

I.N.R.S. Eau, Terre et Environnement

Université du Québec

CARACTERISATION STRUCTURALE ET STRATIGRAPHIQUE
DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE THETFORD-MINES:
Implication géodynamique pour la zone de Dunnage du sud du Québec, CANADA.

Par

Jean-Michel SCHROETTER

Thèse présentée pour l'obtention

du grade de Philosophiae doctor

(Ph.D.)

en sciences de la Terre

devant le

Jury d'évaluation

Président du Jury

Dr. Réjean HEBERT

Université Laval, Ste-Foy, (Québec)

Examineur externe

Dr. Keith Benn

Université d'Ottawa, Ottawa, (Ontario)

Examineur externe

Dr. Pierre NEHLIG

Bureau de la Recherche Géologique et Minière (BRGM), Orléans
(France)

Directeur de thèse

Dr. Alain TREMBLAY

Université du Québec à Montréal, Montréal, (Québec)

Codirecteur de thèse

Dr. Jean H. BEDARD

Commission Géologique du Canada, (CGC), (Québec)



RESUME

Les Ophiolites du sud du Québec sont reconnues comme constituant des segments de lithosphère océanique de supra-subduction, obductés sur la marge laurentienne au paléozoïque inférieur (orogénie taconienne), témoins de la disparition du proto-Atlantique océan Iapétus. De nombreuses études pétrologiques, géochimiques, géochronologiques et métallogéniques, sont disponibles sur ces complexes ophiolitiques du sud du Québec, mais depuis la révision du modèle de formation du prisme taconien (zone de Humber), aucune étude structurale récente de leur déformation n'avait encore été réalisée.

Ce doctorat montre que les différents épisodes de déformation du paléozoïque inférieur à moyen, reconnus sur la marge continentale adjacente (zone de Humber interne), peuvent être identifiés dans les massifs ophiolitiques du sud du Québec, et notamment sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines et qu'ils peuvent être classés en structures : (i) pré-, (ii) syn-, et (iii et iv) post-obduction.

- (i) Des failles normales basculées, orientées sub-NS, découpent la croûte ophiolitique de la zone à cumulats inférieurs jusqu'aux faciès effusifs, créant une géométrie en horst et graben. Ces structures pré-obduction sont parallèles aux dykes doléritiques et sont accompagnées d'intrusions et de brèches magmatiques et sub-volcaniques. Les dykes de dolérites atteignent localement une concentration $\geq 40\%$, où ils constituent un complexe filonien, qui est en partie érodé durant l'extension syn-océanique.
- (ii) Les fabriques syn-obduction consistent en une schistosité peu- à métamorphique au grade schiste-vert, jusqu'à amphibolitique, bien-développées dans la semelle métamorphique et dans les fenêtres tectoniques de Carineault et Bécancour. Cet événement syn-obduction est associé à la mise en place de granitoïdes péralumineux, et les fabriques syn-obduction et ces granitoïdes sont affectés par deux types de structures post-obduction.
- (iii) une première génération de structures constituée de plis faillés et de failles inverses rétrochevauchants, orientés $\sim N070$, à vergence SE, attribuée à l'épisode rétrochevauchant de la marge laurentienne (failles de Bennett-Brome), et
- (iv) une seconde famille de structures, constituée de failles inverses et de plis ouverts à serrés à vergence NO, orientés dans le grain appalachien, attribuée au serrage Acadien.

Le canevas structural établi sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines permet de mieux préciser la relation structurale et stratigraphique entre les complexes ophiolitiques du sud du Québec et le Mélange de St.-Daniel, sus-jacent. Ainsi il est possible de mettre en évidence que le « *Mélange de Saint-Daniel* » est une séquence sédimentaire positive, composée de quatre unités principales, déposée dans un bassin d'eau profonde, avant-arc, de type « *piggy-back* », durant la période de convergence taconienne.

Le schéma géodynamique proposé pour le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines peut être résumé ainsi :

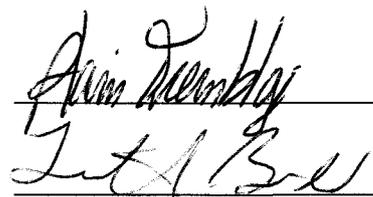
- (1) après une période d'extension avant-arc,
- (2) le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines est obducté sur la marge laurentienne,
- (3) la collision de l'arc taconien et de la marge laurentienne, transportant les ophiolites, au Silurien tardif, entraîne le changement de vergence des structures de la marge, et le renversement du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.
- (4) Le prisme orogénique devenant instable (gravitairement ?), s'effondre (Faille normale Saint-Joseph), et s'installent les bassins successeurs siluro-dévonien.
- (5) Enfin, l'ensemble des structures de la chaîne tacono-salinienne sera repris par le serrage Acadien, produisant la géométrie des Appalaches du sud du Québec, que nous connaissons aujourd'hui.

En conclusion, ce travail présenté dans ce doctorat montre que les roches océaniques paléozoïques (zone de Dunnage), du sud du Québec, ont subi une histoire tectonique complexe reconnaissable en tout point avec le domaine continental adjacent (zone de Humber).



L'étudiant





Les directeurs de recherche

ABSTRACT

The southern Québec Ophiolites are recognized as fragments of oceanic suprasubduction zone lithosphere, obducted onto the continental Laurentian margin in Lower Paleozoic time (Taconian Orogeny), preserving fragments of the proto-Atlantic Iapetus Ocean. Many petrologic, geochemical, geochronologic and metallogenic studies are available on the southern Québec ophiolite complexes, but since the revision of the Taconian prism model (Humber zone), no recent structural study of their deformation had been carried out.

This *Pb.D Thesis* shows that the various Lower to Middle Paleozoic deformation episodes, recognized on the adjacent continental Laurentian margin (internal Humber zone), can be identified in the southern Québec ophiolite complexes. Notably, in the Thetford-Mines Ophiolite Complex, these various tectonic episodes can be classified as: (i) pre-, (ii) syn-, and (iii and iv) post-obduction structures.

- (i) Tilted sub-NS normal faults crosscut the ophiolitic crust, extending from the lower cumulate zone to the effusive facies, generating a horst and graben geometry. These pre-obduction structures are parallel with the doleritic dykes and are accompanied by intrusions, magmatic and sub-volcanic breccias. The doleritic dykes, locally reach concentrations $\geq 40\%$, where they constitute a sheeted dykes complex, which is partly eroded during the syn-oceanic extension.
- (ii) The syn-obduction fabrics consist of sub-greenschist to amphibolitic grade metamorphic schistosity, well-developed in the metamorphic sole and in the Carineault and Bécancour tectonic windows. This syn-obduction event is associated with peraluminous granites, and these syn-obduction fabrics and these granites, both are overprinted by two kinds of post-obduction structures.
- (iii) a first generation of structures consists of SE-verging and \sim N070-trending, backfaulted folds and backthrusts, and are attributed to the continental margin backthrusting event (Bennett-Brome faults), and
- (iv) a second family of structures is constituted of NW-verging reverse faults and open to isoclinal folds, which are oriented in the NE Appalachian grain, and attributed to the Acadian tightening.

The structural canvas established from the Thetford-Mines Ophiolite Complex, makes it possible to better specify the structural and stratigraphic relationship between the southern Québec ophiolite complexes and the overlying Saint-Daniel Mélange. Thus it is now possible to recognize that the “ *Saint-Daniel Mélange* ” is a positive sedimentary sequence made up of four major units, and deposited in a deep water forearc "piggy-back" basin, deposited during the Taconian convergence.

The geodynamic sketch suggested for the southern Québec Dunnage zone, can be summarized as follows:

- (1) An extensional forearc seafloor-spreading episode.
- (2) The Thetford-Mines Ophiolite Complex Ophiolite was obducted onto the Laurentian margin.
- (3) The early-Silurian collision between the taconian arc and the Laurentian margin (overlying by the ophiolites), involved a change of vergence of the Laurentian margin structures, and led to tilting of the Thetford-Mines Ophiolite Complex.
- (4) The orogenic prism then became unstable and collapsed (Saint-Joseph normal fault), leading the deposition of the siluro-devonian successor basins.
- (5) Finally, the whole tacono-salinian orogen was overprinted by Acadian tightening, producing the geometry of the southern Quebec Appalachians we see today.

To conclude, the work presented in this thesis proves that the southern Québec Paleozoic oceanic rocks of the Dunnage zone underwent a complex tectonic story which can be correlated with events recorded in the adjacent continental margin rocks (Humber zone).

AVANT-PROPOS

Ce doctorat constitue la branche structurale du *projet Chromite*, défini dans l'introduction du manuscrit. Les résultats exprimés ici sont les produits de trois étés de terrain de trois à trois mois et demi, qui ont été répartis comme suit :

- 7 mois sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines
- 1 mois et demi sur le Complexe Ophiolitique d'Asbestos
- 1 mois et demi sur le Complexe Ophiolitique du Mont-Orford

Les cartes annexées sont les produits finaux de ce projet. La carte géologique de Thetford-Mines (cf. ANNEXE III), s'appuie largement sur la carte de Brassard et Tremblay (1999), complétée par ces mois de terrain ; la carte géologique de détail de la partie sud du Massif du Mont-Adstock (cf. ANNEXE IV) est le résultat de la cartographie d'un mois et demi de travail de Philippe Pagé et moi-même, auxquels sont venus se greffer Jean Bédard et Alain Tremblay, et elle s'appuie sur un rapport interne Ressources Coleraine Inc. (Pinet, 1995).

Ce doctorat est présenté sous la forme de trois d'articles, constituant chacun un chapitre du manuscrit. Le premier article (cf. chapitre 2) est publié, le second (cf. chapitre 3) est soumis, enfin le troisième sera soumis ultérieurement.

Il a été financé par la Commission Géologique du Canada, par le Conseil National Canadien de la Recherche Scientifique et d'Ingénierie (Bourse ESS 233685-99), l'Institut National de la Recherche Scientifique Eau, Terre et Environnement (*Université du Québec*), une bourse de la Diversification de l'Exploration Minérale au Québec fournie par Valorisation et Recherche au Québec et la compagnie Ressources Allican Inc.

REMERCIEMENTS

Autant que les scientifiques, ce sont les hommes que je veux remercier. Le tandem Alain Tremblay - Jean H. Bédard, respectivement mon directeur de thèse et mon co-directeur, a été un équipage redoutable, efficace et complémentaire. Leur gentillesse, leur humanité, leur patience et compréhension (sti qu'il est *astineu* : ont-ils pu se dire), ont été les clés de ma réussite. L'un, l'*Anti-schist* (Jean H.) m'a ouvert le chemin des ophiolites, alors que le second, *Ophiolite, yes but light* (A. T.) celui de l'ophiolite de Thetford-Mines mais aussi des déformations de la marge et de la région Estrie-Beauce.

Je remercie les membres du jury, Pierre Nehlig, Keith Benn et Réjean Hébert d'avoir accepté de juger ce travail de doctorat, l'*I.N.R.S. Géorressources* puis « *Eau, Terre et Environnement* » de m'avoir accordé le support financier, et la compagnie Ressources ALLICAN Inc. pour l'aide technique qu'elle m'a apporté.

A mon compère, collègue de boué, de bouette, Philippe «*EGP Batman*» Pagé, pour nos nombreuses discussions, traverses, galères, apéros, grillades, bonheurs et malheurs pendant ces 3 prévues et 4 au final, années de doctorat.

A la famille Nicolas Pinet-Lafortune Brigitte, pour leur gentillesse,

Aux Sébastien Castonguay-Murat Valérie d'avoir fait un bout de chemin ensemble,

A Suzanne Arseneault pour son chaleureux accueil et son sens de l'hospitalité,

Kris Oravec et la charmante Rhyannon,

A Lolo et Didiou, mes Rouges Capets préférés,

Alix Pincivy et Anne-Laure Bonnet pour les discussions scientifiques,

à Tony (le roi du steak),

Au personnel du CGQ (étudiants, administrateurs et chercheurs, la liste serait longue ...) de m'avoir supporté,

Enfin à Sandra (Ma Peuchère chère et tendre !!!), à Guénadi (Énergie), à Maman et Géraldine (Fierté), *y a toda la familia*

Ce travail est dédié à mon Père

TABLE DES MATIÈRES

RESUME	iii
ABSTRACT	v
AVANT - PROPOS	vii
REMERCIEMENTS	viii
TABLE DES ILLUSTRATIONS:	xiii

CHAPITRE 1: **Présentation**

1.1. PRESENTATION	1
1.1.1. Introduction	3
1.1.2. Problématique	5
1.1.3. Organisation du manuscrit	7
1.2. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	9
1.2.1. Géomorphologie de la chaîne appalachienne.	9
1.2.2. Rappel sur la géologie des Appalaches	10
1.2.3. Les Appalaches du sud du Québec	14
1.2.3.1. Les épisodes orogéniques du sud du Québec	14
1.2.3.1. La zone de Humber externe et les Basses Terres du St.-Laurent	18
1.2.3.2. La zone de Humber interne	20
1.2.3.3. La zone de Dunnage	21
A. Les ophiolites	22
B. Le Mélange de Saint-Daniel	35
C. Le Groupe de Magog	37
D. Le Complexe d'Ascot	39
1.2.3.4. Le Synclinorium de Connecticut-Vallée-Gaspé	41
1.3. GEOMETRIE DES APPALACHES DU SUD DU QUEBEC	42
Les profils géophysiques et structuraux dans le sud du Québec	43

CHAPITRE 2:

Forearc extension and seafloor spreading in the Thetford-Mines Ophiolite Complex

2.1. ABSTRACT	51
2.2. INTRODUCTION	51
2.3. GEOLOGICAL SETTING	52

2.4. THE THETORF-MINES OPHIOLITE COMPLEX (TMOC)	55
2.4.1. Stratigraphy	56
2.4.1.1. Mantle section	58
2.4.1.2. Plutonic crustal section	58
2.4.1.3. Hypabyssal facies	61
2.4.1.4. Volcano-sedimentary facies	62
2.4.2. Deformation	63
2.4.2.1. Lower crustal deformation	66
2.4.2.2. Upper crustal deformation	69
2.5. DISCUSSION	70
2.5.1. Sequence of crystallisation and magmatic affinity	70
2.5.2. The sheeted dyke complex and crustal polarity	71
2.5.3. Volcanic stratigraphy	72
2.5.4. A preliminary model for the structural and magmatic evolution of the TMOC	73
2.5.5. The TMOC, a slow-spreading environment ?	75
2.5.6. Formation of boninitic crust in the northern Appalachians	77
2.6. CONCLUSION	78

CHAPITRE 3:

Structural evolution of the Thetford-Mines Ophiolite Complex, Canada: Implications for origin of the southern Québec Ophiolitic Belt

3.1. ABSTRACT	81
3.2. INTRODUCTION	81
3.3. GEOLOGICAL CONTEXT	83
3.4. THE SOUTHERN QUEBEC OPHIOLITIC BELT	86
3.5. THE THETFORD MINES OPHIOLITE COMPLEX	87
3.5.1. Structural geology and deformational episodes	88
3.5.1.1. Pre-obduction structures	90
3.5.1.2. Obduction-related structures	91
3.5.1.3. Post-obduction structures	93
3.5.1.3.1. Backthrusting structures and fabrics	93
3.5.1.3.2. An Acadian folding/reverse faulting	97
3.5.1.4. Summary and correlation of structures	98
3.6. COMPARISON WITH ASBESTOS & MT.-ORFORD OPHIOLITE COMPLEXES	100

3.6.1. The Asbestos Ophiolite Complex (AOC)	101
3.6.2. The Mont-Orford Ophiolite Complex (MOOC)	103
3.7. TECTONIC IMPLICATIONS FOR THE SOUTHERN QUEBEC OPHIOLITIC BELT	105
3.7.1. A single obduction event ?	106
3.7.2. Geodynamic model for the Southern Québec Ophiolitic Belt	107
3.8. CONCLUSION	110

CHAPITRE 4:

Le Mélange de Saint-Daniel : une séquence sédimentaire transportée pénècontemporaine de l'obduction des ophiolites des Appalaches du sud du Québec

4.1. INTRODUCTION	115
4.2. GEOLOGIE DU SUD DU QUEBEC	116
4.3. LA ZONE DE DUNNAGE DANS LE SUD DU QUEBEC	119
4.4. LE MELANGE DE SAINT-DANIEL (MSD)	121
4.4.1 Stratigraphie du Mélange de Saint-Daniel dans la région de Thetford-Mines	124
4.4.1.1. La coupe de la Rivière-de-l'Or	124
4.4.1.2. La coupe du Petit-Lac-St-François	128
4.4.1.3. La coupe du lac de l'Est	129
4.4.1.4. La coupe du Mont-Ham	133
4.4.1.5. Le Bassin à l'ouest de Coleraine	135
4.4.2. Le Mélange de Saint-Daniel dans les Appalaches du sud du Québec	136
4.4.2.1. La coupe de St-François-Xavier-de-Brompton	136
4.4.2.2. La coupe du Ruisseau Castle	138
4.5. INTERPRETATION ET DISCUSSION	139
4.5.1. Organisation sédimentaire du MSD et analyse séquentielle	140
4.5.2. Implications tectoniques pour la zone de Dunnage dans le sud du Québec	141
4.5.3. Proposition de corrélations régionales	142
4.6. CONCLUSIONS	145

CHAPITRE 5:

Conclusions et Synthèse, perspectives.

5.1. CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE	149
5.1.1 Conclusions générales	149
5.1.2 Synthèse	154

5.2. PERSPECTIVES FUTURES	156
REFERENCES	161
ANNEXE I: Chromitites ophiolitiques de la région de Thetford-Mines	177
ANNEXE II: Origine et caractérisation structurale des chromitites ophiolitiques du sud du Québec	223
ANNEXE III: Carte géologique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines (1: 100 000)	<i>en pochette</i>
ANNEXE IV: Carte géologique de la partie sud du Mont-Adstock (1: 10 000)	<i>en pochette</i>

TABLE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE 1

Fig.1.1: Carte de localisation du sud du Québec	3
Fig.1.2: Modèle Numérique de Terrain des Appalaches américaines.....	9
Fig.1.3: Zonation tectono-métamorphique du Paléozoïque inférieur des Appalaches canadiennes.	12
Fig.1.4: Modèles d'évolution de la marge laurentienne pour le sud du Québec et la Nouvelle-Angleterre.....	17
Fig.1.5: Carte des grands ensembles géologiques du sud du Québec.	19
Fig.1.6: Carte de la zone de Dunnage dans le sud du Québec.....	22
Fig.1.7: Coupes géologiques des complexes ophiolitiques du sud du Québec.	23
Fig.1.8: Carte géologique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.....	24
Fig.1.9: Carte géologique du Complexe Ophiolitique d'Asbestos.....	25
Fig.1.10: Carte géologique du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford.	26
Fig.1.11: Photos de harburgites et de veines d'orthopyroxénite, mantelliques, Thetford-Mines.....	28
Fig.1.12: Colonne stratigraphique de la transition dunite/pyroxénite à la transition pyroxénite/gabbro, Thetford-Mines, Colline Nadeau.....	30
Fig.1.13: Photos des gabbros lités et du complexe filonien, Mont-Adstock, Thetford-Mines.....	32
Fig.1.14: Photos de laves en coussins et de brèches hyalo- à autoclastiques, Mont-Adstock, Thetford-Mines.	34
Fig.1.15: Organisation sédimentaire du Mélange de Saint-Daniel et Contexte géodynamique de sa formation.....	36
Fig.1.16: Colonne stratigraphique du Groupe de Magog et Contexte géodynamique de sa formation.....	39
Fig.1.17: Carte géologique et structurale du Complexe d'Ascot, et sa géochimie.	40
Fig.1.18: Carte géologique du sud du Québec et localisation des profils structuraux et géophysiques.....	43
Fig.1.19: Anomalie de Bouguer, modèles gravimétriques et profils de sismique réflexion et réfraction dans le sud du Québec.	45
Fig.1.20: Profils structuraux à travers le sud du Québec.	46

CHAPITRE 2

Fig.2.1: Carte géologique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.....	53
Fig.2.2: Colonnes stratigraphiques du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.....	57
Fig.2.3: Carte géologique de la partie sud du Mont-Adstock et données structurales.....	59
Fig.2.4: Photos et schémas, illustrant la déformation syn-océanique dans la partie inférieure de la croûte océanique (secteur 1)	64

Fig.2.5: Schémas, illustrant la déformation syn-océanique dans la partie inférieure de la croûte océanique (secteur 2).....	65
Fig.2.6: Photos et schémas, illustrant la déformation syn-océanique dans la partie supérieure de la croûte océanique (secteur 3).....	67
Fig.2.7: Reconstruction paléogéographique interprétative du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, avant son emplacement et Coupe - carte idéalisée du Massif du Mont-Adstock.....	72
Fig.2.8: Schémas montrant un scénario possible de l'évolution de la formation de la croûte océanique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, pour l'événement principal boninitique.	74
Fig.2.9: Schémas, montrant une configuration possible pour la génèse des boninites, et Modèle hypothétique pour la formation des boninites des ophiolites du sud du Québec	76

CHAPITRE 3

Fig.3.1: Carte géologique du sud du Québec.....	83
Fig.3.2: Carte géologique de la Ceinture Ophiolitique du sud du Québec.	87
Fig.3.3: Carte géologique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.....	89
Fig.3.4: Illustration schématique de la nomenclature utilisée pour décrire les différents évènements tectoniques.....	90
Fig.3.5: Schémas de terrain et photos de la variété de fabriques et de structures tectoniques, proche du contact ophiolite/sédiments sous-jacents	92
Fig.3.6: Photos et schémas de terrain illustrant la déformation rétrochevauchante sur la bordure nord de l'ophiolite de Thetford-Mines	94
Fig.3.7: A - Carte de détail de l'antiforme de Carineault, montrant la distribution et l'orientation des fabriques structurales et des plis associés ; B - Photographie d'un pli à vergence E.....	96
Fig.3.8: A - Carte de détail de la mine American Chrome montrant la déformation acadienne; B - Faille inverse acadienne dans la mine Nadeau.....	98
Fig.3.9: Profils structuraux, orientés NW-SE du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.....	99
Fig.3.10: A - Carte géologique de la mine Jeffrey dans le secteur d'Asbestos ; B - Profil structural de l'ophiolite de d'Asbestos, dans la mine Jeffrey ; C - Photographie des fabriques C/S, montrant un jeu en faille normale du contact ophiolite/marge continentale	102
Fig.3.11: A - Carte géologique du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford et du sud du Complexe Ophiolitique d'Asbestos ; B - Profile structural du secteur d'Orford	104
Fig.3.12: Profils structuraux régionaux à travers la zone de Dunnage du sud du Québec	106
Fig.3.13: Reconstitution schématique palinspatique de la Ceinture Ophiolitique du sud du Québec	107
Fig.3.14: A - Modèle tectonique de l'épisode taconien dans le sud du Québec ; B - Coupe géologique interprétative post-acadienne des Appalaches du sud du Québec	109

CHAPITRE 4

Fig.4.1: A - Carte géologique et structurale des Appalaches du sud du Québec ; B - Profil structural composite des Appalaches du sud du Québec	118
Fig.4.2: Carte géologique et structurale du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines	122
Fig.4.3: 1 - Carte de détail des structures de la coupe stratigraphique de la Rivière-de-l'Or ; 2 - Coupe stratigraphique de la Rivière-de-l'Or	126
Fig.4.4: Photographies de terrains de différents faciès de l'unité inférieure (U1) du Mélange de Saint-Daniel	127
Fig.4.5: 1 - Carte de détail des structures de la coupe stratigraphique du Petit-Lac-St-François ; 2 - Coupe stratigraphique du Petit-Lac-St-François	129
Fig.4.6: 1 - Carte de détail des structures de la coupe stratigraphique du Lac-de-l'Est ; 2 - Coupe stratigraphique du Lac-de-l'Est.....	131
Fig.4.7: Photographies de terrains de différents faciès des unités supérieures (U2 à 4) du Mélange de Saint-Daniel et du Groupe de Magog.....	132
Fig.4.8: A - Carte géologique et structurale du bassin à l'ouest de Coleraine ; B - Profil structural interprétatif NE/SO du Bassin à l'Ouest de Coleraine	135
Fig.4.9: A - Synthèse des coupes stratigraphiques dans le Mélange de Saint-Daniel dans le secteur de Thetford-Mines et dans le sud du Québec	137
Fig.4.10: Carte géologique et structurale de compilation, du Mélange de Saint-Daniel dans le sud du Québec	139
Fig.4.11: A - Distribution QFL des grès du Mélange de Saint-Daniel et du Groupe de Magog ; B - Essai de corrélation entre l'organisation sédimentaire du Groupe de Magog, modifiée et celle du Mélange de Saint-Daniel.....	144
Fig.4.12: Evolution hypothétique tectonique et sédimentaire de la Ligne Baie-Verte-Brompton pendant la période taconienne.....	146

CHAPITRE 5

Fig.5.1: Modèle d'évolution géodynamique de la zone de Dunnage (Sud du Québec).....	156
---	-----



CHAPITRE 1
PRESENTATION

"Je suis des vôtres ! Je suis des vôtres ! Je suis un Soviétique !
N'ayez pas peur, ne craignez rien ! Je reviens du cosmos."
*Youri Gagarine, le 12 avril 1961,
dans un champ labouré près de la ville de Sratov.*



1.1. PRESENTATION

1.1.1. Introduction

Les travaux effectués dans le cadre de ce doctorat (analyse structurale et stratigraphique), ont été réalisés sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, qui se situe à environ 80 Km au sud de la ville de Québec, dans la région de Chaudière-Appalaches. Les résultats et les observations obtenus sur la région de Thetford-Mines ont été contraints par des vérifications cartographiques et des comparaisons structurales avec les Complexes Ophiolitiques d'Asbestos et du Mont-Orford, situés dans la région de l'Estrie (Fig.1.1).

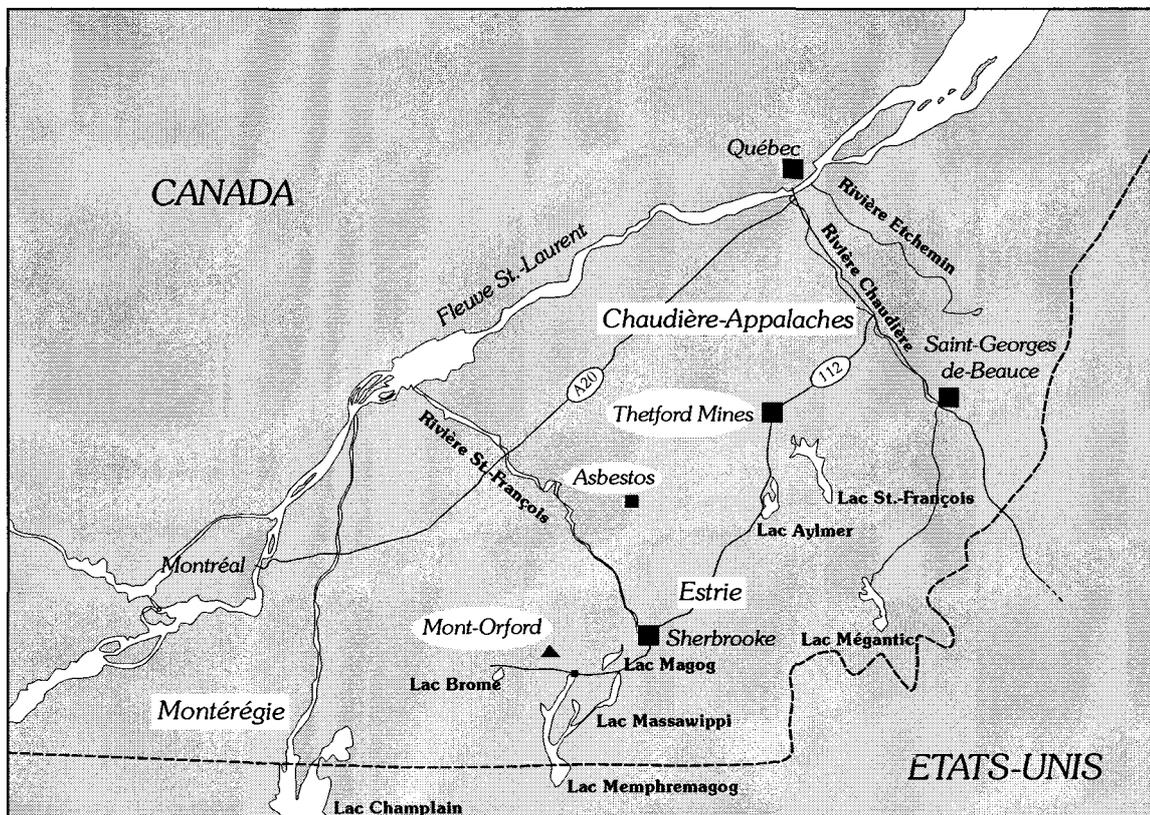


Fig.1.1 : Carte de localisation du sud du Québec

Ce projet de doctorat est né de la réorientation de sa vocation aurifère originelle, de la compagnie Ressources ALLICAN Inc.

Ayant acquis les propriétés minières de chromite des Appalaches québécoises, Ressources ALLICAN Inc. avait un projet de production de ferrochrome, alliage stratégique

pour lequel il n'existait aucun producteur en Amérique du Nord, et la construction d'une fonderie de ferrochrome dans la région de Thetford-Mines.

Dans cette perspective, des travaux d'exploration et une analyse de tous les gîtes, indices et mines de chromite de la région de Thetford-Mines et d'Asbestos devaient être réalisés en vue d'une exploitation éventuelle des dépôts locaux. Consciente qu'une exploration rentable et efficace de ces minéralisations, passe par une compréhension régionale de l'histoire géologique des roches-hôtes, Ressources ALLICAN Inc. s'est adjoint la collaboration de chercheurs et universitaires du C.G.Q. (Centre Géoscientifique du Québec, regroupant l'I.N.R.S. E.T.E. [Institut National de la Recherche Scientifique] et C.G.C. [Commission Géologique du Canada]), dans le cadre d'une entente tripartite afin de bonifier son programme d'exploration et les impacts scientifiques et socio-économiques de ses activités.

Ressources ALLICAN Inc. a rendu disponible au projet, diverses données comme :

- Les analyses économiques géochimiques des échantillons des indices, gîtes et mines de la « campagne de l'été 2000 »,
- des cartes aéromagnétiques traitées par des méthodes d'inversion, dont ont été extraites des cartes stratégiques à différentes profondeurs et des coupes d'inversion aéromagnétique sériées sur les parties de l'ophiolite les plus appropriées,
- des cartes géologiques de différentes campagnes de cartographie, à différentes échelles (200^{ième}, 500^{ième}, 1000^{ième}, 10 000^{ième}).

Les partenaires scientifiques ont créé une banque de données de toutes les informations géologiques acquises, à partir du logiciel « *Fieldlog* », visualisables avec le logiciel « *AutoCAD* », dont la méthodologie est résumée dans le rapport des activités de terrain de l'été 2001 (ANNEXE II).

Le projet de recherche a été abordé suivant deux volets complémentaires :

- Un volet structural, faisant l'objet de ce doctorat, visant à déterminer le contexte stratigraphique et structural des ophiolites des Appalaches du sud du Québec, avec une emphase particulière sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.
- et un volet pétrogénétique faisant l'objet d'un doctorat parallèle, mené par Philippe Pagé.

1.1.2. Problématique

Etrangement, la tectonique des plaques est née de l'étude des océans, et l'étude des océans, fort coûteuse et parfois inaccessible, a ramené les géologues vers ces portions de lithosphères océaniques qui jalonnent les chaînes de montagne : *les ophiolites* (Nicolas, 1990). Faisant le trait d'union entre deux continents lointains, les ophiolites sont ainsi à la croisée de plusieurs chemins et présentent à ce titre une multitude d'intérêts scientifiques comme économiques.

Ayant bravées la *poussée d'Archimède* (Archimède, 240 av. J.C.), l'obduction des ophiolites sur une marge continentale (Coleman, 1971), permet d'étudier une histoire tectonique aux multiples facettes. Nées au fond d'un océan, au niveau d'une dorsale océanique, elles permettent l'étude de la dynamique de la partie supérieure du manteau terrestre et de la structuration d'une croûte océanique. Incorporées à une chaîne de montagne, elles permettent l'étude tectonique d'un prisme d'accrétion et de proposer une classification des différentes structures orogéniques en structures pré-, syn- et post-obduction.

Des quatre principaux complexes ophiolitiques des Appalaches du Québec, que sont : le Complexe Ophiolitique du Mont Albert (en Gaspésie), les Complexes Ophiolitiques de Thetford-Mines, d'Asbestos et du Mont-Orford (Chaudière-Appalaches-Estrie), le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines (COTM) constitue un secteur-clé pour la compréhension de l'évolution géodynamique des Appalaches du sud du Québec. Abrité dans le ré-entrant de Québec (Thomas, 1977), le COTM est en position stratégique, car :

- (i) La géologie de la région de Thetford-Mines affiche une étroite relation entre les roches du domaine océanique (la zone de Dunnage) et celle des roches de la marge continentale laurentienne (la zone de Humber).
- (ii) Le COTM présente une section complète de la semelle dynamo-thermale à la base, aux roches du manteau, en passant par une zone à , aux faciès effusifs jusqu'aux sédiments avant-arc sus-jacents (Laurent, 1977).
- (iii) Chronologiquement, la section lithologique à Thetford-Mines est relativement bien calée, avec un âge sur isochrone inverse de 477 ± 5 Ma sur l'amphibolite basale (Whitehead et al., 1995) et des âges U/Pb de 480 ± 2 Ma et $478 \pm 3 \pm 2$ Ma (Whitehead et al., 2000) et 479 ± 3 Ma (Dunning et Pederson, 1988), considérés comme les âges de la formation de l'ophiolite.

- (iv) L'évolution structurale et géochronologique, des roches de la zone de Humber, adjacentes au Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, est relativement bien connue. Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ métamorphiques, taconiens de 462-460 Ma, associés à des structures dirigées et à vergence NO et des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ métamorphiques, Silurien tardif-Dévonien précoce, de 431-410 Ma, associés à des structures dirigées et à vergence SE (Castonguay, 2000 ; Castonguay et al., 2001; Pinet et al., 1996a, 1996b ; Tremblay et Pinet, 1994a, 1994b), montrent une structuration en deux étapes distinctes qu'il reste à mettre en évidence sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.
- (v) Enfin économiquement, bien que les intrusions litées constituent d'importants dépôts de chromite et d'éléments du groupe du platine (EGP), la plupart des gisements de chromite du monde sont encaissés dans des séquences ophiolitiques (Leblanc et Nicolas, 1992). Le COTM n'échappe pas à cette règle, et constitue le complexe ophiolitique contenant les principaux gîtes, indices et mines de chromites connus au Québec, avec des anomalies en EGP pouvant atteindre les 20g/t (indice Star Chrome).

Les principaux objectifs de ce projet de doctorat étaient de faire :

- 1) l'inventaire des structures tectoniques du COTM, de les caractériser et d'établir une classification en structures pré-, syn- et post-obduction.
- 2) au regard des nouvelles données structurales et géochronologiques acquises sur la marge laurentienne, d'intégrer les différentes structures tectoniques du COTM dans le modèle de structuration de la chaîne appalachienne du sud du Québec et de caractériser le lien entre les domaines océanique et continental appalachiens du sud du Québec.
- 3) par l'intermédiaire des structures tectoniques observées de préciser la position tectono-stratigraphique du COTM dans le prisme taconien, en relation avec les formations géologiques, sous- et sus-jacentes (la semelle métamorphique et le Mélange de Saint-Daniel)
- 4) pour notre partenaire économique, une re-évaluation des gîtes, indices et mines de chromites du COTM, par une re-cartographie régionale du COTM, et une

cartographie de détail des gîtes, indices et mines les plus pertinents (cf. ANNEXE I et III) et établir une nouvelle piste d'exploration, concernant les problématiques minéralisations en E.G.P. (cf. ANNEXE II et III).

1.1.3. Organisation du manuscrit

Ce doctorat est composé de cinq chapitres et de quatre annexes. Les annexes I et II correspondent aux rapports des activités de terrain des saisons 2000 et 2001, et réunissent les résultats d'intérêts économiques liés au projet, et les annexes III et IV correspondent aux cartes géologiques, réalisées durant le projet : ANNEXE III, Carte géologique au 1/100 000 du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines et ANNEXE IV, Carte géologique de détail au 1/10 000 de la partie sud du Massif du Mont-Adstock.

Le **Chapitre 1**, après l'introduction, la définition de la problématique et l'organisation du manuscrit, est un rappel de la géologie des Appalaches canadiennes et du cadre géologique et géodynamique des Appalaches du sud du Québec, complété d'observations faites au cours du doctorat.

Le **Chapitre 2** est constitué d'un article publié, et intitulé : *Forearc extension and sea-floor spreading in the Thetford-Mines Ophiolite complex*, dans un volume spécial de la *Société Géologique de Londres 2003*, intitulé *Ophiolites in Earth History*, édité par Y. Dilek et P.T. Robinson. Ce chapitre est concentré sur l'organisation stratigraphique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, et sur la description des structures pré-obduction qui ont participé à la construction de croûte océanique. En conclusion, les auteurs discutent des différents problèmes existants sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, comme l'absence de complexe filonien, la séquence de cristallisation et proposent : (1) que l'ophiolite de Thetford-Mines, pourrait correspondre à une dorsale de type lente, (2) un modèle préliminaire de structuration de la croûte océanique et enfin, et (3) développe une éventuelle hypothèse de genèse des boninites dans le sud du Québec.

Le **Chapitre 3** est un article soumis à la revue *Tectonics*, et intitulé : *Structural evolution of the Thetford-Mines Ophiolite Complex, Canada: Implications for origin of the southern Québec Ophiolitic Belt*. Ce chapitre est axé sur les structures syn- et post-obduction

essentiellement reconnues sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines. La reconnaissance de ces structures sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines est étendue et discutée aux deux autres complexes ophiolitiques du sud du Québec (Asbestos et Mont-Orford). Des limites cartographiques des différents complexes ophiolitiques sont proposées à partir des reconnaissances régionales des lithologies faites durant les 3 saisons de terrain. En conclusion, les auteurs montrent : (1) que les structures reconnues sur la marge laurentienne sont identifiables dans les ophiolites et le domaine océanique, (2) que la limite océan-continent dans le sud du Québec est une limite composite, résultant d'une tectonique polyphasée, (3) que les roches métamorphiques continentales aux cœurs des massifs ophiolitiques peuvent correspondre au plan d'obduction, plissé deux fois, et enfin développe un modèle géodynamique préliminaire pour le sud du Québec, pouvant correspondre à un schéma diachronique type-Taiwan, avec une obduction des nappes ophiolitiques, suivie par la collision marge continentale-arc taconien.

Le **Chapitre 4** est un chapitre écrit dans un format-article à soumettre ultérieurement. Ce chapitre est intitulé : *Le Mélange de Saint-Daniel : une séquence sédimentaire transportée pénécotemporaine de l'obduction des ophiolites des Appalaches du sud du Québec*. Dans cette partie du manuscrit, les relations stratigraphiques entre l'ophiolite de Thetford-Mines et le Mélange de Saint-Daniel (MSD), sont décrites en détail. Une analyse des différentes unités lithologiques du MSD est faite, qui conduit à une organisation sédimentaire du MSD. Les principales conclusions sont : (1) que le MSD repose stratigraphiquement au-dessus des complexes ophiolitiques, (2) qu'il constitue une séquence sédimentaire positive (grano-, strato-décroissante), transportée, enregistrant le soulèvement de la marge continentale, lors de l'obduction des nappes ophiolitiques sur cette marge continentale. Enfin, la discordance à la base du MSD, peut être considérée comme une surface chronologique-repère, équivalente de la discordance taconique reconnue sur l'avant-pays.

Enfin, le **Chapitre 5** est composé de deux parties : (1) Les conclusions générales de ce doctorat, accompagnée d'une synthèse des différentes conclusions, résumé sur un modèle géodynamique générale, pour finir par (2) les perspectives futures.

