbonates. La fraction grossière mesure environ 10 µm alors que la fraction fine est inférieure à 5 µm de diamètre. Les porphyroblastes mesurent de quelques millimètres à environ 1 cm de diamètre. Ils sont constitués de calcite micritique et de petits grains de quartz étirés parallèlement à la foliation S_1. Ils sont recoupés par la foliation S_2 qui y est d'ailleurs refractée. Ces relations indiquent que les porphyroblastes sont pré-D_2. Les relations avec la schistosité S_1 suggèrent qu'ils sont probablement contemporains avec celle-ci.

De Römer (1980) a inclu ces roches dans le Mélange de St-Daniel alors que Slivitzky et St-Julien (1987) les attribuent à la Formation de Beauceville. Une association lithologique de grès et de tufs caractérise cette unité et ne se retrouve nulle part ailleurs dans le Groupe de Magog de la région de Sherbrooke (Tremblay 1987). La présence de tufs est une caractéristique importante de la Formation de Beauceville (Cousineau 1988) et, pour cette raison, nous attribuons les roches de cette unité à la Formation de Beauceville.

2.4.2 Rythmites de grès, de silstone et de mudslate (M2)

Cette unité constitue près de 50% des lithologies du Groupe de Magog. Elle est très bien exposée le long de l'autoroute 55. Elle s'étend jusque sur la rive ouest du lac Massawippi où les roches sont cependant beaucoup plus déformées qu'en bordure de l'autoroute. L'unité est tronquée au NE par la faille du lac Massawippi et au SE par un contact faillé? avec le Mélange de St-Daniel. Les roches de cette unité sont des grès, des siltstones et des mudslates localement interstratifiés de tufs felsiques.

Les grès se présentent en bancs de 1 à 2 mètres d'épaisseur. Ils sont souvent microconglomératiques à la base et granoclassés.

Ils contiennent des clastes pélitiques noirâtres à la base de cetains lits. Leur composition moyenne est celle d'une arénite lithique. La patine varie de brunâtre à gris jaunâtre et la cassure est gris moyen. Localement, la granulométrie diminue et la séquence est alors une alternance de grès fin et de siltstone en lits centimétriques.

L'examen microscopique de certains échantillons indique que les grès sont des arénites feldspathiques ou lithiques. Ils sont généralement mal classés et constitués d'une proportion variable de quartz, de plagioclase et de fragments lithiques. Une pseudo-matrice à séricite, quartz, calcite constitue jusqu'à 10% du volume rocheux. La fraction grossière varie de 25 à 150 µm. Elle est constituée de 10 à 30% de quartz, 15 à 40% de plagioclase et 30 à 40% de fragments lithiques. Les grains sont anguleux à sub-anguleux. Des grains de muscovite détritique sont présents. Les fragments lithiques sont de nature variable. Les fragments de roches volcaniques intermédiaires à felsiques sont plus abondants. Des fragments de composition mafique sont localement présents. Les cherts et les shales constituent toujours une proportion secondaire de la fraction lithique. Dans certains faciès microconglomératiques, nous avons observé des fragments de roche plutonique felsique.

Des mudslates noirs forment des interlits centimétriques à métriques. Ces mudslates sont souvent très pyriteux; la pyrite se présente en concentrations stratiformes.

Sur la rive ouest du lac Massawippi et dans l'axe de l'antiforme de la colline Bunker, les roches de cette unité sont intensément déformées. Les grès sont très schisteux et caractérisés par une patine brunâtre. Malgré l'intensité de la déformation, on reconnait souvent des rythmites centimétriques de mudslates et de siltslates. Dans ce secteur, les roches argileuses sont des phyllades gris noirâtres.

Des bancs de tufs felsiques, caractérisés par une patine jaunâtre, sont fréquemment interlités avec les rythmites. Ces bancs de tufs sont plus fréquents dans la partie est de l'unité.

En lames minces, ces roches sont des tufs à cendres. Elles sont constituées de quartz, de plagioclase et de séricite. Les textures d'origine primaire ne sont pas préservées. Les plagioclases sont des grains difformes non-maclés. Les quartz sont souvent recristallisés et localement, ils sont d'origine authigéniques. La séricite forme des feuillets parallèles à la foliation. Jusqu'à 5% de chlorite est présent dans certains échantillons.

Nous croyons que les roches affleurant en bordure de l'autoroute 55 appartiennent à la même unité que celles situées sur la rive ouest du lac Massawippi. Seule une intensité variable de la déformation régionale peut laisser croire à des unités distinctes. Une aire d'affleurements, située dans le lit du ruisseau McConnell entre le chemin de la Montagne et le lac Massawippi, démontre clairement que les roches qui y affleurent sont identiques à la séquence de l'autoroute 55.

L'unité M2 est très semblable aux roches du Groupe de Magog affleurant au NW de Sherbrooke (Tremblay 1987). Toutefois, l'omniprésence de bancs de tufs felsiques distingue cette séquence de celle de la région de Sherbrooke. Bien qu'elle représente probablement une unité stratigraphiquement inférieure à celles de la région de Sherbrooke, la nature turbiditique de ces roches nous suggère qu'elles appartiennent à la Formation de St-Victor. Il n'est toutefois pas exclu, étant donné l'abondance de shales pyriteux et de tufs, qu'elles représentent un équivalent de la Formation de Beauceville.

2.4.3 Grès et conglomérat, tufs felsique (M3)

Un horizon de grès et de conglomérat forme un niveau-repère régional au sein du Groupe de Magog. Cette unité affleure principalement entre les chemins de la Montagne et d'Ayers Cliff. Une série d'affleurements situés en bordure de l'autoroute 55 est incluse dans cette unité. Au NE, l'unité est tronquée par la faille du lac Massawippi. Ces roches consistent en une alternance de grès et de conglomérat interlités de tuf felsique.

Les roches gréseuses et conglomératiques de cette unité sont caractérisées par une surface d'altération brunâtre, parfois gris moyen à foncé. La cassure est généralement gris foncé ou brunâtre. Les grès se présentent en bancs de 2 à 4 mètres d'épaisseur avec des interlits centimétriques de mudslates noirs. Ces derniers constituent moins de 20% de cette unité. Les grès sont grossiers et la base des bancs est souvent conglomératique. Ils contiennent des clastes pélitiques de quelques centimètres de diamètre. Des bancs de conglomérats polymictes alternent avec les grès. Ces conglomérats contiennent jusqu'à 50% de fragments étirés de pélites noirâtres et verdâtres, de siltstones brunâtres et de quartzites. Les fragments pélitiques sont les plus abondants. La matrice des conglomérats est un grès grossier (1-2 mm) constitué de 15 à 30% de quartz, de feldspaths et de séricite. Les roches contiennent jusqu'à 25% de calcite authigénique. Les affleurements situés en bordure de la 55, de même que ceux situés dans le lit du ruisseau Boisvert (un affluent du ruisseau McConnell), sont très représentatifs de ce niveau-repère.

En lames minces, les conglomérats sont constitués de 60 à 70% de fragments jointifs. Ceux-ci sont de composition variable: par ordre d'abondance décroissante, ce sont des fragments de quartz, de siltstone, de shale, de granitoide et de grès. Les fragments de quartz sont mono ou polycristallins et plastiquement déformés. Les fragments de siltstone sont des wackes quartzeux. Les fragments de shale sont aplatis dans le plan de la foliation et se confondent avec la matrice. Les fragments de roche granitique sont constitués de quartz et de plagioclase. La matrice de ces conglomérats est une arénite lithique constituée de quartz, plagioclase, muscovite, biotite et zircon.

Des bancs de tuf felsique à patine jaunâtre, identique à ceux interlités avec les rythmites décrites au point 2.4.2, sont interstratifiés au sein de la séquence de grès et de conglomérat. A l'instar de l'unité précédente, les tufs felsiques semblent plus abondants dans la partie est de l'unité. Par contre, cette particularité est peut-être un artifice lié à la densité des affleurements.

Une fraction détritique plus grossière et une proportion beaucoup plus élevée de grès sont les principales distinctions entre cette unité et la précédente. Dans la région de Sherbrooke, l'auteur a cartographié un niveau de grès arkosique et de conglomérat formant un niveau-repère dans le Groupe de Magog (Tremblay 1987). Cependant, les conglomérats de la région de Sherbrooke sont caractérisés par une abondance de blocs de roches volcaniques felsiques et de roches granitiques. Ce type de fragments est pratiquement inexistant dans l'unité décrite ici et donc, toute corrélation est improbable.

2.4.4 Mudslate pyriteux, siltslate, grès (M4)

Cette unité est stratigraphiquement située au-dessus du niveau-repère de grès et de conglomérat décrit précédemment. Elle affleure très peu dans la région cartographiée. Elle est constituée d'une alternance de mudslate et de siltslate interlités de grès.

Les mudslates et les siltslates possèdent généralement une patine noirâtre à brunâtre. Ces roches sont stratifiées en lits de quelques centimètres d'épaisseur. La fraction argileuse est souvent pyriteuse. Des strates centimétriques de grès feldspathiques sont présents. Localement, les grès atteignent environ 1 mètre d'épaisseur. Ils sont parfois conglomératiques à la base et contiennent des clastes pélitiques noirâtres. Les mudslates de cette unité sont localement massifs et graphitiques. Ils se présentent alors comme des mudstones cherteux caractérisés par des lits pyriteux de quelques millimètres à environ 1 cm d'épaisseur.

2.4.5 Rythmites de mudstone-siltstone, grès feldspathique (M5)

Cette unité a été reconnu sur la rive SW du lac Lovering. Nous n'en avons cartographié qu'une faible proportion et elle semble occuper une grande partie de la zone centrale de la carte d'Ayers Cliff. La relation exacte entre l'unité M5 et les précédentes est incertaine mais nous l'attribuons pour le moment à la partie supérieure du Groupe de Magog.

L'unité M5 consiste en une proportion à peu près égale de rythmites de mudstone-siltstone, et de grès feldspathique. Les

mudstones et les siltstones forment une séquence relativement régulière de strates de 2 à 5 cm d'épaisseur. Ils possèdent une patine grisâtre et une cassure gris foncé. Localement, la fraction silteuse est absente et la lithologie dominante est un mudslate gris foncé. Les grès forment des bancs massifs d'épaisseur métrique avec des interlits centimétriques de mudslate noir. Ils sont parfois granoclassés. Leur composition moyenne est feldspathique mais ils contiennent une fraction lithique noirâtre de composition pélitique.

Ces roches s'apparentent plus que les précédentes aux turbidites gréso-pélitiques de la région de Sherbrooke (unité M4 de Tremblay, sous presse). C'est la raison pour laquelle nous les avons attribuées au sommet de la stratigraphie du Magog dans la région cartographiée. Toutefois, si tel est le cas, nous devons expliquer le fait que cette unité soit directement en contact avec le Mélange de St-Daniel du coté SE. Des travaux supplémentaires dans la région d'Ayers Cliff devraient permettre de résoudre ce problème.

2.4.6 Age et corrélation.

Dans les Appalaches de l'Estrie-Beauce, les formations de Beauceville et de St-Victor renferment des graptolites de l'Ordovicien (St-Julien 1963, 1970, 1987, Cousineau 1988). L'analyse de cette faune indique un âge variant de l'Ordovicien Moyen à l'Ordovicien Supérieur pour ces deux unités. Celles-ci forment près de 80% de la puissance du Groupe de Magog (Cousineau 1988), et il est donc raisonnable de suggérer un âge s'échelonnant durant cette période pour l'ensemble des strates du Groupe de Magog.

Aucun fossile ne fut trouvé dans les unités du Magog de la région d'Ayers Cliff. Tel que mentionné, il semble qu'une partie de ces roches appartiennent à la Formation de Beauceville (Ordovicien Moyen). Aucune des unités stratigraphiques situées sous le Beauceville (Cousineau 1988) ne fut reconnu dans notre région. De plus, une corrélation lithostratigraphique directe avec les

unités affleurant dans les régions de Sherbrooke (Tremblay, sous presse) et de Magog (St-Julien 1963) est actuellement incertaine.

2.5 LE GROUPE DE ST-FRANCIS

Les roches siluro-dévoniennes du Groupe de St-Francis occupent toute la partie SE de la région d'Ayers Cliff. Les meilleures aires d'affleurements sont situées en bordure de l'autoroute 55 et sur la rive est du lac Massawippi. Certaines parties de la rivière Nigger sont bien pourvues en affleurements, notamment en aval du barrage de la chute Burroughs. Les roches du Groupe de St-Francis sont de composition très homogène et appartiennent à la Formation d'Ayers Cliff.

2.5.1 Formation d'Ayers Cliff (F1)

Slivitzky et St-Julien (1987) décrivent la Formation d'Ayers Cliff comme une alternance de shale calcareux et de calcaire argileux. Cette formation correspond à la sous-formation de calcaire impur de Cooke (1957). Dans la région d'Ayers Cliff, le St-Francis est une succession monotone et homogène d'arénite calcareuse et de calcaire avec des interlits de shale calcareux.

L'unité est constituée de calcaire argileux et arénacé, et de shale calcareux. Elle se présente comme une séquence relativement ordonnée de lits de calcaire atteignant 50 cms d'épaisseur, et d'interlits centimétriques de shale calcareux. Dans les calcaires, la fraction gréseuse est souvent importante et confère un aspect laminé à ces roches. Des structures sédimentaires telles que des granoclassements et des laminations obliques et parallèles sont fréquentes et permettent souvent de déterminer la polarité sédimentaire. L'abondance de déformations syn-sédimentaires est une importante caractéristique sédimentologique de cette unité.

En lames minces, la lamination des calcaires se présente comme une concentration de calcite en alternance irrégulière avec des niveaux millimétriques de minéraux argileux et opaques accompagnés de séricite. Certains lames contiennent jusqu'à 20% de grains de quartz soulignant ainsi un apport détritique, parfois considérable, dans le bassin de sédimentation des calcaires.

2.5.2 Age et corrélation.

Aux Etats-Unis, la Formation d'Ayers Cliff constitue un membre de la Formation de Waits River (Doll 1951). Or, Boucot et Drapeau (1968) souligne que cette dernière est probablement d'âge Dévonien dans la partie supérieure mais pourrait être silurienne à la base.

2.6 ROCHES INTRUSIVES

Nous avons identifié deux types de roches intrusives dans la zone d'étude; il s'agit de dykes de diorite carbonatisée et de lamprophyre recoupant les roches de la région. Les diorites sont probablement syn ou tardi-tectoniques, tandis que les lamprophyres représentent un évènement magmatique tardif de l'histoire géologique régionale.

2.6.1 Diorite carbonatisée

Les diorites carbonatisées se présentent sous forme de dykes, parfois de filons-couches, recoupant les roches de la Formation d'Ascot et du Groupe de Magog. L'épaisseur des dykes varie de 30 cm à plus de 2 mètres; ils montrent parfois des relations mutuellement intrusives entre eux. Ils sont toujours à angle avec la stratification mais souvent parallèles à la foliation.

Ces roches sont caractéristiquement à patine brun moyen, causée par une croûte d'altération de 2 à 5 cms d'épaisseur. Cette altération de surface est de composition limoneuse, et provient de la désintégration de minéraux ferreux comme la pyrite et surtout, la ferro-dolomite. En cassure fraiche, la roche est gris clair, et essentiellement constituée de feldspath et de moins de 10% de quartz. Le texture est équigranulaire et finement grenue. Ces diorites sont carbonatisées et montrent jusqu'à 30% de cristaux rhombohédriques de ferro-dolomite de quelques millimètres de diamètre. Les diorites sont peu ou pas foliées mais semblent parfois plissées et nous les croyons syn ou tardi-tectonique.

2.6.2 Lamprophyre

Les dykes de lamprophyre sont fréquents dans la région. Ils recoupent les roches de la Formation d'Ascot, et parfois celles des Groupes de Magog et de St-Francis.

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

Ces lamprophyres sont les roches les plus jeunes de la région; on les considère comme contemporains du magmatisme crétacé, responsable des intrusions montérégiennes. Récemment, Trzciensky et Marchildon (1989) ont décrit des xénolithes de roches métamorphiques trouvés au sein de dykes lamprophyriques de la région d'Ayers Cliff. Ils interprètent ces xénolithes comme une évidence démontrant l'existence d'un socle grenvillien s'étendant jusque sous le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley.

3.0 GEOLOGIE STRUCTURALE

3.1 INTRODUCTION

Dans la région d'Ayers Cliff, les roches ont subi au moins 3 phases de déformation (D_1, D_2 et D_3). L'intensité de ces déformations est variable. Les déformations régionales sont attribuées à la phase D_2 et ce, aussi bien dans les roches cambro-ordoviciennes que dans les unités post-ordoviciennes. La phase D_2 contrôle le style des plis régionaux et est associée à la foliation régionale (S_2). Dans les roches cambro-ordoviciennes bordant la faille de La Guadeloupe, il existe une foliation ancienne (S_1) qui est présente dans le Faciès de la colline Bunker, dans le Groupe de Magog et dans le Complexe d'Ascot. Il semble y avoir une relation génétique entre cette foliation et la faille de La Guadeloupe. Dans le Groupe de Magog, on note une diminution progressive de l'intensité des déformations régionales du SE vers le NW. Dans la partie SE, deux schistosités pré-D_3 sont présentes dans le Groupe de Magog alors que vers le NW, une seule foliation pré-D_3 est présente. Nous croyons que la foliation disparaissant vers le NW est la schistosité S_1. La phase D_3 est associée à un clivage de crénulation pentant vers le NW. Les plis P_3 ont toujours un regard structural vers le SE.

Les principales failles de la région sont des failles de chevauchement vers le NW. Il s'agit de la faille de La Guadeloupe (St-Julien et al., 1983) et de la faille du lac Massawippi (nouveau nom). Ces failles sont des structures syn-D_2. D'autres failles syn-D_2 sont mises en évidence sur le flanc NW de la colline Bunker. La cartographie régionale suggère l'existence de failles pré-D_2 entre d'une part, le faciès de la colline Bunker et la matrice argileuse du Mélange de St-Daniel et d'autre part, entre ce dernier et le Groupe de Magog.

3.2 ELEMENTS STRUCTURAUX

3.2.1 Stratification

Les surfaces de stratification sont visibles dans chacunes des unités cartographiées. Elles sont cependant beaucoup mieux developpées dans le Faciès de la colline Bunker ainsi que dans le Groupe de Magog. Les contrastes lithologiques de ces unités permettent très souvent de déterminer les polarités sédimentaires et structurales des séquences. Cette particularité a d'ailleurs permis de démontrer que la colline Bunker est un synclinal antiforme qui devient un anticlinal antiforme dans le Groupe de Magog. Dans le Groupe de St-Francis, les roches sont bien stratifiées mais le manque d'affleurements et la grande homogénéité de ces roches limitent la portée de nos observations structurales.

Dans le Mélange de St-Daniel et dans le Complexe d'Ascot, les unités ne sont que rarement litées et les polarités sédimentaires sont pratiquement inexistentes. L'ordre stratigraphique de ces unités demeure inconnu et la mise en carte des plis régionaux est spéculative. Dans le Mélange de St-Daniel, l'absence de surfaces de litage est principalement attribuable à la nature chaotique de l'unité. Dans le Complexe d'Ascot, les stratifications observées sont toujours parallèles à la foliation (S_1 ou S_2). L'unité de tuf ((A2) est relativement bien stratifiée mais affleure trop peu pour permettre une interprétation géométrique significative.