1.2. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

1.2.1. Géomorphologie de la chaîne appalachienne

La chaîne appalachienne s'étend sur près de 3300 km sur la partie est du continent nord-américain, de Terre-Neuve à l'Alabama-Arkansas. Elle décrit une ondulation orientée N045, dont les sommets oscillent entre 500 et 2000 m (*Mont Mitchel 2037 m, Tennessee*). Cette oscillation est le reflet de l'irrégularité de la paléo-marge du proto-océan Atlantique, l'océan Iapétus. Les terrains accrétés depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Carbonifère moyen, sont venus se mouler aux irrégularités (les Promontoires et les Réentrants) (Thomas, 1977), définissant un alignement de sommets parallèles les uns aux autres, d'altitudes voisines et séparés par des dépressions elles-mêmes allongées parallèlement aux sommets. Cette géomorphologie particulière constitue ce qui est défini comme le *relief appalachien* (Fig.1.2.). La chaîne appalachienne se prolonge au nord, du Groenland jusqu'en Scandinavie, et au sud, les orogènes (en Alabama-Arkansas) et Famatinien, dans le sud du continent sud-américain, pourraient en être des ramifications. La Chaîne appalachienne canadienne constitue la partie nord des Appalaches américaines, de la pointe nord de Terre-Neuve (*Hare Baie*) jusqu'au Sud du Québec (*les Cantons de l'Est*).

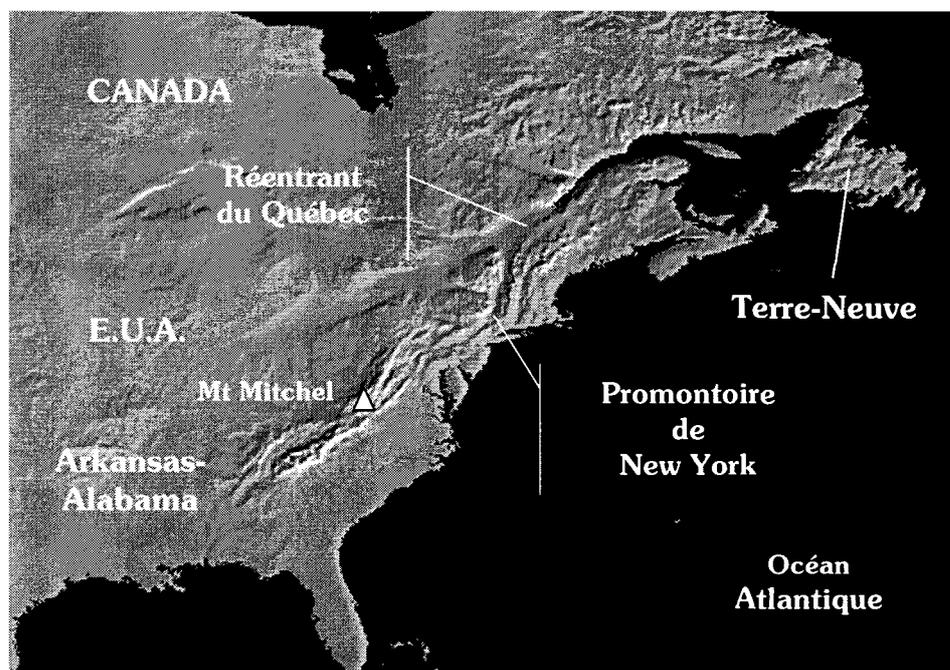


Fig.1.2: Modèle numérique de terrain des Appalaches américaines

1.2.2. Rappels sur la géologie des Appalaches canadiennes

La chaîne appalachienne canadienne est la conséquence de 5 grands évènements tectoniques:

- le Penobscotien (Cambrien moyen à supérieur)
- le Taconien (Ordovicien inférieur à moyen)
- le Salinien/Salinique (Silurien supérieur)
- l'Acadien (Dévonien moyen)
- et l'Alléghanien (Permien inférieur).

Ces 5 grands évènements orogéniques modèlent la chaîne appalachienne en 5 grandes zones tectono-stratigraphiques : la *zone de Humber*, la *zone de Dunnage*, la *zone de Gander*, la *zone d'Avalon* et la *zone de Méguma*, sur la base de leur histoire tectonique et de la nature des roches cambro-ordoviciennes qui les composent (Williams, 1979) (Fig.1.3).

La nature des limites entre les grandes zones tectono-stratigraphiques

La nature des limites entre les grandes zones tectono-stratigraphiques sont pour la plupart des cas des limites tectoniques. Seule la limite *zones de Dunnage/Gander*, dans le sud de Terre-Neuve, semble faire exception, où les roches volcaniques et sédimentaires de *Dunnage* reposent stratigraphiquement sur les roches de *Gander* (van Staal, 1987 ; Williams, 1995).

Les limites entre les *zones de Humber/Dunnage*, et de *Dunnage/Gander*, sont des jonctions tectoniques Ordoviciennes (Williams et St-Julien, 1982) ; jonctions, dans la plupart des endroits, superposées aux effets d'une déformation paléozoïque moyen (Williams, 1995). Cependant la plupart des limites ordoviciennes sont soulignées par des complexes ophiolitiques et des mélanges.

Les limites entre les *zones de Gander/Avalon* et *Avalon/Méguma* sont plus récentes (Siluro-Dévonien), et soulignées par des zones mylonitiques ou par des zones de failles cassantes (Williams, 1995).

Les différentes zones tectono-stratigraphiques

Le front de déformation appalachien est la Ligne Logan, limite qui sépare les roches cambro-ordoviciennes non-déformées au nord, des roches cambro-ordoviciennes déformées au sud.

La *zone de Humber* est la plus septentrionale de la chaîne. Elle est composée de roches cambro-ordoviciennes qui constituaient la couverture sédimentaire du talus et/ou du pied de talus de la paléo-marge continentale Ouest-laurentienne, construite lors de l'ouverture de Iapétus à la fin du Précambrien, début du Cambrien (St-Julien et Hubert, 1975; Williams et Hiscott, 1987), mais aussi de roches sédimentaires (flysch taconien), déposées sur les avant-pays. Elle est séparée de la *zone de Dunnage* par la Ligne Baie-Verte-Brompton, limite entre ces roches de la paléo-marge laurentienne et celles du domaine océanique de Iapétus (Williams et St-Julien, 1982).

La *zone de Dunnage* est composée des divers massifs ophiolitiques, associés à des *mélanges*, des roches volcaniques et des roches volcano-sédimentaires cambro-ordoviciennes, accrétés lors de l'orogénie taconienne à la *zone de Humber*.

La *zone de Gander* est constituée des roches pré-Ordovicien moyen, similaire aux roches clastiques de la zone de Humber, constituées d'arénites poly-déformées et métamorphisées. Ces roches sont interprétées comme représentant les roches d'un prisme sédimentaire, construit parallèlement à la marge continentale Est de l'océan Iapétus, ou celle d'un micro-continent « *Gander/Avalonia* » (William, 1979, 1995).

La *zone d'Avalon* constituait une plate-forme stable durant la période précambrienne et localement durant la période ordovicienne. Plusieurs critères de son développement précambrien semblent montrer que la *zone d'Avalon* était un archipel d'îles volcaniques relatant une histoire pré-datant celle de l'ouverture de Iapétus ou des stades précoces de son *rifting*.

La *zone de Méguma* a été accrétée lors de l'orogénie alléghanienne, sur sa limite avec la *zone d'Avalon*, mais elle a d'abord été déformée à l'Acadien. Elle est réduite principalement à la Nouvelle-Ecosse, et est constituée d'une succession de roches cambro-ordoviciennes, composées de grauwackes et de schistes argileux (le Groupe de Méguma). Les roches de la zone de Méguma n'ont aucunes correspondances avec les roches du continent nord-américain, leurs équivalents sont retrouvées au Maroc. Cette zone pourrait correspondre à une autre ancienne marge continentale ce qui impliquerait qu'un océan paléozoïque existait entre la *zone d'Avalon* et de *Méguma* (Fig.1.3) (William, 1979, 1995).

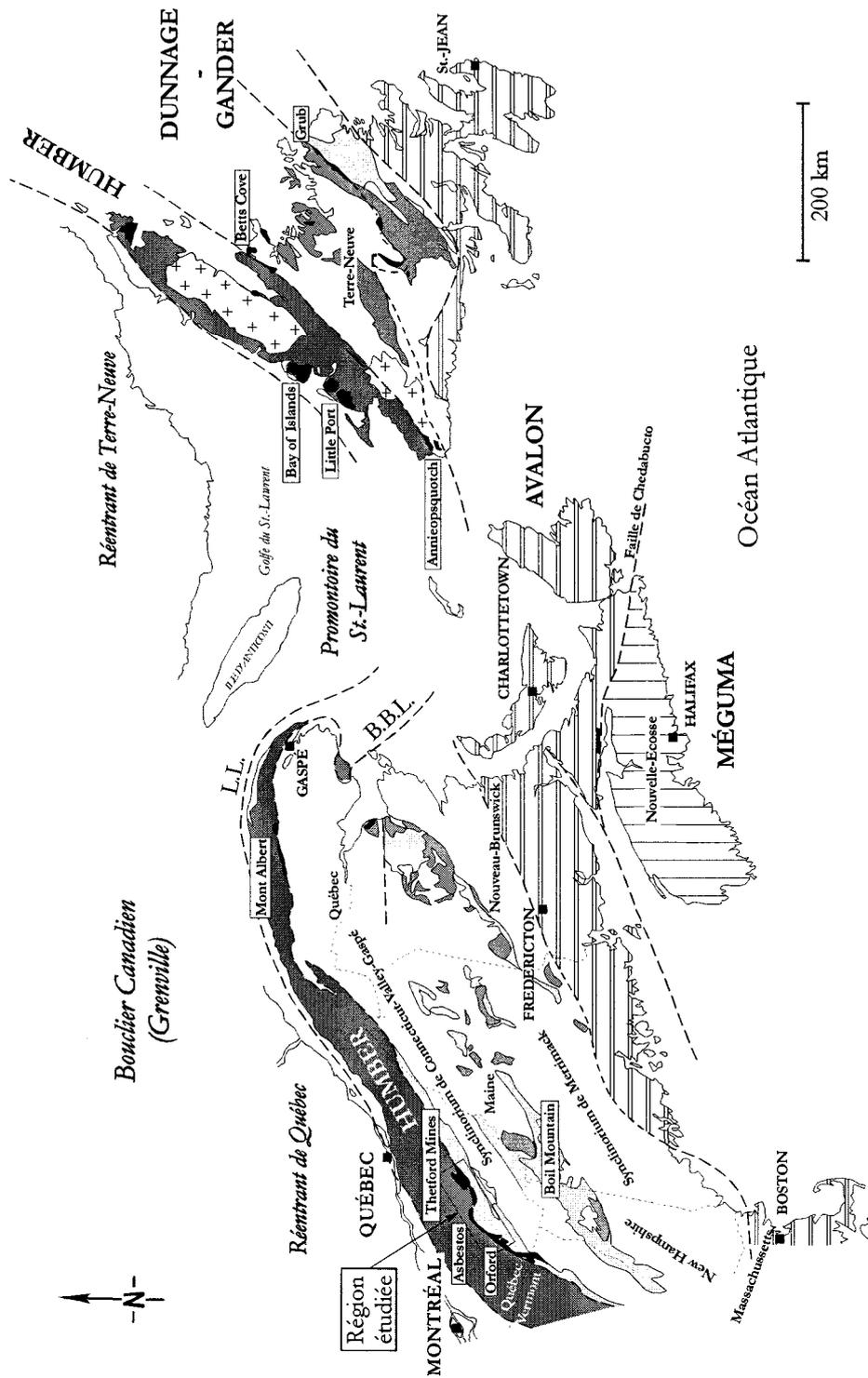


Fig.1.3 : Zonation tectono-stratigraphique du Paléozoïque inférieur des Appalaches canadiennes (simplifiée d'après Williams, 1978), et localisation du secteur étudié.
 L.L. : Ligne Logan ; B.B.L. : Ligne Baie-Verte-Brompton. La légende des lithologies suit.

← Légende des lithologies composant les zonations tectono-stratigraphiques des Appalaches canadiennes, accompagnant la carte page précédente.

ZONE DE HUMBER	ZONE DE DUNNAGE	ZONE DE GANDER	ZONE D'AVALON	ZONE DE MEGUMA
Ancienne marge continentale Est Nord américaine	Vestiges du démantèlement de l'Océan Iapétus	Marge Est de l'Océan Iapétus	Eléments orogéniques appalachiens (terrains suspects)	Eléments orogéniques appalachiens africains et européens
 Roches sédimentaires de Type-marge passive [clastiques, carbonatées, volcaniques bi-modales]  Roches sédimentaires de Type-flysh d'avant-pays (Précambrien tardif à Ordovicien moyen)  Substratum grenvillien	 Complexes ophiolitiques (Cambrien tardif et Ordovicien précocé)  Volcanites, ardoises, chert, grauwacke et mélanges (Ordovicien)  Roches sédimentaires élastiques (Ordovicien précocé à plus ancien)  Roches de couvertures métamorphosées et substratum sialique.	 Schistes argileux, calcaires et grès (Cambrien et Ordovicien précocé)  Roches sédimentaires, volcaniques, quartzites & marbres associés à des gneiss et migmatites (Précambrien tardif)	 Schistes argileux, calcaires et grès (Cambrien et Ordovicien précocé)  Roches sédimentaires, volcaniques, quartzites & marbres associés à des gneiss et migmatites (Précambrien tardif)	 Schistes argileux, calcaires et grès (Cambrien et Ordovicien précocé)  Roches sédimentaires, volcaniques, quartzites & marbres associés à des gneiss et migmatites (Précambrien tardif)

 BASSINS SUCCESSIONNELS: Sédiments élastiques et roches volcaniques, produit de l'érosion des marges déformées Iapétiques (Ordovicien moyen à Dévonien) composant le Synclinorium du Connecticut-Valley-Gaspé et de Merrimack.

* Ont été omis les Intrusions granitiques, dioritiques et gabbroïques (Paléozoïque moyen à Jurassique), les sédiments continentaux et roches volcaniques relatif à l'ouverture de l'Atlantique Nord (Triasico-Jurassique), Sédiments continentaux et roches volcaniques tardifs à post-orogénique (Carbonifère-Permien)

1.2.3. LES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC

Dans les Appalaches du sud du Québec, deux des cinq grandes zones tectono-stratigraphiques cambro-ordoviciennes Williams (1979), sont observables: la zone de Humber (externe et interne) au nord-ouest et la zone de Dunnage au sud-est. Un troisième ensemble lithologique recouvre le sud de la zone de Dunnage, constituant les bassins successeurs comblés par les roches siluro-dévonienues composant le Synclinorium de Connecticut-Vallée-Gaspé. Enfin, à l'extrême sud du Québec, le massif montagneux du Chain Lakes, d'âge précambrien, cherche encore son origine. Trzciensky et al. (1992) et Pinet et Tremblay (1995), sur des similitudes lithologiques, stratigraphiques et géochronologiques des roches qui le bordent, proposent qu'il pourrait correspondre à une fenêtre tectonique, exposant la marge laurentienne (zone de Humber), alors Kusky et al. (1997) proposent qu'il pourrait correspondre à une portion de la zone de Gander.

1.2.3.1. Les épisodes tectoniques du sud du Québec

Au Cambrien, le super continent protérozoïque est morcelé en plusieurs blocs continentaux : Laurentia, Baltica, Gondwana séparés par des domaines océaniques de Iapétus et du Paléotéthys (Van Der Voo, 1988).

À l'Ordovicien précoce, des zones de subduction s'amorcent, illustrant un changement du mouvement des plaques tectoniques, débutant la fermeture des bassins océaniques créés (Thomas, 1983). Dans le sud du Québec, trois événements tectoniques sont reconnus : l'orogénie taconienne (Ordovicien inférieur à moyenne), l'épisode tectonique salinien (Silurien moyen) et l'orogénie acadienne (Dévonien moyen).

La *période taconienne* constitue la fermeture de l'océan Iapétus. Pour la plupart des auteurs, le Taconien correspond à une collision Arc/Continent entre la marge laurentienne (zone de Humber) et l'arc taconien (Arc de Bronson Hill, zone de Dunnage), avec un plan de subduction orienté vers le SE (Hiscott, 1978 ; Rowley et Kidd, 1981 ; Stanley et Ratcliffe, 1985 ; Kusky et al., 1997), ou vers le NW (Bird et Dewey, 1970 ; van Staal et al., 1998 ; St-Julien et Hubert, 1975). Laurent (1975) et Pinet et Tremblay (1995a) privilégient pour le Taconien, l'obduction des ophiolites du Québec sur la marge laurentienne et un modèle de type-Oman (Pinet et Tremblay, 1995b), avec l'obduction d'une importante portion de lithosphère océanique. Les structures associées à cet événement sont des plis déversés vers le

NW, des chevauchements et des nappes, empilant les séries vers le NW (St-Julien et Hubert, 1975).

La *période salinienne* correspond à la discordance entre les roches siluro-dévonniennes du Synclinorium de Connecticut-Valley-Gaspé sur les roches cambro-ordoviciennes (Boucot, 1962). L'analyse sédimentaire en Gaspésie, de la ceinture de roches siluro-dévonniennes montre quelles se sont déposées dans des bassins contrôlés par des failles normales (Lavoie, 1992 ; Bourque et al., 1995). Dans la zone de Humber du sud du Québec, la période salinienne est associée à des rétrochevauchements, du métamorphisme rétrograde et à l'exhumation de la marge laurentienne, accommodée par une faille normale régionale (la Faille St-Joseph)(Castonguay et al., 2001 ; Pinet et al., 1996 ; Tremblay et Castonguay, 2002 ; Castonguay et Tremblay, 2003). Les moteurs de cet événement sont toujours discutés. Bourque et al. (1995) évoque des bassins intracontinentaux en transtension, Tremblay et Pinet (1998) évoquent des bassins successeurs consécutifs à l'effondrement tectonique de la croûte, et la délamination de la lithosphère laurentienne. Cawood et al. (1995) proposent à Terre-Neuve, une exhumation du prisme taconien, provoquée par le détachement de la racine lithosphérique, accompagnée d'un magmatisme calco-alcalin. Outre ces divergences, les structures siluro-dévonniennes de la zone de Humber et le dépôts des bassins successeurs, chronologiquement liés, semblent souligner un lien génétique (Castonguay et Tremblay, 2003).

La *période acadienne* est attribuée à la fermeture finale de l'océan Iapétus, par la collision entre la marge laurentienne et le Terrane d'Avalon ou Gondwana (Osberg, 1978; Williams et Hatcher, 1983; Robinson et al., 1998, van Staal et al., 1998). Cet événement affecte tout le sud du Québec et son ampleur diminue progressivement vers le nord, au niveau de la zone de Humber interne (Tremblay et Pinet, 1994a). Il correspond à un serrage des structures, soulignée par des plis ouverts et serrés, et des failles inverses dont la principale est la faille de la Guadeloupe qui borde le sud de zone de Dunnage et le nord du Synclinorium du Connecticut-Valley-Gaspé.

Pour résumer et illustrer l'exposé des événements tectoniques ci-dessus, les deux modèles présentés, offrent deux contextes géodynamiques différents. Le modèle de Pinet et Tremblay (1995a) (Fig. 1.4A), réunit les trois événements tectoniques (Taconien, Salinien et Acadien), et tient compte des structures rétrochevauchantes de la marge, et de la formation des bassins successeurs siluro-dévonniens, jusqu'au serrage acadien. Ce modèle illustre

l'interprétation concernant la position structurale du Massif du Chain Lakes. Alors que le second modèle de Rowley et Kidd (1981), correspond au modèle classique pour cette partie des Appalaches, avec la collision entre la marge laurentienne et l'arc volcanique taconien (Fig.1.4B). Ce second modèle est basé sur l'analyse sédimentaire et pétrologique des séquences d'avant-pays et d'arrière-pays (séquences de plate-forme continentale et les flyschs). Il illustre la vision des différents auteurs (Cousineau et St-Julien, 1992; Stanley et Ratcliffe, 1985), de la géodynamique de la zone de Dunnage dans le sud du Québec, où le prisme d'accrétion en noir, correspondrait au Mélange de Saint-Daniel, recouvert par une séquence volcano-sédimentaire (Moretown), pouvant correspondre au Groupe de Magog et l'arc volcanique, au Complexe d'Ascot..

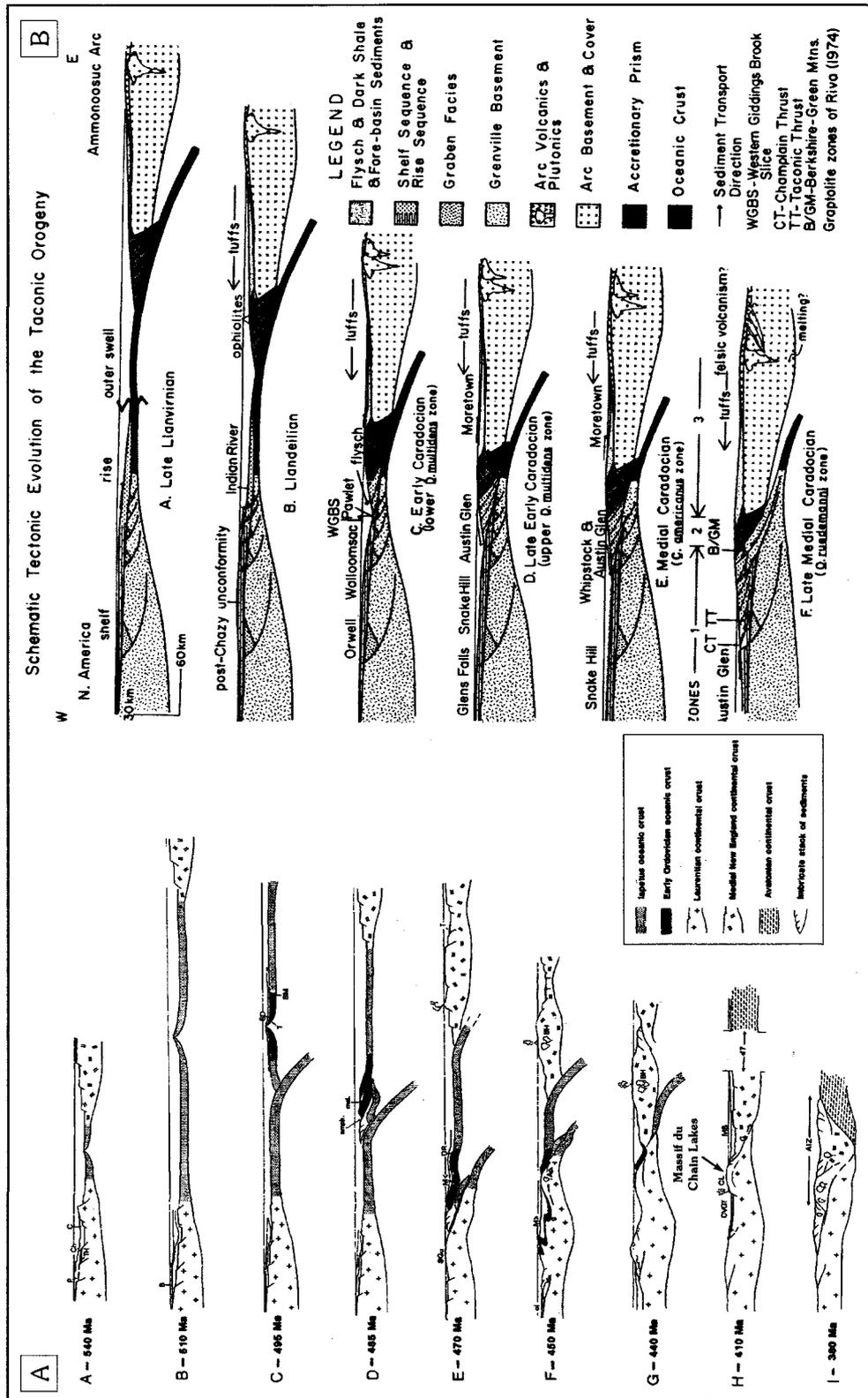


Fig. 1.4 : A - Modèle géodynamique du sud du Québec de Pinet et Tremblay, 1995a;
 B - Modèle géodynamique de Nouvelle-Angleterre, Rowley et Kidd, 1981.

1.2.3.2. La Zone de Humber externe et les Basses-Terres du St.-Laurent

Les premiers terrains sédimentaires, du Craton Grenvillien jusqu'à la Ligne Logan sont peu affectés par l'orogénie taconienne, et constituent les Basses-Terres du St.-Laurent, réunissant l'autochtone et le para-autochtone. A partir de la Ligne Logan et vers le sud, sud-est, jusqu'à la Faille Bennett, les roches appartiennent au domaine allochtone, constituant la zone de Humber externe (Castonguay et al. 2001b) (Fig.1.5).

La succession stratigraphique des Basses Terre du St.-Laurent évolue verticalement de sédiments silicoclastiques marins d'eau peu-profonde à subaériens (Groupe de Postdam, Cambrien à Ordovicien inférieur), à des couches de carbonate, d'eau peu-profonde (Groupes de Beekmentown, Chazy, Black River et Trenton, Ordovicien inférieur à Ordovicien supérieur précoce). Elle est surmontée par des sédiments de type flysch (syn-orogéniques), silicoclastiques d'eau profonde (Groupes de l'Utica, Ste.-Rosalie et de Lorraine, Ordovicien Supérieur), se terminant par de la molasse post-taconien, Ordovicien terminal (le Groupe de Queenstone) (Lavoie, 1994) (Fig.1.5).

Cette séquence sédimentaire reflète une déformation taconienne qui s'est traduite dans les Basses-Terres du St.-Laurent, par un mouvement de flexure du socle grenvillien, en réponse à la surcharge des terrains accrétés au SE. Les failles normales de la marge laurentienne, héritées de l'ouverture de Iapétus (St-Julien et al., 1983 ; et profils Shell-SOQUIP dans St-Julien, 1995), auraient possiblement été réactivées. Ce mouvement de flexure apparaît dès le Groupe de Trenton (Ordovicien moyen), par son évolution sédimentaire tripartite, passant de sédiments infratidaux à des sédiments de rampe à carbonates vers des sédiments de plateforme externe (Lavoie, 1994). Cette évolution est comparable celle du bassin avant-pays taconien du Promontoire du St-Laurent et du Réentrant de Terre Neuve (Knight et al., 1991 ; Jacobi, 1981). L'expression stratigraphique de l'événement taconien est définie dans le sud du Québec, par la discordance taconique entre les Groupes de Trenton et de Black River à l'Ordovicien tardif (Lavoie, 1994 ; Pavlides et al., 1968) (Fig.1.5).

La zone de Humber externe est elle-aussi, composée de deux types de roches bien distinctes : (i) celles correspondant au bassin d'avant-pays ordovicien et (ii) celles correspondant à la paléomarge laurentienne, composée de roches sédimentaires silicoclastiques et volcaniques (Groupe du Caldwell, Rosaire et Oak Hill) (St-Julien and Hubert, 1975) (Fig.1.5).

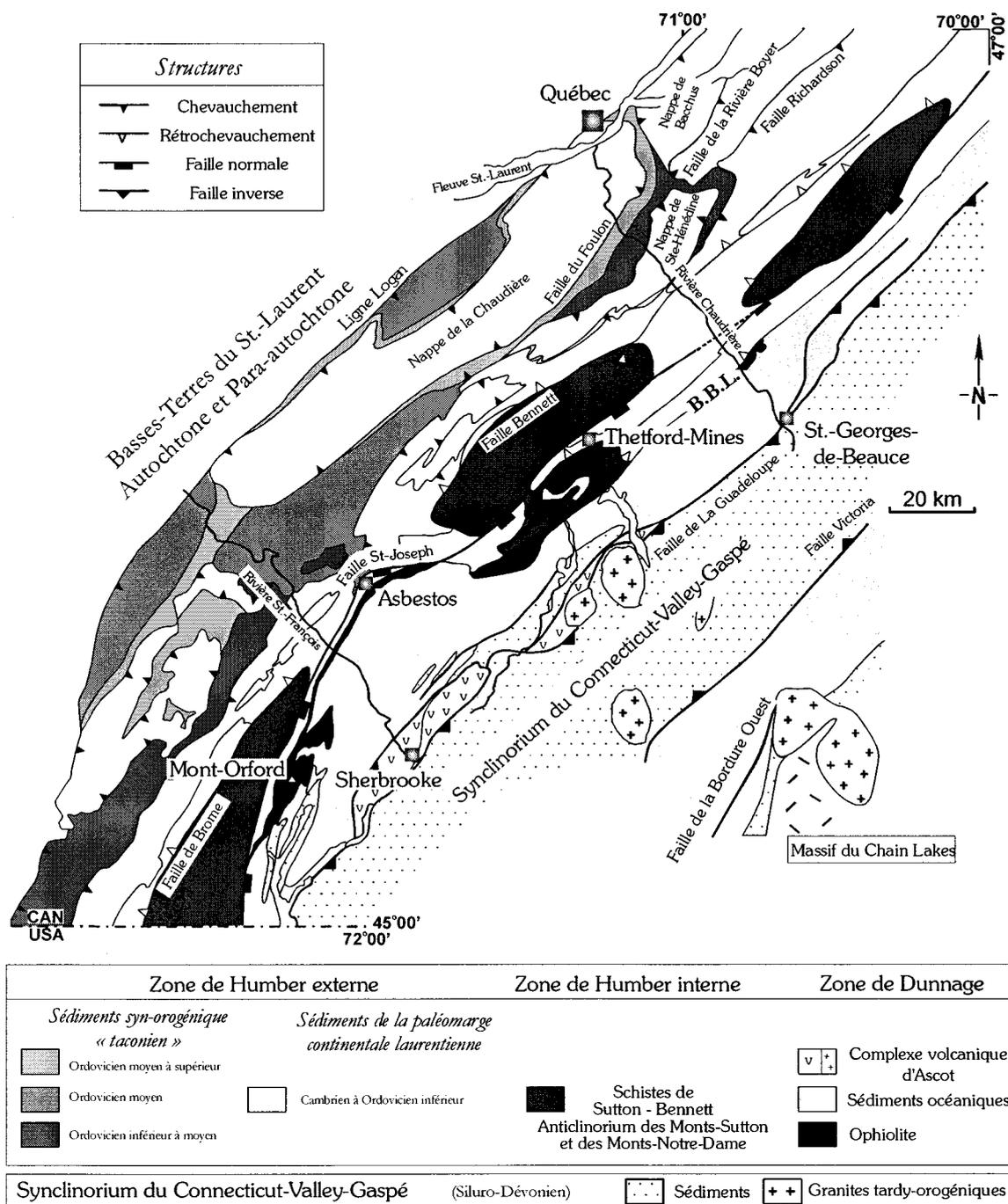


Fig. 1.5 : Carte des grands ensembles géologiques du sud du Québec, modifiée de Tremblay et Castonguay, 2002.

Le flysch et les olistostromes syn-orogéniques ont été alimentés, dans un premier temps par les produits de l'érosion des sommets taconiens, créés au SE (à l'Ordozien moyen), et composés de matériel non-métamorphique, métamorphique et ophiolitique, et dans un deuxième temps, des produits de l'érosion de la plate-forme située au NW (à l'Ordozien supérieur) (Beaulieu et al., 1980 ; Belt et al., 1979 ; Enos, 1969 ; Rowley et Kidd, 1981). Les

failles d'avant-pays (failles de la Rivière Boyer, du Foulon, de la nappe de Bacchus ou de St.-Hénédine) juxtaposent les séries sédimentaires et volcaniques, du Cambrien-Ordovicien inférieur, constituant les séquences de la paléomarge de talus ou pied de talus continental (Charbonneau, 1980 ; Vallières, 1984; Cousineau, 1990), sur les roches du flysch syn-orogénique (Fig.1.5).

Sur l'essentiel de la zone de Humber externe, la déformation taconienne est composée de nappes (Nappe de la Chaudière, de Bacchus, de Richardson, de St.-Hénédine et de la Rivière Boyer), de chevauchements (Faille de la Rivière Boyer, de Richardson, du Foulon) et des plis à vergence nord-ouest et orientés nord-est (St-Julien, 1995; Lebel et Kirwood, 1998). Cet événement constitue la phase de déformation D₁₋₂ de Tremblay et Pinet (1994a), et Pinet et al., (1996b). À partir de la Faille Bennett-Brome (Colpron, 1990; Pinet et al., 1996b; Castonguay et al., 2001b), la vergence des structures et le niveau structural de la chaîne appalachienne du sud du Québec changent de direction et de degrés métamorphiques (Fig.1.5).

1.2.3.3. La zone de Humber interne

La limite nord de la zone de Humber interne est marquée par les failles de Bennett-Brome, qui sépare au nord la zone de Humber externe que nous avons décrite ci-dessus, des roches métamorphiques des anticlinoriums des Monts-Notre-Dame et des Monts-Sutton, composés des schistes de Bennett (Castonguay et al., 2001b) (Fig.1.5). Alors que les failles Bennett-Brome constituent des rétrochevauchements (épisode D₃ de Tremblay et Pinet, 1994a), qui ramènent les séries vers le cœur de la chaîne, la limite S-SE de la zone de Humber interne est une importante faille normale : la Faille St.-Joseph, qui effondre la partie SE de la chaîne.

Les roches de la zone de Humber interne sont métamorphisées au grade schiste-vert, atteignant localement le grade amphibolitique (Birkett, 1981), et les protolithes correspondent aux roches sédimentaires et volcaniques basiques de la paléo-marge laurentienne (Groupe de Caldwell, du Groupe de Rosaire et du Groupe d'Oak Hill) (Castonguay, 2000 pour une revue). Les rétrochevauchements sont associés au métamorphisme schiste-vert rétrograde, daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 431 - 411 Ma (Castonguay et al. 2001a), et ces âges ont une répartition géographique décroissante du NW (431 Ma proche de la faille Bennett), vers le SE (411 Ma en se rapprochant de la faille St.-Joseph). Castonguay et al. (2001a) suggèrent que cette migration des âges du NW vers le SE, est l'expression d'un mouvement progressif de la déformation,

avant que la zone interne des Appalaches ne soit exhumée, par l'intermédiaire de la faille St.-Joseph. Le système faille de Bennett/faille St.-Joseph est interprété comme un système de rétro-charriage et d'extension syn- à post-compression, en réponse à l'imbrication d'unités de socle sous la zone de Humber interne ou encore comme une géométrie de type «*metamorphic core complex*» (Pinet et al., 1996b ; Tremblay et Castonguay, 2002 ; Castonguay et Tremblay, 2003).

Localement, les âges associés aux roches métamorphiques au grade amphibolitique, ont donné des âges taconiens (465-453 Ma, Castonguay, 2000), interprétés comme des reliques du métamorphisme régional taconien (Tremblay et Castonguay, 2002 ; Castonguay et Tremblay, 2003).

Dans le toit de la faille Saint-Joseph (dans le secteur du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines), les roches de la zone de Dunnage et de Humber sont intimement liées. Au Nord du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, les roches sédimentaires et volcaniques, peu-métamorphiques de la paléomarge (Groupe de Caldwell et de Rosaire) sont en position inverse (St-Julien et Hubert, 1975), alors qu'au cœur du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, des fenêtres métamorphiques (Antiformes de Carineault et de Bécancour), composées de roches métamorphiques du Groupe de Caldwell, affleurent en la faveur d'un pli ouvert, attribué au serrage acadien (Tremblay et Pinet, 1994a) (Fig.1.5).

1.2.3.4. La zone de Dunnage

La zone de Dunnage dans les Appalaches du sud du Québec est séparée au nord-ouest, des roches continentales de la marge laurentienne (métamorphiques et peu-métamorphiques) par la ligne Baie-Verte-Brompton. Vers l'est, la faille régionale de La Guadeloupe, sépare cette portion de la zone de Dunnage des roches siluro-dévonniennes du Synclinorium du Connecticut-Vallée-Gaspé. La Faille de La Guadeloupe est une structure composite, ayant eu un jeu probable en faille normale au siluro-dévonien (Tremblay, 1992) et un jeu compressif acadien, puisqu'elle affecte les roches siluro-dévonniennes (Labbé et St-Julien, 1989 ; Tremblay et St-Julien, 1990) (Fig.1.6).

Quatre assemblages lithologiques composent la zone de Dunnage du sud du Québec: (A) les ophiolites, (B) le Mélange de Saint-Daniel, (C) le Groupe de Magog et (D) le Complexe d'Ascot (Fig.1.6).

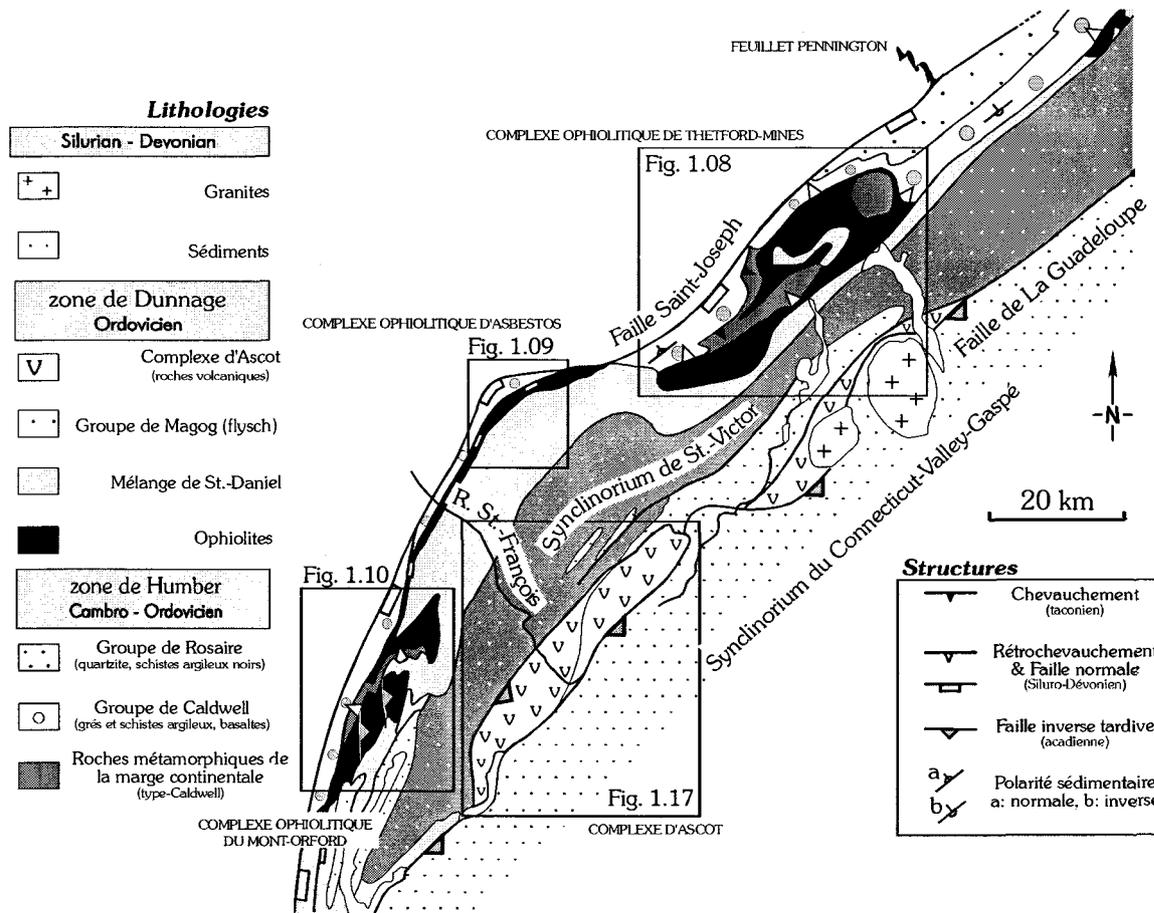


Fig. 1.6 : Carte de la zone de Dunnage dans le sud du Québec, avec la localisation des cartes des différents complexes ophiolitiques du sud du Québec et du Complexe d'Ascot, modifiée d'après Tremblay et Castonguay, 2002.

A. Les ophiolites

Les ophiolites dans le sud du Québec sont composées de trois complexes ophiolitiques principaux : le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines (COTM), le Complexe Ophiolitique d'Asbestos (COA) et le Complexe Ophiolitique du Mont-Orford (COMO) (Laurent, 1977) (Fig.1.6).

Présentation générale

Le COTM est le massif ophiolitique le plus septentrional des trois et le plus imposant avec une superficie d'environ 240 Km² (Figs 1.6 et 1.8). C'est le mieux préservé, avec une section mantellique et crustale complète (Laurent, 1975). La première cartographie générale du COTM fut effectuée par Cooke en 1938, reprise par Riordon en 1954, Dérosier (1971), St-Julien (1971) et Kaçira (1971). A cette période, les ophiolites sont perçues comme des

épanchements de roches ultramafiques et mafiques dans la fosse miogéosynclinale. Laurent (1975), propose que le COTM et le COA pourraient représenter une croûte océanique, obductée sur la marge laurentienne avec une subduction pentée vers le SE, s'inspirant du modèle de Dewey et Bird (1971), et présente deux coupes géologiques, toujours d'actualité du COTM et du COA (Figs 1.7 A & B).

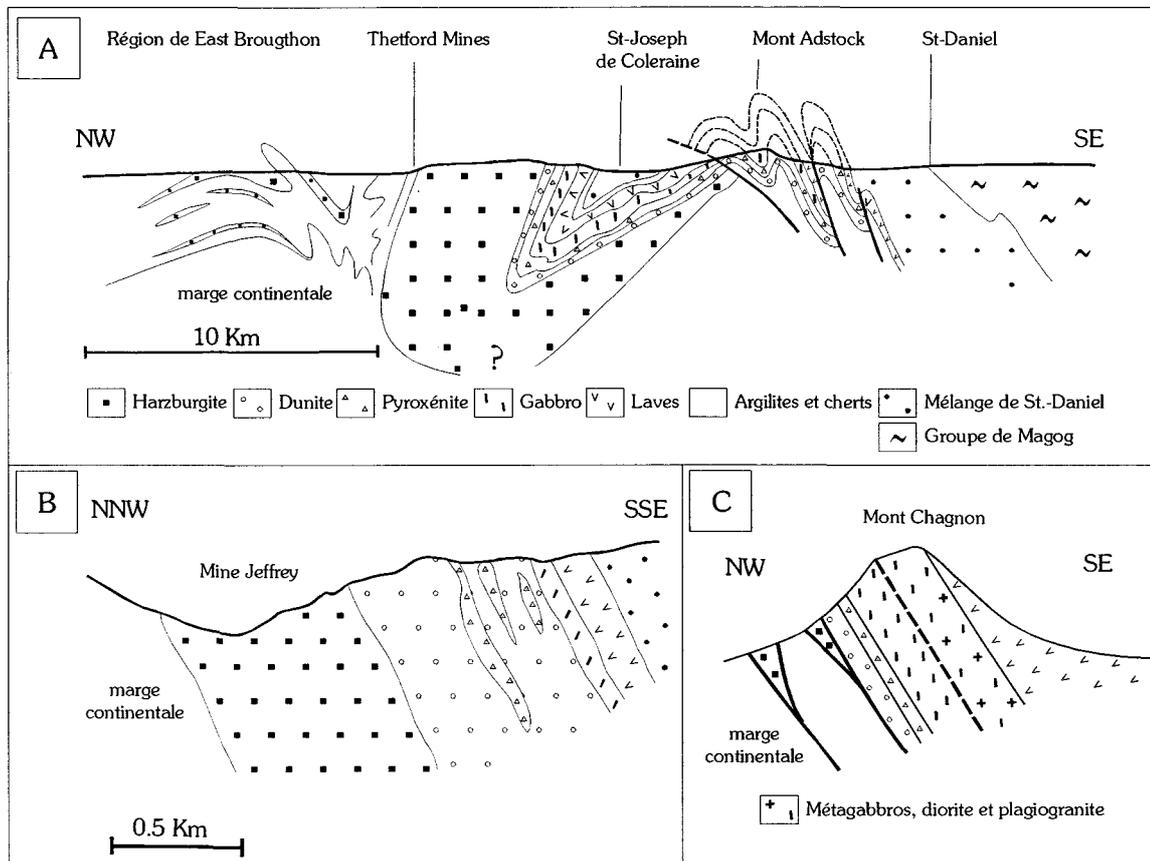
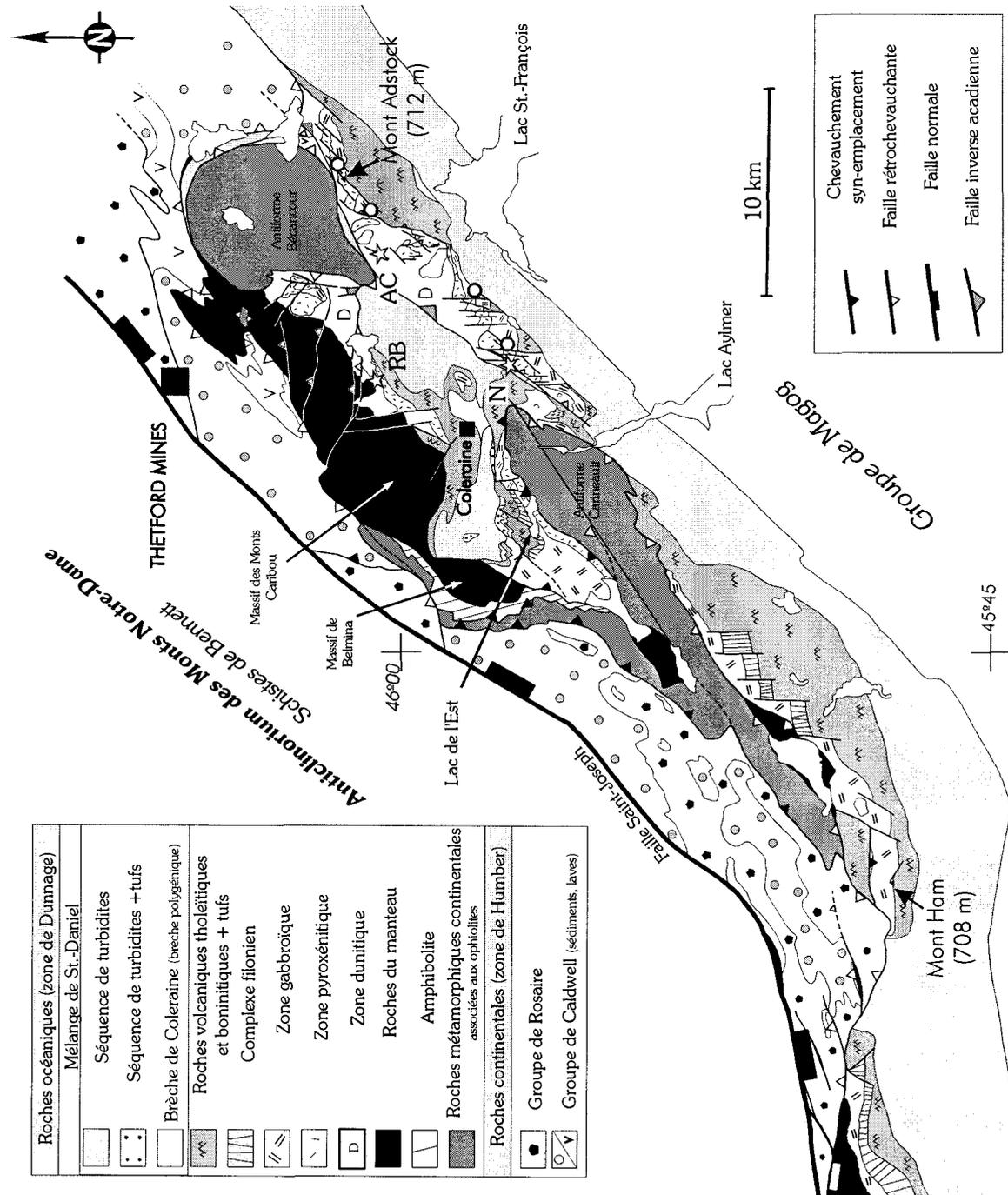


Fig.1.7 : A - Coupe géologique composite du COTM ; B - Coupe géologique du COA (au niveau de la mine Jeffrey) ; C - Coupe géologique du COMO (au niveau du Mont-Chagnon). D'après Laurent, 1975, 1977.

En 1977, Laurent étend son étude au Complexe Ophiolitique du Mont-Orford (Fig.1.7C), et subdivise le COTM, en deux massifs distincts, pétrologiques et structuraux : le Massif de Thetford-Mines et le Massif du Mont-Adstock-Mont-Ham, et découpe la croûte océanique en trois zones : dunitique, pyroxénitique et gabbroïque. Il propose que le COTM, pourrait correspondre à une croûte océanique, formée au niveau d'une dorsale médio-océanique, de type rapide, mais dont l'une des caractéristiques des ophiolites du sud du Québec est l'absence de complexe filonien. Church (1977) n'a pas les mêmes conclusions, et propose à partir de similitudes lithologiques et minérales avec l'ophiolite de Betts-Cove à

Terre-Neuve, comme la dominance de l'orthopyroxène dans la croûte océanique à Thetford-Mines que le COTM pourrait correspondre à une ophiolite de supra-subduction. Par la suite plusieurs projets de cartographie et de pétrologie seront faits sur l'ensemble des ophiolites, dirigés par Laurent, comme le doctorat de Hébert (1983) sur le COTM, les maîtrises de Hébert (1980) sur le Mont-Ham et le COA, et de Beulac (1982) sur la partie nord du Mont-Ham (Fig.1.8).



⇐ Fig.1.8 : Carte géologique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, incluant nos travaux de cartographies des étés 2000 à 2002, et compilée des travaux de Beulac, 1982 ; Cooke, 1938, 1950 ; Hébert, 1980 ; Hébert, 1983 ; St-Julien, 1987 ; Pinet, 1995 ; Brassard et Tremblay, 1999. RB : Mine Reed Bélanger, AC : Mine American Chrome, N : Indice Nadeau. Rond blanc, observation locale du complexe filonien.

Le COA est en position intermédiaire entre le COTM et le COMO, et constitue une bande de 1000 à 1500 m environ d'épaisseur, bordée au nord par la marge laurentienne (métamorphique et peu-métamorphique) et au sud par le Mélange de Saint-Daniel. Cette bande ophiolitique fut cartographiée par Cooke (1950), puis en détail par Lamarche (1973). La stratigraphie dans les roches ophiolitiques à Asbestos sera précisée par Hébert (1980). Par la suite, les travaux de cartographie se focalisèrent sur les sédiments sus-jacents du Mélange de St.-Daniel (Lavoie, 1989 ; Marquis, 1989) (Fig.1.9).

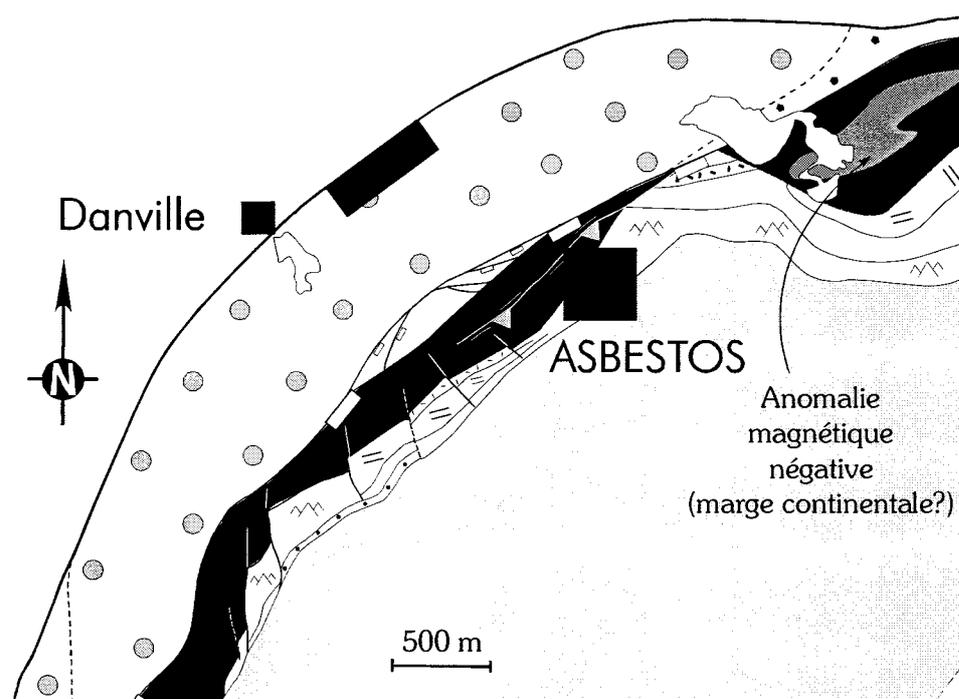


Fig.1.9 : Carte géologique du secteur d'Asbestos, incluant nos travaux de reconnaissances, compilée à partir de Cooke, 1950 ; Hébert, 1980, Lamarche, 1973. La légende des lithologies est la même que sur la Fig.1.8.

Les secteurs adjacents au COMO furent cartographiés en détail par Cooke (1950), et repris en détail par St-Julien (1961, 1963 et 1970). Laurent (1977) reconnaîtra les divisions stratigraphiques de la croûte océanique au niveau du Mont-Chagnon et proposa une coupe géologique (Fig.1.7C). Rodrigue (1979) cartographia la partie sud du Mont-Orford alors que Lamothe (1979) cartographia au nord, un petit secteur à l'est du Lac Brompton et interpréta les

roches mafiques et ultramafiques de ce secteur, comme représentant un mélange ophiolitique de subduction. Les derniers travaux de cartographie et géochimie seront fait par Huot (1997), sur la partie sud du Mont-Orford, au Mont-Chagnon.

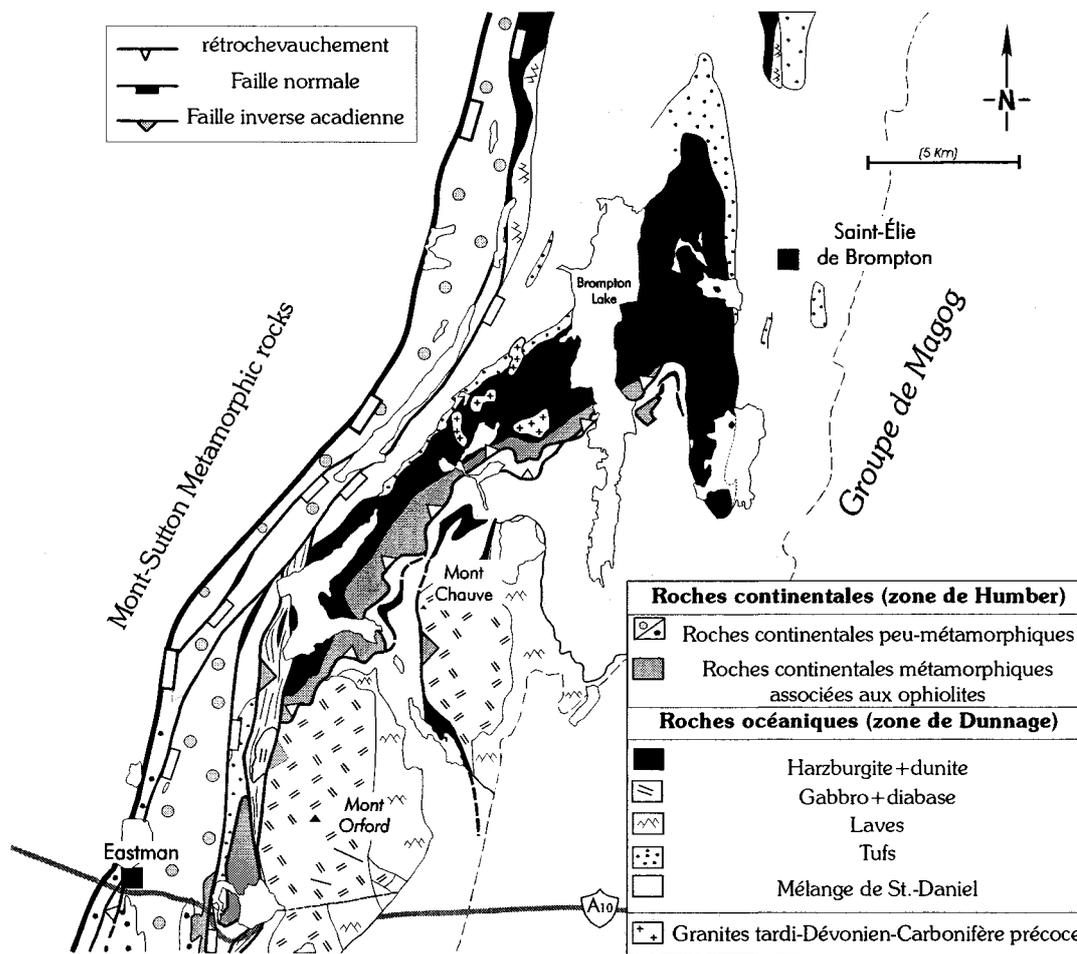


Fig.1.10 : Carte géologique du COMO, incluant nos travaux de reconnaissances, compilée de Cooke, 1950 ; Huot, 1997 ; Lamothe, 1979 ; Rodrigue, 1979 ; St-Julien, 1961, 1963 et 1970.

Les semelles métamorphiques

Le contact originel ophiolite/marge laurentienne est seulement bien préservé dans le secteur de Thetford-Mines et souligné par la présence d'une semelle basale métamorphique au grade amphibolitique, datée à 477 Ma (Whitehead et al., 1995). A Asbestos, seule une écaille tectonique est préservée dans la zone de la faille normale St-Joseph, qui constitue une structure composite avec la Ligne Baie-Verte-Brompton (cf. Chapitre 3), et n'a donné qu'un âge acadien (Whitehead et al., 1995). Au COMO, son contact basal est interprété comme étant souligné par un mélange ophiolitique serpentinisé, contenant divers blocs ophiolitiques et amphibolitiques (Lamothe, 1979). Les blocs amphibolitiques, pauvres en K_2O , n'ont pas donné d'âges

(Whitehead et al., 1995). Ces âges de la semelle métamorphique de Thetford-Mines, ont été interprétés comme le premier stade de la déformation taconienne (phase D₁₋₂ de Tremblay et Pinet, 1994a). Les calculs thermo-barométriques de la semelle métamorphique de Thetford-Mines montrent des températures rapidement décroissantes de 850°C à 312°C, sur une distance de 700 m de l'ophiolite vers les métasédiments, et des pressions comprises entre 5 et 7 Kbar, soit un gradient géothermique de 40° C/km (Clague et al., 1981 ; Feininger, 1981). Le protolite de la semelle n'est pas clairement établi, pour Clague et al. (1981), il constituerait des laves basiques de la marge laurentienne (comme celles du Groupe du Caldwell) alors que pour Feininger (1981), il serait issu des laves du COTM.

Les roches du manteau océanique

Les roches mantelliques sont situées au-dessus de la semelle métamorphique. Dans le COTM et le CAO, la section mantellique est composée d'une harzburgite réfractaire (pauvre en éléments hygromagmatophiles), contenant des corps dunitiques, entourant les minéralisations en chromite (podiformes de Thayer, 1964), des veines d'orthopyroxénites et des granitoïdes intrusifs (Laurent, 1977; Trottier, 1982). Cette section mantellique est surmontée par une section crustale à ultramafiques et mafiques, des gabbros, diabases, des laves en coussins et des roches volcano-clastiques (Laurent, 1977; Hébert, 1983 ; Laurent et al., 1979).

Le COMO ne possède pas de partie mantellique, et n'expose que les parties supérieures de la croûte océanique, des gabbros aux faciès effusifs et volcano-sédimentaires (Rodrigue, 1979), et des reliques de dunites et de pyroxénites, dans sa zone de faille basale.

Le COTM et le CAO ont proportionnellement environ 50% de harzburgite réfractaire, plus au moins serpentinisée. Son épaisseur est estimée à 5 km à Thetford-Mines (Laurent, 1977) et de 700 m à Asbestos. La chimie minérale et les données géochimiques des roches du manteau suggèrent que le manteau harzburgitique de Thetford-Mines est le résidu d'une fusion partielle (Hébert, 1983 ; Hébert et Laurent, 1989). L'olivine a pour composition celle d'une forstérite (Fo₉₁-Fo₉₄) et l'orthopyroxène de l'enstatite (En₉₁-En₉₃). La foliation lithosphérique de Ceuleneer et al. (1988) et Nicolas et al. (1988), soulignée par allongement des pyroxènes et par la recristallisation de l'olivine (Laurent et Hébert, 1979), est parallèle à légèrement oblique (10 à 20°) par rapport aux corps dunitiques (Clague et al., 1981). Le « rubanement » orthopyroxénitique forme des plis isoclinaux dont les flancs sont souvent sub-parallèles aux

corps dunitiques, et à la foliation, similaires aux descriptions de Nicolas et Boudier (1975) (Clague et al., 1985). L'ensemble foliation mantellique, veines d'orthopyroxénite, corps dunitiques et de chromites, ainsi que les granitoïdes sont orientés sub-NS et fortement pentés soit vers l'est, soit vers l'ouest, pour les massifs de Belmina et des Monts-Caribou (Fig.1.8). Les granitoïdes péralumineux à biotite et muscovite (Laurent et al., 1984 ; Clague et al., 1985), ont donné des âges interprétés comme des âges de refroidissement, de 469+/-4 à 470+/-5 Ma (Whitehead et al., 2000) et ~ 450 Ma (Laurent et al., 1984). Leurs rapports isotopiques, en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial, élevés et en $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des zircons ignés, faibles, soulignent une signature continentale, suggérant qu'ils correspondent aux produits de la fusion partielle des sédiments de la marge laurentienne, lors de l'obduction. D'autres intrusions relativement fraîches, de monzonite à quartz montrent des auréoles métamorphiques de lizardite déshydratée, transformée en antigorite, soulignant une mise en place dans une péridotite déjà serpentinisée.

Laurent et Hébert (1979) proposent deux épisodes de serpentinisation : un premier océanique, caractérisé par la formation de lizardite pervasive à une température de 315°C et un second, de plus basses températures, caractérisé par les veines de chrysotile et d'antigorite-brucite-magnétite, proche des zones de cisaillement, post-datant l'emplacement de l'ophiolite sur la marge continentale (Laurent et Hébert, 1979).

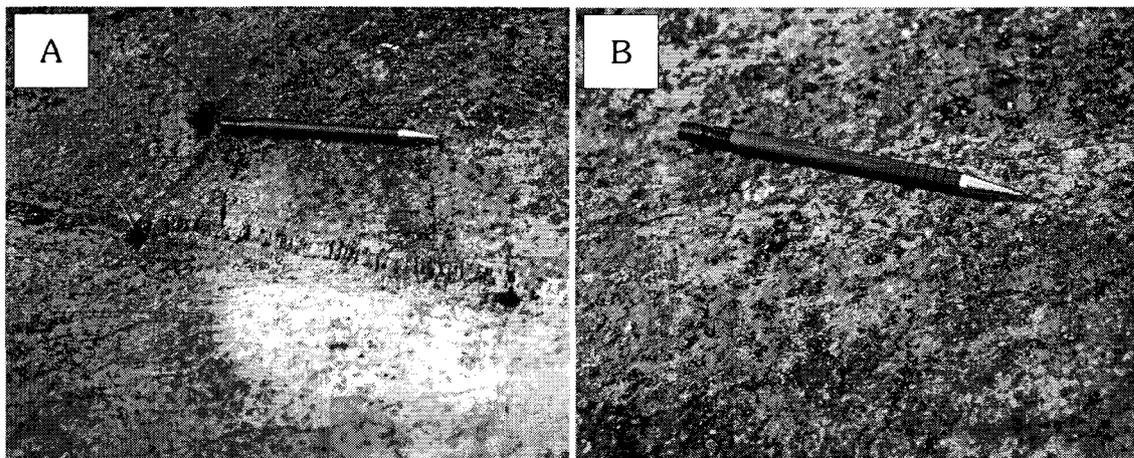


FIG. 1.11 A - Veine d'orthopyroxénite, au centre de la photo, dans la harzburgite du manteau, le crayon-mine fait 15 cm et souligne l'alignement des chromites ; B - Détail de la texture de la harzburgite tectonique à Thetford-Mines, le crayon-mine souligne toujours l'alignement des chromites.

Le Mobo

Le contact entre les unités crustales et mantelliques est un contact tectonique tardif, rétrochevauchant dans le secteur de Thetford-Mines et faille inverse acadienne dans le secteur

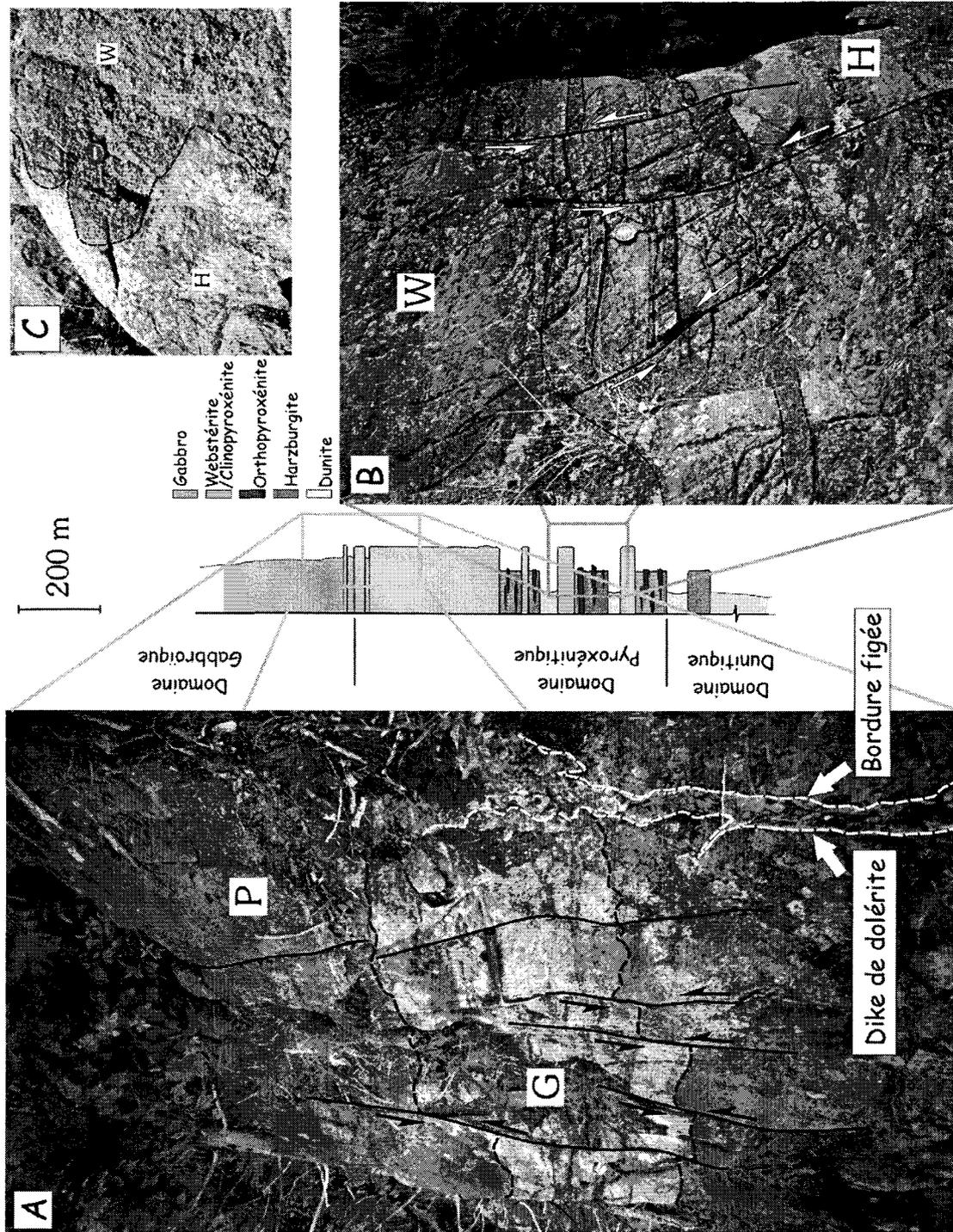
d'Asbestos (cf. Chapitre 3). Cependant, au niveau de la mine Reed Bélanger à Thetford-Mines, la transition roches mantelliques/dunités cumulatives, est une alternance de lits de dunite et de lits riches en pyroxènes (cpx+opx), parallèle aux chromites stratiformes, et parallèle aux contacts stratigraphiques principaux (dunite/pyroxénite) (Philippe Pagé, com. pers.) (Fig.1.8, RB sur la carte). Dans la mine Jeffrey à Asbestos, le même type d'alternance est observable.

Les roches de la croûte océanique

. Les unités crustales peuvent être séparées en trois zones à : dunitiques, pyroxénitiques et gabbroïques. Elles ont subi un métamorphisme océanique, général au grade amphibolitique à schiste-vert, sur l'ensemble de la ceinture ophiolitique (Beulac, 1982 ; Hébert, 1980 ; Hébert, 1983 ; Pagé, 1996 ; Turcotte, 1999). Ces unités sont préservées sur l'ensemble des trois complexes ophiolitiques, et montrent des variations latérales d'épaisseurs importantes. Sur le terrain, leurs relations ne sont cependant pas visibles partout. La séquence lithologique et l'ordre de cristallisation des phases minérales des cumulats, varient le long de la ceinture ophiolitique du Mont-Orford à Thetford-Mines, ainsi qu'à l'intérieur d'un même complexe, mais la séquence prédominante est, d'après Hébert et Laurent (1989): dunite, chromitite, wehrlite, clinopyroxénite et gabbro à hornblende. Nos observations suggèrent une séquence différente, en accord avec les observations de Church (1977): dunite à chromite, harzburgite, orthopyroxénite, webstérite, clinopyroxénite, gabbro à hornblende, dont la wehrlite est rare et en intrusion et la clinopyroxénite n'apparaît qu'au sommet de la zone à pyroxénite (cf. Chapitre 2). A l'interface entre la zone gabbroïque et les faciès effusifs, les plagiogranites océaniques, génétiquement liés à la suite ophiolitique, ont donné des âges U/Pb sur zircon de 478+/-3 et 480+/-2 Ma (Whitehead et al., 2000) et de 479+/-3 Ma (Dunning et Pedersen, 1988), interprétés comme des âges proches de la formation de la croûte océanique de Thetford-Mines.

La zone dunitique : Cette zone a une épaisseur, à Asbestos de 480 m, à Orford de 200 m (Laurent et al., 1979) et une épaisseur maximale de 500 m à Thetford-Mines. La partie inférieure de la zone dunitique consiste en un cycle cumulatif de dunite et de chromitite. Les lits d'olivine sont finement grenus et isomodaux, et peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, alors que les cumulus chromititiques ont des tailles centimétriques à décimétriques (RB localisation sur la Fig.1.8), un granoclassement normal à inverse. L'olivine, remplacée par la lizardite et la chrysotile, n'a pas une composition connue. Cependant, les

analyses des inclusions dans les chromites où elle apparaît fraîche, montrent qu'elle correspond à la forstérite (Fo₉₅) (Hébert et Laurent, 1989). La chromite est la plupart du temps en texture schlieren (AC, N et RB sur la Fig.1.8), ou litée formant des plis isoclinaux magmatiques (RB sur la Fig.1.8). Au sommet de cette zone dunitique, apparaissent des récurrences de harzburgites cumulatives (1 à 2 m d'épaisseur) dans les dunités clairement exposées sur le flanc nord de la colline Nadeau (Fig.1.12).



⇐ Fig.1.12 : Colonne stratigraphique du sommet de la zone dunitique à la base de la zone gabbroïque. A : passage de la zone gabbroïque à pyroxénitique, composé d'une alternance de gabbros fins à grenus et de pyroxénites (webstérites et clinopyroxénites), recoupée par un dyke de dolérite parallèle aux failles normales décimétriques, (cf. Chapitre 2). B : Zone pyroxénitique, alternance de lits de webstérites et de harzburgites cumulatives, décalée par des failles normales décimétriques, de même orientation que les premières. C : Contact harzburgite cumulative/webstérite. (Localisation sur la Fig.2.3)

La zone pyroxénitique : Quatre faciès pyroxénitiques principaux sont reconnaissables. Ces différents faciès sont de la base au sommet : harzburgite, orthopyroxénite, webstérite, +/- clinopyroxénite. Le secteur où cette zone pyroxénitique est la mieux exposée, se situe sur la colline Nadeau (Fig.1.12 localisation sur la Fig.2.3). Les faciès alternent avec la même orientation N130 en moyenne et fortement abrupte, décrivant une foliation de haute température (plis isoclinaux et en fourreaux, boudinage). Des bancs de webstérites de 1 à 5 m d'épaisseur, reviennent à intervalle irrégulier sans qu'il soit possible de se prononcer sur des cycles magmatiques ou des filons (dyke primaire ou filon couche) transposés dans la foliation de haute température (Figs 1.12B et 1.12C). Des niveaux de dunites (de 10 à 50 m d'épaisseur), viennent eux-aussi s'intercaler dans la zone pyroxénitique. De la base au sommet, cette séquence est caractérisée par la disparition progressive de l'olivine cumulative, puis par l'apparition de l'orthopyroxène (En70-80, souvent remplacé par la bastite), du clinopyroxène et enfin du plagioclase. Dans la partie supérieure de la zone pyroxénitique, des lits de 10 à 50 cm de webstérite alternent avec des lits de clinopyroxénite et de gabbros (Fig.1.12A). La puissance de cette zone varie de 100 à 1000 m à Thetford-Mines, atteint 200 m à Orford et seulement 70 m à Asbestos.

La zone gabbroïque : Aucune section complète de la zone gabbroïque n'est réellement exposée dans le secteur de Thetford-Mines. Le métamorphisme océanique au grade schiste-vert, atteint à la base de la section gabbroïque, le grade amphibolitique (Beulac, 1982 ; Hébert, 1980 ; Hébert, 1983 ; Pagé, 1996). Les roches gabbroïques montrent quatre phases cumulatives majeures : augite diopsidique, labradorite, hornblende et moins fréquemment l'orthopyroxène (Laurent et al., 1979). Les gabbros forment de lits de 10 cm à 1 m d'épaisseur de gabbros mafiques finement grenus à la base et évoluant vers le sommet à des gabbros grenus, massifs à lités, à hornblende, avec au sommet des leucogabbros. Les gabbros à la base, présentent une foliation de haute température soulignée par l'étirement des pyroxènes partiellement à entièrement amphibolitisés (ouralitisés) et des plagioclases souvent entièrement altérés (saussuritisés) (Beulac, 1982 ; Hébert, 1980 ; Hébert, 1983). Des structures de type « flaser-gabbros » sont observables à différents niveaux, que l'on peut observer plissées, rendu au

sommet du Mont-Adstock. Leur épaisseur est de 250 m à Asbestos, 500 m à Orford et 500 à 1200 m à Thetford-Mines.

Les roches intrusives

Les roches intrusives mineures du COTM jusqu'au COMO, étaient interprétées comme des complexes de sills (sills parallèles aux principaux contacts lithologiques, Laurent et Hébert, 1989). Sur le COTM, l'orientation des dykes de dolérites malgré des variations d'un secteur à un autre (sub-NS au sud du Massif d'Adstock, à N150 dans le secteur du Lac de l'Est, et N060-N070 sur le Mont-Adstock (localisation sur la Fig.1.8), sont sécants avec les différentes foliations (gabbroïque et pyroxénitique) observées sur le terrain. Cette relation de recoupement entre ces intrusions mineures et les différentes surface-repères permet d'avoir une nouvelle interprétation, et de montrer qu'il existe bel et bien un complexe filonien sur le COTM (cf. Chapitre 2, Fig.1.13). Ce complexe filonien a été observé en différents secteurs (Lac de l'Est, sud du Lac de l'Est, Mont-Adstock (rond blanc sur la Fig.1.8), lac à l'Argile et Butte à Tony, cf. ANNEXE IV).

Il est soit composé d'une alternance de dykes de micro-gabbros et de dolérites, avec de belles bordures figées (Fig.1.13), soit composé de dykes doléritiques, espacés tous les 30 à 50 cm, par un écran de gabbros.

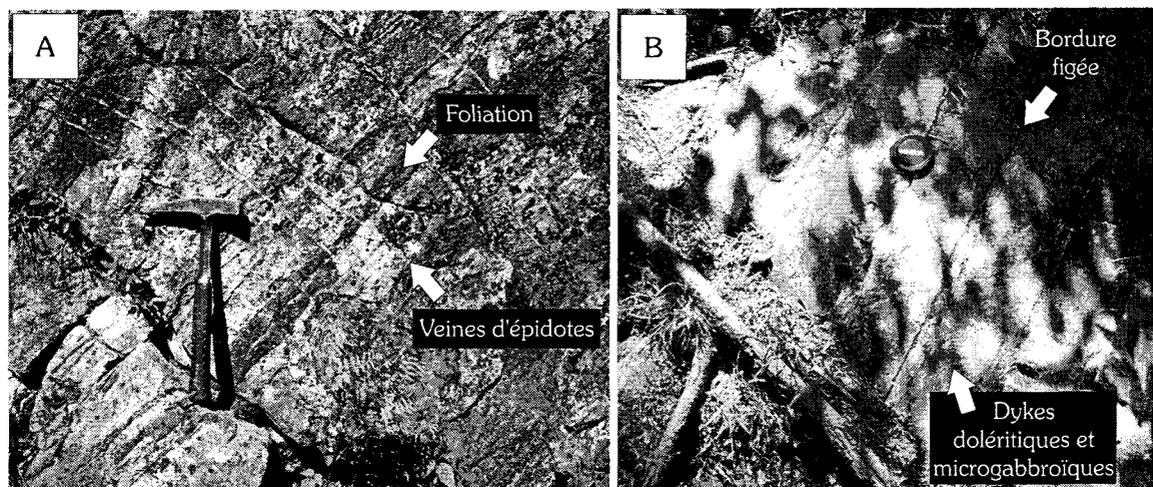


Fig.1.13 : A - Gabbros lités, orienté N100-110 sur le flanc sud du Mont-Adstock, recoupés par des veines d'épidote ; B - Complexe filonien sur le chemin de crête du Mont-Adstock. Les dykes sont parallèles aux veines d'épidote N060-N070, et sub-verticales.

Sur le Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, Rodrigue (1979) reconnaît un complexe d'intrusions mineures, épais de 1000 m, qu'il interprète comme un complexe de sills

de 0,3 à 3 m d'épaisseur, avec une orientation N012E en moyenne. Ce complexe de sills a une composition tholéïtite, riche en TiO_2 à pauvre en TiO_2 .

Les roches effusives

Les faciès effusifs ont alimenté de nombreuses discussions au cours des différentes études car leur pétrologie et leur géochimie permettaient une caractérisation de l'environnement géodynamique des complexes ophiolitiques du sud du Québec. Sur l'ensemble des massifs ophiolitiques, les roches volcaniques sont spilitisées.

Pour Thetford-Mines, et Asbestos, deux unités volcaniques distinctes ont été définies, dans le secteur du Lac de l'Est (Laurent et Hébert, 1977 ; Hébert, 1983) et dans le secteur du Mont-Ham (Hébert, 1980) : une unité composée de metabasaltes massifs et en coussins à texture variolitique et globulitique, à phénocristaux d'olivine et de plagioclase, accompagnés de brèches autoclastiques et une seconde unité composée de métaandésites massives et en coussins, accompagnées de leur cortège de brèches autoclastiques, d'agglomérats polyclastiques, de tufs volcaniques et de brèches polygéniques, de pélites et d'argilites rouges (Laurent et Hébert, 1977). Nos travaux détaillés dans le Chapitre 4, montrent qu'une partie de la seconde unité volcanique, certainement à partir des agglomérats polyclastiques ou des brèches polygéniques, décrits par Laurent et Hébert (1977), constitue une unité volcano-sédimentaire, post-datant l'histoire pré-obduction de l'ophiolite, et appartenant au Mélange de St.-Daniel sus-jacent.