3.2.2 Foliations

Trois générations de foliation ont été répertoriées dans la région d'Ayers Cliff. Dans les roches affleurant en bordure de la faille de La Guadeloupe, deux schistosités sont visibles (S_1 et S_2). Ces deux schistosités forment fréquemment une foliation composite S_{1-2}. Aucun plissement clairement contemporain avec S_1 ne fut observé. La schistosité S_2 est sub-parallèle aux plans axiaux des plis identifiés dans la région. Dans les zones de charnière, S_2 se présente souvent comme un clivage de crénulation d'espacement millimétrique. En lames minces, S_1 est une schistosité soulignée par des feuillets de phyllosilicates alors que S_2 est un clivage

par pression-solution ou une surface de cisaillement (shear cleavage) le long de laquelle sont tranposés les plans S_0 et S_1. Dans la partie SW de la région, S_2 possède un pendage abrupt vers le NW alors que dans la partie NE, le pendage est vers le SE. Le long de la faille du lac Massawippi, la foliation S_2 subi une rotation senestre très nette.

Dans le Groupe de St-Francis, S_2 est la foliation régionale et pend généralement vers le NW. Nous n'y avons pas observé de foliation ancienne (S_1) mais précisons cependant que le St-Francis affleure très mal en bordure de la faille de La Guadeloupe. Il est possible que la foliation S_1 soit restreinte aux roches cambro-ordoviciennes, soit parce que cette foliation est taconique, ou parce que ces roches constituent le compartiment chavauché de la faille de La Guadeloupe.

La foliation S_3 est un clivage de crénulation d'extension ~~d'occurence~~ régionale. Il forme des microsurfaces de cisaillement dont le mouvement indique systématiquement une vergence structurale vers le SE. S_3 est associé à des plissements ouverts à serrés plongeant vers le NE ou le SW. Les plis P_3 sont d'échelle centimétrique à métrique. Ce clivage est nettement post-D_2 et génétiquement distinct de celle-ci parce que 1- les plis P_3 affectent toutes les surfaces pré-existentes et 2- la vergence structurale des plis P_3 est complètement à l'inverse des structures D_2.

3.2.3 Linéations

Différents types de linéations sont associées aux structures planaires de la région d'Ayers Cliff. Les principales linéations d'intersection répertoriées sont des linéations L^0_2, L^1_2 et L_3. Comme elles sont généralement sub-parallèles, les linéations L^0_2 et L^1_2 sont regroupées comme des linéations L_2 dans l'analyse structurale qui suit. Les linéations L_3 englobent indistinctement les linéations L^0_3, L^1_3 et L^2_3. Les linéations L_3 sont de fines crénulations visibles sur les fabriques planaires antérieures à S_3. Elles plongent le plus souvent vers le NE, parfois vers le SW. Les

linéations L_2 possèdent une attitude variable en fonction du domaine structural analysé.

Les autres types de structures linéaires identifiées dans la région sont des linéations d'allongement et des linéations minérales. Les linéations d'allongement sont developpées dans toutes les unités. Elles sont définies par l'étirement de la fraction grossière, notamment par les fragments dans les faciès conglomératiques. Les linéations d'allongement présentes dans le Complexe d'Ascot et le long de la faille du lac Massawippi plongent vers le SE, alors que celles présentes dans le St-Daniel et dans le Magog plongent vers le NE. Dans les deux cas, elles sont sub-parallèles aux plongées axiales des plis P_2. Les linéations minérales sont présentes dans le Faciès de la colline Bunker et dans le Groupe de St-Francis. Elles sont définies par des concentrations rectilignes de minéraux mafiques (chlorite?) sur les surfaces S_2. Ces linéations sont sub-parallèles aux linéations d'allongement et plongent généralement vers le NE.

Les linéations d'allongement sont souvent considérées comme représentatives de la direction de transport tectonique i.e. elles sont parallèles à l'axe X de l'ellipsoide de la déformation finie (Sanderson 1973, Williams 1978, Ramsay 1980). Dans les zones intensément cisaillées, les axes des plis contemporains à l'étirement sont fréquemment réorientés parallèlement à X et adoptent une géométrie de pli en fourreau (Quinquis et al. 1978, Cobbold et Quinquis 1980). Cette interprétation fonctionne bien pour l'attitude des plis P_2 et des linéations d'allongement présents dans le Complexe d'Ascot en bordure des failles de La Guadeloupe et du lac Massawippi. L'allongement est cependant différent dans les autres unités de la région d'Ayers Cliff et d'autres hypothèses peuvent être invoquées pour expliquer ces variations (voir plus loin).

3.3 PLISSEMENTS

Les plissements dominants de la région d'Ayers Cliff sont des plis P_2. Dans le Complexe d'Ascot, ce sont des plis isoclinaux plongeant modérément à fortement vers le NE ou le SE. L'attitude

des plis du Complexe d'Ascot dans la région d'Ayers Cliff est similaire à l'attitude des plis présents dans la même unité, dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse). Ces plis sont tronqués par la faille du lac Massawippi le long de laquelle ils subissent une rotation senestre.

Dans le Faciès de la colline Bunker, nous avons identifié un antiforme P_2 régional. Ce pli, l'antiforme de la colline Bunker, est un synclinal antiforme. Le pli est serré à isoclinal et deversé vers le SE. Il plonge modérément vers le NE. L'antiforme de la colline Bunker se poursuit au sein du Groupe de Magog où il s'agit par contre d'un anticlinal antiforme. Nous croyons que ceci ne peut s'expliquer que par l'existence d'une faille ancienne entre le faciès de la colline Bunker et le Groupe de Magog. A l'instar des plis P_2 du Complexe d'Ascot, l'antiforme de la colline Bunker subit une rotation senestre en bordure de la faille du lac Massawippi. Dans le Groupe de Magog, les plis P_2 varient de serrés à isoclinaux dans la partie est de la région, à serrés dans la partie NW. Les zones de charnière sont localement faillées. Aucun pli P_2 régional n'a pu être identifié dans le Groupe de St-Francis à cause du manque de niveau-repère. Toutefois, l'existence locale de plissements métriques serrés à isoclinaux suggèrent que ces roches sont intensément plissées.

Tel que mentionné, la phase D_3 est associée à des plis ouverts déversés vers le SE. Toutefois, aucun pli P_3 régional n'est reconnu. Par contre, D_3 est nettement associé à une ondulation de grande amplitude des structures pré-existentes. Cet épisode de déformation possède un style structural identique à celui des déformations tardives répertoriées dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse).

3.4 FAILLES

3.4.1 Failles syn-D_2

3.4.1.1 Faille de La Guadeloupe

Dans la région d'Ayers Cliff, la faille de La Guadeloupe passe dans le lac Massawippi et se poursuit sur le flanc SE de la colline

Bunker. Cependant, aucune aire d'affleurements ne permet de clairement définir la cinématique de la faille dans la région cartographiée et ce, parce que son tracé est souligné par une vallée dépourvue d'affleurements. Toutefois, des indications cinématiques indirectes recueillies dans le Faciès de la colline Bunker et dans le Groupe de St-Francis suggèrent un chevauchement vers le NW. Ces indicateurs cinématiques sont des ombres de pression (pressure-shadows) asymétriques en bordure de cristaux de pyrite. Bien que de Romer (1980) identifie une faille sur le flanc SE de la colline Bunker, il n'en précise pas la nature. Doolan et al. (1982) suggère par contre un chevauchement vers le SE le long du même contact.

La cinématique de la faille de La Guadeloupe a été bien identifiée dans les régions de Sherbrooke (Tremblay et al. 1989), de Weedon (Labbé et St-Julien 1989) et de la Beauce (Cousineau 1988). Ces auteurs l'identifient comme étant une importante faille de chevauchement vers le NW, bien que Cousineau (1988) lui attribue une composante en décrochement. Dans le sud du Québec, un mouvement chevauchant vers le NW est nettement établi et, bien que des variations de cinématique soient possibles, le mouvement de la faille située sur le flanc SE de la colline Bunker est considéré comme un chevauchement vers le NW dans le présent rapport.

3.4.1.2 Faille du lac Massawippi.

La faille du lac Massawippi (nouveau nom) est soulignée par un linéament structural d'orientation NW-SE à la limite SW du Complexe d'Ascot. Nous croyons d'ailleurs que cette faille représente une ligne de suture entre le Complexe d'Ascot au NE, et le Groupe de Magog au SW. Sur le terrain, la faille du lac Massawippi est soulignée par des copeaux de roches ultramafiques, mafiques et granitiques. De Romer (1980) mentionne que ces roches exotiques semblent correspondre à une zone de fracture mais n'a pas clairement identifié de faille dans ses travaux. La faille du lac Massawippi est actuellement interprétée comme un relais entre les failles de La Guadeloupe et de la Rivière Magog (St-Julien et Slivitzky 1985).

Les structures présentes le long de la faille du lac Massawippi varient de mylonitiques à cataclastiques. Les premières sont dominantes et consistent en fabriques C-S, en porphyroclastes asymétriques, et en orientation cristallographique préférentielle des cristaux de quartz des mylonites. Les indicateurs cinématiques observés, combinés avec l'attitude des linéations d'allongement et de la foliation mylonitique, indiquent que la faille du lac Massawippi est une surface inclinée vers le NE le long de laquelle le transport tectonique est dirigé vers le NW (figure 3). Elle apparait nettement comme une faille subsidiaire de la faille de La Guadeloupe accréditant ainsi l'hypothèse d'un relais avec la faille de la Rivière Magog.

Les fabriques cataclastiques sont principalement confinées aux copeaux de roches granitiques bien que les roches ultramafiques sont du type "incohesive serpentinites" que Norrell et al. (1988) attribuent à une déformation fragile. Les roches granitiques sont localement des protoclasites et des cataclasites. Les fabriques cataclastiques sont représentées par des structures bréchiques généralement recoupées par des veinules de quartz formant un stockwerk de maille millimétrique à centimétrique. Ces textures sont visibles sur les roches granitiques affleurant à proximité de l'indice Marticorena.

La coexistence de fabriques cataclastiques et mylonitiques est souvent considérée comme caractéristique de zones de cisaillement correspondant à la transition fragile-ductile (Sibson 1977). Elles sont attribuées à un même évènement le long d'une zone de fracture. Dans les zones de cisaillement fragile-ductile, les structures fragiles sont généralement superposées sur les fabriques ductiles (Sibson 1977, Gibson 1985). Dans la faille du lac Massawippi, l'étude microscopique des échantillons granitiques indique que les structures mylonitiques sont superposées sur les fabriques cataclastiques. Cette superposition nous suggère que la faille du lac Massawippi correspond possiblement à une zone de faille réactivée. Toutefois, des travaux supplémentaires sont nécessaires pour démontrer cette hypothèse.

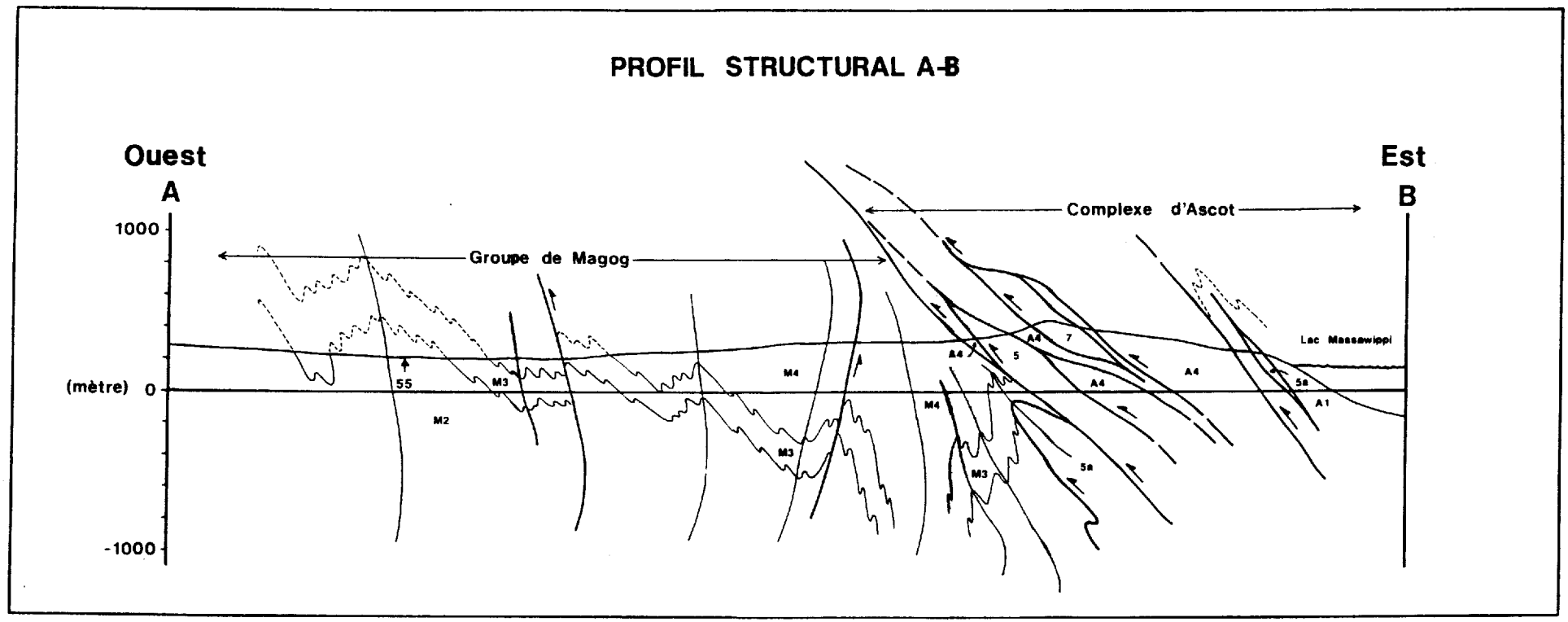


Figure 3. Profil structural A-B localisé sur la carte géologique accompagnant ce rapport. Mêmes symboles lithologiques que sur la carte géologique.

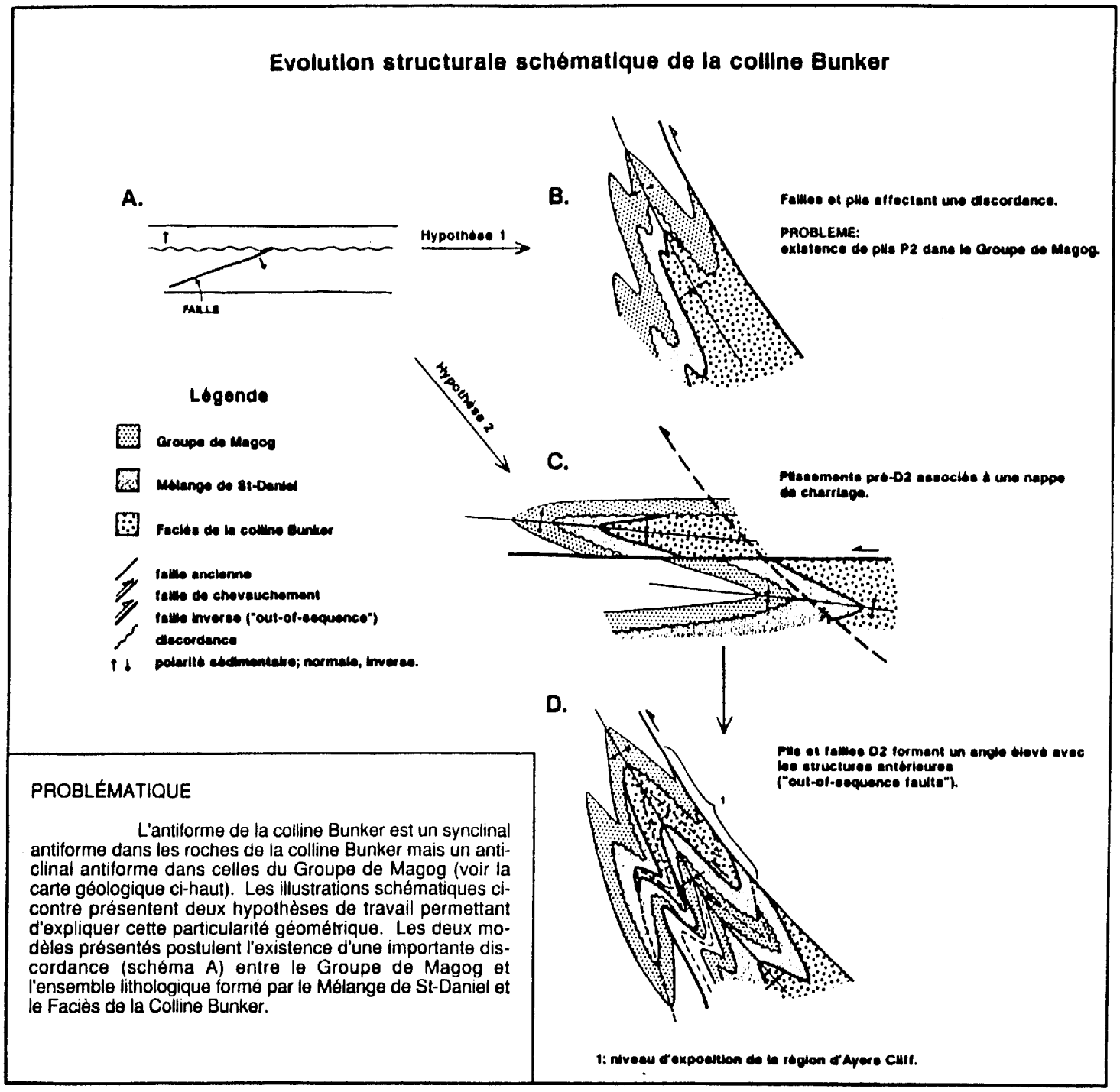
3.4.1.3 Autres failles syn-D_2

Des failles syn-D_2 d'importance mineure recoupent les unités du Groupe de Magog. L'une d'elles est bien exposée dans le ruisseau Boisvert où elle crée un déplacement apparent d'environ 200 mètres. Les crochons de faille visibles à l'affleurement indiquent un mouvement inverse. D'autres failles syn-D_2 sont interprétées dans le Magog et affleurent en bordure de l'autoroute 55. Elles sont soulignées par des zones tectoniquement démembrées et injectées de nombreuses veines de quartz.

Sur le flanc NW de la colline Bunker, certaines failles syn-D_2 sont soulignées par des zones de cisaillement au sein des roches de la colline Bunker, ou au contact entre celles-ci et le Mélange de St-Daniel. De telles zones de roches cisaillées sont exposées en bordure du chemin Fitch Bay, sur la pointe sud du lac Lovering, et le long du chemin Remick près de l'intersection avec le chemin Rider. L'extension vers le NE de même que la nature exacte de ces zones de cisaillement sont actuellement imprécises.

3.4.2 Failles pré-D_2

Des failles pré-D_2 (D_1?) sont interprétées au contact entre le Faciès de la colline Bunker et la matrice pélitique du Mélange de St-Daniel, et entre ce dernier et le Groupe de Magog. La première nous est suggérée par la troncature des unités de la colline Bunker au contact avec le Mélange de St-Daniel. L'existence d'une faille ancienne marquant le contact entre le St-Daniel et le Groupe de Magog est indiquée par les variations de polarités sédimentaires le long de l'antiforme de la colline Bunker. Tel que mentionné, celui-ci est un synclinal au sein du Faciès de la colline Bunker mais un anticlinal au sein du Groupe de Magog. La troncature de l'unité basale du Groupe de Magog milite aussi en faveur d'une telle faille. Nous croyons que l'action combinée d'une discordance angulaire et d'une faille pré-D_2 (figure 4) permettrait d'expliquer la particularité géométrique de l'antiforme de la colline Bunker. L'existence d'une telle faille précoce suggère aussi que les grès de la colline Bunker représente une terrane exotique au sein du



PROBLÉMATIQUE

L'antiforme de la colline Bunker est un synclinal antiforme dans les roches de la colline Bunker mais un anticlinal antiforme dans celles du Groupe de Magog (voir la carte géologique ci-haut). Les illustrations schématiques ci-contre présentent deux hypothèses de travail permettant d'expliquer cette particularité géométrique. Les deux modèles présentés postulent l'existence d'une importante discordance (schéma A) entre le Groupe de Magog et l'ensemble lithologique formé par le Mélange de St-Daniel et le Faciès de la Colline Bunker.