Comme le mentionneront Oshin et Crocket (1986), il existe deux types de laves dans le secteur du Lac de l'Est à Thetford-Mines, l'une, [riche à pauvre] en TiO_2 et [pauvre] en MgO , correspondant à des tholéïtes et des boninites et une seconde, [pauvre] en TiO_2 et [riche] en MgO , correspondant à des boninites (Laurent et Hébert, 1989; Oshin et Crocket, 1986). Ces deux séquences de laves sont interdigitées, sans rupture stratigraphique ou tectonique (Oshin et Crocket, 1986). Nos observations pourraient aller dans le même sens, où sur une coupe d'environ 1500 m dans les laves situées au sud du Mont-Adstock, nous avons observé deux types de coussins de laves en alternance : des coussins de petites tailles (0,5 m environ d'épaisseur), pouvant correspondre aux laves à tendance tholéïtiques et des coussins plus volumineux (de 1 à 1,5 m d'épaisseur), plus felsiques, pouvant correspondre aux laves boninitiques. Cet ensemble volcanique est accompagné de brèches hyaloclastiques, autoclastiques et pyroclastiques (Figs 1.14A et 1.14B). Sur toute la section, les polarités

déterminées à partir des pédoncules de laves en coussins ont une orientation constante N050 en moyenne et sont fortement pentées vers le SE. Sur la base de ces observations, Church (1987), suggère que ces roches volcaniques tholéïtiques et boninitiques se sont formées dans un même environnement tectonique, et si celles tholéïtiques correspondent à un environnement de type Arc, alors celles pauvres en TiO_2 , correspondant à des boninites issues d'un milieu fortement hydraté, correspondent à un environnement avant-arc plutôt qu'arrière-arc (Oshin et Crocket, 1986 ; Olive et al., 1997).

Sur le Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, Rodrigue (1979) définit une unité volcanique inférieure, composée de laves massives et en coussins, tholéïtiques et tholéïtiques à olivine, et des brèches autoclastiques de 400 m d'épaisseur, et une unité volcanique supérieure, composée de laves en coussins vésiculaires, et des brèches et des tufs pyroclastiques, tholéïtiques. Ces deux unités sont séparées par une argilite siliceuse rouge.

Huot et al., (2002) montrent une évolution tectono-magmatique du COMO en trois étapes, à partir de trois signatures géochimiques différentes correspondant à : (1) des tholéïtes appauvries en terres rares légères, correspondant à la partie crustale intrusive, au complexe de dykes et à une partie de l'unité volcanique inférieure, qu'ils interprètent comme représentant un arc insulaire océanique immature ; (2) des intrusions de rhyolites, génétiquement liées à des dykes felsiques, pauvres en TiO_2 , similaires à des boninites, qu'ils interprètent comme une période d'extension et d'érosion de l'arc, en domaine avant-arc et (3) des tholéïtes d'arc et des basaltes enrichis, correspondant à une partie de la section intrusive, aux roches volcaniques supérieures et à des dykes tardifs, qu'ils interprètent comme une ouverture arrière-arc, rejoignant les résultats de Laurent et Hébert (1989).

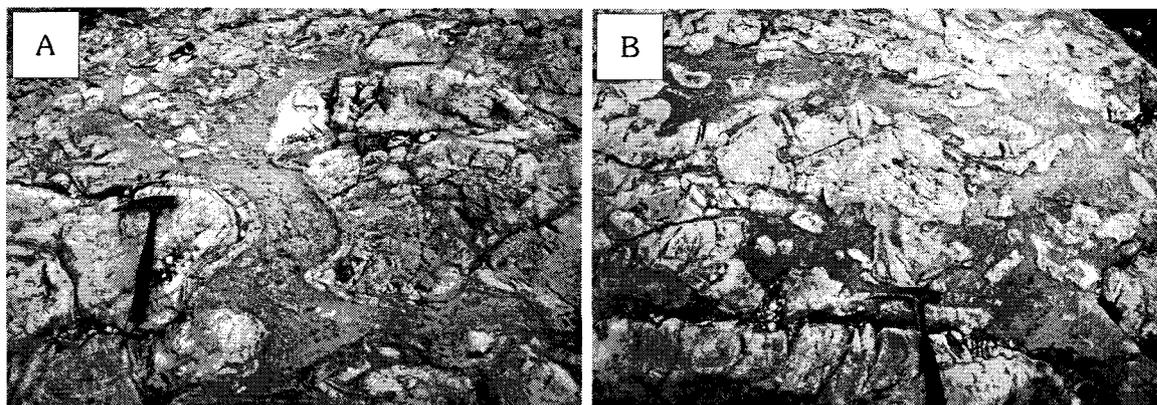


Fig.1.14 : A - Laves en coussin, recoupées par une intrusion magmatique se bréchifiant au sommet;
B - Brèches hyoclastiques (secteur sud du Mont-Adstock).

B. Le Mélange de Saint-Daniel

Le Mélange de Saint-Daniel (MSD) est un terme introduit par Cousineau (1990), reprenant le terme de Complexe de Saint-Daniel (Lamothe, 1981) et le terme de Formation de Saint-Daniel (St-Julien, 1970; St-Julien et Hubert, 1975). Le MSD est situé le long de la ligne Baie-Verte-Brompton, et apparaît sur les flancs est et ouest du Synclinorium de Saint-Victor (de Römer, 1985 ; Tremblay et St-Julien, 1990). Pour Church (1977), Dérosier (1971), Hébert (1983), St-Julien (1987) et Williams et St-Julien (1982), le MSD repose sur les massifs ophiolitiques.

Le MSD forme une unité sédimentaire, continue sur plusieurs centaines de kilomètres, et il est définie comme une unité contenant des complexités stratigraphiques et structurales, résultats de processus olistostromaux et tectoniques (Cousineau, 1990). Cousineau et St-Julien (1992), l'interprètent comme représentant un complexe d'accrétion (complexe de subduction), incorporant au fur et à mesure de sa formation les divers épisodes tectoniques taconiens, expliquant les divers assemblages lithologiques le composant (assemblages à fragments ophiolitiques, à fragments du Groupe de Magog et à fragments de marge continentale). Sur la base de similitudes lithologiques et structurales, Cousineau et St-Julien (1992) le décomposent en quatre assemblages lithologiques distincts, chacun séparé par une faille, et disposés de la base au sommet en: (1) un assemblage à argilites vertes et noires, (2) un assemblage à argilites noires à cailloux, (3) un assemblage à fragments du Groupe de Magog, et (4) un assemblage à fragments de roches de la marge (du Groupe de Caldwell) (Fig.1.15A).

L'assemblage (1) représente des sédiments pélagiques, démembrés au-dessus de la croûte subduite et accrétés dans un complexe d'accrétion (complexe de subduction). La déformation chevauchante et les pressions lithostatiques dans ce complexe de subduction, induisent du cisaillement interne et des glissements superficiels, qui auront pour conséquence de tronquer localement la stratification, afin de produire des unités démembrées, des coulées de débris et des séquences re-sédimentées. Tous les assemblages sont ainsi déformés à répétition. Des boues s'introduisent préférentiellement le long de plans de failles, formant un assemblage (2), interprété comme des volcans de boues. Le volcanisme explosif et l'érosion d'un arc magmatique qui a évolué en un complexe microcontinental, produit des sédiments volcanogéniques qui remplissent des bassins d'avant-arc d'accrétion où se sont formés les assemblages (3) (Cousineau et St-Julien, 1992). Avec l'augmentation de l'intensité de la

collision, les unités de la marge passive, les ophiolites, des lambeaux de mélanges d'ophiolites (mélange ophiolitique de la Rivière des Plante), et des lambeaux d'arc volcanique (Volcanites de Ware) sont incorporés au complexe d'accrétion. Enfin, le chevauchement hors-séquence des unités du Groupe du Caldwell, transportant l'ophiolite, crée des sommets qui seront partiellement érodés pour donner l'assemblage (4) (Cousineau et St-Julien, 1992).

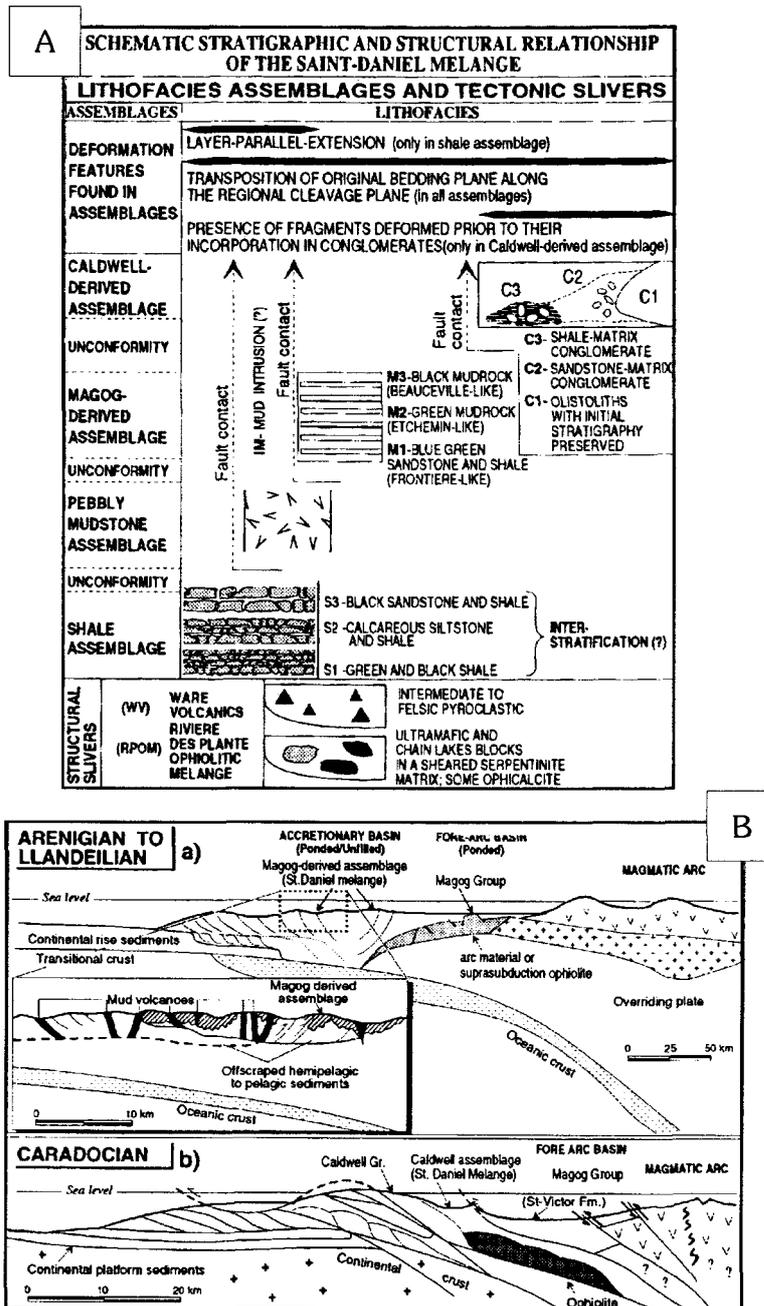


Fig.1.15 : A - Organisation stratigraphique et structurale du MSD ;
B - Contexte géodynamique de sa formation, d'après Cousineau et St-Julien, 1992.

Au final, la déformation de tous ces assemblages se poursuivra pendant toute l'orogénie taconienne, et sera accentuée par l'orogénie acadienne (Cousineau et St-Julien, 1992) (Fig.1.15B).

Les analyses sédimentaires et structurales du Mélange de Saint-Daniel, dans le secteur de Thetford-Mines et étendues au sud du Québec, exposées dans le chapitre 4, sont différentes des celles de Cousineau et St-Julien (1994). Nous interprétons le Mélange de Saint-Daniel comme une formation sédimentaire, d'âge taconienne, composée de quatre unités distinctes, constituant une séquence sédimentaire transportée, sur le dos des ophiolites, enregistrant le soulèvement de la marge au moment de l'obduction. La déformation enregistrée par le MSD est tardive, et composée de deux schistosités ardoisières, l'une attribuée à la période rétrochevauchante siluro-dévonienne et la seconde, attribuée au serrage Acadien.

C. Le Groupe de Magog

D'une épaisseur de 10 km, le Groupe de Magog est une séquence principalement de flysch surmontant le Mélange de Saint-Daniel au cœur du Synclinorium de Saint-Victor. Cousineau et St-Julien (1994), l'organisent suivant quatre formations distinctes, de la base vers le sommet : (1) la Formation de Frontière, (2) la Formation d'Etchemin, (3) la Formation de Beauceville et (4) la Formation de Saint-Victor (Fig.1.16A).

- (1) Les relations entre la Formation de Frontière et les unités sous- (le Mélange de Saint-Daniel) et sus-jacentes (la Formation d'Etchemin), sont incertaines (Cousineau, 1984). Béland (1957) avait classé une partie de cette lithologie dans le Siluro-dévonien (Groupe de St.-Francis), de la ceinture de Gaspé. Elle est composée d'une alternance de grès granoclassés, lithiques (wacke), de 10 à 30 cm d'épaisseur et d'argilites noires à vertes. Cousineau et St-Julien (1994), et Cousineau (1990), interprètent cette Formation de Frontière comme les produits de l'érosion d'un arc volcanique, à partir de l'analyse pétrographique du contenu détritique des grès (Diagramme QFL de Dickinson, 1983), qui montre des sources d'apport bimodales entre un arc volcanique et les produits d'un orogène recyclé.
- (2) La Formation d'Etchemin, à partir des relations structurales, se situe stratigraphiquement sous la Formation de Beauceville (Cousineau, 1984). Cette formation est constituée d'un schiste ardoisier argileux, rouge-vert à violacé, parfois

gréseux et de produits volcanoclastiques verts, granoclassés, semblables à ceux de la Formation de Beauceville. Elle est interprétée comme des dépôts pyroclastiques, et des boues siliceuses du sommet de la série de sédiments pélagiques à hémipélagiques, relatif à du volcanisme sur-saturé en silice.

- (3) La Formation de Beauceville est en contact stratigraphique (discordance angulaire) avec le Mélange de Saint-Daniel au sud de Thetford-Mines (St-Julien, 1970), et Cousineau (1984) souligne l'absence de déformation à ce contact, dans le secteur de St-Georges-de-Beauce. En revanche, la Formation de Beauceville est en contact tectonique probable avec la formation de Frontière, et repose sous la Formation de St-Victor et sur la Formation d'Etchemin (Cousineau, 1984). Cette formation est constituée d'une argilite noire pyriteuse (schiste ardoisier argileux), en lits centimétriques à décimétriques, interstratifiée dans des volcanoclastites noires (tuf à cristaux à tuf à lapili à la base), en lits centimétriques à décimétriques et des grès noirs, en lits décimétriques. Les grès sont restreints à la base de la formation. Cette formation est interprétée comme étant des coulées sous-marines pyroclastiques et re-sédimentées (Cousineau, 1990), accompagnée par le dépôt de cendres fines, dans un milieu calme, sans apport terrigène important. Elle serait dans une position plus distale dans le bassin que la Formation de Frontière. Cette formation est fossilifère, et contient des graptolites de la zone de *Nemagraptus gracilis* et *Diplograptus multidentis* qui lui confèrent un âge tardi-Llandeilien à Caradocien précoce, soit la base de Ordovicien moyen (Riva, 1974).
- (4) La formation de Saint-Victor est la principale formation avec une épaisseur estimée de 7000 m. C'est une formation turbiditique, composée d'une alternance de schistes argilo-silteux noirs et de grès moyens lithiques (wacke), en lits centimétriques à décimétriques. Cette alternance contient des récurrences de conglomérats volcanoclastiques, de 2 à 10 m d'épaisseur, similaires à celles de la Formation de Beauceville. Les sources de cette formation sont des sources silico-clastiques et volcano-felsiques (Cousineau, 1990) et l'analyse pétrologique des grès montre qu'elle provient des produits d'un orogène recyclé (érosion des unités taconiennes et présence d'une source volcanique proche). Cousineau (1990) en conclut que ces dépôts sont le résultat de la surrection du prisme d'accrétion (Mélange de Saint-Daniel) à l'ouest et

d'un arc volcanique à l'est. Cette formation est aussi fossilifère, contenant la zone à graptolites : *Diplograptus multidentis*, lui conférant un âge Ordovicien moyen (Riva, 1974).

Le Groupe de Magog correspond au remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-arc (Fig.1.16B).

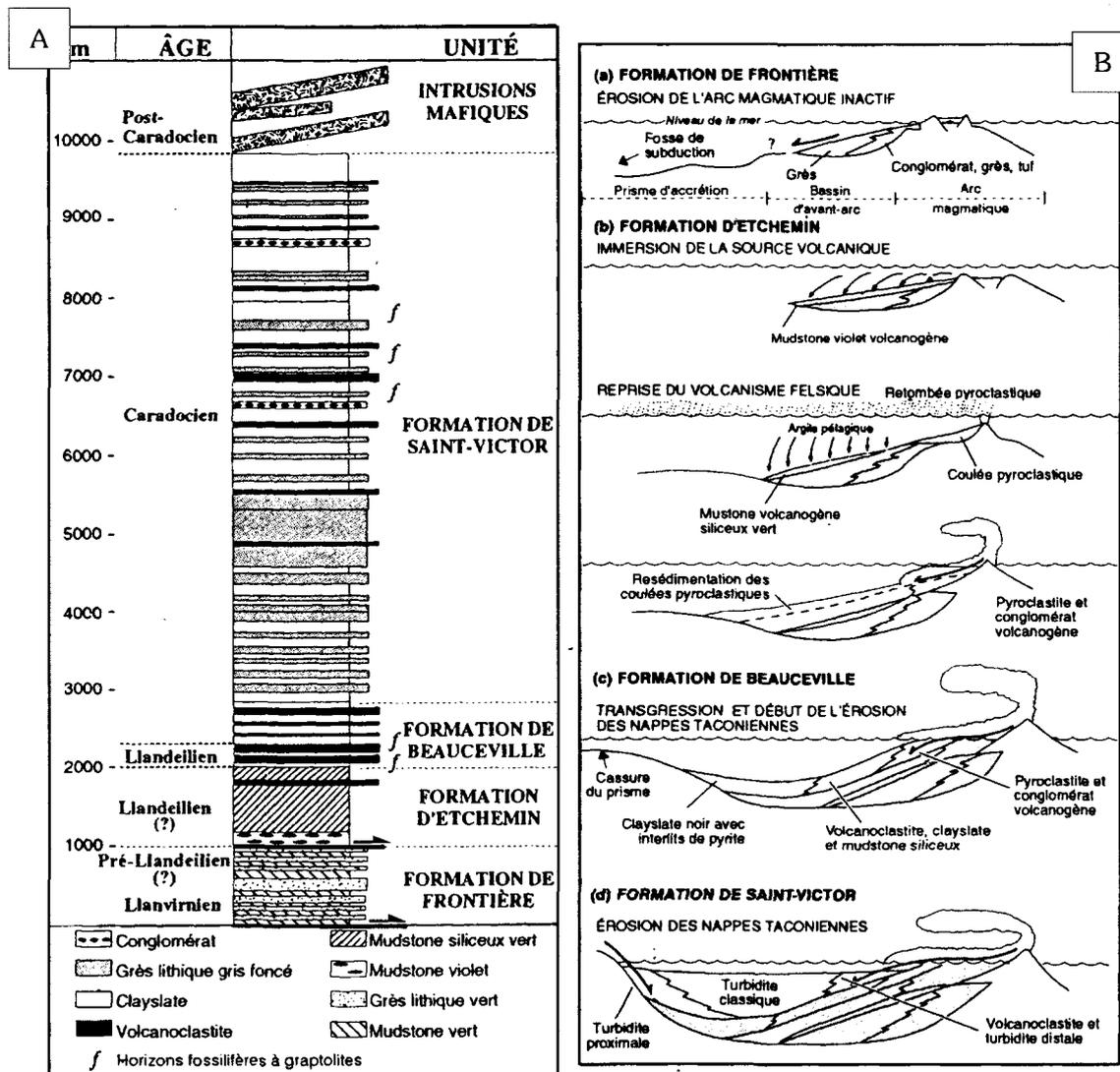


Fig.1.16 : A - Colonne stratigraphique du Groupe de Magog ; B - Contexte géodynamique de sa formation, dans le secteur de St.-Georges de Beauce, d'après Cousineau et St-Julien, 1994.

D. Le complexe d'Ascot

Le terme de Complexe d'Ascot est introduit par Tremblay et St-Julien (1990) pour désigner une séquence volcano-sédimentaire, connue sous le nom de Formation d'Ascot (St-Julien et Lamarche, 1965), en contact tectonique avec toutes les unités adjacentes. Tremblay

(1989) subdivise le Complexe d'Ascot en trois domaines lithotectoniques et géochimiques différents (Tremblay et al., 1989), séparés par des phyllades chaotiques corrélées avec le Mélange de Saint-Daniel. Ces trois domaines sont : (1) le domaine de Sherbrooke, (2) le domaine d'Eustis et (3) le domaine de Stoke (Fig.1.17).

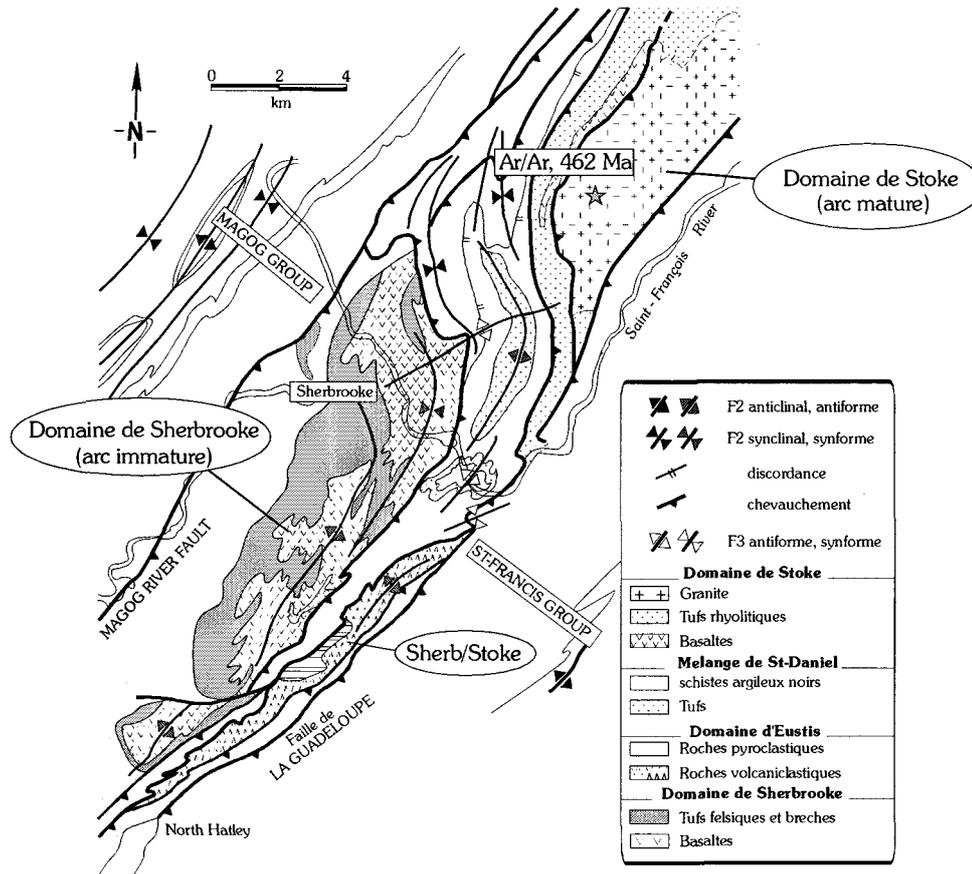


Fig.1.17 : Carte du Complexe d'Ascot au niveau de la ville de Sherbrooke, avec localisation de l'âge de 462 Ma (Tremblay et al., 2000), et les différentes signatures géochimiques des différents domaines du Complexe (Tremblay et al., 1989), modifiée de Tremblay et al., 2000.

- (1) le *Domaine de Sherbrooke* est composé à 50% de matériel felsique (brèches pyroclastiques, tufs aphanitiques) et mafique (laves vésiculaires à amygdalaires en coussins essentiellement surmontés de tufs mafiques). L'analyse géochimique des laves montre des signatures tholéiitiques à boninitiques, interprétées comme correspondant à une activité d'arc immature (Tremblay et al., 1989). Ces laves felsiques ont donné un âge U/Pb, de $441 \pm 7 / -12$ (David et al., 1993).
- (2) le *Domaine d'Eustis* est composé principalement de schistes à quartz, plagioclase, séricite et chlorite correspondant à des conglomérats volcanoclastiques, de schistes à quartz et

séricite et de roches felsiques pyroclastiques. La fraction détritique importante des roches du Domaine d'Eustis perturbe la signature géochimique qui est intermédiaire entre celle du Domaine de Sherbrooke et du Domaine de Stoke (Tremblay et al. 1989), (3) le *Domaine de Stoke* est composé de roches felsiques porphyriques, de roches pyroclastiques à grains fins, de composition rhyolitique et de roches volcaniques mafiques en coussins. Les roches volcanoclastiques sont associées à une intrusion granitique, considérée comme l'équivalent plutonique des roches extrusives (de Römer 1985 ; Tremblay et al. 1994). Cette intrusion granitique a donné un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 460.6 +/-1.1 Ma (Tremblay et al., 2000), alors que les roches volcaniques ont donné un âge U/Pb de 460 +/-3 Ma (David et al., 1993). La signature géochimique du Domaine de Stoke montre un magma-source enrichi, contaminé par une composante continentale, interprétée comme l'évolution d'un arc mature (Tremblay et al. 1989).

1.2.3.4. Le Synclinorium de Connecticut-Vallée-Gaspé

Dans le sud du Québec, les roches siluro-dévonniennes appartenant au Synclinorium du Connecticut-Vallée-Gaspé, peuvent être divisées en deux secteurs : le secteur nord et le secteur sud, de la faille de la Guadeloupe (Slivitzky et St-Julien, 1987) (Fig.1.6).

Les roches situées au nord de la faille de La Guadeloupe, et au sud du Synclinorium de St.-Victor, constituent le Groupe de Glenbrooke, composé des conglomérats et grès de la Formation de Pearsley Pond (60 m), des schistes silto-argileux calcareux de la Formation de Glenbrooke (550 m) et des calcaires de la Formation Sargent Bay (150 m). Les roches situées au nord de la faille de La Guadeloupe et au nord du Synclinorium de St.-Victor, sont composées des Formations du Lac Aylmer (1200m), de Lambton (1100m) et d'Ayers Cliff.

Les roches situés au sud de la Faille de Guadeloupe, constituent le Groupe de St.-Francis, composé des conglomérats, des calcaires et des schistes argileux de la formation de Lambton (1300 m), des calcaires argileux et des schistes argileux calcareux de la formation d'Ayers Cliff, et des grès, des schistes argileux et des ardoises de la formation de Compton (Slivitzky et St-Julien, 1987).

Dans notre secteur d'étude, les formations adjacentes au sud de Thetford-Mines sont celles du Lac Aylmer et de Lambton, dont une faune de brachiopodes, lui confère un âge pridolien (Boucot et Drapeau, 1968). Ces séries sédimentaires, reposent en discordance sur les

roches du Groupe de Magog pour la Formation de Aylmer et sur le Complexe d'Ascot pour la Formation de Lambton, rattachée à la perturbation Salinique (Boucot, 1962). Ces deux formations constituent des séquences positives, évoluant de la base au sommet, de conglomérats, à des grès et silts vers des carbonates et des silicoclastites à grains fins. Localement, des calcaires récifaux se sont développés (Lavoie et Bourque, 1992). L'analyse des clastes des conglomérats à la base montrent qu'ils ont été alimentés par l'érosion du Complexe d'Ascot, qui devait certainement constitué un niveau émergé.

1.4. GEOMETRIE DES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC

Même si le style et les relations structurales de surface, des grands ensembles lithologiques des Appalaches québécoises sont connus (Castonguay et al., 2001c ; Colpron, 1990 ; Osberg, 1978; Charbonneau et St-Julien, 1981 ; Lebel et Kirwood, 1998 ; Tremblay et Pinet, 1994a, 1994b ; Pinet et Tremblay, 1995a ; Pinet et al., 1996a, 1996b ; St-Julien et Hubert, 1975), le détail chronologique et la séquence de formation du prisme orogénique sont peu contraintes. Aucune formation sédimentaire d'épaisseur assez importante et constante qui puisse servir de niveau repère, ne permet d'illustrer et contraindre en profondeur la géométrie des structures tectoniques. Cette géométrie est cependant interprétée à partir des profils de sismique réflexion et réfraction, disponibles des Basses-Terres du St-Laurent jusqu'à la frontière Québec-Maine.

Six profils sismiques traversent le sud du Québec. Trois sont des profils de sismique réflexion (lignes M2001, M2002 et M2003), acquis par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ, 1978 ; Séguin, 1982 ; St-Julien et al., 1983), alors que les trois autres, sont deux profils de sismique réflexion (lignes QM1 et QM2) et un profil de sismique réfraction (ligne 3 du Transect Québec-Maine, Spencer et al., 1989), acquis de 1983 à 1984 par la Commission Géologique du Canada.

Les profils sismiques, intéressant notre zone d'étude sont localisés sur la Fig.1.18. Il s'agit du profil sismique M2001, QM1 et QM2, et du profil de sismique réfraction (*noté Grand Angle*). Les profils structuraux de A à D, disponibles dans la littérature, sont aussi localisés sur cette Fig.1.18.

Plus au sud de notre secteur d'étude, un profil gravimétrique, perpendiculaire aux structures tectoniques majeures montre l'allure de l'anomalie de Bouguer dans le sud du Québec (Fig.1.18), modélisée par Séguin (1982) et par Kumerapeli et al. (1981).

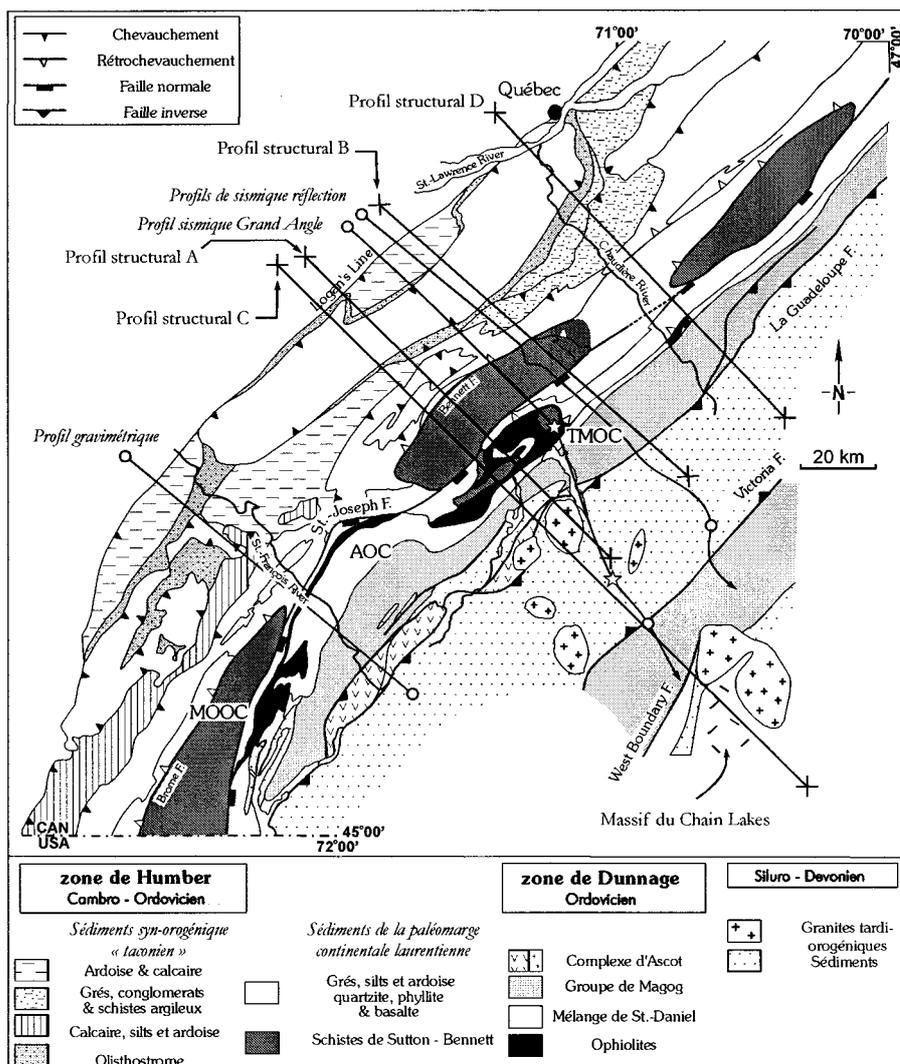


Fig.1.18 : Carte géologique du sud du Québec (modifiée d'après Tremblay et Castonguay, 2002) et localisation des profils structuraux de la Fig.1.20, et des profils de sismique réflexion, réfraction et gravimétrique dans le sud du Québec de la Fig.1.19.

Les profils géophysiques et les profils structuraux dans le sud du Québec

Le profil de sismique réflexion 2001 (Fig.1.19C), est long d'environ 150 Km des Basses-Terres du St.-Laurent jusqu'au Massif du Chain Lakes, à la frontière avec le Maine. Il peut être découpé en quatre zones distinctes :

- (1) de la Ligne Logan (LL) à la Faille Richardson (RF) (Fig.1.19C), sur lequel on observe :
 - (i) des réflecteurs ayant une même orientation et faiblement pentés vers le SE,

interprétée comme une zone d'imbrication d'écailles tectoniques allant vers le N-NO, correspondant à la période taconienne (St-Julien et al., 1983), et (ii) l'interface socle-tégument de socle, qui descend progressivement vers le SE, avec un angle de 10° . Le socle est découpé par des failles normales, interprétées comme liées à l'ouverture de Iapétus (St-Julien et al., 1983) (Fig.1.19C et Fig.1.20 - profils A,B,C et D).

- (2) de la Faille Richardson (RF) à la Ligne Baie-Verte-Brompton (BBL), sur laquelle on peut observer : (i) que les réflecteurs sismiques supérieurs forment une voûte anticlinale, et qui avaient été interprétés comme des plis couchés vers le cœur de la chaîne (St-Julien et Hubert, 1975 ; St-Julien et al., 1983) (Fig.1.19C et Fig.1.20 A et B), et qui correspondent à la Faille Bennett rétrochevauchante et aux plis qui lui sont associés (Tremblay et Pinet, 1994a ; Pinet et Tremblay, 1995a ; Pinet et al., 1996a ; 1996b ; Tremblay et Castonguay, 2002 ; Castonguay et Tremblay, 2003) (Fig.1.19C et Fig.1.20 C et D), (ii) et qu'en profondeur, des réflecteurs semblent suggérer des duplex de socle ? ou de son tégument ? (roches métavolcaniques de la paléo-marge laurentienne ou feuillet de serpentinite) (Séguin, 1982 ; St-Julien et Hubert, 1975 ; St-Julien et al., 1983) (Fig.1.19C et Fig.1.20 A et B).
- (3) la troisième zone entre la BBL et la Faille de La Guadeloupe, correspondant à la zone de Dunnage, est la plus chaotique. Les réflecteurs sismiques n'ont pas une orientation préférentielle, et les seules roches ayant une signature sismique sont les parties volcano-sédimentaires du Groupe de Magog (St-Julien et al., 1983). La BLL est elle-aussi peut marquer, on remarque cependant que de part et d'autre, les quelques réflecteurs existants n'ont pas la même orientation. En revanche, le chevauchement acadien de la Faille de La Guadeloupe est bien marqué, avec un angle idéal proche des 30° (Séguin, 1982) (Fig.1.19C et Fig.1.20 A, B et C).
- (4) Enfin dans la dernière zone, à partir de la faille de La Guadeloupe au Massif du Chain Lakes (CL), les réflecteurs sismiques superficiels ont été interprétés comme correspondant aux roches méta-volcaniques du Complexe d'Ascot (St-Julien et al., 1983) (Fig.1.19C et Fig.1.20 A, B et C). Sur la partie est de cette zone, les Failles de Victoria (VF) et de la Bordure Ouest (WBF : West Boundary) sont pentées vers le NW (Fig.1.19C et Fig.1.20C).

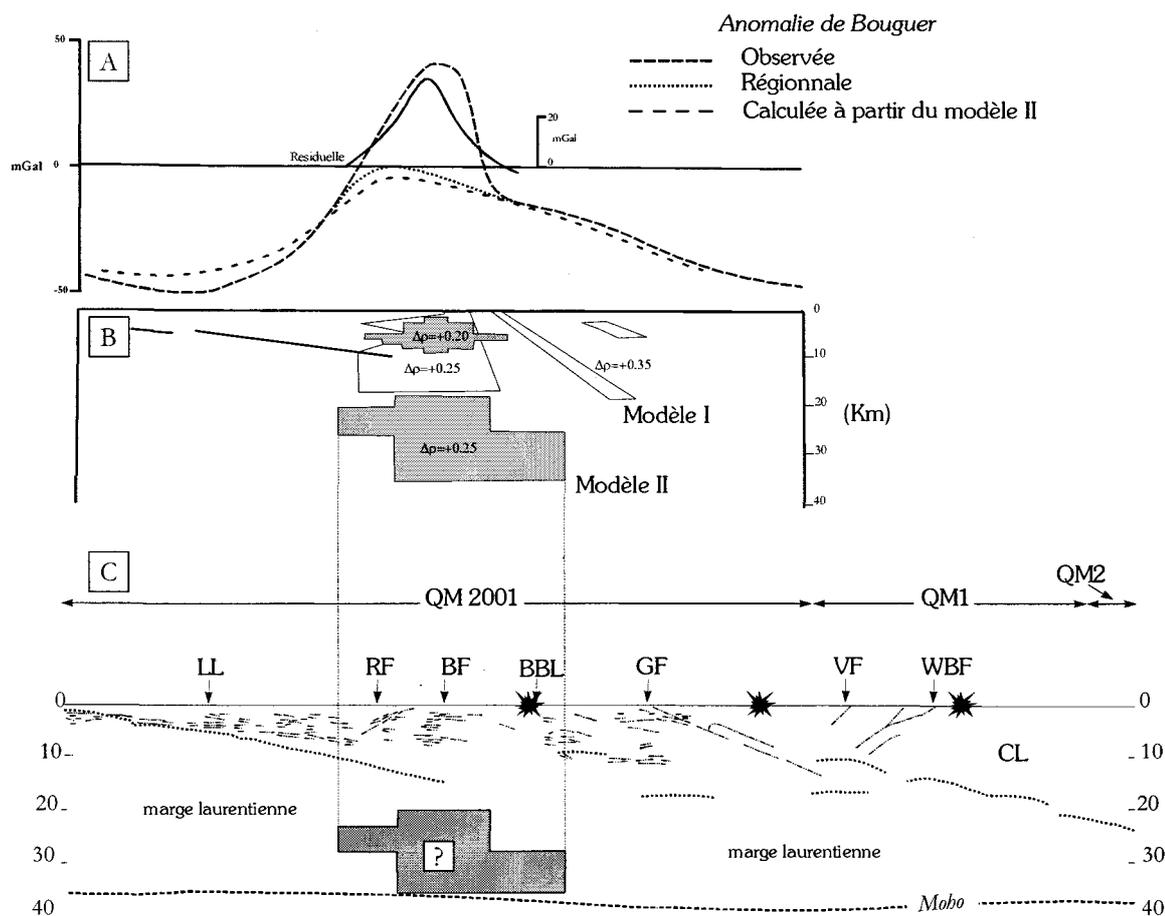


Fig.1.19 : A - Anomalie de Bouguer dans le sud des Appalaches du Québec ; B - Modèles calculés pour l'anomalie de Bouguer, modèle I d'après Séguin, 1982, modèle II d'après Kumerapeli et al., 1981 ; C - Compilation des réflecteurs de sismiques réflexions (ligne sismique 2001) et de sismiques réfractions (Spencer et al., 1989). LL : ligne Logan, RF : Faille Richardson, BF : Faille Bennett ; BBL : Ligne Baie-Verte-Brompton, GF : Faille de La Guadeloupe, VF : Faille Victoria, WBF : Faille de la bordure Ouest (West Boundary). Les explosions correspondent aux points de tir.