Figure 4. Modèle d'évolution structurale schématique pour le Faciès de la colline Bunker et les unités adjacentes. L'hypothèse #2 est celle favorisée dans ce rapport.

Mélange de St-Daniel au même titre que d'autres terranes affleurant dans le St-Daniel entre la frontière internationale et la Beauce (Tremblay et St-Julien 1990).

3.4.3 Failles D_3

Des failles D_3 d'échelle centimétrique à métrique sont abondantes dans la région. Ces failles sont toujours parallèles à la foliation S_3 et le transport est généralement dirigé vers le SE. Les déplacements apparents sont d'ordre métrique. Aucunes des failles syn-D_3 n'a d'influence sur le motif structural de la région. La faille découpant la zone de charnière de l'antiforme de la colline Bunker est peut-être une exception à cette règle. Toutefois, il n'est actuellement pas certain que cette faille soit contemporaine à S_3; elle pourrait aussi être une faille syn-D_2.

3.5 ANALYSE STRUCTURALE

Nous avons divisé la région cartographiée en 4 grands domaines structuraux (figure 5) qui sont définis comme suit: les domaines de la colline Bunker, du Complexe d'Ascot, du Groupe de Magog et du Groupe de St-Francis. Les failles sont les limites des différents domaines structuraux. Le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog sont respectivement sub-divisés en deux sous-domaines structuraux (figure 5) pour illustrer la zone d'influence de la faille du lac Massawippi.

3.5.1 Le domaine de la colline Bunker

Ce domaine structural comprend toutes les roches du Faciès de la colline Bunker ainsi que les unités adjacentes appartenant au Mélange de St-Daniel. Il est limité au NW et au NE par le contact avec le Groupe de Magog. La limite SE est la faille de La Guadeloupe.

Le traitement statistique des données structurale du domaine de la colline Bunker apparait sur la figure 6. Les mesures de stratification définissent un maximum-point grossièrement étiré selon une guirlande. La stratification moyenne possède une attitude

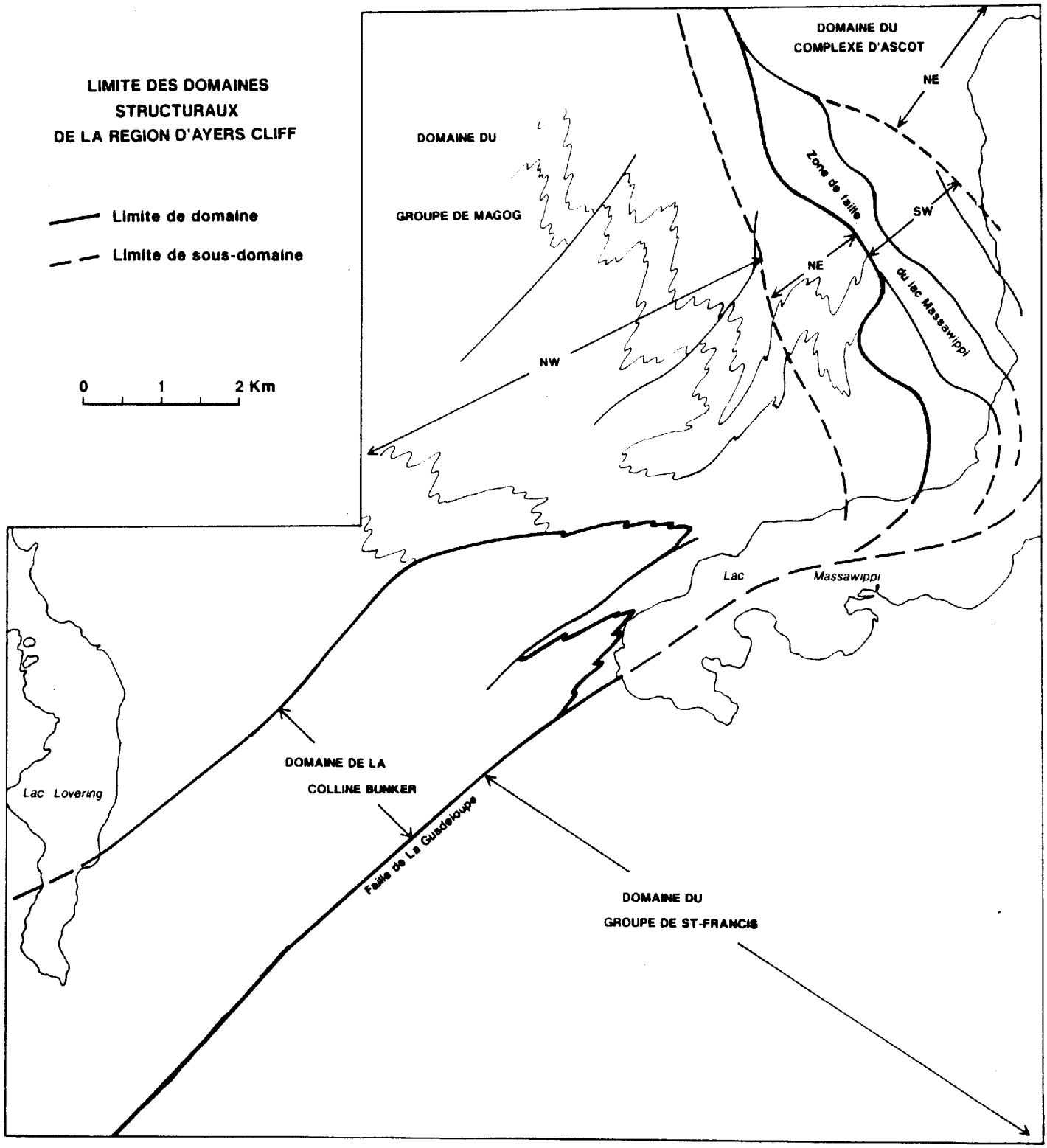


Figure 5. Limite des domaines structuraux retenus pour l'analyse structurale de la région d'Ayers Cliff.

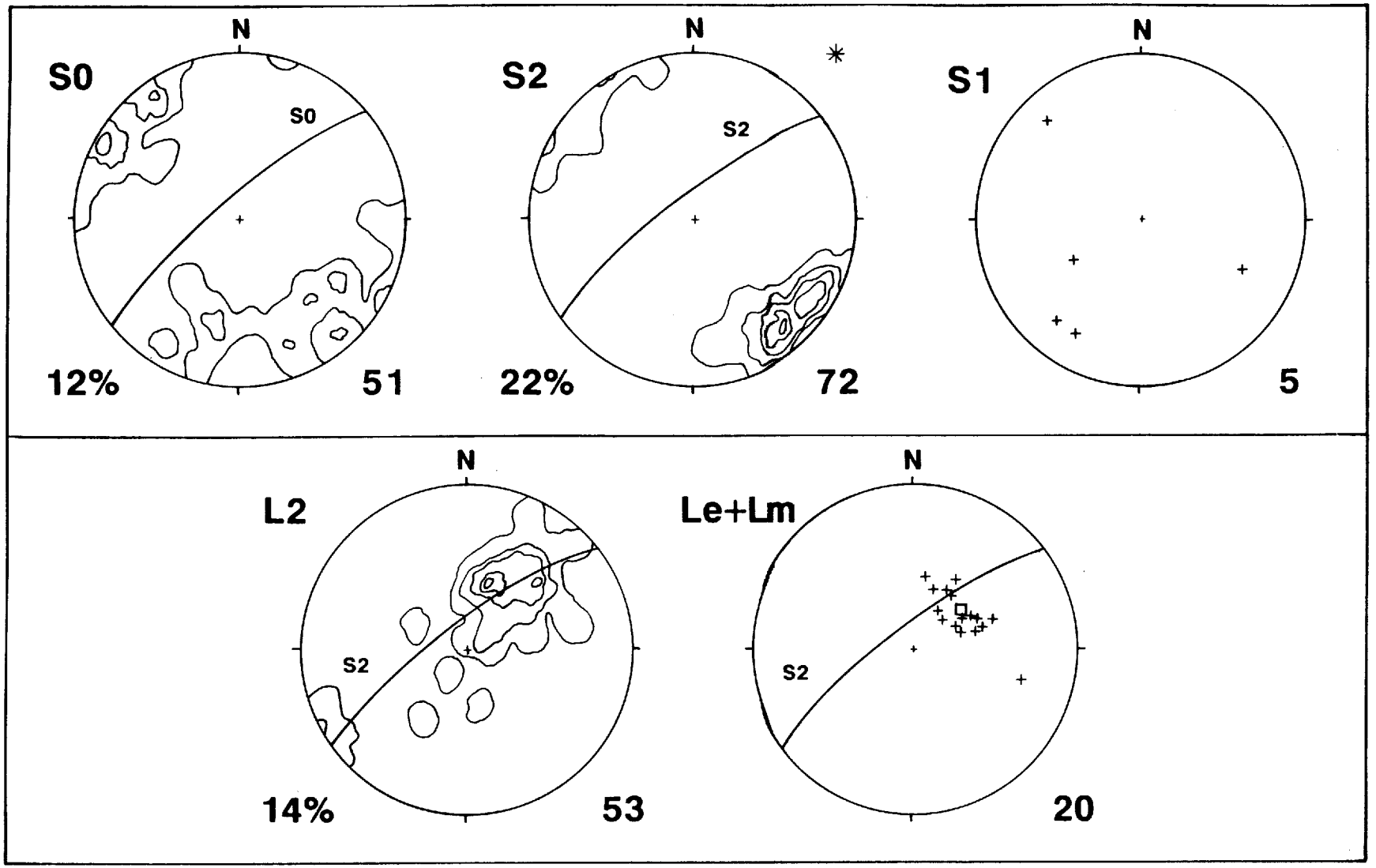


Figure 6. Domaine de la colline Bunker. Projections stéréographiques équiaires des mesures planaires et linéaires. Le: linéation d'allongement, Lm: linéation minérale. Contours à 1-4-8-12%, *: contours à 1-5-10-15-20% et plus par 1% de surface de comptage. Les chiffres inférieurs droits indiquent le nombre de mesures. Les pourcentages maximaux sont indiqués sur le coté inférieur gauche des projections.

de N230/80° NW. Le pôle de la pseudo-guirlande définie par les pôles de S_0 plonge de 65° vers le N032. Sachant que les polarités sédimentaires varient du NW au SE dans la séquence de la colline Bunker, les mesures de stratification suggèrent que l'antiforme de la colline Bunker est un pli isoclinal plongeant modérément vers le NE. Les mesures de la schistosité S_2 se répartissent selon un maximum-point définissant un plan S_2 moyen de N231/78° NW. Cette valeur est très près de l'attitude moyenne de la stratification renforcant ainsi l'assertion que les plis sont isoclinaux. L'attitude de la foliation S_2 indique un déversement vers le SE. Les mesures de schistosité S_1 sont trop peu nombreuses pour en tirer des observations concluantes.

Les linéations L_2 se répartissent le long du plan S_2 moyen (figure 6). Elles définissent un maximum-point plongeant de 56° vers le N040. La distribution des linéations L_2 est cohérente avec les résultats obtenus sur les structures planaires. Le stéréogramme des linéations d'allongement et des linéations minérales combinées pour le domaine de la colline Bunker montre une distribution similaire à celle des linéations L_2. Ces linéations définissent un maximum-point plongeant de 57° vers le N054.

L'analyse statistique des données structurales du domaine de la colline Bunker suggère que les plis P_2 de cette région sont isoclinaux et plongent modérément vers le NE.

3.5.2 Le domaine du Complexe d'Ascot

Ce domaine structural occupe toute la région située au NE de la faille du lac Massawippi qui en est la limite SW. Le domaine du Complexe d'Ascot est divisé en deux sous-domaines selon l'influence apparente de la zone de faille du lac Massawippi. Le sous-domaine NE est considéré comme étant situé hors de la zone d'influence de la dite faille, alors que le sous-domaine SW est constitué par les roches dont les structures sont influencées par la faille. La limite entre ces sous-domaines est une ligne arbitraire sub-parallèle à la faille du lac Massawippi (figure 5).

3.5.2.1 Sous-domaine NE

Le traitement statistique des données structurales du sous-domaine NE est présenté sur la figure 7. Les structures significatives de ce domaine sont la foliation S_2, et les linéations L_2 et d'allongement. Les mesures de stratification et de schistosité S_1 sont peu abondantes.

Les pôles de la foliation S_2 du sous-domaine NE se répartissent selon un maximum-point définissant un plan moyen de N004/66° E. Cette attitude représente évidemment une moyenne et il est à noter qu'à l'extrémité NE de la région, la foliation régionale est de direction NE avec un pendage vers le SE. Les linéations L_2 de ce sous-domaine se répartissent selon un maximum-point situé en bordure du plan S_2 moyen. Elles plongent modérément vers le SE (N115/55° SE). Ces dernières suggèrent que les plis P_2 du sous-domaine NE plongent majoritairement vers le SE. Les linéations L_2 sont sub-parallèles à l'attitude moyenne des linéations d'allongement de ce sous-domaine. Ces dernières plongent vers le SE (N129/45° SE).

Les données structurales recueillies dans le sous-domaine NE se comparent avantageusement aux structures qui caractérisent le Complexe d'Ascot, à proximité de la faille de La Guadeloupe, dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse). A l'instar des données présentées ici, les plis P_2 et les linéations d'allongement sont sub-parallèles en bordure de la faille de La Guadeloupe dans la région de Sherbrooke. Ces résultats sont attribués à une réorientation des plis P_2 parallèlement à la direction de transport tectonique (Tremblay et St-Julien 1990).

3.5.2.2 Sous-domaine SW

Le traitement des mesures structurales du sous-domaine SW est présenté sur la figure 8. La principale différence structurale entre les données des sous-domaines NE et SW est que la foliation S_2 change d'attitude.

Les pôles de la foliation S_2 se répartissent selon un maximum-point définissant un plan S_2 moyen de N340/62° NE. A l'instar du

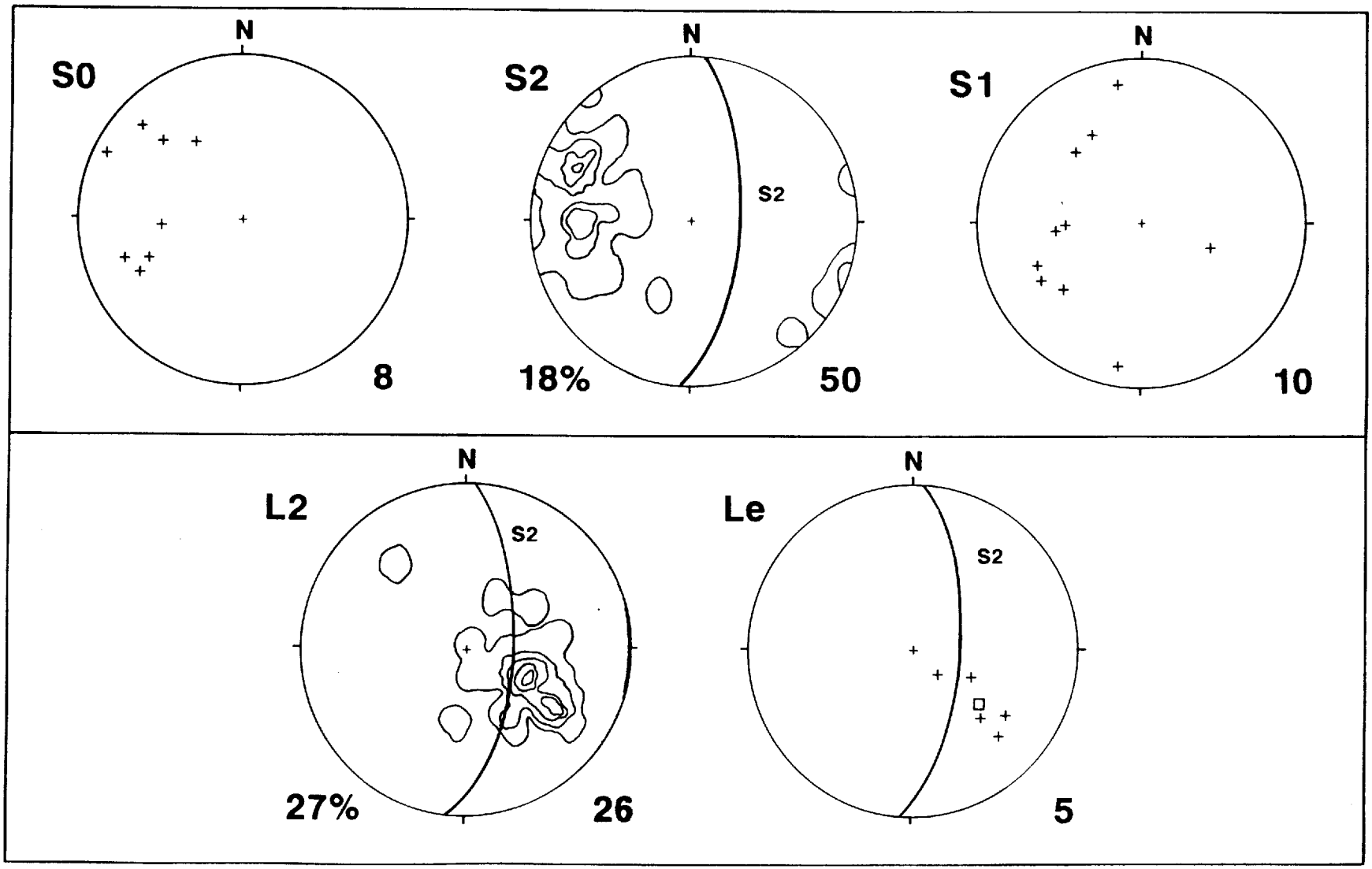


Figure 7. Domaine du Complexe d'Ascot, sous-domaine NE. Projections stéréographiques équiaires des mesures planaires et linéaires. Contours à 1-5-10-15-20% et plus par 1% de surface de comptage. Autres symboles comme sur la figure 6.