Sur la Fig.1.19, les réflecteurs sismiques en gras correspondent aux réflecteurs profonds identifiés par Spencer et al. (1989), à partir du traitement de la sismique réfraction. Sur l'ensemble du profil en profondeur, Spencer et al. (1989) montrent que la vitesse sismique est la même, ce qui impliquerait que la marge laurentienne pourrait se prolonger jusque sous le massif du Chain Lakes. Dans la partie supérieur du profil, la vitesse sismique établie pour le massif du Chain Lakes se prolonge jusqu'à la BBL (Fig.1.19C), ce qui suggèrent l'interprétation que le Massif du Chain Lakes serait allochtone au-dessus de la marge laurentienne.

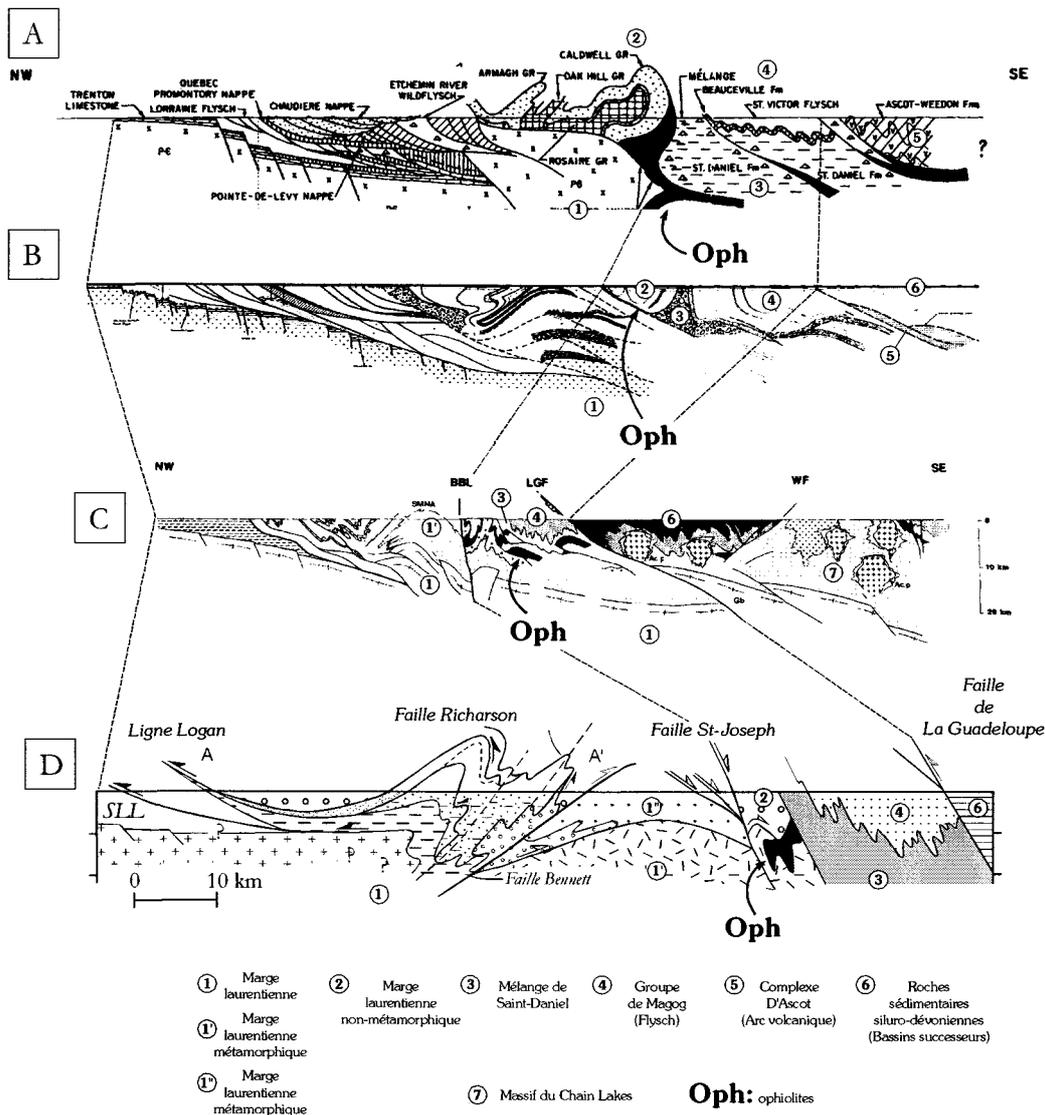


Fig.1.20 : A - Coupe géologique à travers le sud du Québec, d'après St-Julien et Hubert, (1975) ; B - Interprétation géologique du profil de sismique réflexion, d'après St-Julien et al., 1983 ; C - Coupe géologique interprétative du sud du Québec jusqu'à la frontière canado-américaine, passant pas le Massif du Chain Lakes, d'après Pinet et Tremblay, 1995a ; D - Coupe géologique du sud du Québec, d'après Tremblay et Castonguay, 2002. Les profils sont localisés sur la Fig.1.18

L'anomalie de Bouguer positive de +50mgal, se situe au-dessus de la zone de Humber interne, au niveau de la Faille Bennett (BF) (Fig.1.19A et Fig.1.19C), peut être suivie de la Nouvelle-Angleterre jusqu'en Gaspésie. Deux modélisations ont apporté des conclusions différentes. Pour Séguin (1982), cette anomalie positive est la conséquence de la superposition de roches volcaniques de la paléomarge laurentienne, entraînant des contrastes de densité dans les parties supérieurs de la croûte continentale (≥ 15 Km) (Fig.1.19B, modèle I en gris clair).

En revanche, Kumerapeli et al. (1981) suggèrent une anomalie positive, résultat de la combinaison de deux sources denses : l'une en surface comme le propose Séguin et une seconde en profondeur, proche du Moho. Ces auteurs proposent qu'un tel contraste de densité, peut être l'expression de l'accumulation de magmas hérités de l'ouverture de l'océan Iapétus, au niveau du point-triple de la région des Monts-Sutton (Burke et Dewey, 1973 ; Kumerapeli, 1974).



CHAPITRE 2:
FOREARC EXTENSION AND SEAFLOOR SPREADING IN THE THETFORD
MINES OPHIOLITE COMPLEX

Jean-Michel Schroetter*, Philippe Pagé*, Jean H. Bédard**, Alain Tremblay*** and Valérie Bécu*

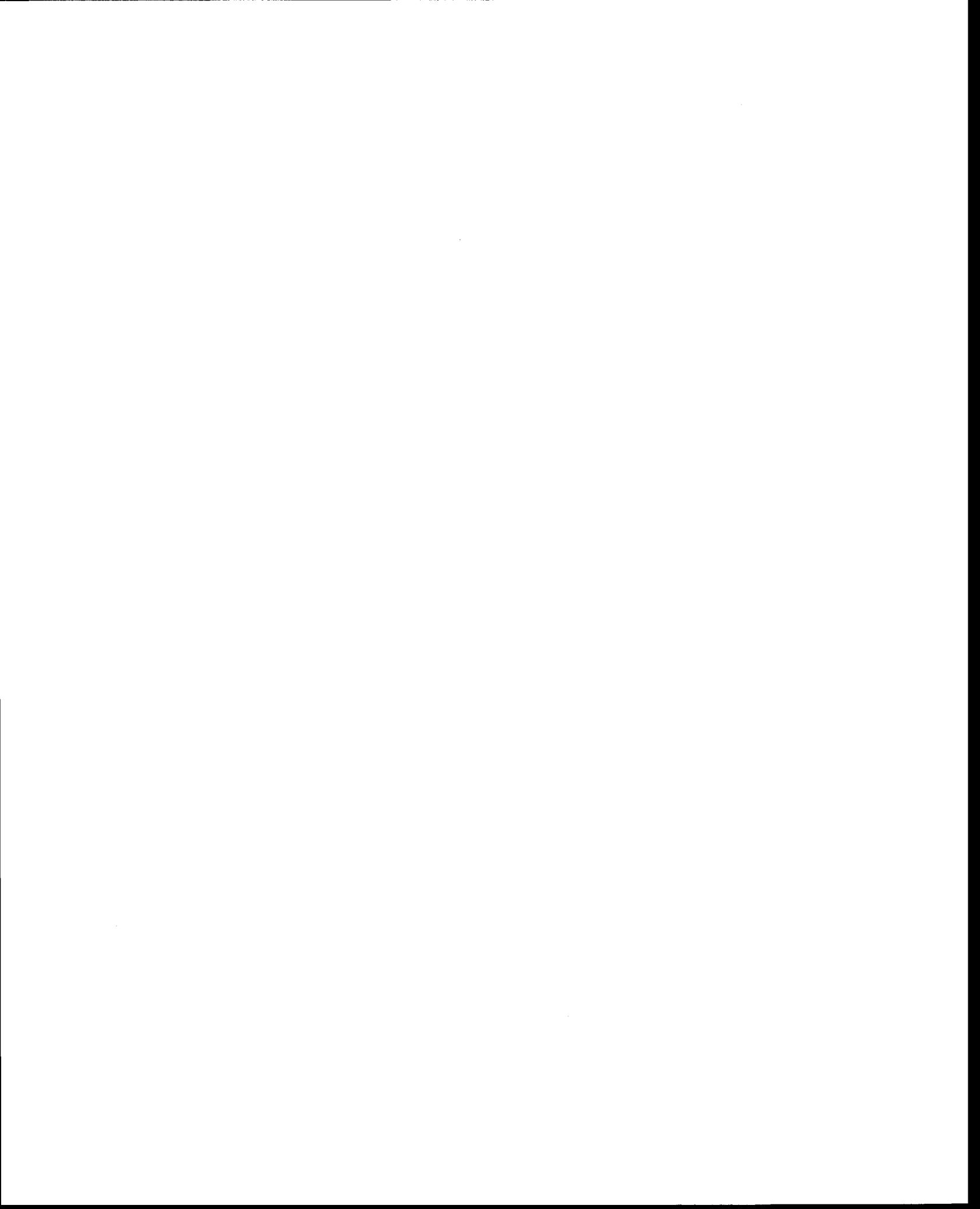
Publication pour un : Volume spécial de la Société Géologique de Londres, intitulé
Ophiolites in Earth history, édité par Y.Dilek et P. Robinson.

* *Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, 880 Chemin Sainte-Foy, Québec, PQ, Canada,
G1S 2L2.*

** *Natural Resources Canada, Geological Survey, 880 Chemin Sainte-Foy, Québec, PQ, Canada, G1S 2L2,
jbedard@nrcan.gc.ca.*

*** *Département des Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, CP 8888, Succursale centre ville, Montréal, PQ,
Canada, H3C 3P8.*

Version publiée,



2.1. ABSTRACT

The Ordovician Thetford Mines Ophiolite Complex (TMOC) is an oceanic terrane accreted to the Laurentian margin during the Taconic Orogeny and is affected by syn-obduction (syn-emplacement) deformation, and two post-obduction events (Silurian backthrusting and normal faulting, and Acadian folding and reverse faulting). The southern part of the TMOC was tilted to the vertical during post-obduction deformation and preserves a nearly complete cross-section through the crust. From base to top we distinguish cumulate Dunitic, Pyroxenitic and Gabbroic Zones, a hypabyssal unit (either sheeted dykes or a subvolcanic breccia facies), and an ophiolitic extrusive/sedimentary sequence, upon which were deposited sedimentary rocks constituting the base of a piggy-back basin. Our mapping has revealed the presence of sub-vertically dipping, N-S to 20°-striking faults, spaced ~1 km apart on average. The faults are manifested as sheared or mylonitic dunites and syn-magmatic breccias, and correspond to breaks in lithology. The fault breccias are cut by undeformed websteritic to peridotitic intrusions, demonstrating the pre- to syn-magmatic nature of the faulting. Assuming that rhythmic cumulate bedding was originally paleo-horizontal, then kinematic analysis indicates that these are normal faults separating a series of tilted blocks. In the upper part of the crust, the N-S-striking fault blocks contain N-S-striking dykes that locally constitute a sheeted complex. The faults correspond to marked lateral changes in the thickness and facies assemblages seen in supracrustal rocks, are locally marked by prominent subvolcanic breccias, and have upwardly decreasing throws suggesting that they are growth faults. The base of the volcano-sedimentary sequence is a major erosional surface in places, which can penetrate down to the Dunitic Zone. The evidence for coeval extension and magmatism, and the discovery of a locally well-developed sheeted dyke complex, suggest that the TMOC formed by seafloor spreading. The dominance of a boninitic signature in cumulate and volcanics rocks suggests that spreading occurred in a subduction zone environment, possibly in a forearc setting.

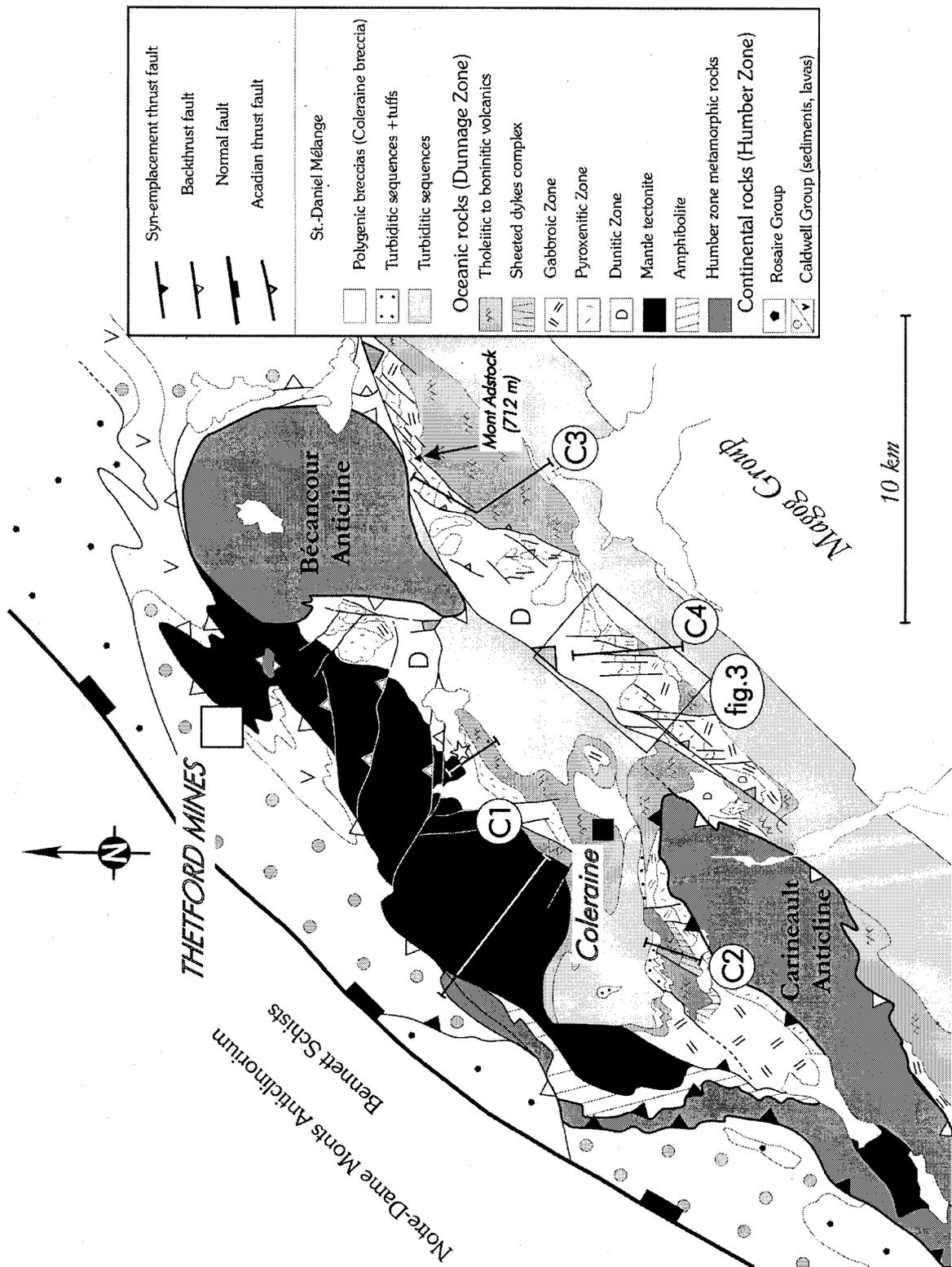
2.2. INTRODUCTION

Ophiolites are fragments of oceanic lithosphere transported onto a continental margin during orogenesis (Coleman 1971) and they may preserve evidence of the tectono-magmatic evolution of the fossil oceanic crust. It is now known that many ophiolites formed in supra-subduction zone environments (Robinson et al. 1983; Pearce et al. 1984; Bloomer et

al. 1995; Robinson & Malpas 1990). Since boninitic magmatism seems to characterize forearc environments, ophiolites which contain abundant boninitic rocks are interpreted as having formed in forearcs (Lytwyn & Casey 1993; Bédard et al. 1998). In such settings, the overriding plate can consist of older oceanic crust, an older arc, or can be a tectonic collage of offscraped material and accreted micro-terranes (Dickinson & Seely 1979, Dickinson et al. 1988), and its stress field can be compressional or extensional (Uyeda & Kanamori 1979; Hamilton 1988, 1995). Typically, the forearc basement is hidden beneath thick accumulations of volcanogenic sediments derived from the active arc (Stern & Bloomer 1992), hindering reconstructions of the previous geologic history. The ease of access and quality of exposure available in forearc ophiolites afford an opportunity to understand the processes associated with these complex tectonic environments. However, the Ordovician ophiolites of the Canadian Appalachians have been overprinted by Ordovician (Taconic), Silurian (Salinic) and Devonian (Acadian) events which make it difficult to recognize pre-obduction structures. Nonetheless, pre-obduction structures have been recognized in the Betts Cove (Tremblay et al. 1997; Bédard et al. 2000) and Bay of Islands (Karson et al. 1983; Bédard 1991; Berclaz et al. 1998; Suhr & Cawood 2001) ophiolites of Newfoundland. At Betts Cove, forearc extension appears to have proceeded to the point where seafloor-spreading was initiated (Bédard et al. 1998; cf. Stern & Bloomer 1992). The Thetford Mines Ophiolite Complex (TMOC) of southern Québec also has abundant boninitic lavas (Church 1977, 1987; Hébert & Laurent 1989; Laurent & Hébert 1989) and cumulates derived from boninites (Bédard et al. 2001), and appears to represent another fragment of forearc crust. This paper presents field evidence for an extensive and complex pre-obduction history for the TMOC.

2.3. GEOLOGICAL SETTING

The northern Appalachians are the result of successive Paleozoic orogenic pulses. The Middle- to Late-Ordovician Taconic Orogeny is thought to be due to the accretion of oceanic terranes (i.e. the Dunnage Zone) against the continental margin of Laurentia (i.e. the Humber Zone) (see inset map in Fig.2.1). The tectono-stratigraphic zones of the Canadian Appalachians were defined on the basis of the Cambro-Ordovician geology (Williams 1979).



← Fig.2.1: Geological and structural map of the Thetford Mines Ophiolitic Complex, showing the location of the stratigraphic columns of Fig.2.2; and the location of Fig.2.3. The map is based on three summers of fieldwork (2000-2002) by our team, with additional data collected in previous field campaigns, complemented by data from previous maps (Cooke 1938; Hébert 1983; Pinet 1995; Brassard & Tremblay 1999).

The Baie-Verte-Brompton Line (BBL) separates the Humber and Dunnage Zones, is characterized by numerous ophiolite complexes, and has been interpreted as a continental/oceanic suture zone (Williams & St-Julien 1982). The Late-Silurian, Middle-Devonian Acadian Orogeny is attributed to the final closure and destruction of Iapetus Ocean, when the Composite Avalonian Terrane collided with the Taconian Orogen developed upon the Laurentian margin (Osberg 1978; Williams & Hatcher 1983; Robinson et al. 1998, van Staal et al. 1998).

In southern Québec, the Dunnage Zone contains three principal ophiolite complexes (Thetford Mines, Asbestos and Orford) which are shown on existing maps as slivers embedded in the Saint-Daniel Mélange, interpreted by Cousineau and St-Julien (1992) as the vestiges of a subduction zone accretionary complex. Other important components of the Dunnage Zone in southern Québec are the Ascot Complex (ca. 460 Ma), interpreted as a volcanic arc by Tremblay (1992), and the Upper Ordovician Magog Group, interpreted as a forearc sedimentary basin that developed during ongoing convergence between the Laurentian margin and adjacent oceanic terranes (Cousineau & St-Julien 1992). The Humber Zone is characterized by a 1st generation of NW-verging thrusts of Middle-Ordovician age (469-460 Ma), and coeval regional metamorphism associated with ophiolite emplacement and crustal thickening (Pinet & Tremblay 1995, Tremblay & Castonguay 2002). Subsequently, Late-Silurian to Early-Devonian (ca. 430-415 Ma; Castonguay et al. 2001) back-thrusts and associated normal faults (e.g. the St-Joseph fault) exhumed Laurentian margin metamorphic rocks (Pinet et al. 1996a, 1996b; Castonguay et al. 2001; Tremblay & Castonguay 2002). The ophiolites of southern Québec occur in the hanging wall of the St-Joseph normal fault, which separates panels with a distinct metamorphic history, and which forms a composite structure with the BBL (Tremblay & Castonguay 2002).

The Thetford Mines (TMOC) and Asbestos (AOC) Ophiolite Complexes are composed of thick mantle and crustal sections, whereas only upper crustal rocks are preserved in the Mt Orford Ophiolite Complex (MOC) (Oshin & Crocket 1986; Church 1987; Laurent & Hébert 1989; Hébert & Bédard 2000). Lavas and dykes in the MOC have backarc to forearc geochemical affinities (Harnois & Morency 1989; Laurent & Hébert 1989;

Huot et al. 2002). Zircons from a trondhjemite intruded into the gabbroic crust contain inherited Proterozoic cores, and the least contaminated fractions give a U/Pb age of 504 +/- 3 Ma (David & Marquis 1994). The TMOc and AOC, on the other hand, are dated at 479 +/- 3 Ma and 478-480 +/- 3/-2 Ma (Dunning et al. 1986, Whitehead et al. 2000), respectively, and are dominated by boninitic (forearc) lavas and dykes (Church 1977, 1987; Hébert & Laurent 1989; Laurent & Hébert 1989), and by cumulates derived from boninites (Bédard et al. 2001; Hébert & Bédard 2000).

2.4. THE THETFORD MINES OPHIOLITE COMPLEX (TMOc)

The TMOc can be divided into the Thetford Mines Massif (TMM) in the north and the Mount Adstock - Ham Massif (AHM) in the south (Laurent 1975). The TMM has a thick mantle section (~5 km thick) and a thin crust (Fig.2.1, Laurent et al. 1979). Pre-emplacment structures are difficult to recognize in the TMM, because they have been reworked by three types of syn- and post-emplacment structures (Brassard & Tremblay 1999; Schroetter et al. 2000, 2002) :

(1) Syn-emplacment structures are associated with dynamo-thermal metamorphism, with an inverted metamorphic gradient ranging from greenschist grade at the base to upper amphibolite grade at the contact with the mantle (Feininger 1981; Clague et al. 1981). The most recent age for the metamorphic aureole is 477 +/- 5 Ma (Ar-Ar, Whitehead et al. 1995); an age which is interpreted to reflect emplacment (Taconian Orogeny) onto the continental margin (Pinet & Tremblay 1995; Tremblay & Castonguay 2002).

(2) Post-emplacment structures include: (i) WSW-ENE to E-W-striking, SE-directed back-thrusts and associated folds, which are probably coeval with the Upper-Silurian/Early-Devonian back-thrusts that characterize the Humber Zone; and (ii) subvertical NE-SW-striking, Mid-Devonian Acadian reverse faults and folds (Schroetter et al. 2000, 2002; Tremblay & Castonguay 2002). The original stratigraphy of the TMM has been tilted to the vertical by these events, and the ophiolitic rocks now occupy the hinge of a major (multi-km), overturned, SE-verging fold (Laurent 1975; St-Julien 1987).

According to Cousineau and St-Julien (1992), the black shales and pebbly mudstones of the Saint-Daniel Mélange represents a subduction zone accretionary complex, and its contact with the upper part of the TMOc is a fault. Others have interpreted this contact as stratigraphic and depositional (Dérosier 1971; Hébert 1983, Schroetter et al. 2000, 2002);

implying rather that the Saint-Daniel Mélange is a piggy-back basin, and that it represents the lowermost unit of the forearc basin sequence, the Magog Group (Schroetter et al. 2000, 2002) (Fig.2.2C4). Our field observations indicate that the northern margin of the AHM is indeed tectonic. In the Mt Adstock area (AHM, Fig.2.1), an Acadian reverse fault juxtaposes ophiolitic rocks (SE side) against sedimentary rocks of the Saint-Daniel Mélange (NW side; Schroetter et al. 2002), whereas in the Mt Ham area, metamorphosed continental margin rocks are back-thrust onto the ophiolite. However, the southeastern contact between the Saint-Daniel Mélange and the AHM is depositional, and is marked by an erosional unconformity (Fig.2.2).

The AHM is composed of ultramafic and mafic cumulates, layered to massive gabbroic rocks, ultramafic to mafic dyke swarms that locally grade into a sheeted dyke complex, tholeiitic to boninitic lavas and felsic pyroclastic rocks, upon which were deposited detrital sediments (Coleraine Breccia and the Saint Daniel Mélange). Late structures are of the same type as in the TMM (type 2 described above), but are less intensely developed. Our mapping shows that these post-emplacement structures are superimposed upon pre-existing, N-S to NNE-SSW-trending, brittle-ductile to brittle faults, which we attribute to a pre-emplacement (pre-obduction) extensional phase (Fig.2.1 and Fig.2.3).

2.4.1. Stratigraphy

The stratigraphy of the TMOC is shown in the four columns of figure 2.2. Columns C1 and C2 are from the northern and southern parts of the TMM, respectively, and columns C3 and C4 are from the northern and southern parts of the AHM, respectively. The main points to note are: (i) the existence of significant lateral variations in the thicknesses of cumulate, volcanic and sedimentary facies; (ii) the presence of an erosional surface (s-eS on Fig.2.2) within the ophiolitic crust that penetrates down to the Dunitic Zone in column C1, and to the Gabbroic Zone in column C4 (Fig.2.2); (iii) sedimentary rocks of the Saint-Daniel Mélange are in depositional contact with underlying ophiolitic rocks, with the basal member

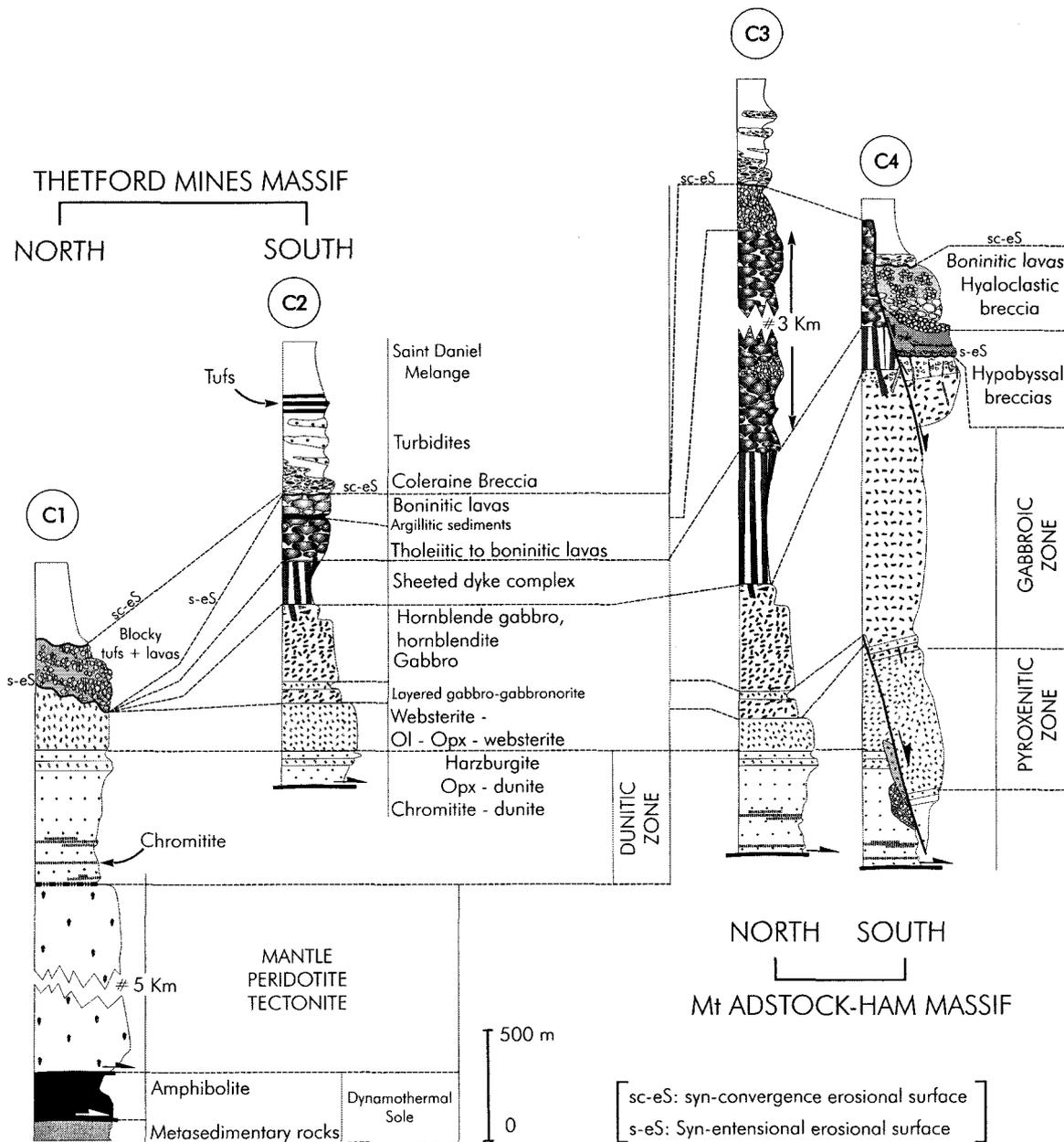


Fig.2.2. Stratigraphic columns. Column C1, Thetford Mines Massif (TMM), Caribou Lake. C2, TMM, Lac de l'Est. C3 and C4 are from the northern and southern (Bisby Lake) parts of the Adstock-Ham Massif, respectively.

(Coleraine Breccia) infilling a paleo-topography, with coarse debris flow deposits above thick lava sequences, and thin-bedded siltstones and mudstones above thin lava sequences.

In the next section we describe typical plutonic, hypabyssal and supracrustal facies of the AHM, with only brief mention of equivalent facies from the TMM. The early structures (faults) that dissect the AHM crust are described afterwards. Swarms of hydrothermal veins containing amphibolite and greenschist mineral assemblages are common throughout the

section, but are not evenly distributed. Most rocks are affected by pervasive intra-oceanic hydrothermal metamorphism, but textural pseudomorphism and the absence of younger penetrative deformation generally allow primary features to be identified, and so for this reason we omit the prefix 'meta-' in the following.

2.4.1.1 Mantle section

The harzburgite tectonites of the TMM show near-ubiquitous planar and linear fabrics defined by alignment and elongation of orthopyroxene and chromite grains. Occasional compositional layering, pyroxenite dykes, podiform dunites and chromitites are discordant to this high-temperature tectonite fabric (Laurent et al. 1979). Emplacement-related fabrics are developed near the contact with the dynamo-thermal sole. Mineral chemical and whole-rock geochemical data imply that the harzburgite is residual from extensive partial fusion (Hébert 1985; Hébert & Laurent 1989). Peraluminous two-mica granite intrusions have high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios and igneous zircons with low $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios, and have yielded 469+/-4 to 470+/-5 Ma crystallization ages (U/Pb on zircon, Whitehead et al. 2000), suggesting that these granites were derived by fusion of continental margin sediments during emplacement of the hot ophiolite (Clague et al. 1985; Whitehead et al. 2000). The transition from mantle tectonite to cumulate crust is rarely observed, and where exposed (north of Lac Caribou), it is a post-emplacement backthrust fault (Schroetter et al. 2000).

2.4.1.2. Plutonic crustal section

We divide the plutonic crustal section into three Zones.

The Dunitic Zone is up to 500-m-thick (Fig.2.1 & Fig.2.2C1). Above a thin (50 m) *basal dunitic subzone*, it is common to find rhythmic alternations of dunite and massive chromitite beds. Chromitites are typically 1-10 cm thick (Fig.2.4D), with a maximum of 12 m observed in the Reed-Bélanger deposit. Chromitite beds may show modal grading but do not define a consistent polarity. Localized development of schlieren textures and tight isoclinal folds suggest an early, high-temperature deformation event (Kaçira 1971).

⇐ Fig. 2.3: Geological map of part of the Adstock-Ham Massif, with equal area stereograms (Schmidt) of structural features, and the locations of Figs 2.4, 2.5 and 2.6. Note that because of Siluro-Devonian tilting to the vertical, this map-view is essentially a cross-section through the oceanic crust.

The origin of the rhythmic chromitite-dunite bedding is uncertain. It could reflect the interplay of fractional crystallization, magmatic currents, wallrock assimilation and chamber replenishment. In any case, it appears to have originated as near-horizontal primary bedding, and we use these orientations to define the paleo-horizontal in the Dunitic Zone. It is noteworthy that immediately below the main chromitite layer of the Reed-Bélanger Mine, there are at least 4 pyroxenite layers (10-30cm thick) composed of orthopyroxenitic clots in a dunitic matrix. These pyroxenite layers are size-graded, are oriented sub-parallel to the chromitites, and all give the same, normal, way-up. They are interpreted to represent some type of depositional event, and show no evidence of tectonic inversion or refolding. The disappearance of chromitite beds higher in the section marks the transition from the *rhythmic dunite-chromitite subzone*, to the *massive dunite subzone*, which is dominated by dunites having only 1-1.5 % of disseminated chromite. The top of the Dunitic Zone is characterized by the presence of disseminated orthopyroxene (~5 %) and minor chromite (~1%). Fine-grained websterite dykes (Fig. 2.4B & 2.4C) are typically oriented sub-EW (in the AHM) with sub-horizontal to shallow dips.

The *Pyroxenitic Zone* has a maximum thickness of 600 m but is commonly beheaded by an internal erosional surface (s-eS on Fig. 2.2C1). A *basal rhythmic subzone* (5-15 m) is characterized by alternations of harzburgite, orthopyroxenite and websterite layers (30-60 cm) (Fig. 2.5B1), which are used to define the paleo-horizontal. In the harzburgite, cumulus orthopyroxene grains may be aligned parallel to layering. The pyroxenite layers (3-8 mm grain size) are commonly boudinaged and transposed by an early tectono-magmatic event, which is more strongly developed in the Thetford Mines Massif. Above these orthopyroxene + olivine-dominated rocks, there is a thick, *massive pyroxenite subzone*, which is dominated by thickly-layered (typically 1-3 m) websterites. Layering generally reflects variations in the orthopyroxene/clinopyroxene ratio. Some layers exhibit modal grading, with a concentration of cumulus-textured clinopyroxene at the top. Thin olivine-rich 'layers', schlieren or veins may separate pyroxenite layers. Embedded within these massive websterites, there are repetitions of rhythmically layered harzburgite/websterite sequences (10-15 m thick) that are very similar to those of the basal rhythmic subzone. The nature of these embedded

harzburgite/websterite sequences is uncertain [note (1)]. They may be the result of magma chamber replenishments, or they could represent sills affected by the high-temperature tectono-magmatic deformation. Sills of massive dunite (20-30 m thick), and of undeformed harzburgite/lherzolite (2-3 m thick) intrude the massive websterites. A size-graded lherzolite sill gives a way-up direction towards the SSW. Fine-grained dykes oriented perpendicular to layering are locally abundant.

The Gabbroic Zone is up to 1200 m thick (depending on the depth of penetration of the denudational surface) and is organized on a gross scale, with interlayered norites and gabbronorites at the base, gabbros_s in the middle, and an upper complex composed of hornblende gabbro, hornblendite, dykes, cataclasites, trondhjemitic intrusions and breccia veins. The norites, gabbronorites and gabbros are fine- to medium-grained, and thin, laterally discontinuous melagabbro to pyroxenite (1-5 cm) layers are common. The medium-grained to pegmatitic hornblende gabbros are either layered or chaotically vari-textured, and are associated with coarse-grained hornblendite pods and layers. Trondhjemite forms intrusions of various size (1 cm to 30 m) within the uppermost gabbros, and may form a breccia fill between angular gabbroic clasts; but trondhjemites also occur to a lesser extent as dykes within the Dunitic and Pyroxenitic Zones. Zircons extracted from TMOC trondhjemites gave U/Pb ages of 478+3/-2 and 480+/-2 Ma, and were interpreted as crystallization ages by Whitehead et al. (2000).

2.4.1.3. Hypabyssal facies

Two types of hypabyssal facies rocks occur above the Gabbroic and Pyroxenitic Zones: dyke swarms and breccias. The dykes (30 cm to ~ 1 m thick) are mafic to ultramafic, locally orthopyroxene-phyric, but more commonly show microgabbroic or aphanitic textures. Microgabbro dykes have thin (1-2 cm) aphanitic chilled margins. Dyke margins are locally brecciated by late hydrothermal vein networks. Dykes are most commonly oriented N-S, and cut the magmatic foliation in host plutonic rocks by ~ 60° to 90°. In some sectors, the dykes constitute 40-100% of the outcrop over 100s of meters, and are mapped as a sheeted dyke complex (Figs 2.1 & 2.3).

The breccia facies was not previously recognized in the TMOC. The breccias reach a maximum of 150 m in thickness and separate plutonic and volcanic sequences. Where we have studied them in detail (north of Lac Bisby, Fig.2.3; Column C4 in Fig.2.2, Fig.2.6), the

breccia facies caps the gabbroic sequence and is overlain by boninitic lavas and volcanoclastic deposits. In this area, the brecciated hypabyssal facies is characterized by alternations of breccia (0.5-3 m thick) and amygdaloidal sills (Fig.2.6C). The breccia is composed of angular clasts (90-40%, 1-10 cm) of aphanitic 'dolerite', microgabbro and gabbro. The angularity of clasts indicates only limited transport, while jigsaw-puzzle textures imply in-situ brecciation. The matrix is typically igneous (microgabbro), but hydrothermal assemblages are also prominent locally. Intra-breccia sills (Figs 2.6B & 2.6D) (1 cm-2 m) have very irregular shapes, contain clasts of adjoining breccia at top and bottom, are commonly amygdaloidal and locally orthopyroxene porphyritic. Similar breccia facies occur above ultramafic rocks of the Dunitic Zone near Lac Caribou (Column C1 in Fig.2.2), but in this instance, the clasts in the breccia are composed of peridotites and pyroxenites, and the overlying debris flows and pyroclastic deposits are rich in gabbroic and pyroxenitic fragments. Because Platinum Group Element mineralization occurs within the Pyroxenitic Zone (e.g. Star Chrome showing; Pagé et al. 2001), erosion that penetrates to the Dunitic Zone implies that paleo-placer PGE deposits might represent a new type of exploration target in the area.