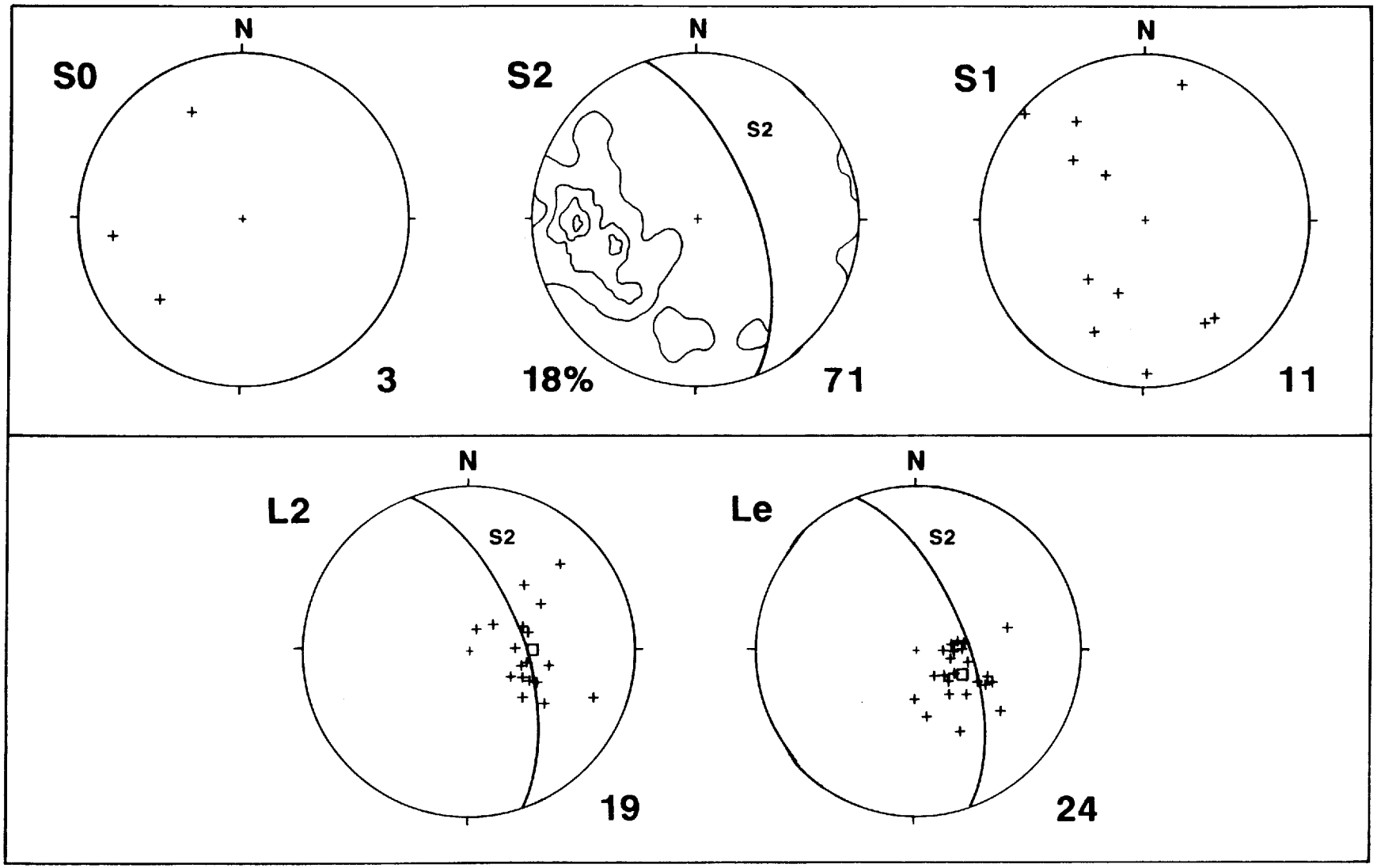


Figure 8. Domaine du Complexe d'Ascot, sous-domaine SW. Projections stéréographiques équiaires des mesures planaires et linéaires. Contours à 1-5-10-15-20% et plus par 1% de surface de comptage. Autres symboles comme sur la figure 6.

sous-domaine précédent, les linéations L_2 plongent vers l'est ou l'ESE (N090/58° E) et les linéations d'allongement plongent modérément vers le SE (N116/63° SE). Encore une fois, ces données suggèrent que l'attitude moyenne des plis P_2 du Complexe d'Ascot est statistiquement parallèle à la linéation d'allongement. Les mesures d'allongement sont beaucoup plus nombreuses (parce que mieux développées) dans la région bordant la faille du lac Massawippi (figure 8).

3.5.2.3 Sommaire

La principale caractéristique structurale du Complexe d'Ascot dans la région d'Ayers Cliff est une rotation senestre de la foliation régionale à proximité de la faille du lac Massawippi. Ce phénomène est bien illustré par l'attitude moyenne de la foliation S_2 dans chacuns des sous-domaines du Complexe d'Ascot (comparer les figures 7 et 8). Tous les autres éléments structuraux significatifs (L_2 et linéations d'allongement) demeurent relativement homogènes dans les deux sous-domaines. Ces résultats confirment, tel que représenté sur la carte géologique, qu'il y a effectivement une rotation senestre des surfaces axiales des plis P_2 en bordure de la faille du lac Massawippi. L'attitude des linéations d'allongement indique aussi que la cinématique de cette faille est dépendante de celle de la faille de La Guadeloupe telle que définie dans la région de Sherbrooke (Tremblay et al. 1989A).

3.5.3 Le domaine du Groupe de Magog

A l'intar du Complexe d'Ascot, le domaine du Groupe de Magog est sub-divisé en deux sous-domaines qui sont fonction de l'influence de la faille du lac Massawippi. Le sous-domaine NE comprend les roches affleurant en bordure de la faille, alors que le sous-domaine NW comprend toutes les autres aires d'affleurements du Groupe de Magog. La limite entre les deux sous-domaines est une ligne arbitrairement située à environ 1 km au SW de la faille du lac Massawippi et parallèle à cette dernière.

3.5.3.1 Sous-domaine NW

Le sous-domaine NW est constitué par les roches du Groupe de Magog affleurant en bordure de l'autoroute 55, et entre celle-ci et le lac Massawippi. Il couvre une vaste superficie qui comprend plus de 80% des unités du Magog. Le traitement statistique des données structurales de ce sous-domaine est présenté sur la figure 9.

Les pôles de S_0 montre une distribution intermédiaire entre un maximum-point et une guirlande. Le pôle de la pseudo-guirlande plonge abruptement vers le NE (N054/79° NE). Considérant l'attitude des plis P_2 du Magog, cette plongée abrupte n'est pas réaliste; elle est le résultat d'une dispersion assez élevée des pôles de stratification qui est causée, croyons-nous, par l'influence des déformations tardives (D_3). La répartition des pôles de S_0, moins concentrée que dans le domaine de la colline Bunker, suggère cependant des plis P_2 serrés à isoclinaux plongeant vers le NE. A l'instar de la foliation S_2 du domaine de la colline Bunker, S_2 se distribue selon un maximum-point définissant une attitude moyenne de N230/70° NW. Cette valeur est très près de celle obtenue dans le domaine de la colline Bunker et indique qu'il s'agit bien d'éléments structuraux contemporains. A l'image des domaines précédents, les mesures de schistosité S_1 sont trop clairsemées pour un traitement significatif.

Les linéations L_2 se distribuent selon un maximum-point étiré parallèlement à la trace de la foliation régionale. L'attitude moyenne de ces linéations est de N047/58° NE. Cette attitude est légèrement décalée par rapport au plan S_2 moyen. Ce décalage est attribuable à l'action combinée d'un nombre élevé de mesures de foliation et de linéation qui crée une dispersion statistique, ainsi qu'à l'effet des déformations post-D_2. L'attitude moyenne des plis P_2 du Groupe de Magog se compare avantageusement à celle du domaine de la colline Bunker (comparer les figures 6 et 9). A l'instar de la colline Bunker, et contrairement à ce que l'on observe dans le Complexe d'Ascot, les linéations d'allongement et les linéations minérales présentes dans le sous-domaine NW plongent

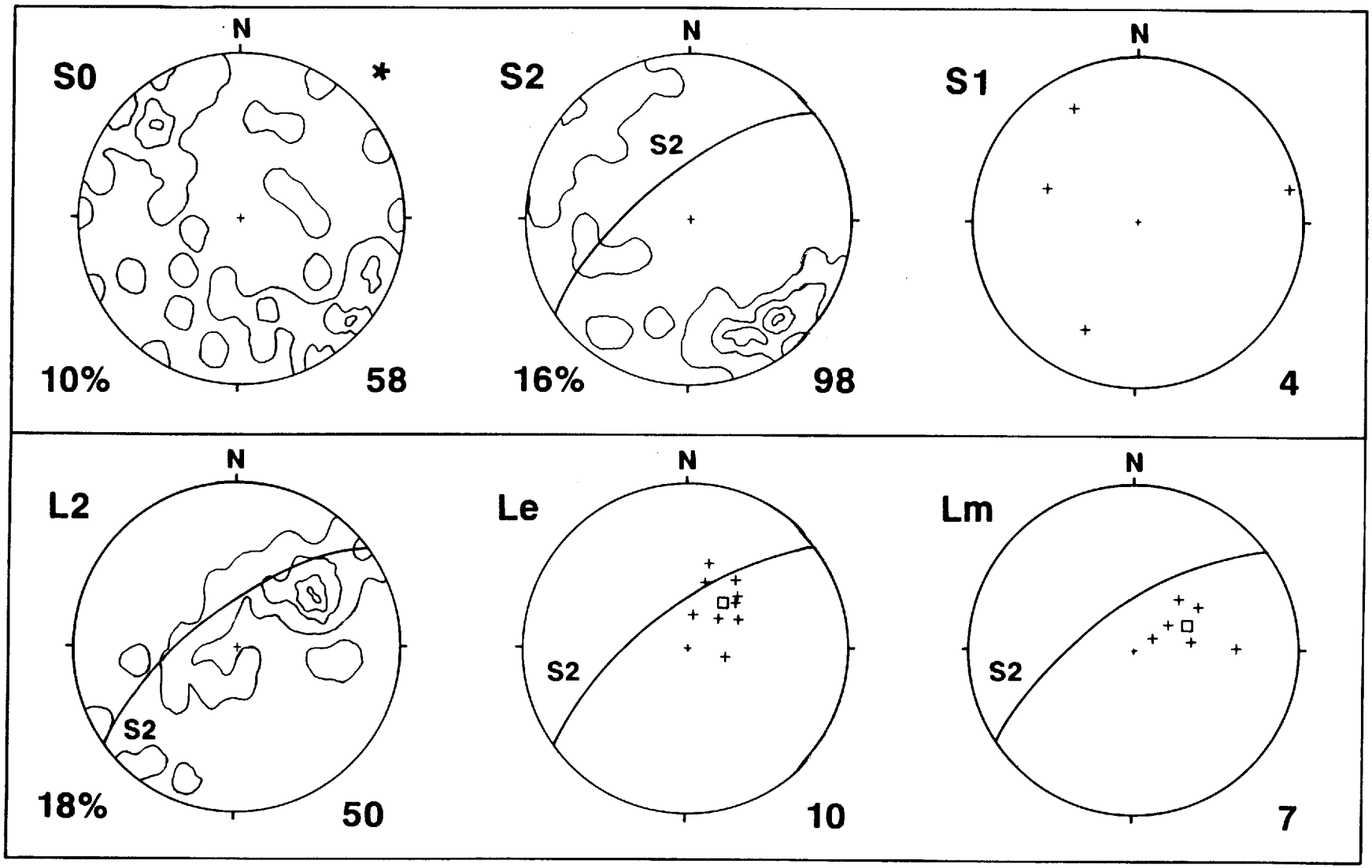


Figure 9. Domaine du Groupe de Magog, sous-domaine NW. Projections stéréographiques équiaires des mesures planaires et linéaires. Contours à 1-5-10-15-20%, *: contours à 1-4-8% et plus par 1% de surface de comptage. Autres symboles comme sur la figure 6.

modérément vers le NE (figure 9). Ces linéations sont sub-parallèles entre elles de même qu'avec les linéations L_2.

L'analyse du sous-domaine NW du Groupe de Magog suggère l'existence de plis serrés à isoclinaux, généralement déversés vers le SE et plongeant modérément vers le NE. Ces résultats sont, pour ainsi dire, identiques à ceux obtenus dans le domaine de la colline Bunker.

3.5.3.2 Sous-domaine NE

Le sous-domaine NE comprend les roches du Groupe de Magog affleurant dans la zone d'influence de la faille du lac Massawippi (figure 5). Les données stéréographiques de ce secteur sont présentées sur la figure 10.

Conformément à ce qui est observé dans le domaine du Complexe d'Ascot, la foliation S_2 change d'attitude dans le sous-domaine NE. Les pôles de la foliation S_2 définissent un maximum-point correspondant à un plan moyen de N323/67° NE. Cette attitude est sub-parallèle au tracé de la faille du lac Massawippi et se compare avantageusement avec l'attitude de la foliation régionale dans le sous-domaine SW du Complexe d'Ascot. Dans le sous-domaine NE du Groupe de Magog, la quantité de mesures de S_0 et de S_1 exclue toute interprétation significative.

Il y a peu de mesures de linéations d'allongement qui proviennent du sous-domaine NE (figure 10). Toutefois, les quelques mesures répertoriées plongent modérément vers le SE et sont compatibles avec les résultats obtenus dans le Complexe d'Ascot en bordure de la faille du lac Massawippi. Il en va autrement pour les linéations L_2. Celles-ci plongent généralement vers le NE dans le sous-domaine NE du Groupe de Magog (figure 10). Certaines plongées abruptes vers le NE, ou modérées vers le SE, suggèrent une possible réorientation des axes de plis P_2 de ce secteur. Il semble cependant que la réorientation axiale des plis en bordure de la faille soit moins accentuée que dans le Complexe d'Ascot. Il est probable que cette différence est liée à l'histoire structurale distincte de ces unités. A l'échelle régionale, le Complexe d'Ascot

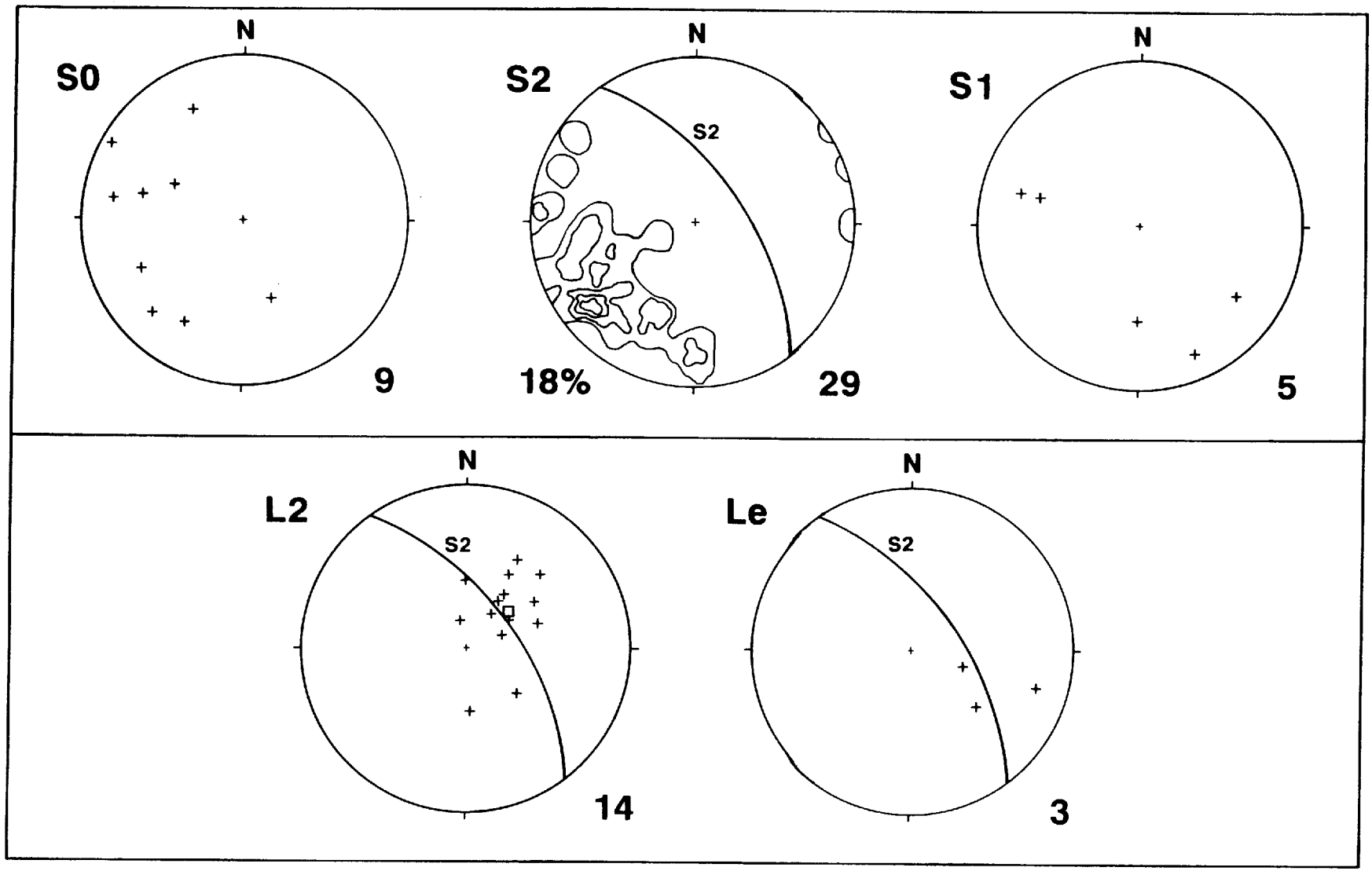


Figure 10. Domaine du Groupe de Magog, sous-domaine NE. Projections stéréographiques équiaires des mesures planaires et linéaires. Contours à 1-5-10-15-20% et plus par 1% de surface de comptage. Autres symboles comme sur la figure 6.

représente une écaille de roches, coincées entre deux failles de chevauchement vers le NW, au sein de laquelle les déformations régionales possèdent un caractère ductile beaucoup plus prononcé que dans les unités adjacentes (Tremblay et St-Julien 1990).

3.5.3.3 Sommaire

Les conclusions émises à la suite de l'analyse structurale du domaine du Complexe d'Ascot sont valides aussi pour le Groupe de Magog. Ainsi, il apparait nettement que la foliation régionale présente au sein du Groupe de Magog subi une rotation senestre en bordure de la faille du lac Massawippi. Les linéations d'allongement présentes dans le Groupe de Magog à proximité de la faille sont cohérentes avec la direction de transport tectonique inférée à partir des éléments structuraux du Complexe d'Ascot. Par contre, hors de la zone d'influence de la faille, les linéations d'allongement changent d'attitude et plongent vers le NE. Ces variations dans l'allongement tectonique sont encore mal comprises et seront discutées à la fin de ce chapître.

3.5.4 Le domaine du Groupe de St-Francis

Ce domaine occupe toute la partie SE de la région d'Ayers Cliff, située au SE de la faille de La Guadeloupe. Le traitement des données structurales de ce domaine est présenté sur la figure 11.