2.4.1.4. *Volcano-sedimentary facies*

The volcanic and volcanoclastic rocks of the ophiolite exhibit marked lateral changes in thickness and lithology (Fig.2.2). North of Lac Bisby (Fig.2.1), the volcanoclastic rocks are made of blocky tuffs (2-20-m-thick) containing rounded pillow-lava fragments (10 cm average, with a few larger blocks), in a sandy volcanoclastic matrix (Fig.2.2C4). Vesicular pillow lavas of 1-1.5 m in size alternate with smaller pillows (0.5 m average), with intercalated massive flows, hyaloclastite breccias, and possible submarine talus breccias. South of Lac Caribou, there are abundant pyroclastic flow breccias containing rounded clasts of dacite, gabbro and pyroxenite, with intercalated fine-grained dacitic tuffs (1-2-m-thick) and argillites (Fig.2.2C1). At the Lac de l'Est section, a 1-2-m red argillite separates a lower volcanic unit composed of tholeiites and boninites from an upper unit dominated by boninites (Hébert 1983; Hébert & Bédard 2000). The volcanic and volcanoclastic rocks of the TMOC are everywhere capped by a thick-bedded polygenic breccia (the Coleraine Breccia) that contains ophiolitic and metasedimentary fragments in an epiclastic matrix, and which appear to represent submarine debris flows (Hébert 1981). The Coleraine Breccia grades up and laterally into the Saint-Daniel Mélange (Schroetter et al. 2002).

2.5. DEFORMATION

A major problem in the structural analysis of ophiolites is the identification of marker surfaces allowing the geometry of deformation to be constrained. We used the orientation of chromitite bedding as paleo-horizontal markers in the Dunitic Zone, of harzburgite/websterite rhythmic layering and mineral foliation as paleo-horizontal markers in the Pyroxenitic Zone, and of pyroxenite/gabbro rhythmic layering and mineral foliation as paleo-horizontal markers in the Gabbroic Zone. Dyke contacts were considered to have been originally paleo-vertical and oriented perpendicular to the spreading direction (Cann 1974), allowing the determination of the paleo-stress field in the upper crust. Finally, bedding in fine-grained sedimentary rocks occurring in the volcano-sedimentary superstructure was assumed to originally have been horizontal. Although none of these assumptions are fail-safe, the fact that they all provide similar answers suggests that they are reasonable.

In the AHM (Fig.2.1), there are two main generations of faults. Younger reverse faults are associated with open folds and a regionally-distributed, vertically-dipping fracture cleavage trending ~NE-SW. An older set of sub-vertically-dipping faults that trend N-S to NNE-SSW had not been recognized hitherto. The field relations we describe next leads us to believe that these older structures are related to intra-oceanic extension and seafloor-spreading. The origin of the older, high-temperature, tectono-magmatic deformation that affects much of the lower crust will not be discussed in this paper to any extent, and remains a major unresolved problem.

Considered on the scale of the AHM, chromitite beds do not display a consistent orientation, with each major fault block (see below) having its own attitude. Near major N-S faults, chromitites appear to be transposed into parallelism with the fault (Figs 2.3 & 2.4D). The magmatic foliation in the uppermost Dunitic Zone and Pyroxenitic Zone is much more regular, trending ~125°-130°, and dipping steeply (85°- 90°) to the SSW.

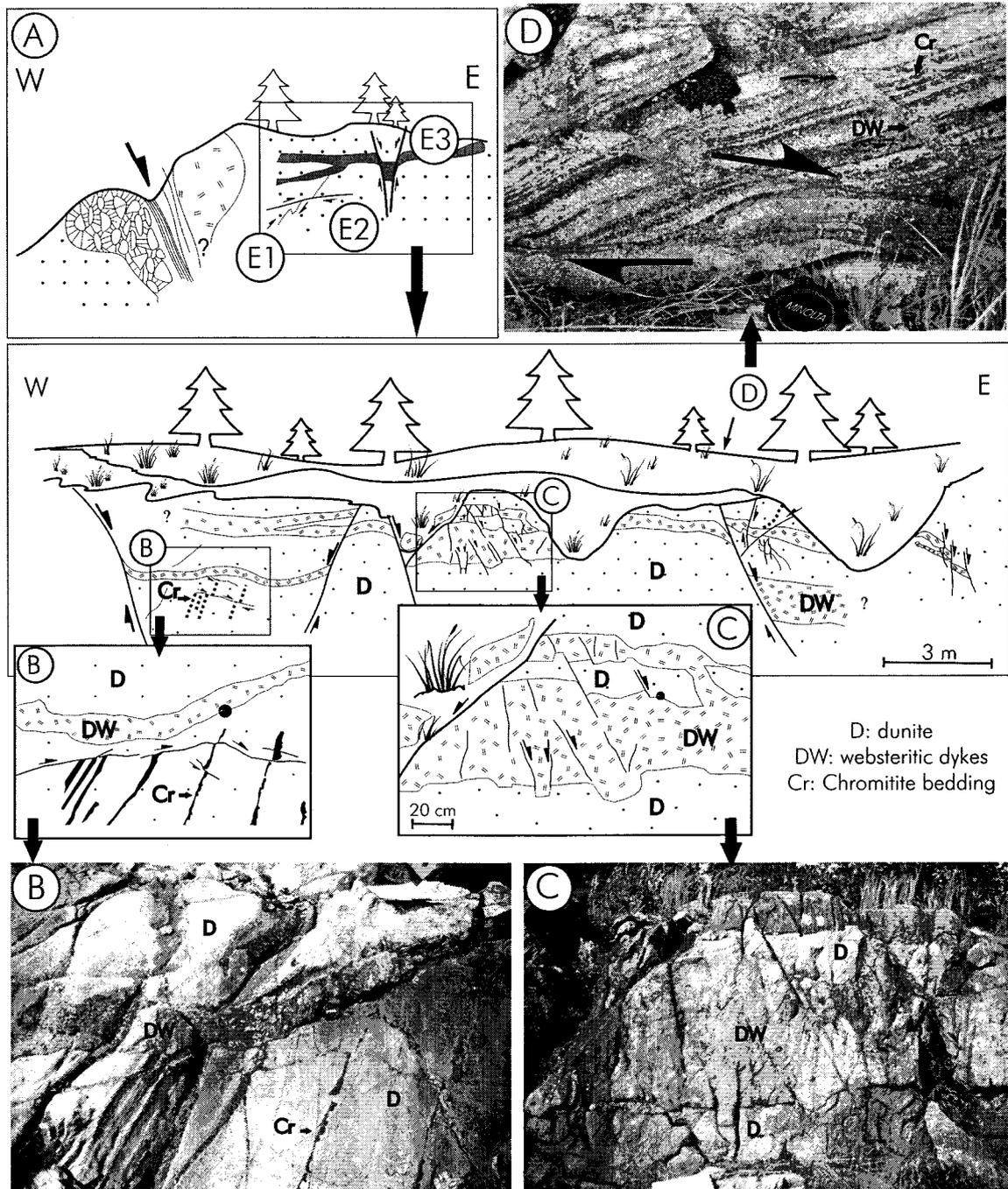


Fig.2.4: Photos and sketches illustrating syn-oceanic deformation features from the lower crust in Sector 1. A: Schematic cross-section summarizing the different tectonic events and illustrating the relation between the major normal fault, the chromitite bedding, the minor and major intrusions and deformation. B: chromitite beds are tilted to the West and crosscut by websterite dykes (E2 event). C: Websterite dykes are truncated by sub-N-S normal faults, forming a horst-and-graben pattern (E3 event). D: Chromitite beds are tilted and crosscut by peridotite dykes (E2 event), note high-temperature syn-magmatic (?) deformation (E1 event) parallel to chromitite beds.

Most dykes from the AHM are oriented ~N-S, dip steeply to the W (Fig.2.3), and cut the foliation and layering in host plutonic rocks.

In contrast to the great regularity shown by the Pyroxenitic Zone, the magmatic foliation in the Gabbroic Zone is much more variable, though always very steeply dipping. North of Lac Bisby, the foliation in the gabbros strikes between 40° and 170° , whereas at Lac de l'Argile, it strikes at $\sim 60^{\circ}$ (Fig.2.3). At Mt Adstock (Fig.2.1), the layering in the gabbros is more regular, striking at about 110° . Dykes at Mt Adstock dip sub-vertically and strike at 80° , as does the pyroxenite-gabbro contact. Cross-cutting relationships suggests that the pyroxenite-gabbro contact is, at least locally, an intrusive one, with pyroxenites cutting older gabbros.

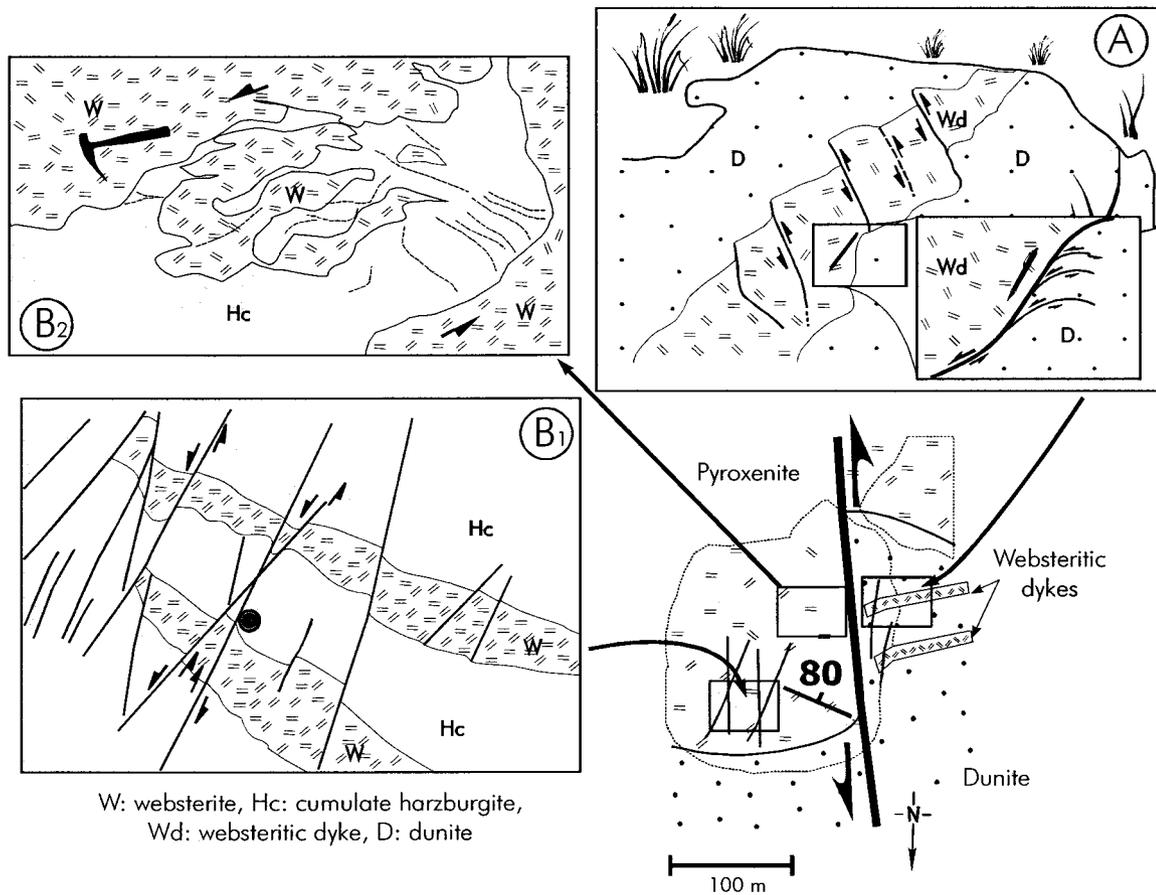


Fig.2.5: Sketches illustrating syn-oceanic deformation features from the lower crust in Sector 2. A - Dunitic Zone, websterite dyke in dunite is cut by N-S normal faults oriented parallel to the main fault structure. B1 - Pyroxenitic Zone, alternation of cumulate websterite and harzburgite layers, truncated by N-S normal faults that define a horst-and-graben pattern. B2: Located near the main fault, websterite/harzburgite layers are more chaotic.

Our mapping shows that faults striking from N-S to 20° commonly terminate the along-strike extension of rocks of the Dunitic, Pyroxenitic and Gabbroic Zones, or separate plutonic from volcanic rocks (Figs 2.1 & 2.3). These N-S to 20° striking faults are locally reactivated by post-emplacment (Silurian and Acadian) deformational events. We have mapped in some detail an area that appears to be largely free of post-emplacment deformation (Fig.2.3) to illustrate the distribution of lithologies, and the orientation of the different marker surfaces. Note that, because this part of the AHM was tilted to the sub-vertical during post-emplacment deformation (Silurian and Acadian), the map view (Fig.2.3) is effectively a cross-section through the crust. Offsets between unit boundaries indicate an apparent sinistral motion in map view (Fig.2.3). Apparent fault throws decrease from the base (north) to the top (south), and are capped by deposition of syn-convergence sediments of the Saint-Daniel Mélange. The apparent throw calculated from the Dunitic/Pyroxenitic Zone boundary offset is about 300 m on average, with a maximum of ~ 1 km for the fault on the western flank of Nadeau Hill (Fig.2.3). Note also that the thickness of various lithological packages varies to either side of these faults. The map patterns indicate that the upper part of the crust in this part of the AHM was dissected by these N-S faults into a series of 100 m-1 km blocs. Detailed observations from three sectors (named 1, 2 and 3 on Fig.2.3) allow a kinematic analysis of this deformation. Sectors 1 and 2 are from the Dunitic and Pyroxenitic Zones, which are characterized by higher temperatures, whereas Sector 3 is from the cooler and more brittle upper crust.

2.5.1. Lower crustal deformation

We now describe the two sectors we have analysed in detail, and then present some generalizations. Sector 1 (Fig.2.4, Loc. on Fig.2.3) is entirely contained within the Dunitic Zone. From West to East, massive dunite with disseminated chromite gives way (over 0.5 m) to a thick (100s of m) breccia composed of angular, 1-10 cm, clasts of dunite, locally with chromitite beds within them, in an orthopyroxenitic stockwork. As the main fault plane is approached, sheared serpentinites appear in the dunite, culminating in a 2-3-m-wide serpentinite mylonite that marks the core of the fault. These breccias and mylonites are cross-cut by undeformed, tabular websterite and lherzolite intrusions (30-50-m-wide), that are oriented N-S, parallel to the main fault. The overall geometry is illustrated by Fig.2.4A.

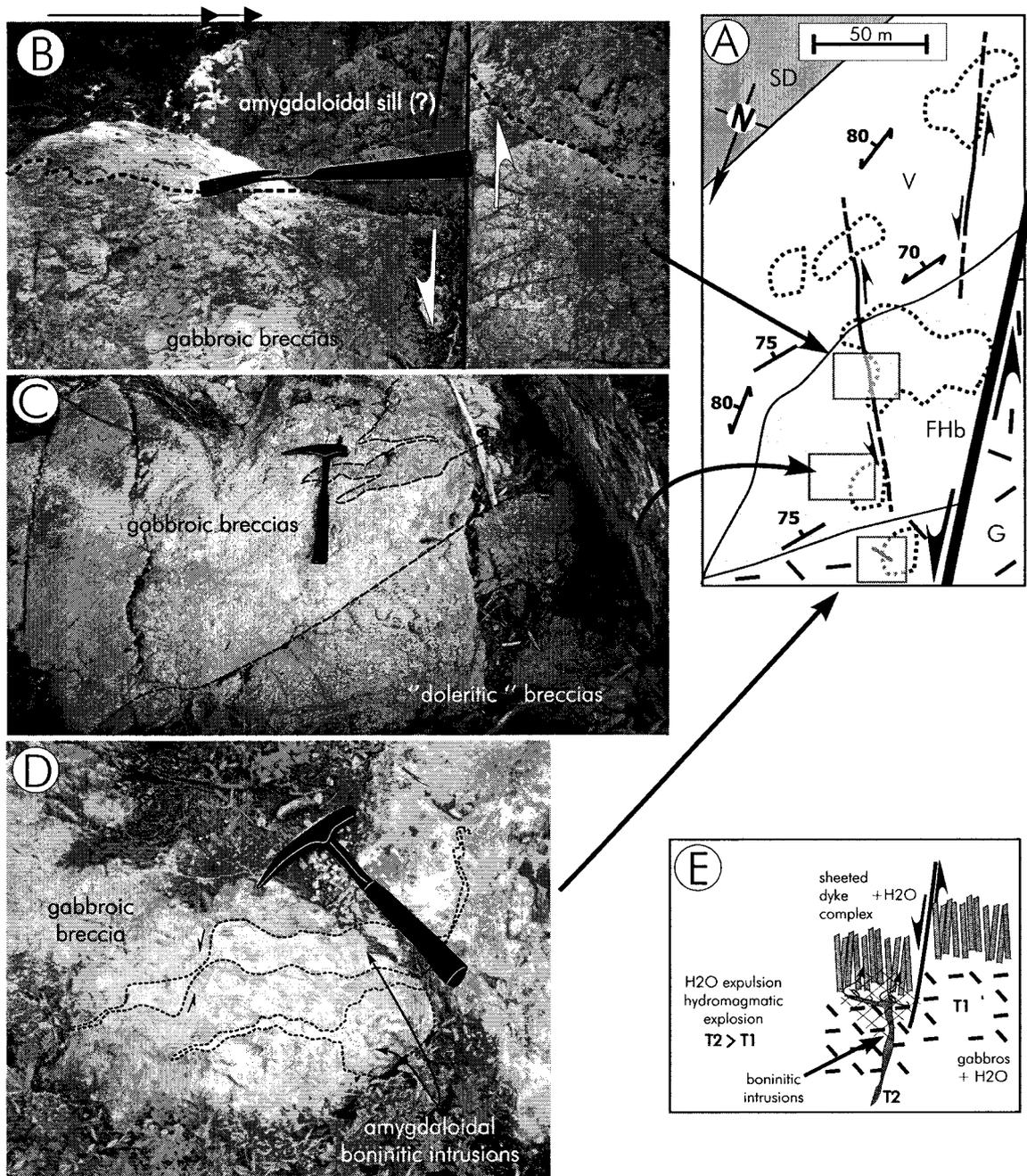


Fig.2.6: Photos and sketches illustrating syn-oceanic deformation features from the upper crust. A: Detailed map of Sector 3. V = volcanic rocks, Fhb = 'doleritic' and gabbroic breccias, G = upper gabbro, SD = Saint-Daniel Mélange. B: Alternation of amygdaloidal mafic sills and gabbro to microgabbro breccias, all crosscut by a brittle normal fault. C: Alternation of breccia composed of fine-grained mafic (grey) and gabbro to microgabbro (light grey) clasts. D: Boudinaged boninitic sill emplaced in microgabbro breccia. E: Interpretative sketch showing formation of the brecciated hypabyssal facies. T1 = oceanic crust temperature, T2 = intrusion temperature.

The fault kinematics are clearly expressed in outcrops located ~50 m East of the main fault plane, where chromitite beds strike N-S and dip 50° to the West (Figs 2.4B &

2.4D). The chromitites are cut by shallowly-dipping, E-W striking websterite dykes. The websterite dykes lack chilled margins against their dunitic hosts, suggesting that these rocks were still quite hot at the time of dyke emplacement. A series of faults associated with serpentinite veins are parallel to dyke contacts and offset chromitite beds to the East (Fig.2.4B). On the same outcrop, these same websterite dykes are chopped up into cm-scale horst-and-graben structures by a series of conjugate, steeply-dipping, N-S-striking normal faults (Fig.2.4C).

The history of deformation in Sector 1 can thus be divided into three increments (E1 to E3, Fig.2.4A). The early event (E1) corresponds to the localized development of a high-temperature layering-parallel fabric (chromitite schlieren and isoclinal folds (Kaçira 1971)). Restoration to the horizontal of the chromitite beds (50° tilts, Figs 2.4B & 2.4D) gives the websterite dykes and parallel faults of increment E2 a sub-vertical orientation, and so E2 faults are interpreted as having originally been steeply-dipping, normal faults. The last increment of deformation (E3) defines a horst-and-graben system (Fig.2.4C), marking a continuation of extension.

Sector 2 (Fig.2.5, Loc. on Fig.2.3) contains a fault that crosses the Dunitic/Pyroxenitic Zone contact. The Dunitic Zone here is very similar to what was described above (Sector 1), whereas the Pyroxenitic Zone (Fig.2.5B1) is composed of steeply-dipping websterite and harzburgite layers that strike 125° . The main fault plane is highlighted by the presence of strongly sheared blue dunite. Immediately to the West of the main fault (in the Dunitic Zone), E-W-trending, shallowly S-dipping websterite dykes are offset sinistrally by steeply-dipping, N-S-striking faults oriented parallel to the main fault plane (Fig.2.5A). In the Pyroxenite Zone to the East of the main fault plane, websterite layers embedded in harzburgite are stretched and boudinaged, and a mineral foliation is developed parallel to layering. Immediately adjacent to the main fault plane, layering becomes more chaotic, with the development of disharmonic folds (Fig.2.5B2). The high-temperature fabrics are cut into horst-and-graben structures by steeply-dipping faults (Fig.2.5B1).

Restoration to the horizontal of the websterite/harzburgite layering converts the main fault of Sector 2 into a steeply-dipping normal fault, with down-throw of the eastern compartment. Shear-sense indicators and the orientation of faults affecting rocks of the Pyroxenitic and Dunitic Zones of Sector 2 have the same orientation as faults of episode E3

in Sector 1, and we infer a correlation. However, it is not clear whether the high-temperature fabric in Sector 2 corresponds to E2 or E1 in Sector 1.

To summarize, both sectors register several extensional deformation events. Since fault blocks are variably rotated by events E2 and E3, this explains why the early tectono-magmatic fabric (E1) is not uniform in the AHM. The E3 event is particularly prominent, and affects most of the plutonic crust of the AHM. Restoration to paleo-horizontal of marker horizons implies that the principal E2 and E3 structures were originally steeply-dipping normal faults that controlled the map-scale distribution of lithologies. Our mapping shows that massive, undeformed intrusions of peridotite and pyroxenite were commonly emplaced in the immediate vicinity of the main faults (Fig.2.3), in some cases being injected within the fault breccias, or along fault planes (Fig.2.4D). This demonstrates the syn-magmatic nature of the faults, and suggests that they guided the ascent of magmas.

2.5.2. *Upper crustal deformation*

Upper crustal deformation (Gabbroic Zone, Hypabyssal and Extrusive sequences) is characterized by brittle fractures and brecciation (Figs 2.6A & 2.6C), and by a structural control on the orientation of dykes (Fig.2.3). Brittle- to brittle-ductile faults in the upper crust are steeply-dipping and oriented \sim N-S. They cut rocks of the Gabbroic Zone, the sheeted dyke complex, and the hypabyssal breccia facies (Fig.2.6B). Most have small throws (10s of cm) and show an apparent sinistral sense of motion, just like the faults in the lower crust. In the hypabyssal breccia facies, amygdaloidal intrusions injected into the microgabbroic breccia are stretched and offset by the faults (Fig.2.6D & Fig.2.6B), suggesting that faulting and magmatism were coeval. The faults must have played a role in brecciation, because some breccias have a cataclastic matrix, and our mapping shows that the brecciated hypabyssal facies is preferentially developed along the extension of the major N-S normal faults described in the previous section. However, the breccia matrix is generally igneous, and the jigsaw-puzzle morphology of the rocks (Fig.2.6B) seems more compatible with some type of magmatic hydro-fracture mechanism, perhaps complemented by phreato-magmatic explosions caused by ascent of magma into rocks impregnated with seawater, and possibly by volume expansion caused by vesiculation of ascending, water-rich magmas (Fig.2.6E). In any case, the faults would still have played a role in brecciation, since they would represent pathways for the ascent of magma and infiltration of seawater.

Throughout the TMOC, dykes are typically oriented ~N-S, sub-parallel to the syn-magmatic normal faults described above. An exception is a dyke swarm located south of Nadeau Hill (Fig.2.3), where the main dyke trend is ~40°. It is difficult to know if this difference in the trend of the dykes from Nadeau Hill is an original extensional feature (suggesting progressive rotation of fault blocks, cf. Dilek et al. 1998), or if it reflects a syn- or post-emplacement reactivation. Nonetheless, the general parallelism between dykes and normal faults throughout the AHM suggests a genetic link, whereby both features would have formed synchronously during E-W crustal extension (seafloor-spreading).

2.6. DISCUSSION

Our fieldwork (Figs 2.1 & 2.3) suggests that several aspects of the geological history of the Thetford Mines Ophiolitic Complex (TMOC) need revision.

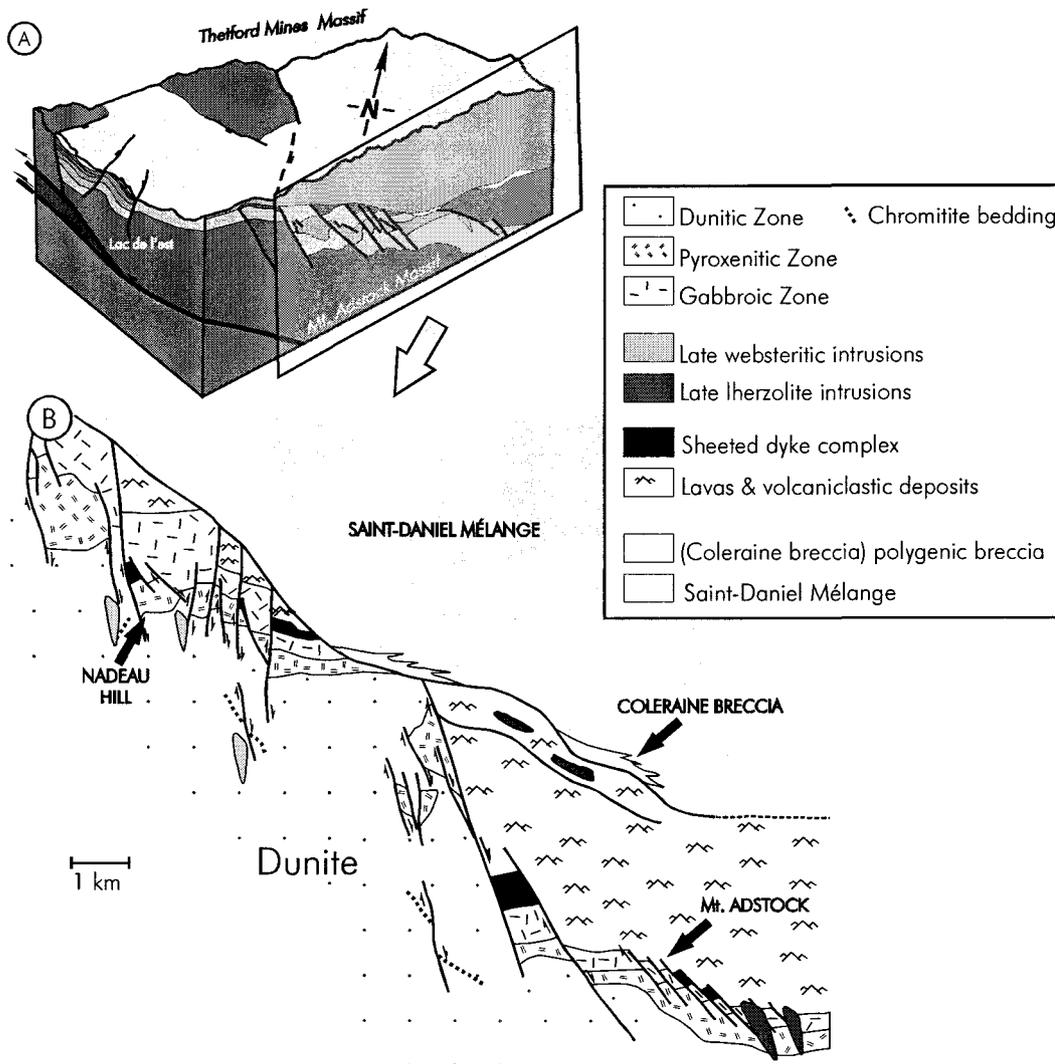
2.6.1. *Sequence of crystallization and magmatic affinity*

The sequence of lithologies in the sections we have examined is: dunite (+/- orthopyroxenite), chromitite, dunite, harzburgite, orthopyroxenite or websterite, gabbro-norite, gabbro, hornblende-oxide-gabbro, trondhjemite. Clinopyroxenite is rare, occurring only at the top of websterite layers. Wehrlite is also rare, occurring as late intrusions in AHM gabbros (Fig.2.3). The orthopyroxenitic layers embedded in the basal dunite are thought to represent magmatic debris flows of some type, perhaps the result of roof disaggregation into underplating sills? Thus, our mapping and petrographic studies imply that the dominant sequence of crystallisation of the TMOC is: chromite + olivine, orthopyroxene, (olivine-out), clinopyroxene, plagioclase, hornblende (pyroxene-out), Fe-Ti-oxides, and quartz. This differs from previous interpretations (Laurent 1975; Laurent et al. 1979; Hébert 1983), in which it was proposed that clinopyroxene generally appeared before orthopyroxene, and that wehrlites and clinopyroxenites were common lower crustal lithologies. The early appearance and abundance of orthopyroxene, typically low in Ti (Hébert & Bédard 2000), together with the high Cr/Al ratio of chromite (Hébert & Bédard 2000), and results of trace element inversion modeling (Bédard et al. 2001), all indicate a boninitic affinity for the common plutonic rocks of the TMOC. Because most dykes (Bédard et al. 2001) and lavas (Hébert & Bédard 2000) are also boninitic, this finding implies that the dominant crust-forming magmatic phase of the TMOC had a boninitic affinity. This supports the inference made by

Church (1977) that the TMOC represents an unusual oceanic crust of Betts Cove Type (Bédard et al. 1998; 2000).

2.6.2. *The sheeted dyke complex and crustal polarity*

Previous maps of the TMOC did not show a sheeted dyke complex (Laurent et al. 1979, Hébert 1980, Beulac 1982, Hébert 1983), although concentrations of minor intrusions were recognized locally at the interface between lavas and gabbros. Part of the problem was that the map-scale lithological polarity (mantle/dunite/pyroxenite/gabbro/lavas) was interpreted to signify that 'way-up' was towards the SE, which implied that the minor intrusions were sills. These interpretations then led to a debate on whether or not the TMOC was really an ophiolite formed by seafloor-spreading (Church 1977; Laurent 1978). Our fieldwork shows that the orientation of early layering structures, and contacts between major lithological packages (e.g. Dunitic/Pyroxenitic and Pyroxenitic/Gabbroic Zones) indicate a way-up towards the S-SSW in the AHM (Fig.2.1). Since most minor intrusions are oriented ~N-S, a S-SSW way-up means that they are dykes, and that concentrations of these dykes (>40% on our map) constitute a sheeted dyke complex, which in turn implies formation by seafloor-spreading. Most dykes are parallel to syn-oceanic normal faults, which implies that they were emplaced into planes of minimum compressional stress during E-W crustal extension. The localized absence of a sheeted dyke complex at the plutonic/lava interface can be explained as the result of intra-oceanic erosion/denudation, compounded by fragmentation by subvolcanic explosions responsible for formation of the brecciated hypabyssal facies.



Tilted idealized Mt. Adstock Massif map, since the whole package has been tilted sub-vertically, this map can be considered as a geological cross-section.

Fig.2.7: A - Interpretative paleogeographic reconstruction of the Thetford Mines Ophiolitic Complex before its emplacement. Colours are the same as in Fig.1; B - Idealized map-cross section of the Adstock-Ham Massif.

2.6.3. Volcanic stratigraphy

The lava sequences in the Lac de l'Est and Mt Ham areas are composed of a lower mixed tholeiitic + boninitic volcanic unit, a thin red argillite, and an upper boninitic volcanic unit (Laurent & Hébert 1977; Beulac 1982; Hébert 1983; Oshin & Crocket 1986). However, our mapping (Figs 2.1 & 2.3) indicates that the thickness of the lavas is extremely variable, with the greatest accumulations being located within fault-bounded basins (graben). Furthermore, the two extrusive units found in the Lac de L'Est and Ham areas are not

everywhere present. The tholeiites appear to be restricted to the basal sections of the main graben, and we speculate that they might represent local preservation of a tholeiitic protocrust. Preliminary data suggest that a few gabbros in the TMOC also have tholeiitic affinities (though most are boninitic), and may also represent components of a proto-crust. This may explain the more complex structural pattern recorded in the Gabbroic Zone, relative to the Pyroxenitic Zone. Alternatively, the change in fabric orientations may represent a shift from a pattern dominated by crust-mantle shear in the ultramafic rocks, to a more localized control of deformation pattern in the upper crust (gabbros).

2.6.4. A preliminary model for the structural and magmatic evolution of the TMOC

The style and sequence of syn-oceanic deformation we have documented (Figs 2.4 & 2.5), allows us to propose a possible evolutionary scenario for the main, boninitic phase of the TMOC (Figs 2.7 & 2.8). The starting point is a layered plutonic crust composed of dunite at the base, pyroxenite in the middle, and gabbro at the top, into which is rooted a sheeted dyke complex that fed overlying lavas (Fig.2.8A). During a first, high-temperature, syn-magmatic deformation event, many of the plutonic rocks were transposed and recrystallized along planes sub-parallel to original bedding planes. The cause of this first event is not certain. It may reflect shear between crust and mantle driven by a diapir (Nicolas 1992; Rabinowicz et al. 1993), extensional shear as crust slides away from the ridge axis, or represent the way deformation is partitioned in an extending ductile crust at the spreading center (Tapponier & Francheteau 1978; Harper 1985).

The overall regime remains tensional, however, and ongoing magmatism is expressed as dykes of peridotite and pyroxenite (E2, Fig.2.8B), some of which were probably emplaced as sills within pre-existing cumulates. The extent to which rocks of the Dunitic and Pyroxenitic Zones belong to the early cumulate 'stratigraphy', and the extent to which they represent under- and intra- plating intrusions is not certain (cf. Thy 1990; Bédard 1991, 1993). In many cases, these intra-cumulate intrusions would have been transposed and recrystallized during ongoing high-temperature deformation, and so would no longer be recognizable as late intrusions. The presence of pyroxenitic debris within graded layers near the base of the Dunitic Zone implies that some dunites are cumulates formed within intra-plating or under-plating sills, with the pyroxenitic debris being derived from disaggregation of a pre-existing roof. The high-temperature foliation is truncated by the major N-S faults

we have documented. On outcrop- and map-scales, these faults dissect the crust into horst-and-graben structures. Kilometer-scale tilted blocks develop in the rigid upper plutonic crust and overlying extrusives.

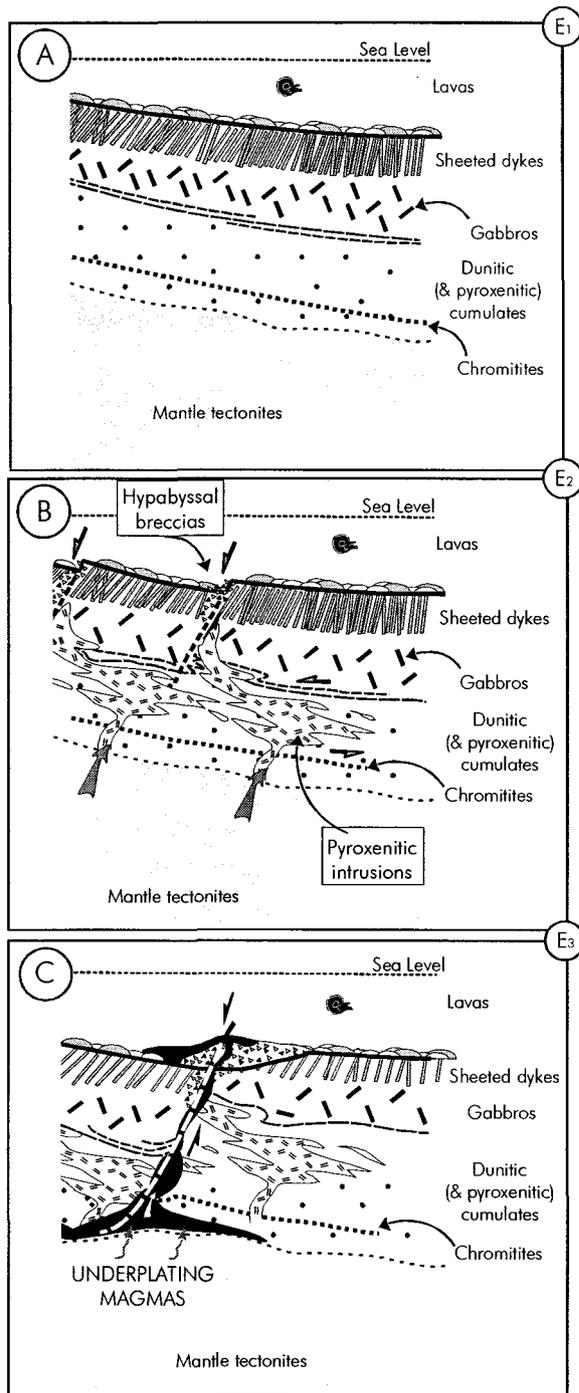


Fig.2.8: Schematic cartoons showing a possible evolutionary scenario for the main, boninitic, crust-forming event of the Thetford Mines Ophiolitic Complex.

A - Event E1. Development of a high-temperature foliation in cumulate rocks.

B - Event E2. Syn-kinematic pyroxenitic intrusions (grey arrows) are emplaced and transposed by ongoing high-temperature tectonomagmatic deformation; as are harzburgite and websterite cumulates. Faults begin to form when magmatism wanes. Subvolcanic and talus (?) breccias form in the uppermost crust.

C - Event 3. Main stage of faulting, with only minor late-kinematic intrusions and associated lavas. Crust breaks up into horsts and graben, and blocks are tilted along a basal décollement. The tops of tilted blocks are eroded, locally removing much of the upper crust.