Les pôles de la stratification définissent un maximum-point correspondant à une attitude moyenne de N235/68° NW. Cette attitude est à l'image de ce que l'on observe sur le terrain, à savoir que les strates sont généralement à polarité inverse vers le SE. La distribution des pôles de la foliation régionale (S_2) est similaire à celle des mesures de stratification. Le plan S_2 moyen a une attitude parallèle à la stratification (N235/66° NW). Ce parallélisme, combiné avec la présence de plis P_2, indique que ces plis sont fortement isoclinaux. D'une facon générale, l'intensité des déformations D_2 semble d'ailleurs plus grande dans le Groupe de St-Francis que dans le Groupe de Magog. Cette variation d'intensité

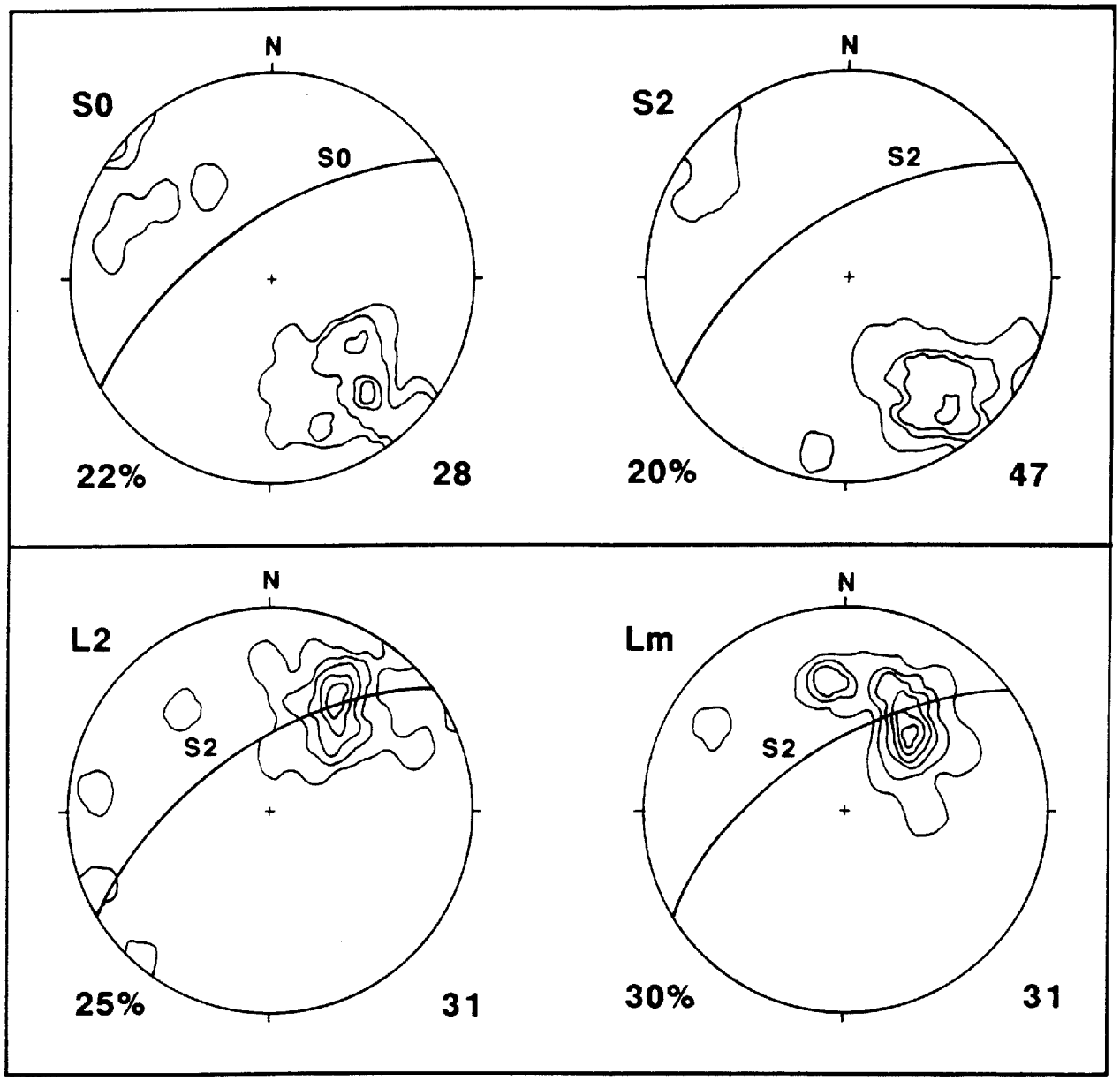


Figure 11. Domaine du Groupe de St-Francis. Projections stéréographiques équiaires des mesures planaires et linéaires. Contours à 1-5-10-15-20% et plus par 1% de surface de comptage. Autres symboles comme sur la figure 6.

correspond au gradient positif NW-SE des déformations régionales identifié par Tremblay et St-Julien (1990).

Les linéations L_2 forment un maximum-point réparti sur la trace de la foliation régionale (figure 11). En moyenne, elles plongent de 43° vers le N027. Cette attitude est similaire à ce que l'on observe dans le domaine de la colline Bunker et dans le sous-domaine NW du Groupe de Magog. Les linéations L_2 suggèrent des plis P_2 plongeant modérément vers le NE. A l'instar des linéations L_2, les linéations minérales du domaine du Groupe de St-Francis plongent modérément vers le NE (N028/49° NE). Ces linéations ont une attitude similaire à des linéations semblables présentes dans les domaines de la colline Bunker et du Groupe de Magog.

3.5.5 Déformations tardives (D_3)

L'orientation des éléments structuraux associés à la phase D_3 est présentée sur la figure 12. Les données sont regroupées pour chacuns des grands domaines structuraux de la région.

L'orientation de la foliation S_3 est très homogène pour l'ensemble de la région d'Ayers Cliff. L'orientation du clivage S_3 varie entre N230 et N237 avec un pendage modéré (42° à 56°) vers le NW. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus pour les déformations tardives présentes dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse).

Les linéations se répartissent le long du plan S_3 moyen de chaucuns des domaines structuraux (figure 12). L'attitude des concentrations maximales est cependant variable. Dans le Complexe d'Ascot et dans le Groupe de St-Francis, les linéations plongent faiblement à modérément vers le NE, alors que dans le Groupe de Magog et la colline Bunker, elles plongent faiblement à modérément vers le NE ou le SW.

Les données structurales de la phase D_3 montrent une grande homogénéité d'orientation et renforcent l'hypothèse selon laquelle cette phase de déformation est cinématiquement indépendante de la phase D_2. Les structures D_3 sont systématiquement et uniformément surimposées sur les fabriques antérieures indépendamment de

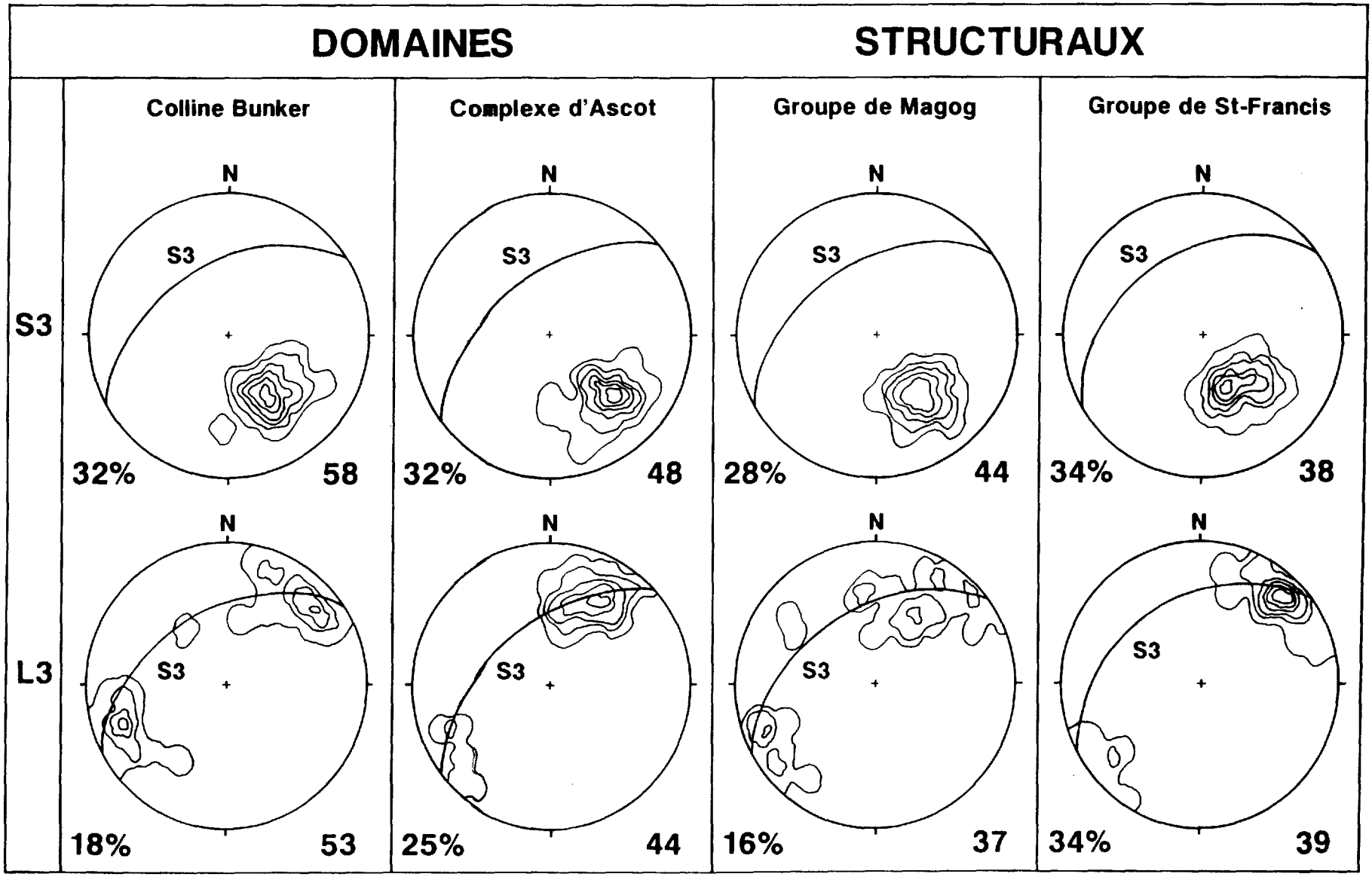


Figure 12. Structures D_3 de la région d'Ayers Cliff. Projections stéréographiques équiaires des mesures de S_3 et de L_3. Contours à 1-5-10-15-20% et plus par 1% de surface de comptage. Autres symboles comme sur la figure 6.

l'orientation de celles-ci. Toutefois, la phase D_3 est, au même titre que la phase D_2, associée à l'orogénie Acadienne.

3.5.6 Synthèse structurale: discussion

L'analyse structurale de la région d'Ayers Cliff indique l'existence de deux importantes failles de chevauchement qui sont les failles de La Guadeloupe et du lac Massawippi. La première affleure mal dans la région cartographiée mais représente l'extension SW de celle reconnue dans le région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse). La faille du lac Massawippi est très bien exprimée par la géologie de surface. Elle est associée à une rotation senestre de la foliation régionale et des surfaces axiales des plis P_2 dans les unités adjacentes. Les données structurales de la zone de faille indiquent qu'elle est cinématiquement associée à la faille de La Guadeloupe. La réorientation de la foliation régionale en bordure de la zone de faille indique aussi qu'il s'agit d'un évènement relativement tardif dans l'histoire des déformations D_2. Ces résultats sont concordants avec le modèle proposé par Tremblay et St-Julien (1990), à savoir que la phase D_2 culmina avec l'instauration de failles de chevauchement vers le NW.

Les données structurales et l'interprétation qui en est faite suggèrent que la principale phase de déformation est associée à l'orogénie Acadienne du Dévonien Moyen. La similitude des déformations présentes dans les roches cambro-ordoviciennes et post-ordoviciennes suggère une même parenté tectonique. Bien que Robinson et Fyson (1976) ait souligné qu'il est douteux de se fier uniquement à l'orientation des structures dominantes pour en déterminer l'âge relatif, les résultats présentés dans ce rapport sont cohérents avec un rôle dominant de l'orogénie Acadienne et confirment les conclusions d'autres études sur le style structural des roches cambro-ordoviciennes de la Zone de Dunnage (Tremblay et St-Julien 1990, Labbé et St-Julien 1989, Cousineau 1988). Le déversement vers le SE des structures D_2 dans la partie sud de la région semble, à prime abord, difficilement conciliable avec des mouvements tectoniques dirigés vers le NW. Cependant, la

phase D_3 devient plus pénétrative vers le SW de la région et il est possible que le redressement, et même le déversement, des structures D_2 soient causés par les déformations associées à la phase D_3 qui possède une vergence structurale vers le SE.

Au NE et le long de la faille du lac Massawippi, les linéations d'allongement plongent vers le SE, alors qu'au SW elles plongent généralement vers le NE. Dans tous les cas, ces linéations sont sub-parallèles à l'attitude des plis P_2. Si, comme il le semble, les linéations d'allongement résultent d'une même phase de déformation, il faut expliquer comment il se fait que leur attitude varie en fonction des unités lithologiques. Deux explications sont possibles: 1- dans le Groupe de Magog et dans le Mélange de St-Daniel, l'allongement n'est pas parallèle à l'axe X de l'ellipsoide de la déformation finie comme c'est généralement le cas, mais à l'axe Y; 2- la cinématique des déformations D_2 varie dans la région d'Ayers Cliff.

Il a été mentionné que dans les roches cambro-ordoviciennes affleurant au NW de la faille de La Guadeloupe, il existe des structures pré-D_2 se traduisant par la présence d'une foliation ancienne (S_1). Dans le Complexe d'Ascot, ces déformations ont été attribuées à une phase de déformation pré-acadienne, possiblement taconienne (Tremblay et St-Julien 1990). Cependant, dans la région d'Ayers Cliff, ces structures précoces sont présentes aussi dans le Groupe de Magog et de plus, elles semblent disparaitre graduellement vers le NW. Il serait étonnant, dans ce cas, que la foliation S_1 corresponde à une phase majeure de déformation taconienne. D'un autre coté, l'existence d'une foliation ancienne dans la séquence de la colline Bunker pourrait quant à elle être attribuée à un épisode de déformation précédent la discordance illustrée sur la figure 4A. Il est cependant possible que cet épisode de déformation n'ait pas été associé à la formation d'un clivage. Les travaux de Hoar (1981) sont, à ce point de vue, significatifs. Ses travaux de cartographie, dans des séquences corrélatives avec d'une part le Mélange de St-Daniel, et d'autre part des roches post-ordoviciennes corrélatives avec le Groupe de

Glenbrooke (Doolan et al. 1982), lui ont permis de documenter une absence totale de clivage d'âge taconien au sein de séquences à déformation polyphasée montrant 4 générations de foliations. Il est donc possible que la foliation S_1 développée dans la région d'Ayers Cliff, soit d'âge acadien bien qu'antérieure au stade maximum de l'orogénie. Il s'agit actuellement d'une problématique tectonique que des travaux futurs devraient viser à résoudre.

4.0 GEOCHIMIE

4.1 INTRODUCTION

Nous avons retenu environ 40 échantillons provenant de la région d'Ayers Cliff pour fins d'analyse géochimique de roche totale. Les échantillons furent analysés dans les laboratoires du Centre de Recherche Minérale pour la détermination des éléments majeurs et de 15 éléments en traces. Nous avons réparti l'échantillonnage à peu près équitablement entre les différentes unités de roches cambro-ordoviciennes de la région.

Les tableaux 2, 3 et 4 présentent les résultats d'analyse géochimique. Ceux-ci sont regroupés en fonction de la nature pétrographique des échantillons ou de leur cadre structural. Le tableau 2 présente les résultats obtenus sur des échantillons de tufs et de roches volcanoclastiques felsiques provenant du Complexe d'Ascot, du Faciès de la colline Bunker et du Groupe de Magog. Nous y avons inclus des résultats provenant de roches volcaniques du Mélange de St-Daniel, et du filon-couche gabbroique de la colline Bunker. Le tableau 3 présente les résultats d'analyse sur les grès du Groupe de Magog et de la colline Bunker. Finalement, le tableau 4 présente les résultats d'analyse des roches exotiques tectoniquement incluses dans la zone de faille du lac Massawippi.

Sur un diagramme AFM (figure 13) combinant tous ces résultats d'analyse sauf ceux des roches de la faille du lac Massawippi, les points se répartissent dans les champs tholéiitiques et calco-alcalins au bénéfice de ce dernier. Les roches felsiques sont de composition calco-alcaline et les champs occupés par les différentes unités se recoupent. Cependant, les roches gréseuses occupent des champs distincts selon qu'elles proviennent du Groupe de Magog ou de la colline Bunker. Les roches intrusives mafiques de la colline Bunker occupent un champ de composition tholéiitique.

4.2 TUFS ET ROCHES VOLCANOCLASTIQUES FELSIQUES

Tel que mentionné, ces roches occupent un champ calco-alcalin sur le diagramme AFM de la figure 13. Les variations des tufs de la colline Bunker et ceux du Groupe de Magog sont grandes et

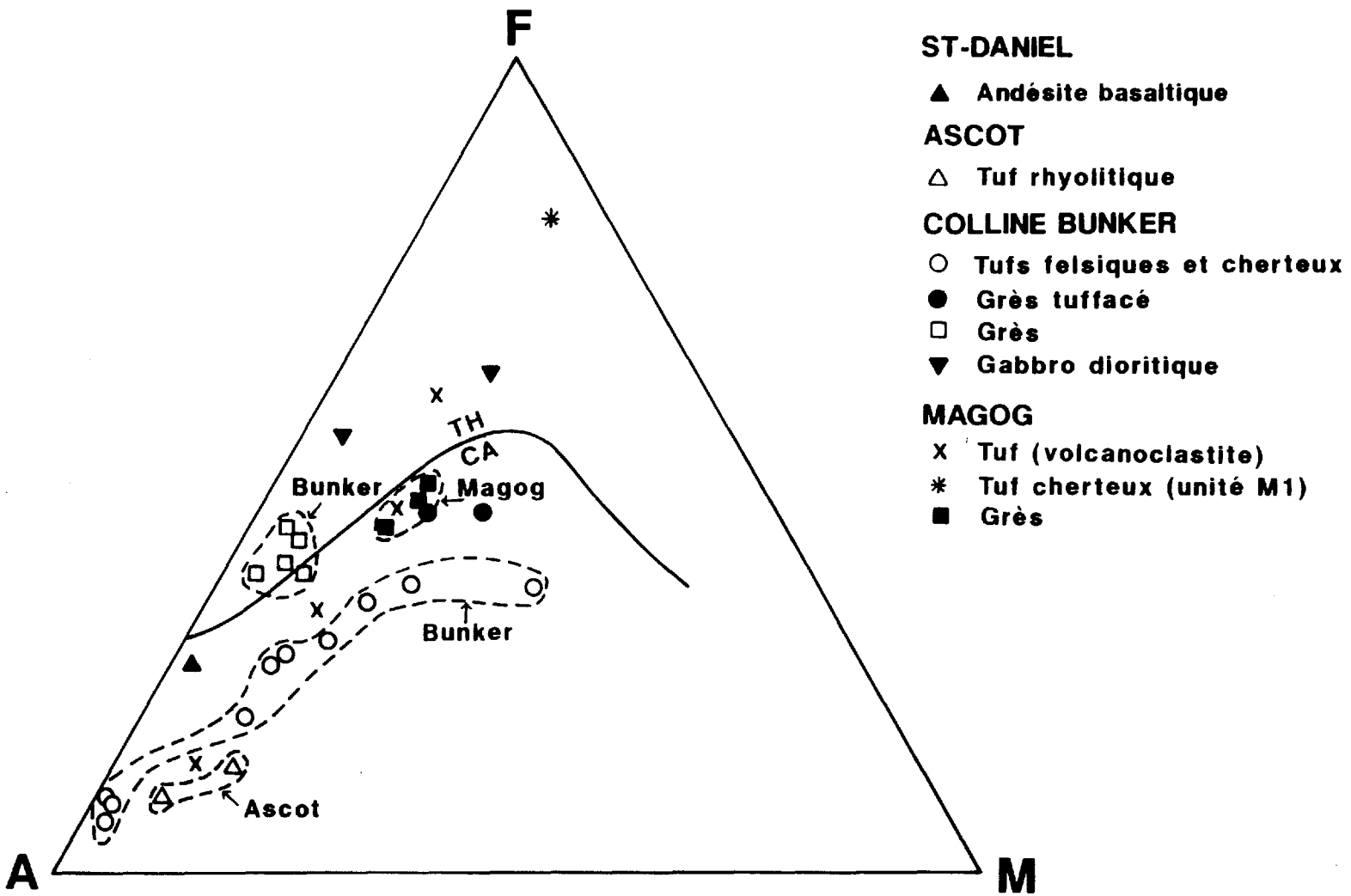


Figure 13. Diagramme AFM pour les roches de la région d'Ayers Cliff sauf celles de la zone de faille du lac Massawippi. Les lignes tiretées regroupent des échantillons provenant d'une même unité.

indiquent des compositions variant d'intermédiaire à felsique, alors que les tufs du Complexe d'Ascot sont de composition felsique. Pour ce dernier, cette homogénéité compositionnelle est peut-être reliée au nombre peu élevé d'analyse.