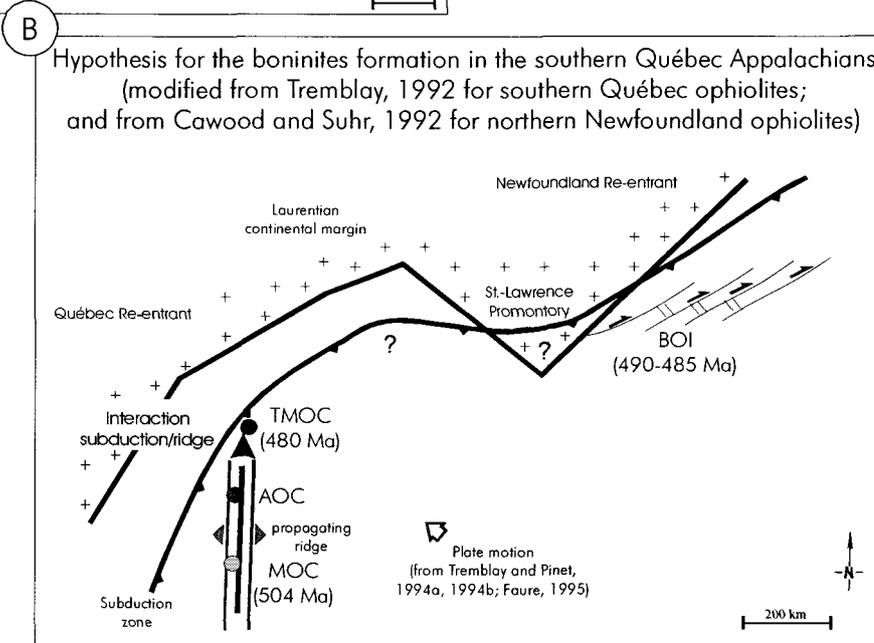
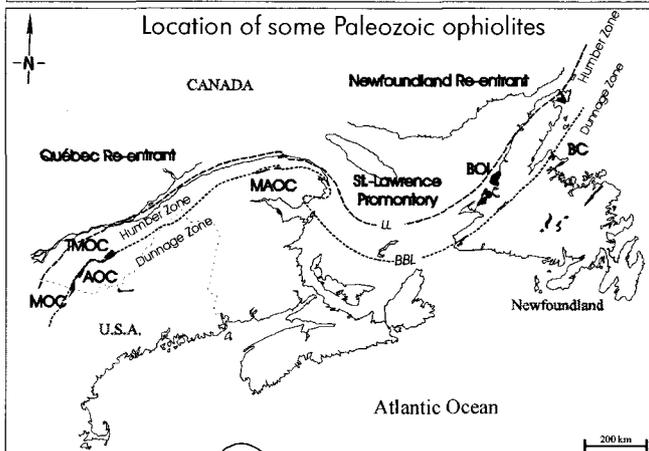
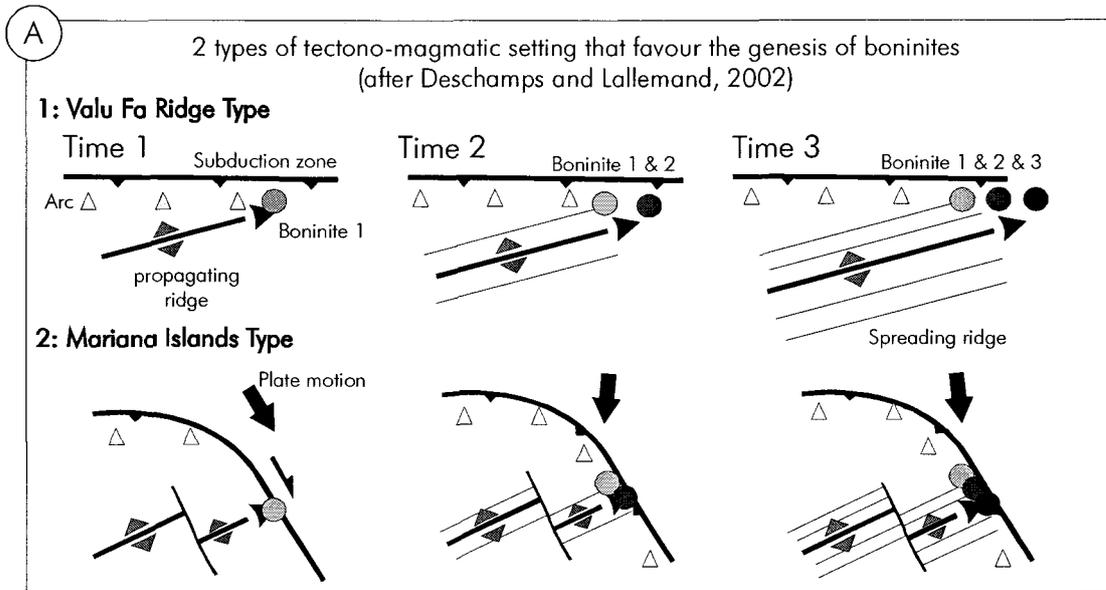
An upward decrease in throw on these faults indicates that they are growth faults, propagating from bottom to top. Associated intrusions (Figs 2.3 & 2.6) imply that these faults were coeval with magmatism and played a role in magma ascent. The Dunitic Zone is

only partly affected by these faults, and the lower part of the Dunitic Zone could represent a décollement surface accommodating movement of the tilted blocks (e.g. Harper 1985). The presence of a brecciated hypabyssal facies in areas where the sheeted dyke complex is absent, suggests that erosion and/or tectono-magmatic destruction of upper crustal facies was probably an important part of the geological history of the TMOC (Fig.2.8C).

2.6.5. The TMOC, a slow-spreading environment?

The morphology of the axial rift zone of spreading centres is dependent on spreading rate, with prominent fault scarps and a deep axial valley characterizing slow-spreading environments (Macdonald 1982). Seismic data imply that magma chambers are ephemeral at slow-spreading ridges, with the depth of seawater penetration, and the depth of the brittle-ductile transition depending on the presence or absence of magma chambers (Harper 1985; Toomey et al. 1988; Dilek et al. 1992, 1998; Dick et al. 1992). The deep graben of the TMOC, the deep crustal level to which syn-magmatic extensional faults penetrate (Figs 2.1 & 2.3), and the evidence for near-pervasive lower crustal hydrothermal metamorphism, are all features compatible with a slow spreading rate.

An unresolved problem is the nature and location of the accommodation zone (Harper 1985) for the normal faults we have documented (Figs 2.1 & 2.3). We have been able to follow the faults down into the Dunitic Zone, but because of the poor exposure and common post-emplacement reactivation of Dunitic Zone rocks, we cannot be certain whether rotation of upper crustal fault blocks occurred along a décollement zone, whether it penetrated down into the mantle, or whether the deformation was accommodated by a wide, ductile, lower crust. The tectonic exhumation of lower crustal and mantle rocks along shallowly-dipping extensional faults seems to characterize slow-spreading environments (e.g. Dick et al. 1992; Dilek et al. 1998). In the TMOC, the deposition of lavas and sediments directly upon mantle or lower crustal rocks (Fig.2.1) could perhaps be explained in this manner?



← Fig.2.9: A - Schematic cartoons showing a possible configuration for the genesis of boninites (after Deschamps & Lallemand 2002 *in press*); B - Model of boninite formation for southern Québec Appalachian ophiolites.

2.6.6. Formation of boninitic crust in the northern Appalachians

The formation of boninite lavas requires a hot, depleted mantle affected by subduction-zone metasomatism (Crawford et al. 1989). Several tectonic environments have been suggested to explain boninite genesis, including: subduction of a spreading ridge, plume/subduction zone interactions, subduction zone initiation, propagation of a backarc spreading centre into a subduction zone, and slab rollback caused by a decrease in convergence rate (e.g. Crawford et al 1989; Stern & Bloomer 1992; Bédard et al 1998; Macpherson & Hall 2001; Kim and Jacobi 2002; Deschamps & Lallemand *in press*). The Taconian ophiolites of the northern Appalachians are unusual, in that boninites are extremely abundant, may constitute the dominant magmatic suite over extensive regions, and are roughly coeval (490-480 Ma, e.g. Church 1977; Bédard et al. 2000; Kim & Jacobi 2002; Bédard & Kim 2002). Any genetic model must explain the development of extensive boninitic magmatism at this juncture.

The identification of sub-N-S extensional oceanic structures in the TMOC suggests that the spreading centre had a N-S trend and that extension and seafloor-spreading took place along an E-W flow direction. N-S lineaments have also been reported from other oceanic terranes in southern Québec and northern New England (Doolan et al. 1982; Tremblay & Malo 1991, Tremblay 1992), suggesting that this may be the orientation of the extensional (spreading) axis at this time. Ordovician paleogeographic reconstructions (Tremblay 1992) suggest a SE-dipping subduction zone, which would produce a diachronous intersection between spreading centre and subduction zone (Fig.2.9), a configuration compatible with the genetic model proposed for boninites by Deschamps and Lallemand (*in press*). However, this assumes that the N-S trend documented for the TMOC spreading axis has not been affected by rotation of the obducted oceanic terrane, as has been documented in other ophiolites (e.g. Perrin et al. 1994). Another objection to this model is that it requires a very stable geometry in order to account for development of similar, roughly coeval, boninitic oceanic crust along >1500 km of strike length in the northern Appalachians. In contrast, models involving collision of the Taconic arc against an irregular continental margin and coeval formation of forearc spreading centres in reentrants (Fig.2.9,

Cawood & Suhr 1992; Kim & Jacobi 2002; Bédard & Kim 2002) may be more compatible with the apparently synchronous development of anomalous boninitic crust of 'Betts Cove' type (Church 1977) over such an extensive region.

2.7. CONCLUSIONS

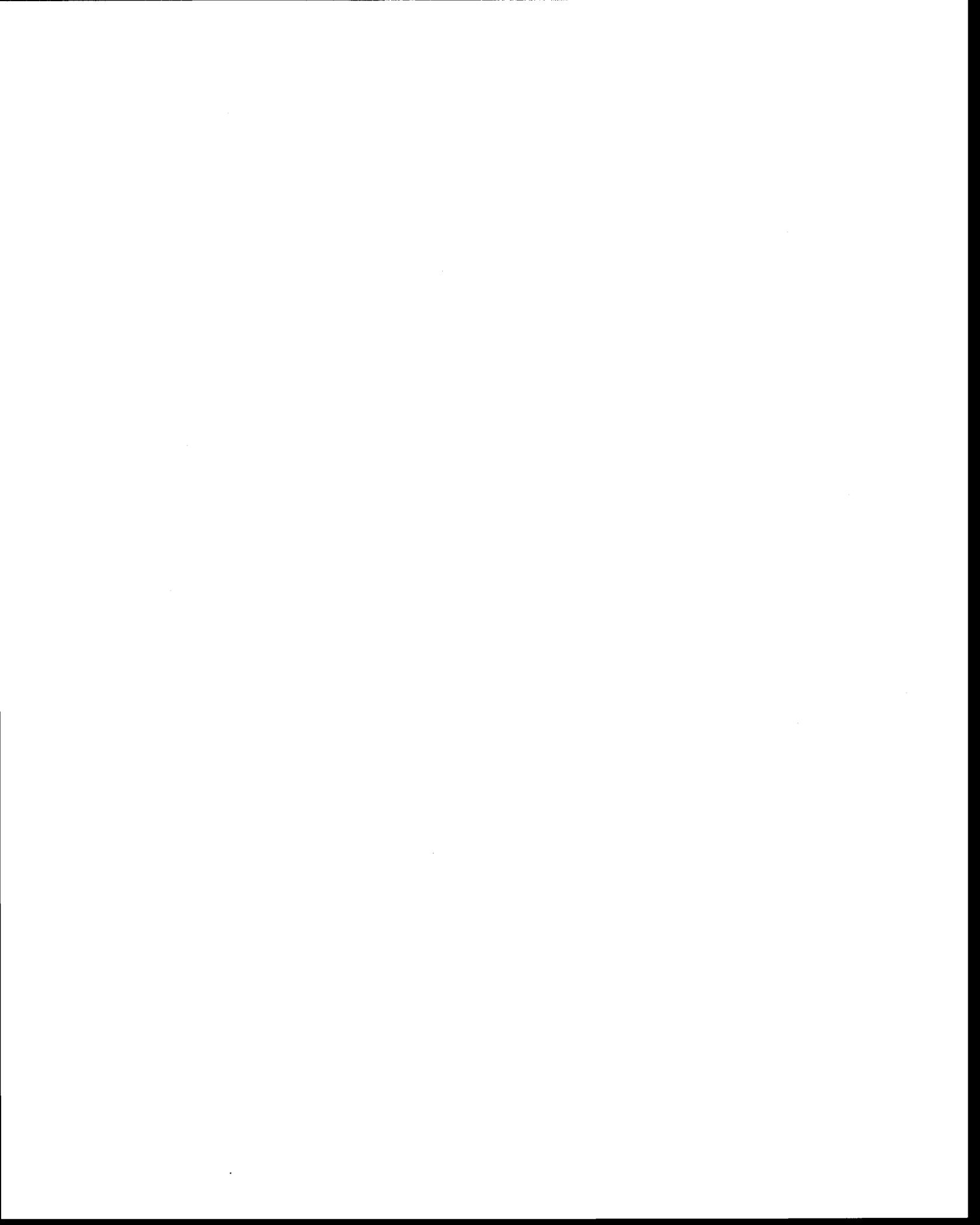
Our data highlights the links that exist between the structural and magmatic history of the Thetford Mines Ophiolitic Complex (TMOC; Fig.2.7). We have documented the manner in which syn-magmatic normal faults dissected the upper crust into tilted fault blocks and controlled deposition of lavas and sediments. These observations imply that the ophiolite was partially dismembered by extensional tectonics prior to its emplacement onto the continental margin (Fig.2.7A). The dominance of a boninitic signature in cumulates and lavas suggests that the TMOC is a forearc related ophiolite. The evidence for coeval extension and magmatism, and the discovery of a locally well-developed sheeted dyke complex suggests that the TMOC formed when seafloor spreading was initiated in a forearc, with slow magmatic extension being fed by boninitic, rather than tholeiitic magmas. Emplacement onto the continental margin followed very quickly after the ophiolite formed, and a piggy-back forearc basin was developed.

note (1) : L'alternance de lithologies de la zone pyroxénitique (à savoir l'alternance de webstérites et de harzburgites magmatiques) peut être qualifiée de litage « magmatique » ou de foliation « magmatique », liés à une déformation de Haute-Température. Cette déformation de Haute-Température est décrite en détail par Nicolas (1992), notamment pour la zone gabbroïque. Cet auteur montre que cette déformation de Haute-Température évolue en fonction de deux paramètres principaux qu'il présente dans un diagramme en XY, que sont : 1 - l'augmentation de la viscosité des magmas versus : 2 - la diminution de la fraction liquide lors du refroidissement progressif de ces magmas. On retrouve les divers indicateurs cinématiques liés à l'évolution de ces deux paramètres, décrits pour le domaine gabbroïque ici dans le domaine pyroxénitique et par analogie il est possible que ces deux paramètres soient impliqués pour expliquer une telle foliation ou litage « magmatique » dans la zone pyroxénitique.

Acknowledgments

Thanks are due to Réjean Hébert, Roger Laurent, and the late Pierre St-Julien for introducing us to the area and sharing their knowledge during earlier field seasons; to Bertrand Brassard and Ressources Allican Inc. for initiating the project; to Nicolas Pinet, Yves Hébert and François Huot for numerous discussions; to Pierre

Cousineau and the late lamented Giff Kessler for volcanological and sedimentological insights; and to Yildirim Dilek and Peter Robinson for insightful and lightning-fast reviews. This project has been supported by the Geological Survey of Canada, by Canadian National Science and Engineering Research Council grant ESS 233685-99, by a Diversification de l'Exploration Minérale au Québec grant provided by Valorisation-Recherche Québec (project 2201-133), and by Ressources Allican Inc. This is Geological Survey of Canada Contribution 2002206.



CHAPITRE 3:
STRUCTURAL EVOLUTION OF THE THETFORD-MINES OPHIOLITE
COMPLEX, CANADA:
IMPLICATIONS FOR THE SOUTHERN QUÉBEC OPHIOLITIC BELT

Jean-Michel Schroetter*, Alain Tremblay** and Jean H. Bédard***

* Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, 880 Chemin Sainte-Foy,
Québec, PQ, Canada, G1S 2L2.

j Schroetter@nrcan.gc.ca

** Département des Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, CP 8888, Succursale centre ville,
Montréal, PQ, Canada, H3C 3P8.

tremblay.a@uqam.ca

***Geological Survey of Canada – Québec, 880 Chemin Sainte-Foy, Québec, PQ, Canada, G1S 2L2

jbedard@nrcan.gc.ca

Soumis à Tectonics, septembre 2003



3.1. ABSTRACT

The Thetford-Mines Ophiolite Complex (TMOC) occurs in the hanging wall of a major SE-dipping normal St-Joseph fault that bounds the eastern flank of the metamorphic Laurentian margin in the southern Québec Appalachians. The TMOC presents a well-preserved and complete oceanic sequence in which the different tectonic events recognized in the Laurentian margin can be discriminated. These tectonic events and associated fabrics are separated into pre-, syn- and post-obduction structures that mainly consist of (i) NS-trending pre-obduction faults, parallel to the locally-preserved sheeted dyke complex and associated with “late” ultramafic intrusions crosscutting the ophiolitic lower crust, (ii) WNW-trending syn-obduction structures of Ordovician age (Taconian) recorded by syn-metamorphic shear zones and fabrics that are predominant towards the base of the TMOC and in the underlying continental margin rocks, but absent in the upper part of the TMOC and overlying sedimentary rocks, and (iii) two generations of post-obduction structures represented by Late-Silurian/Early-Devonian event backthrusts (SE-verging) and backfolds related to stratigraphic inversion in the TMOC, and by Middle Devonian (Acadian) NW-verging folds and reverse faults. The backthrust (SE-directed) deformation recorded in the ophiolites corresponds to lower structural level and metamorphic grade than in the margin rocks due to normal faulting along the St-Joseph-BBL faults system. The tectonic framework established for the TMOC is consistent with regional fabrics documented in the adjacent Laurentian margin, and can be applied to the Southern Québec ophiolitic Belt as a whole. The structural synthesis of the ophiolitic belt, complemented with new observations and compilation of stratigraphical, geochemical, geochronological and petrological data suggests that the various ophiolitic masses represent the remnants of the obduction (during the Taconian orogeny) of a single large slab of supra-subduction oceanic lithosphere extending for hundreds of kilometres of strike-length.

3.2. INTRODUCTION

Many of the ophiolites on the Laurentian side of the Paleozoic Appalachian/Caledonian belt occur in the internal part of the orogen and were affected by post-obduction deformation, making it difficult to unravel the sequence and significance of the deformational events that took place at the junction between the continental margin and the accreted oceanic terranes. For a number of reasons, the Southern Québec ophiolitic Belt,

particularly the Thetford-Mines ophiolitic Complex (Fig.3.1), represents an ideal location to elucidate the Lower Paleozoic tectonic history of this part of the orogen. These include: (1) the southern Québec ophiolites are numerous and well-preserved, in comparison to those from the Gaspé Peninsula or New England, this being due to their occurrence in a continental reentrant where the effects of post-accretion tectonism are minimized (e.g. Harris 1992); (2) most of the southern Québec ophiolites preserve a near-complete internal stratigraphy; (3) numerous geochemical studies, including paleotectonic discrimination analyses, are available for each ophiolite (Bédard and Kim 2002; Church, 1977, 1978, 1987; Harnois and Morency, 1989; Hébert and Bédard, 2000; Hébert and Laurent, 1989; Huot et al., 2002; Laurent and Hébert, 1989; Olive et al., 1997; Oshin and Croket, 1986); (4) the age of crystallization of most ophiolites has been established by U-Pb zircon dating (e.g. Dunning et al., 1986; David and Marquis, 1994; Whitehead et al., 2000); (5) the Middle Paleozoic (Acadian) metamorphic overprint is less severe in southern Québec than in New England (e.g. Tremblay et al. 2000) where critical relations between the ophiolites and surrounding rock units are obscured by severe deformation and pervasive, greenschist-to-amphibolite grade metamorphism, and finally; (6) in southern Québec, the metamorphic and structural evolution of the continental margin is well-established (Tremblay and Pinet 1994, Castonguay and Tremblay 2003) and is constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic dating (Whitehead et al. 1995, Castonguay et al. 2001, Tremblay and Castonguay 2002), thus providing a framework for the structural analysis of the Southern Québec ophiolitic Belt and overlying oceanic terranes.

This paper presents a detailed structural analysis of the Thetford-Mines ophiolitic Complex (TMOC), executed in tandem with geological mapping (Schroetter et al., 2000, 2001, 2002, 2003). The various types of fabrics observed in the TMOC are separated into pre-, syn- and post-obduction structures. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb age data that bear on the age of ophiolite obduction, and correlation of ophiolitic structures with regional fabrics of the adjacent continental margin, are used to constraint the structural evolution of the TMOC. The tectonic framework we establish for the TMOC is then applied to other southern Québec ophiolites, and along-strike structural correlations are proposed. We will argue that the Southern Québec ophiolitic Belt probably represents a single, coherent segment of Lower Paleozoic oceanic crust that was obducted over Laurentia during the Taconic orogeny.

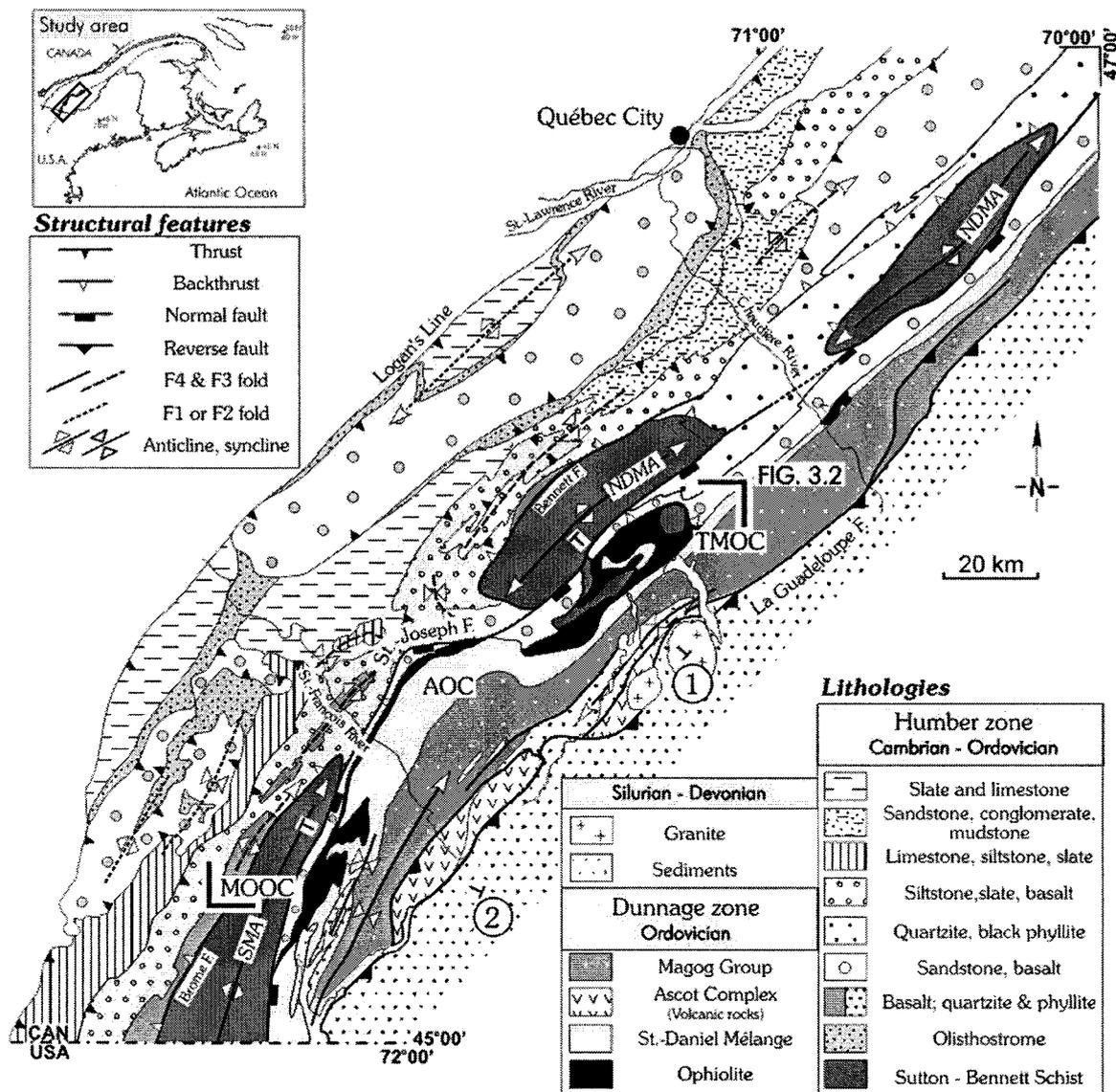


Fig.3.1: Geological map of the southern Québec Appalachians (modified from Tremblay and Castonguay, 2000). NDMA, Notre-Dame mountains anticlinorium; SMA, Sutton mountains anticlinorium; TMOC, Thetford-Mines ophiolitic Complex; AOC, Asbestos ophiolitic Complex; MOOC, Mont-Orford ophiolitic Complex. Encircled numbers refer to the location of structural profiles of Fig.3.12.

3.3. GEOLOGICAL CONTEXT

The southern Québec Appalachians comprise three principal lithotectonic assemblages (Fig.3.1): the Cambro-Ordovician Humber and Dunnage zones, and the Silurian-Devonian succession of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium, or trough (Williams, 1979). The Humber zone represents the vestiges of a passive continental margin sequence, while the Dunnage zone is an assemblage of (oceanic) ophiolites, subduction-related volcanic rocks and marine sedimentary deposits. The contact between the Humber

and Dunnage zones is the Baie Verte-Brompton Line (BBL), which is loosely defined as a linear zone of discontinuous serpentinites, dismembered ophiolites and *mélanges* (Williams and St-Julien, 1982). The Humber zone is separated into two subzones (external and internal) on the basis of contrasting deformation style and metamorphic intensity (Williams 1995, Tremblay and Castonguay 2002). The internal Humber zone comprises the Sutton Mountains anticlinorium (SMA), the Notre-Dame Mountains anticlinorium (NDMA; Fig.3.1), and a series of structural windows to the southeast (e.g. the Bécancour and Carineault anticlines of the Thetford-Mines ophiolite Complex; Fig.3.3) (Birkett 1981, Tremblay and Pinet 1994, Tremblay and Castonguay 2002). The Dunnage zone comprises: (1) the Mont-Orford, Asbestos and Thetford-Mines ophiolitic complexes, (2) the St-Daniel Mélange, (3) the Ascot Complex, and (4) the Magog Group, which have been interpreted as (1) the remnants of oceanic crust, (2) an oceanic accretionary complex, (3) a composite terrane of volcanic arc sequences, and (4) a fore-arc sedimentary sequence, respectively (Cousineau 1988, Cousineau and St-Julien, 1992, 1994, see Tremblay et al. 1995 for a review).

In southern Québec, the structure of the internal Humber zone is characterized by doubly-plunging domal structures (the SMA and the NDMA) in which greenschist- to lower amphibolite-facies metamorphic rocks occur (Tremblay and Castonguay, 2002). Multiple phases of deformation include a regional S_{1-2} schistosity and syn-metamorphic folds and faults that are overprinted by a penetrative crenulation cleavage (S_3 of Tremblay and Pinet 1994), which is axial-planar to hinterland (southeast)-verging folds and ductile shear zones rooted along the north-western limb of the internal Humber zone, i.e. the Bennett-Brome fault of Tremblay and Castonguay (2002). Amphibole and mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the internal zone vary between 431 and 411 Ma. Locally, high-temperature steps of Ordovician age (462-460 Ma) were extracted from amphiboles of the NDMA (Castonguay et al. 2001), which have been interpreted as evidence that there has been no protracted cooling of the metamorphic sequence (from Ordovician to Silurian times) and that the Ordovician and Silurian deformational and metamorphic events are geochronologically (and kinematically) unlinked (Castonguay et al. 2001, Tremblay and Castonguay 2002). To the southeast, the internal Humber zone is limited by the St-Joseph fault and the BBL (Pinet et al. 1996, Tremblay and Castonguay, 2002), which together constitute a composite east-dipping normal fault system in southern Québec. In the hangingwall of the normal fault system, continental

metamorphic rocks exposed in the cores of Acadian antiforms, formed by the Bécancour and Carinault anticlines, have yielded Middle Ordovician $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages (462-460 Ma; Whitehead et al. 1996, Castonguay et al. 2001), which are consistent with high-temperature step amphibole ages of the NDMA. Middle Ordovician ages are attributed to Taconian metamorphism and are consistent with the inferred age of regional metamorphism and NW-verging deformation of the Laurentian margin (ca. 490-445 Ma; St-Julien and Hubert 1975, Stanley and Ratcliffe 1985, Ratcliffe et al. 1998, Tremblay and Castonguay 2002). Existing models attribute the Ordovician Taconian orogeny to the collision between the Laurentian margin and island-arc terranes (the Taconian arcs) developed over either a southeast-facing (Osberg 1978 ; Stanley and Ratcliffe 1985 ; Ratcliffe et al. 1998), or a northwest-facing (St-Julien and Hubert 1975) subduction zone. Pinet and Tremblay (1995a and b) recently argued that the Taconian deformation and metamorphism of the Laurentian margin has been essentially the result of obduction of the oceanic crust during the Taconian orogeny.

The Silurian-Early-Devonian (431-411 Ma) tectonic event recorded by Humber zone rocks in southern Québec is regarded in terms of two alternative models. The first model invokes hinterland(SE)-directed thrusting in response to the tectonic wedging of a basement-cored complex, which induced the backthrusting of the supracrustal rocks, and coeval extension along the St.-Joseph fault. The second model involves crustal-scale exhumation by extensional collapse of the internal Humber zone following the Taconian orogeny (Pinet et al. 1996; Castonguay and Tremblay 2003; Tremblay and Castonguay 2000), possibly as a result of slab delamination and isostatic rebound of the subducted plate. Tremblay and Castonguay (2002) have argued that the Silurian-Early Devonian ages of the hinterland-directed deformation provide structural and age constraints that are compatible with post-orogenic exhumation of the Laurentian margin and the Ludlovian-Pridolian (Late Silurian) onset of sedimentation in the Connecticut Valley-Gaspé trough.

A Middle Devonian (Acadian) deformational event affected both pre- and post-Taconian rocks (Tremblay, 1992, Tremblay et al. 2000); and is characterized by open to isoclinal folds with an axial-planar cleavage and high-angle NW-verging reverse faults, corresponding to the D₄ structures of Tremblay and Pinet (1994). The Acadian orogeny is considered to record the final destruction of Iapetus by a continent/continent collision

between the Laurentian margin and Gondwana and/or the Composite Avalon Terrane (Osberg, 1978; Williams and Hatcher, 1983; Robinson et al., 1998, van Staal et al., 1998).

3.4. THE SOUTHERN QUÉBEC OPHIOLITIC BELT

The Southern Québec ophiolitic Belt comprises three major ophiolitic complexes (Fig.3.2: Thetford-Mines [TMOC], Asbestos [AOC], Mont-Orford [MOOC]: e.g. Laurent et al. 1979). The TMOC and AOC, with U/Pb zircon ages of 479 ± 3 Ma and $478-480 \pm 3/-2$ Ma, respectively (Dunning et al., 1988; Whitehead et al., 2000), preserve both mantle and crustal rocks, and are dominated by boninitic magmatism (with subordinate tholeiites), a feature which has been attributed to their genesis either in a forearc environment (Laurent and Hébert, 1989; Hébert and Bédard, 2000), and/or in a backarc setting (Oshin and Crocket, 1986; Olive et al., 1997). In contrast, only the uppermost part of the crustal section is present in the MOOC, which appears to be older than the other ophiolites (504 ± 3 Ma: David and Marquis, 1994), and contains a greater diversity of magma types that have been interpreted in terms of arc-backarc (Harnois and Morency, 1989; Laurent and Hébert, 1989, Hébert and Laurent 1989) or arc-forearc to backarc environments (Huot et al., 2002). These ophiolite massifs are currently considered to represent km-scale, fault-bounded blocks within the St.-Daniel Mélange, which has been interpreted as the remnant of a subduction complex (Cousineau and St-Julien, 1992; Tremblay et al., 1995). Recent detailed mapping and structural analysis in the Thetford-Mines area has challenged this interpretation, suggesting rather that the St-Daniel is a piggyback basin lying stratigraphically on top of the ophiolites (Schroetter et al., 2000, 2001).

The nature of the contact between St.-Daniel Mélange and ophiolite massifs is of critical importance. According to Cousineau and St-Julien (1992), the Saint-Daniel Mélange represents a subduction zone accretionary complex, and its contact with the upper part of the TMOC is a fault. Others have described this contact as stratigraphic and depositional (Dérosier 1971; Hébert 1983, Schroetter et al. 2002, 2003 *in press*); implying rather that the Saint-Daniel Mélange is a piggy-back basin, and that it represents the lowermost unit of the forearc basin sequence (Schroetter et al. 2002, 2003 *in press*).

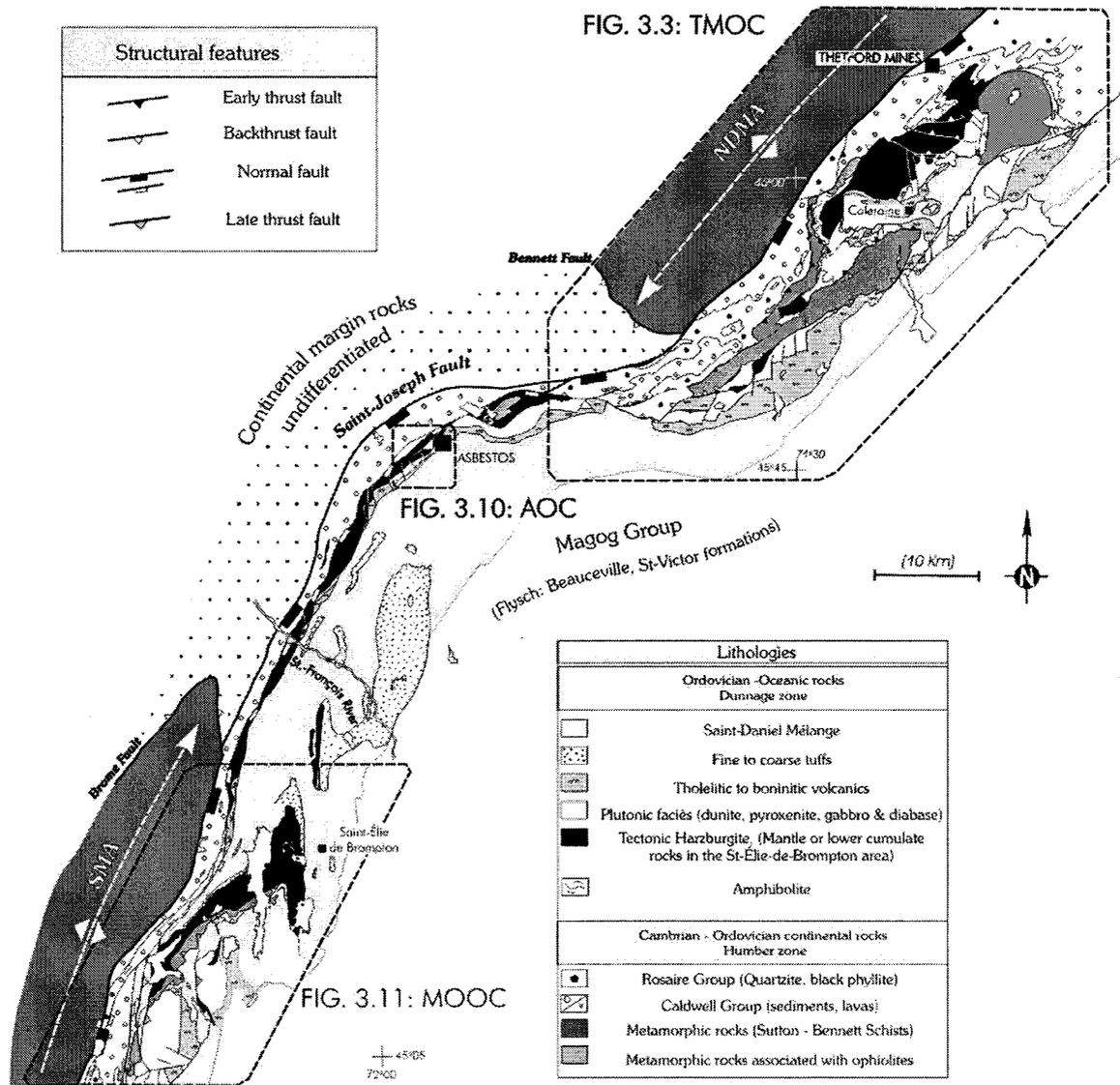


Fig.3.2: Geological map of the Southern Québec ophiolitic Belt, based on this study and complemented by mapping data compiled from Beulac (1982), Brassard and Tremblay (1999), Brodeur and Marquis (1995), Cooke (1938, 1950), Hébert (1980), Hébert (1983), Huot (1997), Lamarche (1973), Lavoie (1989), Marquis (1989), Pinet (1995), Riordon (1958), Rodrigue (1979), St-Julien (1965), St-Julien and Slivitzky (1988). See Fig.3.1 for location. Other symbols as in Fig.3.1.

3.5. THE THETFORD-MINES OPHIOLITE COMPLEX (TMOc)

The Thetford-Mines ophiolitic Complex (TMOc) outcrops as a NE-trending belt, 40 km in length and 10-15 km in width (Fig.3.3). The TMOc is divided (Laurent, 1975) into the Thetford-Mines (TM) massif to the northwest and the Adstock-Ham Mountains (AHM) massif to the southeast (Fig.3.3). The TM massif is mainly characterized by a thick mantle section (ca. 5 km according to Laurent et al., 1979) and a 0.5 to 1.5 km-thick crustal section

(Schroetter et al., 2003; *in press*). The oceanic mantle is not preserved in the AHM massif. The crustal section is similar in both massifs, and consists of dunitic, pyroxenitic and gabbroic cumulates, crosscut by mafic to ultramafic dikes (all of boninitic affinity), which locally grade up into a well-developed sheeted dike complex. The extrusive sequence is extremely variable, both in thickness and lithology, but boninitic lava flows and felsic pyroclastic rocks dominate. Tholeiitic lavas are locally preserved at the base of the Lac de L'Est section (Oshin and Crockett, 1986; Laurent and Hébert, 1989). The ophiolitic_{ss} extrusive sequence is overlain by laterally discontinuous debris flows characterized by cm- to m-scale angular fragments of ultramafic, volcanic, sedimentary and metasedimentary rocks (Coleraine Group of Riordon, 1954 and Coleraine breccia of Hébert, 1980). The coarse-grained units wedge out laterally into fine-grained siliciclastic rocks (red argillites and siltstones, and green tuffs). This basal sequence of coarse- to fine-grained clastic rocks grades up progressively into turbidites, argillites, siltstones and pebbly mudstones of the St-Daniel Mélange (Schroetter et al., 2003 *in press*).

3.5.1. Structural geology and deformational episodes

Several episodes of deformation can be identified in the TMOc and its cover rocks. In the following, these episodes are subdivided into: (i) pre-obduction faults, (ii) syn-obduction shear zones and structures, and (iii) post-obduction faults and folds. There are two generations of post-obduction structures, which show significant contrast in timing and structural vergence, and which represent the main phases of regional deformation of the area. The correlation between the terminology used in this paper and the terminology used previously by Tremblay and Pinet (1994), is summarized in Fig.3.4. We use [S_n]/[S₁] to describe the dynamo-thermal foliation and/or the cleavage associated with emplacement of the ophiolite onto the continental margin [D₁₋₂ of Tremblay and Pinet 1994]; [S₃] when referring to the backthrusting event [D₃ of Tremblay and Pinet 1994], and [S₄] for the Acadian event [D₄ of Tremblay and Pinet 1994].