Dans le Faciès de la colline Bunker, la teneur en silice des tufs rhyolitiques est relativement élevée (73 à 80%) mais diminue dans les tufs cherteux (68 à 73%). Les grès tuffacés, interlités avec les roches pyroclastiques, sont relativement pauvres en SiO_2 (63 à 71%). Les teneurs en Ti, Zr et Y sont semblables dans chaques types de tufs mais les grès tuffacés ont tendance à être plus enrichis (tableau 2). Ces derniers sont aussi caractérisés par des teneurs relativement élevées en Cr. Les anomalies en Cr se corrèlent avec des teneurs plus élevées en Ni dans les grès que dans les tufs (tableau 2). Les concentrations en Cr et en Ni des grès tuffacés sont nettement associées à la présence de grains de fuschite.

Dans les roches volcanoclastiques (tufs) du Groupe de Magog, les teneurs en éléments majeurs et en traces sont très variables (tableau 2). La concentration en SiO_2 varie de 58 à 76%, et le TiO_2 varie de 0.03 à plus de 1%. Les éléments en trace, tels Zr, Y et Cr sont aussi de concentration variable. Nous attribuons ces variations de composition à l'apport d'une composante argileuse et silicoclastique variable au sein de ces roches. Les volcanoclastites du Magog ne sont pas des roches pyroclastiques mais probablement un produit du remaniement de dépots pyroclastiques. La participation d'une composante non-pyroclastique entraine des variations désordonnées de la composition géochimique de ces roches.

Les tufs felsiques du Complexe d'Ascot ont des teneurs élevées en SiO_2 (71-73%). Les teneurs en TiO_2 sont plus faibles que dans les tufs de la colline Bunker, mais celles en Zr et en Y sont plus élevées (tableau 2). Les concentrations en Zr et en Y sont aussi plus élevées que celles des roches felsiques du Complexe d'Ascot affleurant dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse).

Les figures 14 (a) et (b) présentent des diagrammes TiO_2 versus MgO (figure 14a), et Zr versus Ti (figure 14b). Le diagramme

TABLEAU 2: Résultats d'analyses géochimiques des roches tuffacées et ignées de la région d'Ayers Cliff.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO2	78.00	73.60	80.40	70.90	44.90	75.90	68.90	73.60	72.70	71.20	63.30
TiO2	0.25	0.33	0.26	0.33	0.26	0.28	0.28	0.25	0.31	0.53	0.41
Al2O3	12.60	9.66	11.30	12.40	9.24	12.10	13.20	10.80	11.90	8.56	12.60
Fe2O3	0.83	4.09	0.48	2.30	5.98	3.04	3.65	3.24	3.20	5.34	6.34
MnO	0.03	0.09	0.02	0.07	0.47	0.03	0.17	0.16	0.07	0.33	0.31
MgO	0.15	2.16	0.23	1.26	5.30	1.17	1.80	1.54	1.27	2.63	2.23
CaO	0.11	1.29	0.35	1.98	11.00	0.08	1.43	1.03	0.58	2.10	1.91
Na2O	6.85	4.37	6.42	7.17	3.64	6.39	5.42	0.87	6.33	3.11	2.63
K2O	0.22	0.04	0.17	0.16	1.03	0.07	1.10	3.41	0.32	0.32	2.14
P2O5	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.08
H2O+	0.82	3.62	0.85	3.83	17.80	1.19	4.61	4.61	2.66	5.26	8.01
Total	99.90	99.30	100.52	100.44	99.66	100.29	100.62	99.55	99.39	99.44	99.86

BA	70	80	81	182	2300	47	452	1900	192	481	2500
CE	9	26	20	36	27	27	38	33	28	137	22
CO	3	7	7	6	8	6	14	10	8	10	18
CU	2	9	3	31	15	20	9	22	6	10	49
LA	8	18	16	21	17	17	26	23	17	82	16
NI	1	19	3	9	12	13	9	20	23	23	52
SC	6	14	5	10	11	8	10	11	12	24	22
V	21	60	17	26	52	33	41	36	38	87	120
ZN	2	26	2	24	23	28	10	51	19	71	14
NB	7	5	7	7	4	8	9	7	7	11	5
RB	6	3	5	5	24	3	31	100	9	11	48
SR	40	94	35	120	550	47	200	82	65	98	100
Y	21	25	34	46	14	21	22	28	35	45	30
ZR	130	99	150	190	110	160	150	120	150	250	83
CR	34	44	50	20	20	48	25	69	44	100	132

FeO*	0.75	3.68	0.43	2.07	5.38	2.74	3.29	2.92	2.88	4.81	5.71
F/F+M	0.838	0.636	0.663	0.629	0.525	0.703	0.657	0.666	0.699	0.661	0.730
Rb/Sr	0.150	0.032	0.143	0.042	0.044	0.064	0.155	1.220	0.138	0.112	0.480
K/Rb	304	111	282	266	356	194	295	283	295	241	370
K/Ba	23.4	3.8	17.4	7.3	3.7	12.4	20.2	14.9	13.8	5.5	7.1

Faciès de la colline Bunker: # 1 à 13; 1-6: tufs rhyolitiques; 7-9: tufs cherteux; 10-11: grès volcaniques; 12-13: gabbros dioritiques.

TABLEAU 2: (suite).

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO2	61.40	51.10	83.10	58.40	68.20	78.60	76.30	79.20	71.90	73.80	59.90
TiO2	0.79	2.91	0.03	1.12	0.37	0.61	0.03	0.07	0.18	0.20	0.85
Al2O3	14.20	14.00	0.95	13.90	6.55	9.52	12.30	12.80	14.70	14.40	17.60
Fe2O3	9.27	13.50	4.57	6.64	1.68	5.60	1.18	0.86	1.41	1.00	3.95
MnO	0.19	0.24	0.93	0.09	0.04	0.04	0.08	0.04	0.03	0.02	0.20
MgO	0.77	3.30	0.70	2.01	0.61	1.07	0.76	0.35	1.29	0.66	0.32
CaO	3.06	5.51	2.57	3.63	9.73	0.08	0.68	0.02	0.84	0.21	3.16
Na2O	6.20	4.10	0.10	4.18	1.39	0.92	4.17	3.71	3.24	5.24	8.32
K2O	0.33	0.30	0.21	1.37	1.22	1.60	2.13	2.27	3.65	2.29	1.49
P2O5	0.23	0.24	0.04	0.15	0.06	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02	0.50
H2O+	3.59	4.14	6.05	6.58	9.60	2.06	2.24	1.29	3.07	1.35	3.59
Total	100.03	99.34	99.25	98.07	99.47	100.15	99.89	100.63	100.32	99.19	99.88
BA	473	450	162	1400	1300	483	1500	3800	694	334	392
CE	35	24	7	58	26	52	21	26	59	59	123
CO	6	26	12	21	5	7	2	2	2	2	2
CU	12	37	41	23	12	18	3	6	5	3	11
LA	18	12	7	36	17	33	13	16	36	38	74
NI	1	1	42	29	26	22	2	4	3	4	5
SC	12	30	2	24	5	9	5	3	4	4	7
V	2	238	40	134	26	49	2	3	7	9	2
ZN	152	135	22	117	34	87	24	29	19	29	194
NB	8	5	3	10	5	13	12	11	10	13	64
RB	7	11	10	41	35	64	72	73	140	110	16
SR	150	330	100	220	640	42	86	27	150	180	330
Y	96	55	8	44	14	23	46	40	55	48	63
ZR	390	210	23	320	210	360	63	95	210	240	560
CR	12	28	29	45	32	29	8	8	8	20	31
FeO*	8.34	12.15	4.11	5.98	1.51	5.04	1.06	0.77	1.27	0.90	3.56
F/F+M	0.917	0.790	0.878	0.751	0.720	0.826	0.600	0.699	0.502	0.582	0.921
Rb/Sr	0.047	0.033	0.100	0.186	0.055	1.524	0.837	2.704	0.933	0.611	0.048
K/Rb	391	226	174	277	289	208	246	258	216	173	773
K/Ba	5.8	5.5	10.8	8.1	7.8	27.5	11.8	5.0	43.7	53.7	31.5

Groupe de Magog: # 14 à 19; 14: tuf cherteux (unité M1);
15-19: volcanoclastites (tufs).
Complexe d'Ascot: # 20-21: tufs rhyolitiques.
Mélange de St-Daniel: # 22: andésite basaltique.

de la figure 14 (a) montre que les teneurs en TiO_2 des tufs de la colline Bunker sont relativement homogènes alors que les teneurs en MgO sont variables. Cependant, dans le Groupe de Magog, les roches tuffacés ont des teneurs variables en Ti et en MgO (figure 14a). Les roches felsiques de ces deux unités montrent des tendances distinctes. Il en est de même sur le diagramme Zr versus Ti (figure 14b). Les roches de la colline Bunker forment un amas de points relativement groupés alors que celles du Groupe de Magog et du Complexe d'Ascot sont plus variables. Sur un diagramme Zr/Y versus Zr (figure 15), on note encore le même type de variation sauf que les tufs du Complexe d'Ascot occupent un champ commun avec ceux de la colline Bunker. Cependant, les travaux de Blais et al. (1990) indiquent que ces séquences sont géochimiquement distinctes . Cette distinction est aussi appuyée par une association lithologique très différente dans chacunes de ces unités.

Les diagrammes des figure 14 et 15 suggèrent aussi une absence de liens pétrologiques entre les roches tuffacées du Groupe de Magog et celles de la colline Bunker. Cette observation se vérifie aussi avec la composition géochimique des grès de ces unités (voir le point 4.3).

L'intrusion gabbroique de la colline Bunker possède une composition basaltique à andésitique (tableau 2). Les teneurs en TiO_2 sont relativement élevées pour des compositions basaltiques (2.91%), et celles en MgO sont relativement faibles. Sur un diagramme AFM (figure 13), ces roches occupent un champ de composition tholéiitique. Des travaux actuellement en cours (Blais et al. 1990), en vue de compléter les analyses des éléments en traces (terres rares) de ces roches devraient permettre de caractériser les magmas basiques et intermédiaires associés au volcanisme parental du faciès de la colline Bunker.

L'analyse d'une roche volcanique coussinée, formant un bloc dans le Mélange de St-Daniel, à donné une composition andésitique (tableau 2). Les teneurs en alumine sont élevées (>17%) et celles en Fe_2O_3 et en MgO sont relativement faibles. Sur le diagramme AFM (figure 13), cette andésite occupe un champ de composition calco-alcaline. Par rapport au FeO et au MgO, les teneurs en alcalis sont

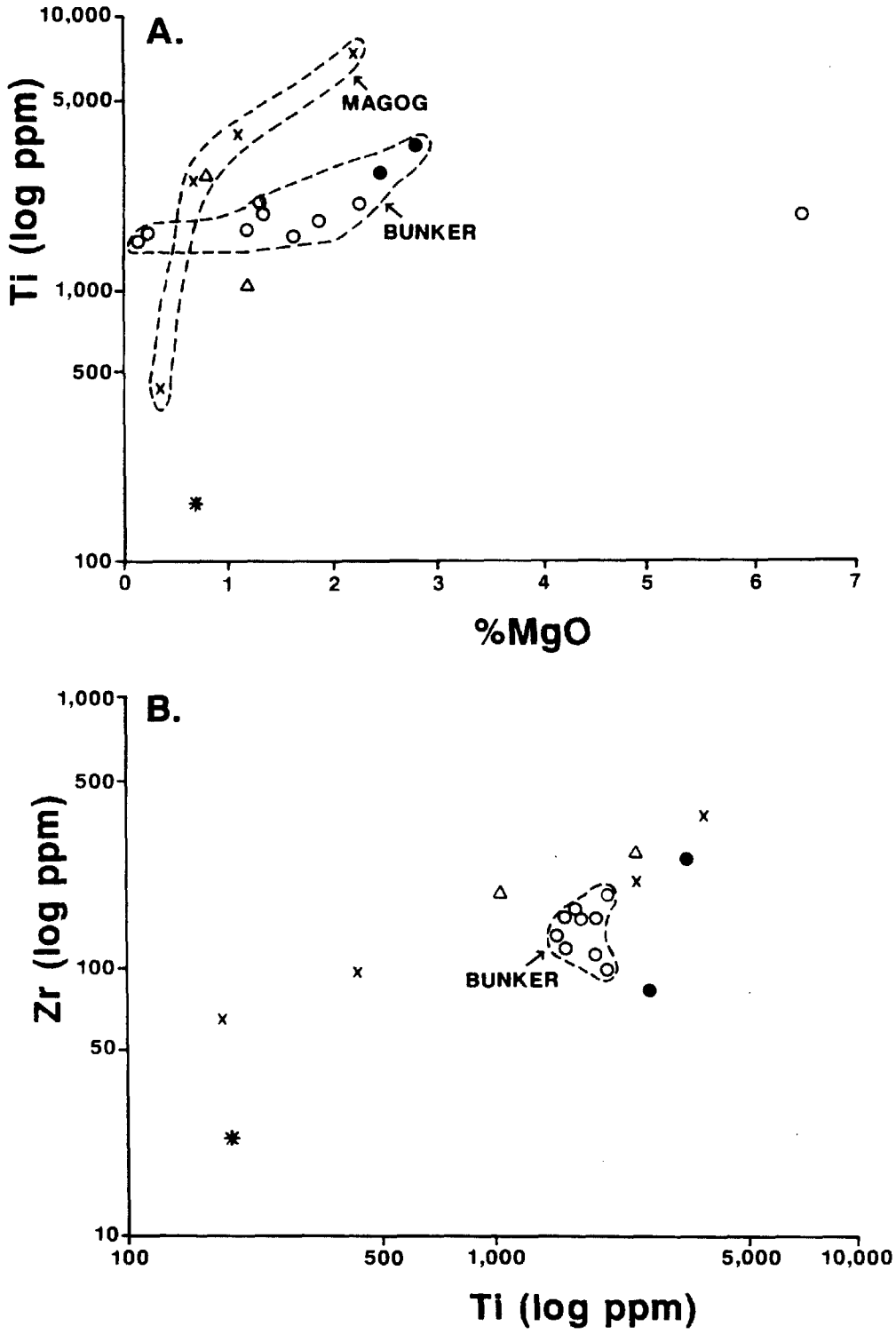


Figure 14. Tufs et roches tuffacées. A. diagramme Ti versus MgO. B. diagramme Zr versus Ti. Les lignes tiretées regroupent les roches de la colline Bunker ou du Groupe de Magog. Mêmes symboles que sur la figure 13.

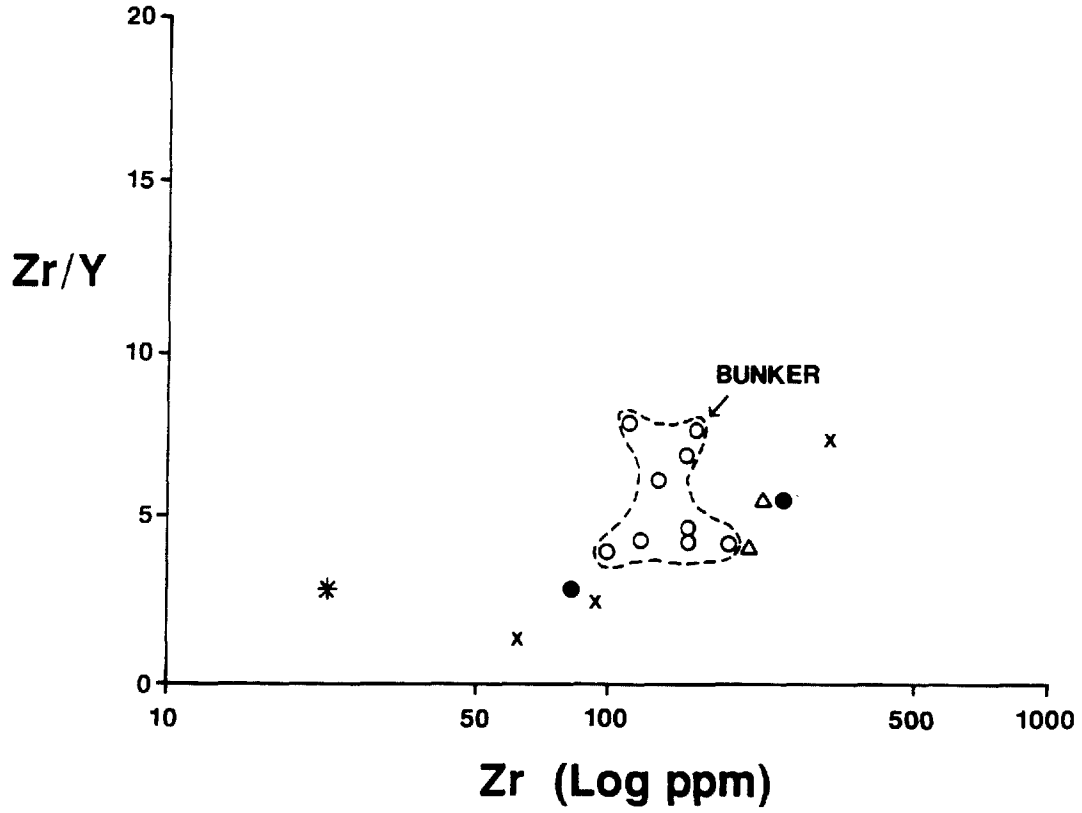


Figure 15. Tufs et roches tuffacées. Diagramme Zr/Y versus Zr. Notez l'inhomogénéité compositionnelle des roches du Groupe de Magog comparativement à celles de la colline Bunker. Mêmes symboles que sur la figure 13.

très élevées et résultent peut-être d'une remobilisation secondaire. Par contre, les concentrations en Zr et en Y sont étonnamment élevées; 560 ppm pour Zr et 63 ppm pour Y. De telles teneurs pour une roche aussi mafique sont souvent caractéristiques d'une composition alcaline (Pearce 1982).

4.3 GRES DU MAGOG ET DE LA COLLINE BUNKER

L'analyse des grès du Groupe de Magog et de la colline Bunker donne d'intéressants résultats (tableau 3). Pour le Groupe de Magog, les grès analysés proviennent de l'unité M2. Comme suggéré par l'examen microscopique de ces roches, les grès du Magog ont un degré de maturité systématiquement moins élevé que ceux de la colline Bunker. Ils sont relativement appauvris en SiO_2, en alcalis et en Zr, et enrichis en MgO et en Ni. Sur un diagramme AFM (figure 13), les grès du Groupe de Magog et de la colline Bunker occupent des champs nettement distincts.

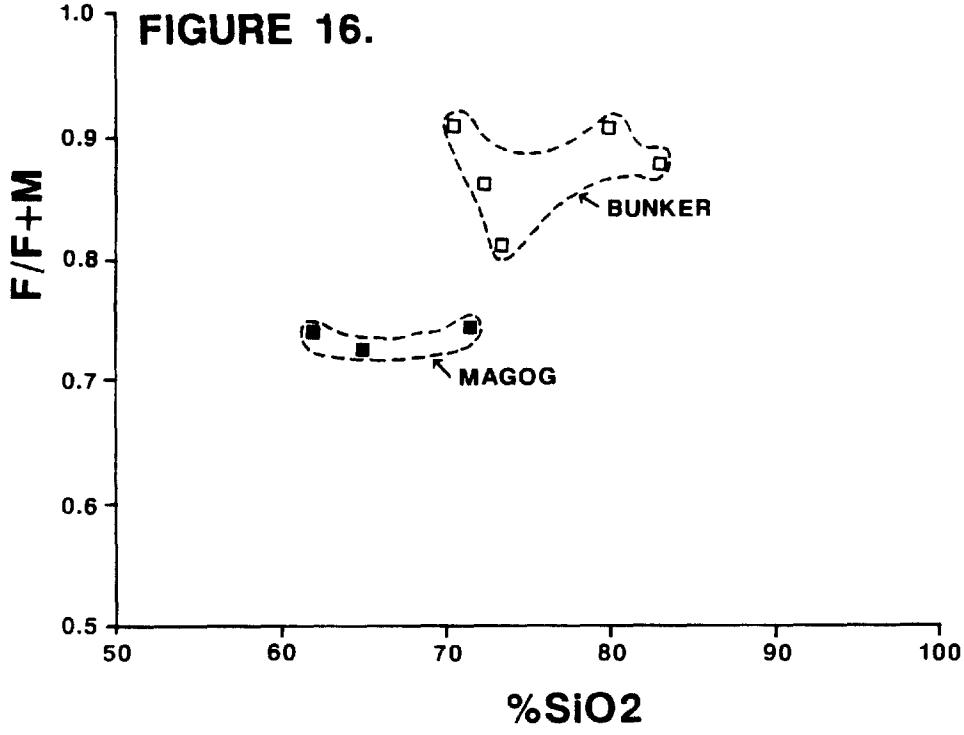
Les rapports FeO/FeO+MgO (F/F+M) sont plus élevés dans les grès de la colline Bunker (figure 16), et ce, parce que les teneurs en MgO et en Ni sont plus élevées par au moins un ordre de grandeur dans les grès du Groupe de Magog (figures 17 et 18). Sur un diagramme Zr/Y versus Zr (figure 19), les grès de ces unités occupent des champs de composition distincte et de plus, la pente définie par les résultats d'analyse suggère une évolution distincte.

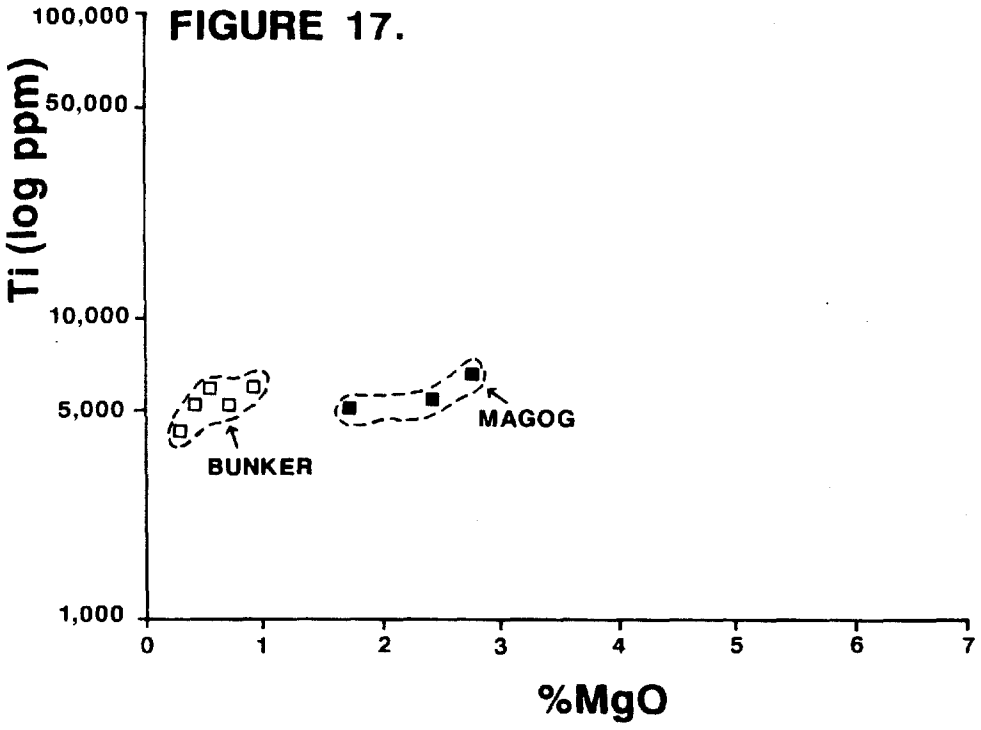
Bien que les résultats soient préliminaires et incomplets, ils soulignent une incompatibilité compositionnelle entre les grès du Groupe de Magog d'une part, et ceux de la colline Bunker d'autre part. Les deux unités sont caractérisées par des variations géochimiques distinctes probablement reliées à une source et une évolution sédimentologique et environnementale différentes. Ces résultats concordent avec les différences pétrographiques de chaques assemblages. Nous croyons qu'une caractérisation pétrographique et géochimique plus minutieuse (comptage de points, échantillonnage de granulométrie homogène, analyse de terres rares) permettraient de déterminer la source respective de ces grès.

TABLEAU 3: Résultats d'analyses géochimiques pour les grès de la colline Bunker et du Groupe de Magog.

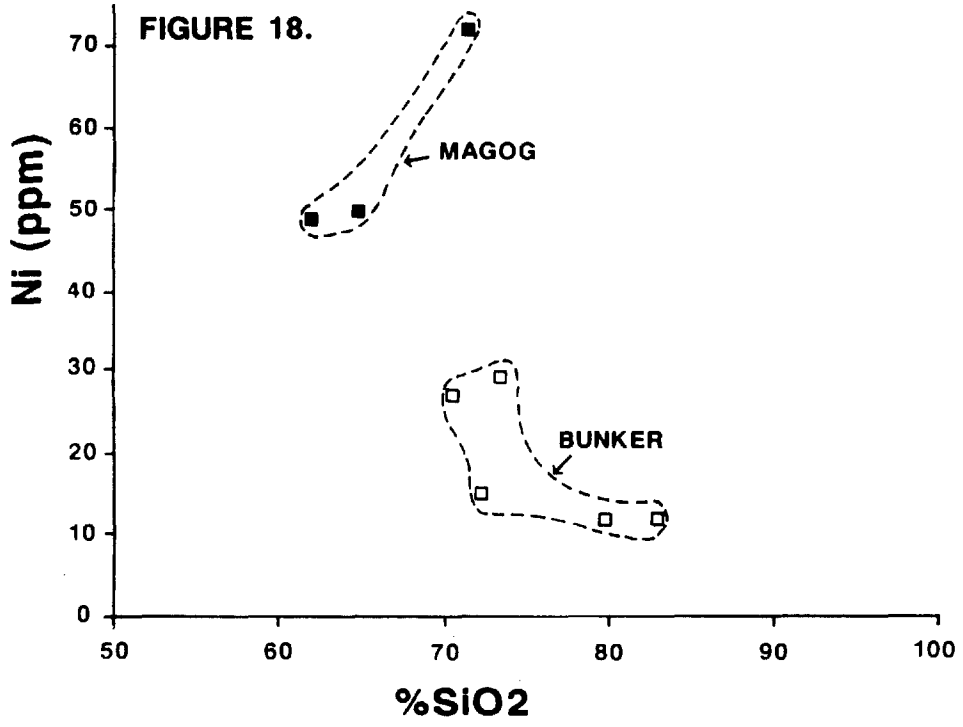
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	78.50	72.40	70.60	81.10	69.10	65.00	57.20	61.90
TiO2	0.71	0.96	0.84	0.84	0.94	0.75	0.99	0.84
Al2O3	11.20	13.80	13.90	8.36	15.30	11.10	15.20	17.50
Fe2O3	3.01	4.28	4.58	3.19	5.47	4.88	7.84	6.71
MnO	0.06	0.07	0.06	0.02	0.03	0.12	0.06	0.08
MgO	0.29	0.91	0.68	0.41	0.51	1.56	2.53	2.31
CaO	0.07	0.27	0.67	0.10	0.15	3.04	2.92	0.89
Na2O	2.34	2.89	3.04	1.76	2.21	2.41	3.94	1.24
K2O	2.02	2.78	2.99	1.91	4.01	1.96	1.36	3.82
P2O5	0.08	0.18	0.18	0.08	0.15	0.15	0.17	0.09
H2O+	1.76	1.89	2.03	1.22	2.13	7.36	6.55	4.73
Total	100.04	100.43	99.57	98.99	100.00	98.33	98.76	100.11
BA	530	701	905	635	1200	792	874	688
CE	43	59	51	48	57	55	44	80
CO	5	8	6	2	8	10	17	14
CU	25	21	19	14	17	26	27	54
LA	28	36	32	32	37	36	29	34
NI	12	29	15	12	27	72	49	50
SC	7	10	9	7	11	8	23	21
V	48	61	57	52	71	45	187	145
ZN	42	76	97	36	114	136	112	116
NB	14	18	15	14	16	14	8	16
RB	69	100	96	59	150	68	49	170
SR	77	96	110	63	140	240	280	130
Y	21	31	28	18	26	26	21	39
ZR	430	500	360	600	450	340	170	180
CR	76	45	46	44	79	45	123	87
FeO*	2.71	3.85	4.12	2.87	4.92	4.39	7.06	6.04
F/F+M	0.905	0.812	0.860	0.876	0.907	0.743	0.738	0.726
Rb/Sr	0.896	1.042	0.873	0.937	1.071	0.283	0.175	1.308
K/Rb	243	231	259	269	222	239	230	187
K/Ba	31.6	32.9	27.4	25.0	27.7	20.5	12.9	46.1

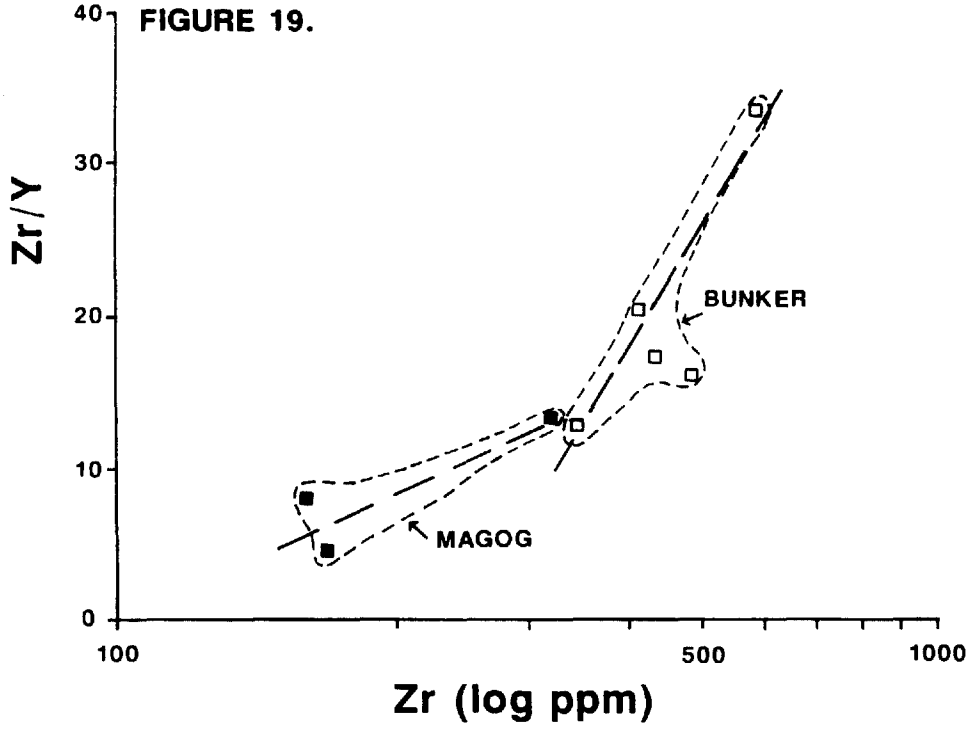
Grès de la colline Bunker: # 1 à 5.
Grès du Groupe de Magog: # 6 à 8.





Figures 16 et 17. Grès du Groupe de Magog et de la colline Bunker. Figure 16: diagramme FeO/FeO+MgO (F/F+M) ~~versus~~ SiO_2. Figure 17: diagramme Ti ~~versus~~ MgO. Notez l'homogénéité compositionnelle de chacunes des unités. Mêmes symboles que sur la figure 13.





Figures 18 et 19. Grès du Groupe de Magog et de la colline Bunker. Figure 18: diagramme Ni versus SiO_2. Figure 19: diagramme Zr/Y versus Zr. Notez encore une fois l'homogénéité compositionnelle de chacunes des unités. Mêmes symboles que sur la figure 13.

4.4 ROCHES IGNEES DE LA ZONE DE FAILLE DU LAC MASSAWIPPI

Nous avons analysé 10 échantillons provenant des copeaux de roches ignées affleurant dans la zone de faille du lac Massawippi. Les résultats sont présentés sur le tableau 4. Cinq de ces échantillons sont des serpentinites, carbonatisées ou non, deux sont des gabbros, deux sont des roches granitiques, et un échantillon provient du schiste mylonitique formant une matrice de roches cisaillées entre les copeaux.

Les roches ultramafiques sont caractérisées par de faibles teneurs en SiO_2 (28 à 40%) et élevées en MgO (31 à 43%). Des concentrations anomales en Cr et en Ni témoignent de la nature ultramafique du protolithe (tableau 4). Sur un diagramme AFM (figure 20), les points se répartissent évidemment à proximité du pôle MgO. La principale différence géochimique entre les serpentinites et les listwaenites est un affaiblissement relatif en SiO_2, MgO, Ni et Cr dans ces dernières (tableau 4). La carbonatisation s'accompagne aussi d'une hausse systématique des pourcentages de perte au feu (PAF) traduisant ainsi l'apport de fluides riches en CO_2 lors du métasomatisme carbonaté qu'ont subi les serpentinites. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus sur des roches semblables affleurant en bordure de la faille de La Guadeloupe dans la région de Sherbrooke (Tremblay, sous presse).

Les gabbros affleurant dans la zone de faille du lac Massawippi sont de composition tholéiitique (figure 20). Ils sont caractérisés par de faibles teneurs en TiO_2 (0.24-0.34%), en Zr (environ 20 ppm) et en Y (environ 10 ppm). Les teneurs en Zr et en Y les distinguent nettement du filon-couche gabbroique de la colline Bunker. La texture à cumulat de ces gabbros et leur composition géochimique suggèrent qu'ils pourraient être pétrologiquement associés aux roches ultramafiques. De fait, l'association ultramafique-mafique pourrait représenter une section ophiolitique démembrée.

Les roches granitiques sont riches en silice (>75%), de même qu'en Ba, Zr et Y (tableau 4). Les résultats actuels ne permettent pas d'extrapoler sur la nature ou l'existence d'un lien pétrologique entre ces granitoides et les autres roches de la zone

TABLEAU 4: Résultats d'analyses géochimiques pour les roches de la zone de faille du lac Massawippi.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO^2	40.50	36.50	41.50	36.50	27.70	57.60	58.20	76.60	82.60	63.30
TiO2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.34	0.24	0.19	0.15	0.96
Al2O3	0.27	0.15	0.18	0.26	0.23	13.40	11.90	13.80	9.91	18.10
Fe2O3	5.89	5.57	4.76	5.78	5.78	13.40	12.50	0.53	0.74	5.41
MnO	0.07	0.10	0.04	0.08	0.08	0.08	0.16	0.01	0.01	0.02
MgO	39.90	42.70	40.40	30.31	31.00	3.12	7.60	0.14	0.31	1.86
CaO	0.03	0.28	0.02	0.06	0.06	3.00	1.69	0.10	0.07	0.10
Na2O	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	1.74	1.30	6.87	4.57	3.53
K2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	1.04	0.04	1.39	0.89	3.88
P2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.12
H2O+	13.70	15.00	13.40	35.40	35.40	3.64	5.74	0.65	0.86	3.15
Total	100.49	100.44	100.44	78.52	100.38	97.39	99.39	100.29	100.12	100.43
BA	3	13	18	7	7	257	18	159	257	861
CE	3	3	3	3	3	3	3	7	40	46
CO	84	108	98	74	74	71	38	2	2	3
CU	5	6	5	5	5	X11500	1700	3	4	26
LA	2	2	2	2	2	3	2	4	26	29
NI	1800	2500	2400	1800	1400	21	116	11	9	11
SC	6	4	3	6	4	44	43	3	3	21
V	16	6	4	16	10	337	237	6	7	146
ZN	45	28	87	35	27	13	66	36	39	65
NB	3	3	3	3	3	3	3	11	10	17
RB	3	3	3	3	3	21	4	41	58	180
SR	3	3	3	3	3	110	20	97	94	130
Y	3	3	3	3	3	10	6	47	44	21
ZR	13	13	13	13	14	21	22	210	200	200
CR	1700	3200	2700	1700	1500	22	315	20	12	115
FeO*	5.30	5.01	4.28	5.20	5.20	12.06	11.25	0.48	0.67	4.87
F/F+M	0.119	0.107	0.097	0.945	0.146	0.796	0.600	0.777	0.686	0.724
Rb/Sr	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.191	0.200	0.471	0.617	1.385
K/Rb	28	28	28	28	28	411	83	281	127	179
K/Ba	27.7	6.4	4.6	11.9	11.9	33.6	18.4	72.6	28.7	37.4

1-3: serpentinites
4-5: listwaenites
6-7: gabbros
8-9: granitoides
10: schiste mylonitique (unité A4).

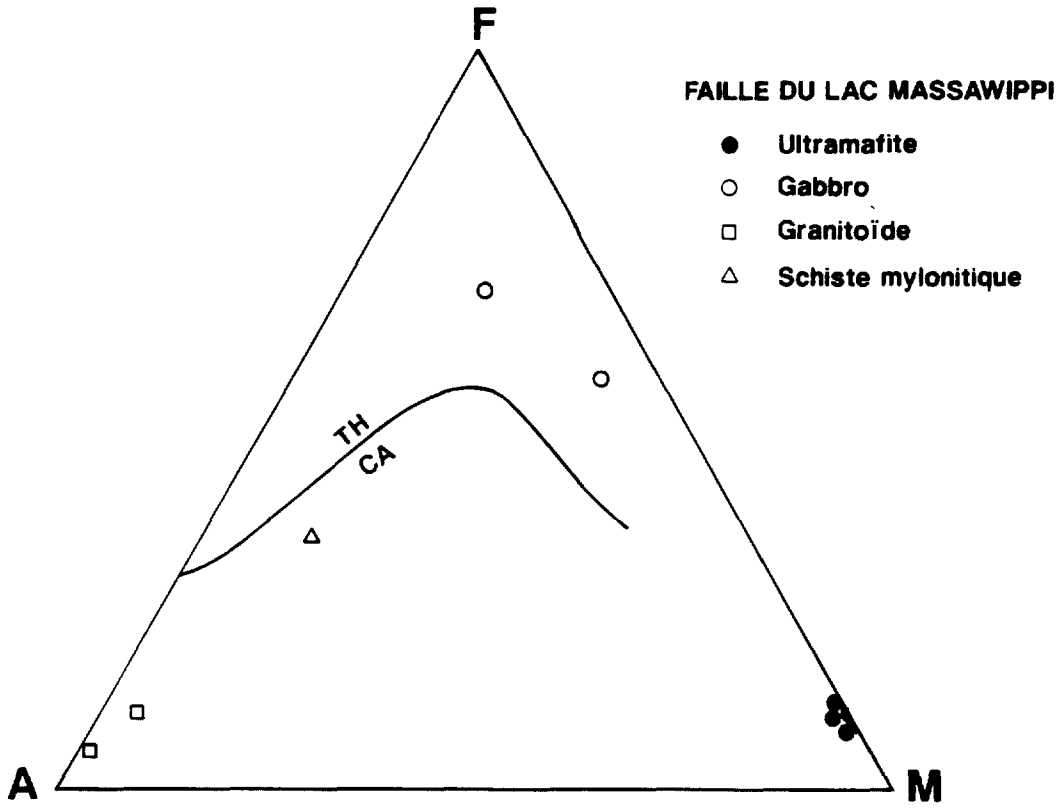


Figure 20. Diagramme AFM pour les roches de la zone de faille du lac Massawippi.

de faille. Pétrographiquement, les granitoides s'apparentent à l'intrusion granitique des Monts Stoke mais ils pourraient aussi représenter, au même titre que les serpentinites et les gabbros, une partie démembrée d'ophiolites auxquelles sont souvent associées des intrusions granitiques.

4.5 CONCLUSION ET DISCUSSION

Bien que les résultats soient incomplets, la géochimie des roches de la région d'Ayers Cliff suggère d'importantes remarques concernant la pétrologie des différentes unités. Premièrement, la composition des roches felsiques présentes dans le Complexe d'Ascot, le Groupe de Magog et la colline Bunker suggère des affinités pétrologiques distinctes qui sont probablement associées à des environnements géotectoniques différents. Cette hypothèse est appuyée par la pétrographie et la composition géochimique des grès du Magog et de la colline Bunker, de même que par une association lithologique différente dans la colline Bunker et dans le Complexe d'Ascot. Les roches présentes dans la zone de faille du lac Massawippi montrent des compositions géochimiques exotiques par rapport à leur environnement actuel. Ce caractère, combiné avec l'analyse structurale de la faille, indique que ces copeaux sont déracinés de leur source. Ces roches représentent possiblement des segments démembrés d'une séquence ophiolitique (?) originellement cohérente.

5.0 GEOLOGIE ECONOMIQUE

5.1 INTRODUCTION

Peu d'indices minéralisés sont présents dans la région cartographiée. Gauthier et al. (1989) en identifie trois (indices # 9-10-11 du feuillet 31H1 au 1:50,000, voir Gauthier et al. 1989). Nous n'avons retrouvé qu'un seul de ces indices. Il s'agit de celui situé le long de la faille du lac Massawippi (indice #11: indice Marticorena). L'indice #10 est situé sur le flanc d'une colline se trouvant entre le chemin de la Falaise et le chemin les Sommets. Gauthier et al (1989) identifie une minéralisation lenticulaire à Cu-Fe sur ce site. La cartographie de ce secteur indique que cet indice repose au sein de l'unité de grès et de conglomérats du Groupe de Magog (unité M3). L'indice #9 est situé sur le flanc NW de l'antiforme de la colline Bunker, à proximité de sa terminaison périclinale. Il s'agit d'une minéralisation en Cu de type stockwerk (Gauthier et al. 1989). Nos travaux de cartographie suggèrent que cet indice est situé au sein du Mélange de St-Daniel, ou à proximité du contact entre celui-ci et le Groupe de Magog.

Outre l'indice Marticorena, nous avons reconnu d'autres indices sulfurés, ou d'autres cibles potentiellement intéressantes dans la région d'Ayers Cliff. La zone la plus intéressante est certainement le secteur de la faille du lac Massawippi. Le faciès de la colline Bunker et le Groupe de Magog possèdent une importance métallogénique secondaire, alors qu'aucune minéralisation n'a été identifiée dans le Groupe de St-Francis bien que la pyrite soit un sulfure omniprésent dans ces roches.

5.2 LA ZONE DE FAILLE DU LAC MASSAWIPPI

L'indice Marticorena est nettement associé à la faille du lac Massawippi. Il est situé sur la propriété de M. Jean-Baptiste Marticorena qui effectue d'ailleurs lui-même des travaux de prospection minière de cette région depuis plus de 20 ans. Dans les années '60, on y effectua des travaux. Une tranchée d'environ 30 mètres recoupe la zone minéralisée et est encore aujourd'hui facilement accessible.

Les travaux de de Römer (1980) suggèrent que la minéralisation présente dans la tranchée est encaissée dans une unité de tuf rhyolitique et de schiste quartzo-albitique. Notre visite de cet indice nous suggère plutôt que l'encaissant est une roche de composition ultramafique à mafique. Selon un axe SW-NE, les premiers 10 mètres de la tranchée sont constitués d'une roche mafique silicifiée. Des roches gabbroiques affleurent d'ailleurs à proximité de la tranchée. La composition géochimique de la roche silicifiée est similaire à celle d'un échantillon de gabbro prélevé à proximité de l'indice (comparer les analyses 6 et 7 du tableau 4). En termes d'éléments majeurs, les concentrations obtenues sont comparables. La teneur en cuivre de l'échantillon silicifié (échantillon #6 du tableau 4) est anormalement élevée (1.15%) mais les teneurs en cuivre du gabbro le sont aussi (0.17%). De plus, les teneurs en V, Y et Zr dans chacunes de ces roches sont similaires (tableau 4). Nous proposons donc qu'une partie des roches minéralisées de l'indice Marticorena ont un protolithe de composition gabbroique.

En outre, les derniers 20 mètres de la tranchée sont constitués d'une serpentinite cisaillée au sein de laquelle la minéralisation est faiblement disséminée. Au sein des roches silicifiées, la minéralisation de l'indice Marticorena se présente comme une dissémination ou de fines veinules (stockwerk) de sulfures. Les minéraux présents sont la pyrite, la chalcopyrite, la pyrrhotite, la bornite et la malachite. Un échantillon prélevé sur ce site a titré 1.15% Cu, 1 ppm Ag et 80 ppb Au. Curieusement, il n'a titré que 21 ppm de Ni alors que la minéralisation est identifiée comme étant un indice nickelifère sur la compilation de Gauthier et al. (1989). Nos travaux suggèrent plutôt qu'il s'agit d'un indice cuprifère associé à une zone de cisaillement au sein de roches de composition mafique à ultramafique.

Les roches ultramafiques serpentinisées et carbonatisées de la faille du lac Massawippi présentent un contexte métallogénique digne d'intérêt. Selon Gauthier et al. (1989), ces roches sont souvent hôtes de minéralisations associées à des amas de substitution sulfurés. Les minéralisations de ce type sont

généralement des concentrations riches en Cu, Ni, Co, Zn et Pb. L'or et l'argent peuvent y être associés en quantités importantes. Les épontes de tels gîtes sont généralement des roches ultramafiques fortement carbonatisées (listwaenites). Au sein de la zone de faille du lac Massawippi, on trouve des serpentinites et des listwaenites. Le degré de carbonatisation des serpentinites est variable et, sur certains copeaux, il existe une zonation métasomatique se traduisant par un coeur de serpentinites auréolé de listwaenites. Des travaux détaillés permettraient probablement de quantifier le degré de métasomatisme affectant les serpentinites, et de le corréler avec les teneurs en métaux. Certains copeaux de roches ultramafiques sont entièrement carbonatisés; c'est notamment le cas pour ceux affleurant sur les terrains de la ferme Veilleux. Ils sont caractérisés par la présence, parfois abondante, d'hématite spécularite. Selon le contexte métallogénique défini par Gauthier et al. (1989), les roches ultramafiques de la faille du lac Massawippi offrent un potentiel intéressant pour l'exploration minière. De plus, certains ruisseaux, prenant leur source sur le relief engendré par la faille, sont aurifères. La source la plus probable des placers aurifères de ces ruisseaux est certainement la roche ultramafique affleurant dans la zone de faille.

Finalement, tel que mentionné précédemment, les roches granitiques affleurant dans la zone de faille, sont fortement fracturées et les structures présentes témoignent de l'existence de fluides hydrothermaux lors de la déformation cataclastique. Connaissant l'importance des fluides dans la génèse des gisements aurifères (Roberts 1987), des travaux détaillés sur ces roches pourraient révéler un contexte métallogénique intéressant.

5.3 ANTIFORME DE LA COLLINE BUNKER

Les roches de la colline Bunker sont généralement stériles. Cependant, sur la coupe de l'ancienne carrière Sintra, les tufs rhyolitiques sont hôtes de concentrations anomales de sulfures massifs essentiellement constitués de pyrite. Les sulfures forment des pochettes lenticulaires de 5 à 20 cm, sub-parallèles à la

stratification. Ces lentilles sont légèrement transposées dans le plan de la foliation S_2. Elles sont constituées de cristaux de pyrite d'environ 0.5 mm de diamètre. Les lentilles sont spatialement associées à une dissémination anormalement élevée de pyrite automorphe au sein des roches encaissantes. La géométrie des lentilles sulfurées suggère une minéralisation syngénétique. Un échantillon de sulfures massifs prelévé sur le site de la carrière a titré 139 ppm Cu, 274 ppm Pb, 16 ppm Zn et 146 ppb Au.

5.4 LE GROUPE DE MAGOG

Dans la région d'ayers Cliff, les seuls indices minéralisés associés au Groupe de Magog sont des concentrations stratiformes de pyrite dans les mudslates de l'unité M2. Nous n'avons pas analysé ces mudslates pyriteux mais les travaux de Godue (1988) nous renseignent sur leur potentiel aurifère. Celui-ci a étudié les minéralisations aurifères du Groupe de Magog dans la région Estrie-Beauce. Un échantillonnage lithogéochimique systématique a permis d'obtenir une image régionale de la teneur en or des sapropèles pyriteux du Groupe de Magog. Dans la région d'Ayers Cliff, les résultats de Godue (1988) indiquent que la teneur en or des mudslates pyriteux varie de 20 à 80 ppb. De plus, ces concentrations pyriteuses appartiennent à l'association Au-As (Godue 1988) correspondant, selon cet auteur, à des minéralisations d'origine primaire contemporaines de la sédimentation des roches encaissantes.

REFERENCES

Ambrose, J.W. 1943. Preliminary map of Stanstead map-area, Québec: Commission Géologique du Canada, étude 43-12.

Baer, A.J. 1961. Structural analysis of Appalachian structures in the Memphrémagog area: Seminars in Tectonics, Université McGill, Montréal.

Blais, D., Jébrack, M. et Tremblay, A. 1990. Petrography and geochemistry of the Bunker Hill volcanic sequence, Quebec Appalachians: GAC-MAC Annual Meeting, Vancouver, B.C.

Buisson, G. et Leblanc, M. 1987. Gold in mantle peridotites from Upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali, and Morocco: Economic Geology 82, p. 2091-2097.

Cady, W.M. 1960. Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Quebec: Geological Society of America Bulletin 71, p. 531-571.

Cady, W.M. 1967. Geosynclinal setting of the Appalachian Mountains in southeastern Quebec and northwestern New England: Société Royale du Canada, publication spéciale 10, p. 57-68.

Cady, W.M. 1969. Regional tectonic synthesis of northwestern New England and adjacent Quebec: Geological Society of America Memoir 120, 18 p.

Cobbold, P.R. et Quinquis, H. 1980. Development of sheath folds in shear regime: Journal of Structural Geology 2, p. 119-126.

Cooke, H.C. 1950. Geology of southwestern part of the Eastern Townships of Quebec: Geological Survey of Canada Memoir 157, 142 p.

Cooke, H.C. 1957. Région de Coaticook-Malvina: Ministère des Mines du Québec, R.P. 69, 42 p.

Cousineau, P.A. 1988. Analyse tectonostratigraphique de la Zone de Dunnage, à l'est de la rivière Chaudière, Québec [Thèse de Doctorat]: Université Laval, Québec, 272 p.

de Romer, H.S. 1960. Geology of the Eastman-Orford Lake area, Eastern Townships, Province of Quebec [Ph.D. Thesis]: University McGill, Montreal, 401 p.

de Romer, H.S. 1980. Région de Baie Fitch-Lac Massawippi: Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, R.G. 196, 59 p.

de Romer, H.S. 1985. Géologie des Monts Stoke: Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MM 85-03, 57 p.

Doll, C.C. 1951. Geology of the Memphremagog quadrangle and the southeastern portion of the Irasburg quadrangle, Vermont: Vermont Geological Survey Bulletin 3, 43 p.

Doolan, B.L., Gale, M.H., Gale, P.N. et Hoar, R.S. 1982. Geology of the Quebec Re-Entrant - possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec srepentine belt, dans St-Julien, P. et Béland, J. Eds., Major structural zones and faults of the northern Appalachians: Geological Association of Canada Special Paper 24, p. 87-116.

Dott, R.H. 1964. Wacke, gray wacke and matrix - what approach to immature sandstone classification?: Journal of Sedimentary Petrology 34, p. 625-632.

Ells, R.W. 1887. Report on the geology of a portion of the Eastern Townships of Quebec, counties of Compton, Stanstead, Beauce, Richmond and Wolfe: Commission Géologique du Canada, rapport annuel pour l'année 1886.

Fisher, R.V. 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks: Geological Society of America Bulletin 72, p. 1409-1414.

Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification: Earth Science Review 1, 287-298.

Gauthier, M. et al. 1989. Synthèse gitologique de l'Estrie et de la Beauce: Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MB 89-20, 633 p.

Gibson, R.G. et Gray, D.R. 1985. Ductile-to-brittle transition in shear during thrust sheet emplacement, southern Appalachians thrust belt: Journal of Structural Geology 7, p. 513-525.

Godue, R. 1988. Etude métallogénique et lithogéochimique du Groupe de Magog, Estrie et Beauce, Québec [Thèse de Maitrise]: Université du Québec à Montréal, Montréal, 70 p.

Harron, G.A. 1976. Métallogénèse des gites de sulfures des cantons de l'Est: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, ES-27, 42 p.

Hoar, H.S. 1981. The bedrock geology of the Coventry area, Vermont [M.Sc. Thesis]: University of Vermont, Burlington, Vermont, 139 p.

Labbé, J.-Y. et St-Julien, P. 1989. Mise à l'évidence de failles de chevauchement acadiennes dans la région de Weedon, Québec: Journal Canadien des Sciences de la Terre 26, 2268-2277.

Lamarche, R.Y. 1965. Géologie de la région de Sherbrooke, comté de Sherbrooke, Québec [Thèse de Doctorat]: Université Laval, Québec, 291 p.

Leblanc, M. et Didier, J. 1987. Enclaves ultrabasiques carbonatisées avec traces d'or, dans les anatexites du Haut-Allier (France): Bulletin Minéralogique 110, p. 359-371.

Logan, W.E. 1863. Geology of Canada: Commission Géologique du Canada, série des rapports de progrès, 983 p.

Norrell, G.T., Teixell, A. et Harper, G.D. 1988. Microstructure of serpentinite mylonites from the Josephine ophiolite and serpentinization in retrogressive shear zones, California: Geological Society of America Bulletin 101, p. 673-682.

Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins dans Andésites. Edité par R.S. Thorpe, John Wiley ans Sons, New York, NY, p. 525-548.

Quinquis, H., Audren, Cl., Brun, J.P. et Cobbold, P.R. 1978. Intense progressive shear in Ile de Groix blueschist and compatibility with subduction or obduction: Nature 273, p. 43-45.

Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry - a review: Journal of structural Geology 2, 83-99.

Raymond, L.A. 1984. Classification of mélanges dans Mélanges - their nature, origin and significance: edité par L.A. Raymond, Geological Society of America, Special Paper 198, p. 7-20.

Roberts, R.G. 1987. Ore deposit models #11. Archean Lode gold deposits: Geoscience Canada 76, p. 37-52.

Robinson, D.S. et Fyson, W.K. 1976. Fold structures, southern Stoke Mountains area, Eastern Townships, Quebec - Taconic or Acadian?: Canadian Journal of Earth Sciences 13, p. 66-74.

Sanderson, D.J. 1973. The development of fold axes oblique to the regional trend: Tectonophysics 16, p. 55-70.

Scholle, P.A. 1979. A color illustrated guide to constituants, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir 28, 201 p.

Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms: Journal of the Geological Society of London 133, 191-213.

St-Julien, P. 1963. Géologie de la région d'Orford-Sherbrooke [Thèse de Doctorat]: Université Laval, Québec, 300 p.

St-Julien, P. 1967. Tectonics of part of the Appalachian region of southeastern Quebec (southwest of the Chaudière river): Société Royale du Canada 10, p. 41-47.

St-Julien, P. 1970. Géologie de la région de Disraéli (moitié est): Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 587.

St-Julien, P. 1987. Géologie des régions de St-Victor et de Thetford-Mines: Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MM 86-01, 66 p.

St-Julien, P. et Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians: American Journal of Sciences 275-A, 337-362.

St-Julien, P. et Lamarche, R.Y. 1965. Géologie de la région de Sherbrooke: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 530, 36 p.

St-Julien, P., Slivitzky, A. et Feininger, T. 1983. A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec: Geological Society of America Memoir 158, p. 103-111.

Tremblay, A. 1987. Géologie de la région de Sherbrooke (partie nord): Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MB 87-28, 115 p.

Tremblay, A. 1988. Le Groupe de St-Francis au sud-est de Sherbrooke: Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DP 88-01, carte-annotée.

Tremblay, A. 1989. Géologie structurale et géochimie des roches volcaniques et sédimentaires du Complexe d'Ascot, Sherbrooke, Québec, Canada [Thèse de Doctorat]: Université Laval, Québec, 177 p.

Tremblay, A. (sous presse). Synthèse géologique de la région de Sherbrooke: Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, rapport final.

Tremblay, A. et St-Julien, P. 1990. Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from the Quebec Appalachians and its tectonic implications: Geological Society of America Bulletin (sous presse).

Tremblay, A., St-Julien, P. et Labbé, J.Y. 1989A. Mise à l'évidence et cinématique de la faille de La Guadeloupe, Appalaches du sud du Québec: Journal Canadien des Sciences de la Terre 26, 1932-1943.

Tremblay, A., Hébert, R. et Bergeron, M. 1989B. Le Complexe d'Ascot des Appalaches du sud du Québec - pétrologie et géochimie: Journal Canadien des Sciences de la Terre 26, 2407-2420.

Trzciensky, W.R.Jr. et Marchildon, N. 1989. Kyanite-garnet-bearing Cambrian rocks and Grenville granulites from the Ayer's Cliff, Quebec, Canada, lamprophyric dike suite - deep crustal fragments from the northern Appalachians: Geology 17, 637-640.

Vallières, A. 1987. Stratigraphie et structure de l'orogène taconique de la région de Rivière-du-Loup, Québec [Thèse de Doctorat]: Université Laval, Québec, 302 p.

Williams, G.D. 1978. Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finmark: Tectonophysics 48, p. 29-40.

Williams, H. 1979. Appalachian orogen in Canada: Canadian Journal of Earth Sciences 16, p. 792-807.