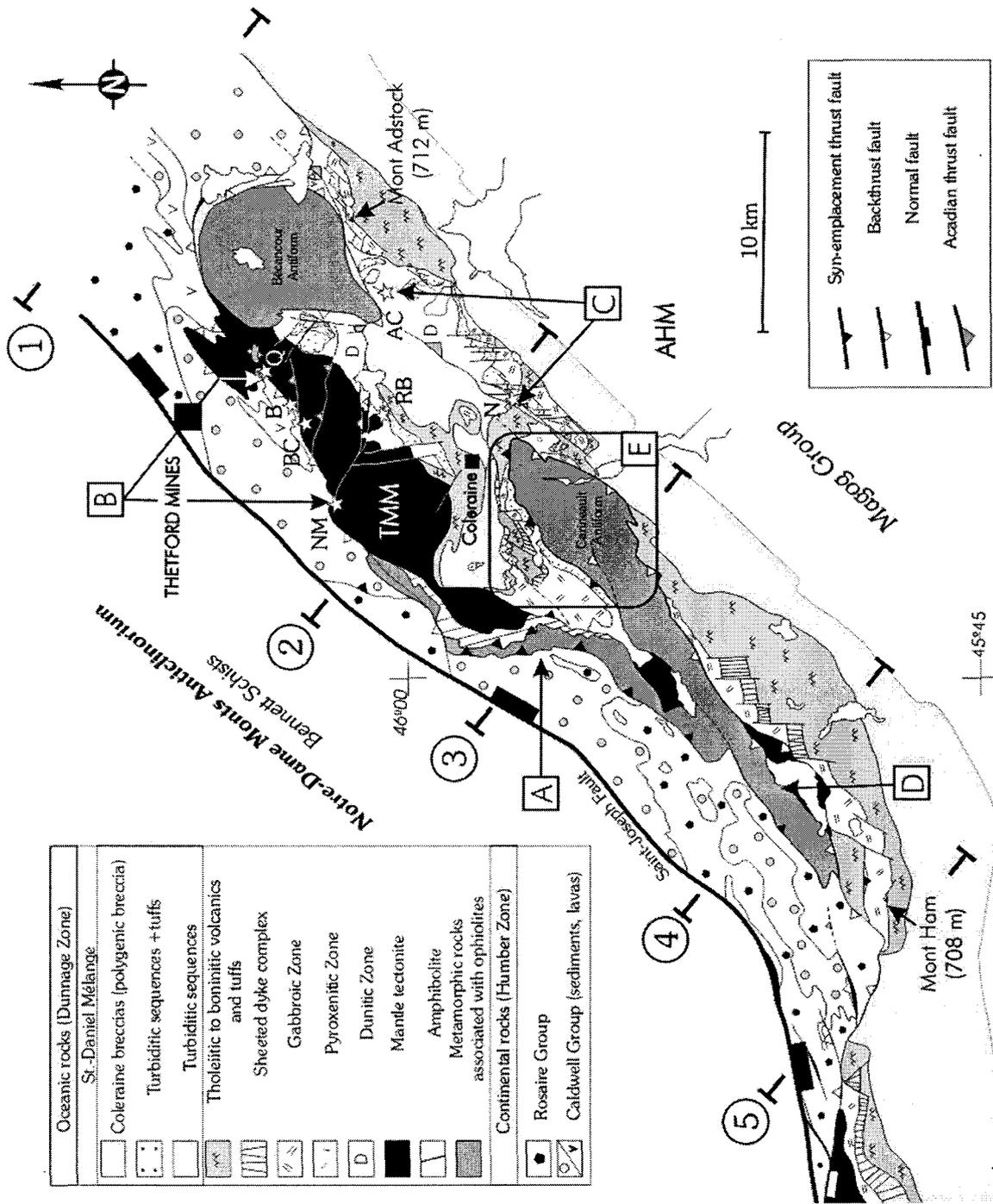


Fig.3.3: Geological map of the Thetford Mines ophiolitic Complex showing the location of key outcrops and sites mapped during this study. TMM, Thetford-Mines massif, AHM, Adstock-Ham massif, RB, Reed-Bélangier mine; N, Nadeau mine, NM, Normandie mine, B, Beaver mine; AC, American Chrome mine. Letters in quares refer to detailed field sketches or photographs described in this study, whereas numbered circles refer to the location of structural profiles shown in Fig.3.9. See Fig.3.2 for location.

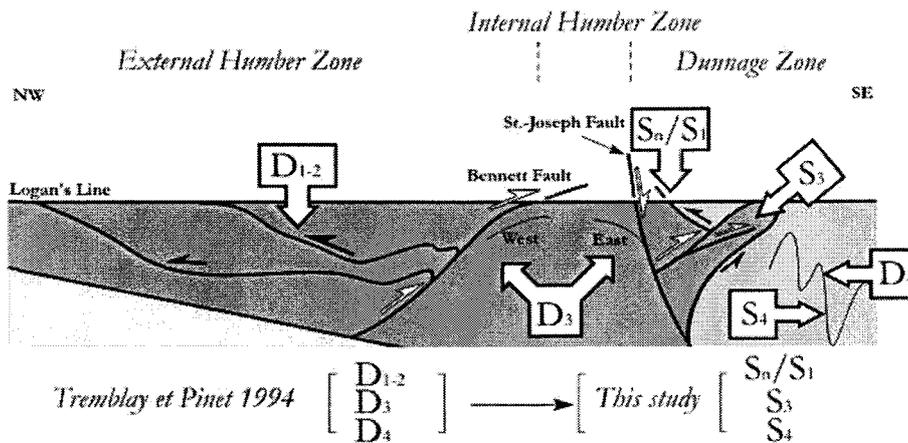


Fig.3.4 : Schematic illustration of the nomenclature used to describe the different deformational events of the area. See text for discussion.

3.5.1.1. Pre-obduction structures.

Our mapping has revealed the presence in the AHM of numerous sub-vertically dipping, N-S to 20°-striking faults, spaced ~1 km apart on average. In the plutonic part of the crust, the faults are manifested as sheared or mylonitic dunites and syn-magmatic breccias, and may correspond to along-strike breaks in lithology. The fault breccias are cut by undeformed, 10-m scale, websteritic to lherzolitic intrusions, demonstrating the pre- to syn-magmatic nature of the faulting. Assuming that rhythmic cumulate layering was originally paleo-horizontal, then kinematic analysis implies that these were originally normal faults separating a series of tilted blocks. Swarms of N-S-striking dykes are oriented parallel to the major faults and locally constitute a sheeted complex. In the upper part of the crust, the faults correspond to marked lateral changes in the thickness and facies assemblages seen in supracrustal rocks, are locally marked by prominent subvolcanic breccias, and have upwardly decreasing throws, which together suggest that they are growth faults. The base of the volcano-sedimentary sequence is a major erosional surface in many places, which can penetrate down to Dunitic Zone rocks. We have interpreted numerous oceanic crust thickness variation and numerous plutonic rocks juxtaposition in the TMOC as the consequence of this extensional pre-obduction faults activity. The evidence for coeval extension and magmatism, and the presence of a sheeted dyke complex, imply that the TMOC formed by seafloor spreading (Schroetter et al., 2003 *in press*). The dominance of a boninitic signature in cumulate and volcanic rocks suggests that spreading occurred in a subduction zone environment, possibly in a forearc setting (Bédard and Kim, 2002).

3.5.1.2. *Obduction-related structures.*

Structures that can be strictly assigned to obduction processes are only locally preserved in the TMOC. A well-developed obduction-related metamorphic sole, of up to 1 km-thick, occurs at the base of the ophiolite in the Thetford-Mines massif (Fig.3.3). Metamorphic assemblages are from base to top: (i) chlorite + albite + quartz + muscovite +/- garnet, for rocks in the greenschist facies; (ii) green hornblende +/- quartz + epidote +/- garnet, for rocks in the lower amphibolite facies; and (iii) brown hornblende + epidote +/- garnet +/- clinopyroxene, for rocks in the upper amphibolite facies. Metamorphic temperature ranged from 850-780°C near the contact with the harzburgite tectonite, to 580-500°C at the base of the sole; and metamorphic pressure ranged from 7 to 5 kbars (Feininger, 1981; Clague et al., 1981). This implies an inverse thermal gradient of 40°C/Km (Feininger, 1981). Amphibolitic rocks from the sole yielded $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages of 477 +/- 5 Ma (Whitehead et al., 1995), whereas the underlying metasediments (i.e. Carineault and Bécancour Anticlines, Star in Box E on Fig.3.3) yielded muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages ranging between 469-460 Ma (Whitehead et al. 1995, Castonguay et al., 2001). These ages have been interpreted as the result of the intraoceanic detachment (i.e. the amphibolite sole) that culminated with the emplacement of the oceanic crust onto the continental margin (Pinet and Tremblay 1995a, Tremblay and Castonguay, 2002).

The metamorphic sole is moderately to steeply dipping toward the east or the southeast, with planar fabrics subparallel to the contact with the overlying ophiolite (Fig.3.3 Box A, Fig.3.5A). The dominant fabric in the sole is a metamorphic foliation [Sn] axial-planar to isoclinal folds and is defined by the preferred orientation of hornblende and epidote (Feininger, 1981; Clague et al., 1981; Whitehead et al., 1995). The metamorphic foliation is affected by subvertical, NE-trending open folds [S4] (Clague et al., 1981) that have been attributed to an Acadian deformational overprint (Whitehead et al., 1995).

Our structural analysis shows that the intensity of deformation and metamorphism progressively decrease from east to west (away from the contact with the ophiolite) over 3 km. NW-verging isoclinal folds [P1] become progressively more open (Fig.3.5A [Est] to Fig.3.5C [West]). To the West, crosscutting relationships between the bedding [So], the dominant schistosity [S1], and the Acadian fabric [S4] are locally well-exposed, and clearly show that [So] and [S1] were overprinted by late folds characterized by a subvertical, NE-trending axial-planar cleavage (Figs 3.5C, 3.5D & 3.5E).

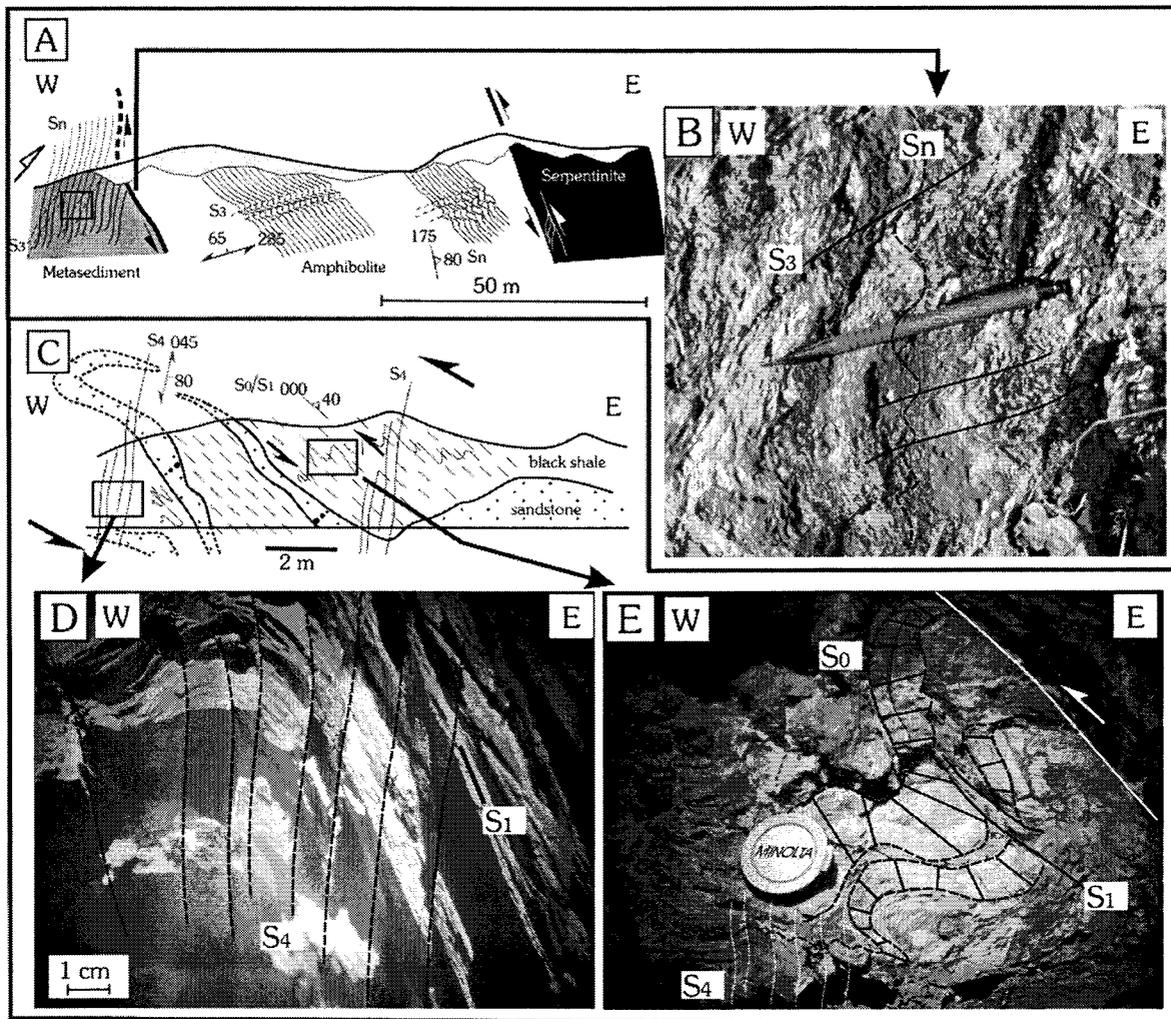


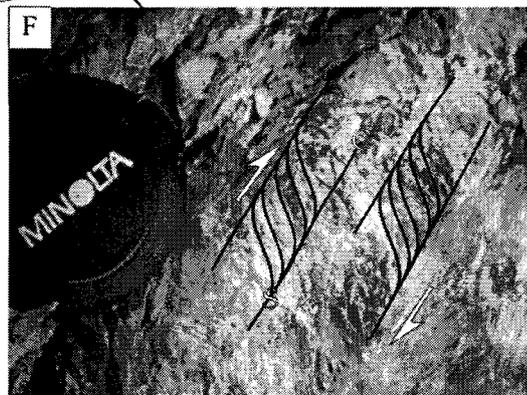
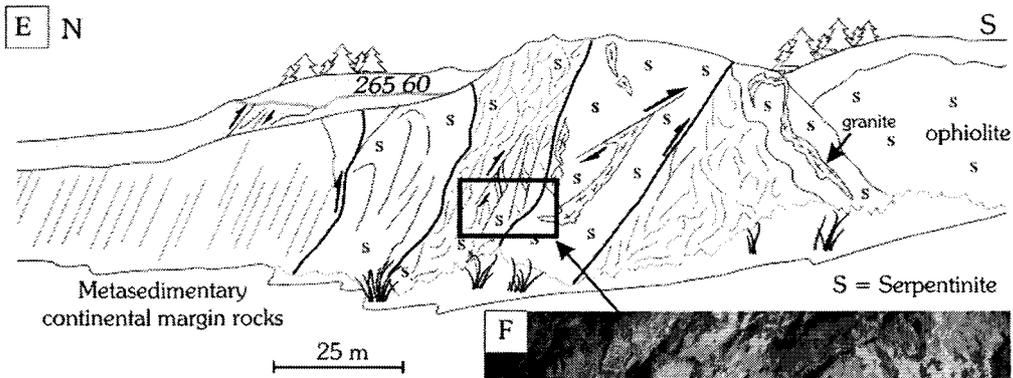
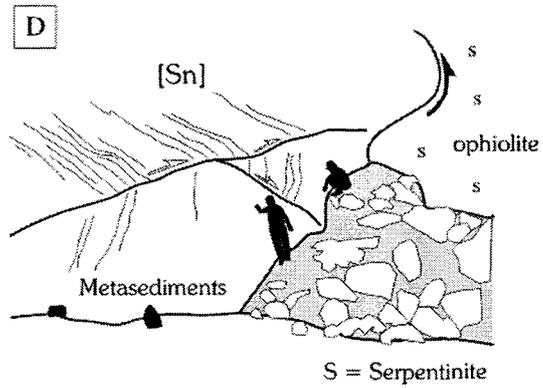
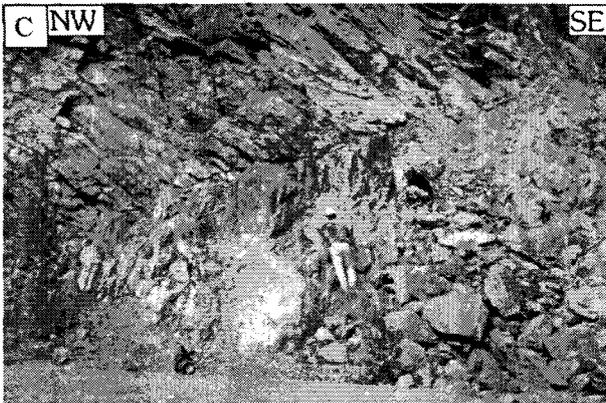
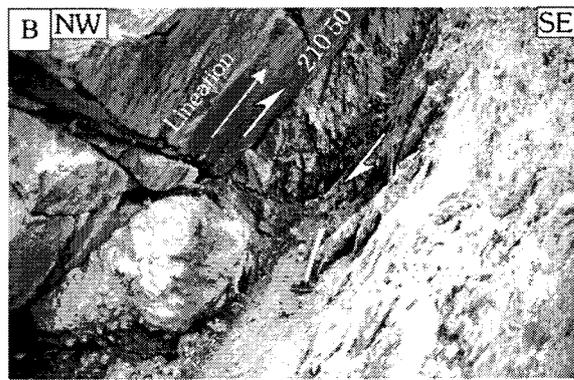
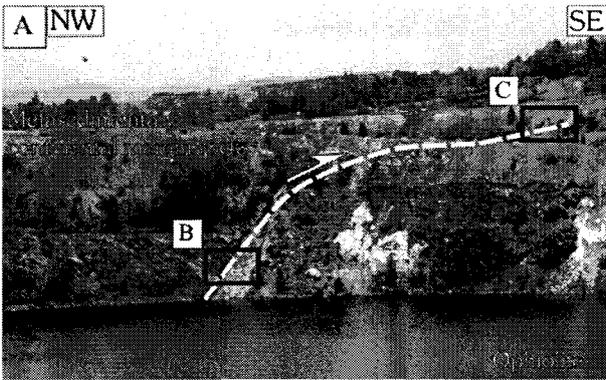
Fig.3.5: Field sketches and photographs illustrating the variety of fabrics and structures in the vicinity of the contact between the ophiolites and the underlying sedimentary rocks. Location A on Fig. 3.3. A - Fieldsketch of the contact ophiolite-margin at the amphibolitic sole; B - Photographs showing overprinting relations between the main obduction fabric [Sn] and the backfold fabric [S3] in metasedimentary rocks. The pencil is 15 cm-long; C - Field sketch of an isoclinal, syn-obduction fold overprinted by an Acadian fold with [S4] as an axial-planar fabric; D - Photograph showing [S4] overprinting the [S1] obduction fabric [S1] in low-grade sedimentary rocks (Caldwell-type); E - Photograph showing a NW-verging obduction fold [S1] overprinted by the sub-vertical [S4] Acadian cleavage. Camera lens is 6 cm.

To the East, within the metamorphic sole, a third [S3] crenulation cleavage trends East-West and dips moderately (ca. 60°) to the North (Figs 3.5A and 3.5B). This [S3] fabric contrasts both in trend and dip with the [S4] cleavage, and overprints the metamorphic foliation [Sn]. Structural relationships between [S3] and [Sn] are consistent with the presence of SE-verging overturned folds, which have locally inverted the ophiolitic pseudo-stratigraphy of the Thetford-Mines massif (see Figs 3.5A and 3.5B).

3.5.1.3. *Post-obduction structures.*

Two post-obduction deformational events are recognized in the Thetford-Mines ophiolite. (1) A SE-verging folding / backtrusting event, previously recognized in the metamorphosed continental rocks of the internal Humber zone by Tremblay and Pinet (1994). (2) An Acadian folding / thrust faulting event which forms the dominant regional fabric in the Dunnage Zone of southern Quebec (Tremblay and St-Julien 1990; Tremblay 1992).

(1) Backtrusting structures and fabrics. Typical examples of backthrust folds and faults are particularly well-exposed at two sites in the northern part of the TMOC (Fig.3.3, Box B); the Normandie mine (NM on Fig.3.3), and a quarry (Q on Fig.3.3) to the south of Thetford-Mines. The observations from these two sites show that the northwestern limit of the TMOC is a major backthrust fault, along which greenschist-grade metasediments of the continental margin were thrust over the ophiolite (Fig.3.6A). The fault trends NNE and dips approximately 50° towards the WNW. Slickensides, striations and other shear lineations are essentially down-dip, and C/S fabrics clearly indicate a west-over-east sense of shear (Fig.3.6B). In the Normandie mine, the dominant metamorphic foliation [Sn] of metasedimentary rocks in the hangingwall of the backthrust fault is folded (Figs 3.6C and 3.6D), and the axial-planar fabric is a poorly developed fracture cleavage. Similar structures and relationships are found in the quarry (Q on Fig.3.3, Box B and Figs 3.6E and 3.6F), and in several other asbestos quarries of the Thetford-Mines area (see Fig.3.3B and 3.3C). In the TMOC, these fabrics are best developed in the mantle rocks that host syn-obduction granitoid bodies (Laurent et al., 1984; Clague et al., 1985; Whitehead et al., 2000). The backthrust fault (referred here as the $\phi 1$ fault) is considered as the major backthrust structure of the area and is responsible for a large recumbent fold documented by St-Julien (1987) in the continental rocks of the margin to the north of the TMOC (see the structural profile #1 on Fig.3.9). Structurally, the Thetford-Mines massif occupies the hinge zone of a SE-verging syncline that is located in the footwall and genetically related to the $\phi 1$ backthrust fault, which has overturned the SE- or SSW- facing pseudo-stratigraphy of the Thetford-Mines massif (Fig.3.3 and structural profile #2 on Fig.3.9).

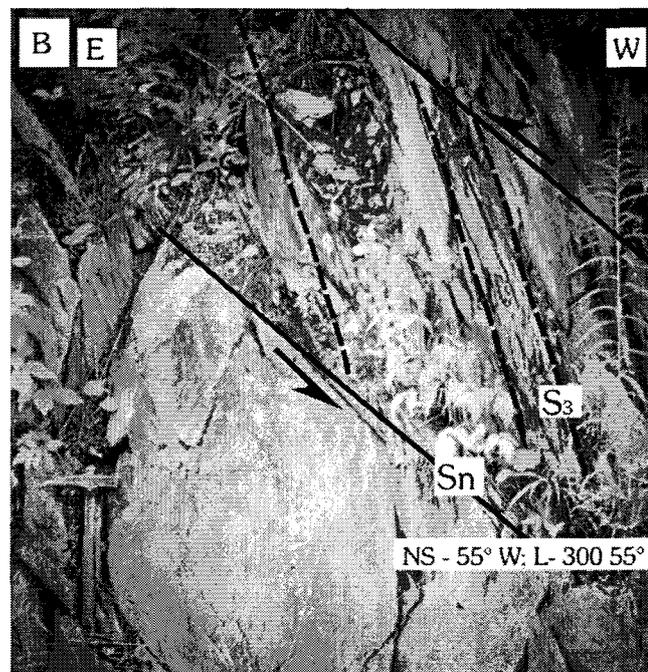
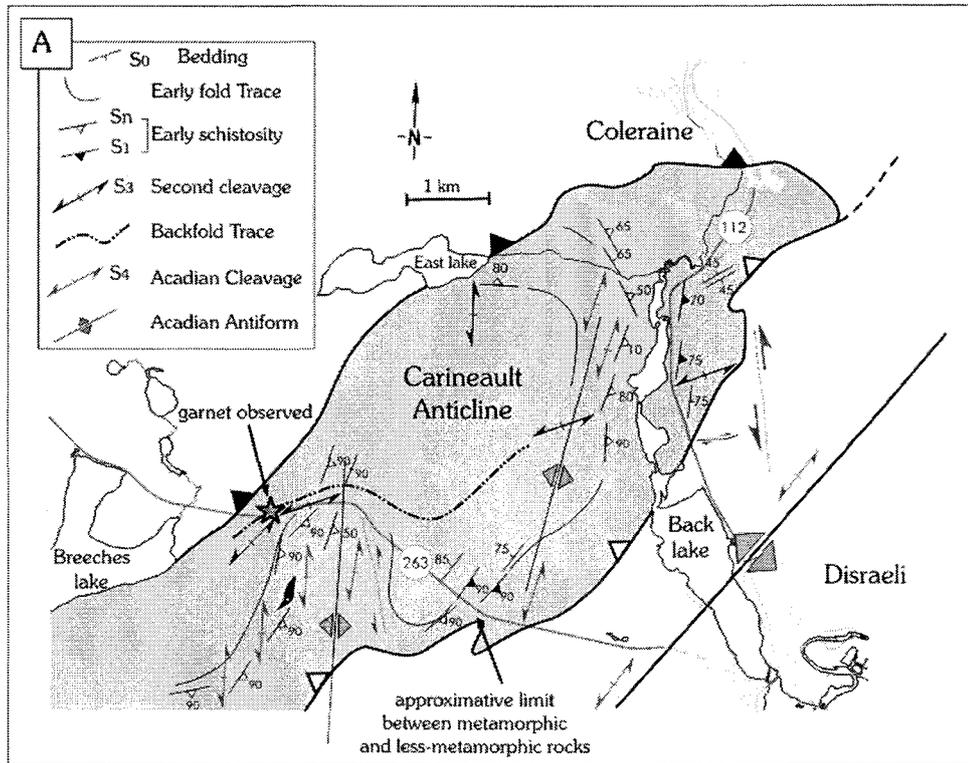


⇐ Fig.3.6: Photographs and field sketches illustrating the backthrusting deformational event in the Normandie mine and other quarries of the Thetford-Mines area. See Fig.3.3 for location (location B and sites NM and Q). A - View of northern wall of the Normandie mine showing the trace of the backthrust fault. B - Close-up up view of the the backtrhust fault and the contact between continental metasedimentary rocks (upper left) and ophiolitic rocks (lower right). Note the steeply plunging fault striations. Hammer for scale. C and D - Close-up view and fieldsketch of the backfold affecting a syn-[Sn] contact (obduction?) between the ophiolite and the margin. See photograph A for location. E and F - Fieldsketch and photographs showing well-developed, SE-verging C-S fabrics developed in serpentinites of the TMOC in a quarry south of Thetford Mines. Camera lens for scale.

The $\phi 1$ backthrust fault does not explain the structural relationships between the TMOC and a series of tectonic windows (Carineault and Bécancour antiforms), which form NE-trending domes of metamorphosed continental margin sediments (Fig.3.3). The structural relations between the Carineault antiform and the ophiolite exposed along the north shore of Lac Nicolet (Fig.3.3 Box D) and detailed mapping in the Carineault antiform (Fig.3.3, Box E, Fig.3.7 A), suggest that the map pattern is the result of interfering post-obduction folds. North of Lac Nicolet (Fig.3.3, Box D and Fig.3.7B), near the contact with the ophiolite, the metasedimentary rocks of the Carineault Antiform show 2 types of tectonic fabrics. The oldest is a metamorphic foliation [Sn] and the youngest is a fracture cleavage [S3] that overprints [Sn]. Crosscutting relationships between [S3] and [Sn] describe: (i) a SE-verging fault and related fold trending approximately NS in this area (Fig.7B) and (ii) C/S fabrics that are consistent with the presence of another backthrust fault ($\phi 2$ fault), as was suggested by Beulac (1980). The presence of this backthrust fault explains why metasedimentary rocks of the Carinault antiform structurally overlie the ophiolite (see profiles #3 and #4 on Fig. 3.9).

Mapping in the Carinault antiform (Fig.3.3, Box E) shows that rocks composing the anticline are affected by three tectonic fabrics (Fig.3.7A). The earliest tectonic fabric [Sn], as previously noted, is a metamorphic foliation defined by alternating quartz-rich and mica-rich metasediments. When the bedding and primary sedimentary structures are preserved (Fig.3.7A), we refer to this foliation as [So], and it has been noted [S1]. These fabrics are affected by two types of major folds, (1) an EW-trending fold, with poorly-developed [S3]axial-planar cleavage (Fig.3.7A), which is related to the transport of the metasedimentary rocks of the Carineault anticline towards the south, over the ophiolitic rocks (i.e. the AHM); and (2) a late, NS- to NNE-trending, open fold with axial-planar cleavage [S4] that affects both the [Sn]/[S1] and the [S3] fabrics. In summary, the margin rocks of the Carineault antiform were first backthrust over the ophiolitic rocks along fault $\phi 2$ (Fig.3.7A and 3.7B,

see profiles #3 and #4 on Fig. 3.9). Afterwards, the backthrust fault and fold were affected by an open folding event, that we correlate to the Acadian event (D_4 of Tremblay and Pinet 1994) and which is more fully described below.



⇐ Fig.3.7: A - Detailed map of the Carineault antiform showing the distribution and the orientation of structural fabrics and associated folds. Location E on Fig.3.3; B - Photograph of an east-verging backfold showing the upthrusting of metasedimentary rocks (top) onto ophiolite rocks (bottom). Hammer for scale. Location D on Fig.3.3.

(2) an Acadian folding/Reverse faulting. This deformational event is characterized by sub-vertical folds trending NE-SW with an axial-planar cleavage [S4] that is developed on a regional scale, and which progressively increases in intensity from NW to SE (St-Julien and Hubert, 1975; Labbé and St-Julien, 1989; Tremblay and St-Julien, 1990; Tremblay and Pinet 1994). In the Thetford-Mines area, this event is responsible for the development of the Carineault and Bécancour antiforms. It affects all units of the TMOC, but is best developed in the Adstock-Ham Mountains (AHM) massif. The folds are better developed in the ophiolitic sedimentary sequence than in the plutonic series, and are commonly characterized by the presence of an axial-planar fracture cleavage in medium- to coarse-grained rocks (tuff, sandstone and debris flows), while a pervasive schistosity is developed in shales and siltstones of the St-Daniel Mélange. These D_4 (Acadian) folds are superposed onto, and have locally reactivated the earlier fabrics of the TMOC (Fig.3.5D, Fig.3.7A). As an example, Figure 3.8A shows a detailed map of an outcrop of the Dunitic Zone of the AHM massif, where D_4 reverse faults trend N045 and dip steeply to the southeast. Mafic dykes that cut host dunites are affected by these faults. Down-dip fault striations and sinistral apparent offsets of the dykes (Fig.3.8A) are consistent with reverse faulting. Chromitite beds and peridotite dykes that are present in the dunite can be used as stratigraphic markers and define open folds (see the close-up view on Fig. 3.8A) with axial surfaces that are subparallel to the reverse faults, which suggests to us that the reverse faults and the open folds are cogenetic. Figure 3.8B shows another example of reverse faulting in a quarry known as the Nadeau mine. The reverse fault there is much better developed than the one described above, and is marked by sheared serpentinites with C/S fabrics indicating east-over-west motion (Fig.3.8B). In terms of regional structures, these reverse faults and related folds are responsible for: (1) the northwestward superposition of the AHM onto the TMM and its cover rocks of the St.-Daniel Mélange (Fig.3.3), and (2) for folds developed in both the St-Daniel Mélange and the overlying Magog Group.

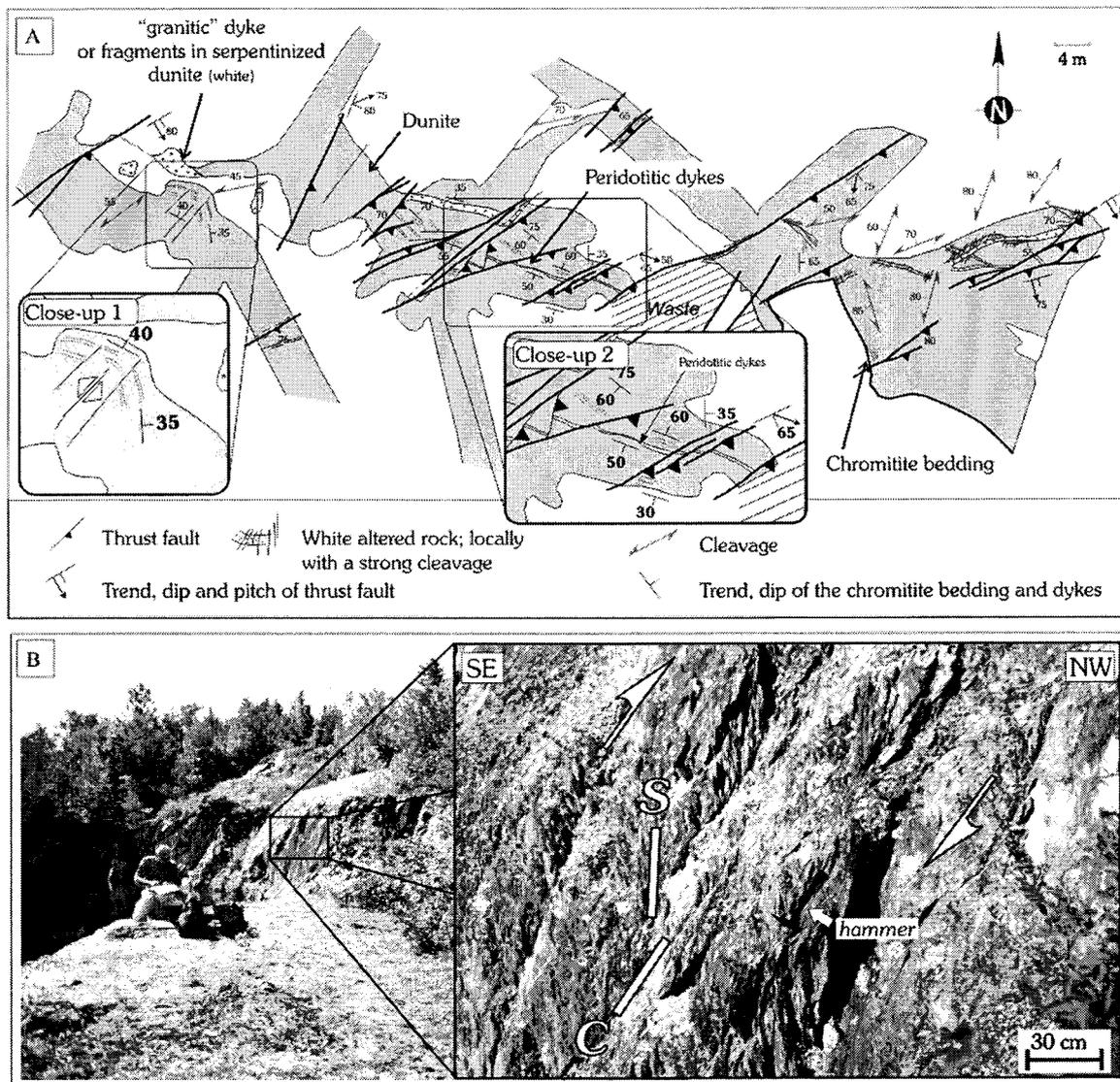


Fig.3.8: A - Detailed map of the American Chrome mine showing late (Acadian) NE-trending, SE-dipping reverse faults crosscutting the dunitic zone of the AHM massif. See Fig.3.3 for location; B - Exposure of an Acadian reverse fault in the Nadeau mine with C/S fabrics indicating NW-verging faulting. See Fig.3.3 for location (location C).

3.5.1.4. Summary and correlation of structures.

The Thetford-Mines ophiolitic Complex (TMOC) preserves evidence for three major deformational events that can be correlated with those documented in the internal Humber zone of southern Quebec. These various structures are illustrated by 5 structural profiles covering most parts of the TMOC (Fig.3.9), and which will also facilitate structural correlations along-strike with other massifs in the Southern Quebec ophiolitic Belt. The D1

episode (marked by [Sn]/[S1]) is related to intraoceanic detachment of the ophiolite and its emplacement onto the Laurentian margin. D₁ is manifested as a discontinuous tectono-

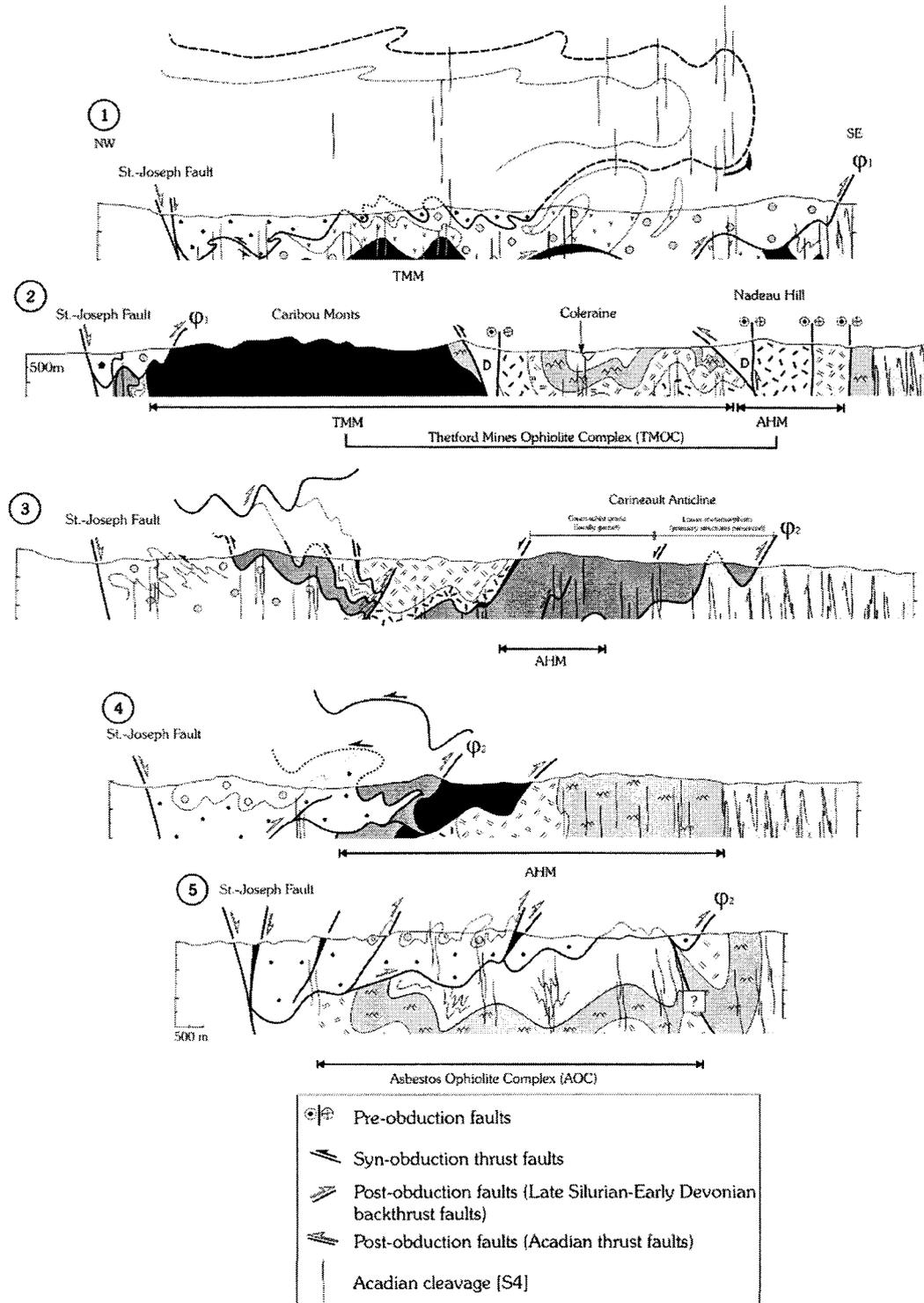


Fig.3.9: NW-SE trending structural profiles of the Thetford Mines ophiolite. See Fig.3.3 for location. Same symbols as in Fig.3.3. See text for discussion.

metamorphic sole of amphibolite- and greenschist-grade metamorphic rocks, and is correlated with the $D_{1,2}$ event of Tremblay and Pinet (1994). The lack of penetrative obduction-related deformation in ophiolitic units situated immediately above the metamorphic sole suggests that it is a localized detachment fault which probably accommodated major displacement (a hundreds of Km?). The D_2 deformational event (marked by [S3]) is characterized by SE-verging (hinterland-directed) thrusting and associated recumbent folding and corresponds to the D_3 deformation of Tremblay and Pinet (1994), which has been dated at ca. 430-415 Ma by Castonguay et al. (2001). In the TMOC, this event is responsible for major faults and folds that affected all stratigraphic units. Our interpretation of the regional deformation related to D_2 is that the TMOC occupies a major backfold in the footwall of a backthrust fault [$\phi 1$ fault on Fig.3.9]. Finally, the D_3 event of the TMOC (underlined by [S4]) is attributed to the Acadian orogeny. It is essentially characterized by the NW-verging folding and reverse faulting and corresponds to the D_4 event of Tremblay and Pinet (1994). Its major effect in the TMOC has been (1) the formation of type 3 (dome-and-basin) interference pattern with antiformal culminations corresponding to the Carineault and Bécancour antiforms, and (2) a series of NW-directed reverse faults that juxtaposed the lower crust of the Adstock-Ham massif against the Thetford-Mines massif supracrustal sequence and the overlying St-Daniel Mélange.

We interpret the contact (D_1) between the TMOC and both the Carineault and Bécancour antiforms as a plane of obduction that has been folded during both the backthrusting event (D_2) and the Acadian (D_3) regional deformation (Figs 3.3 & 3.9). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages difference (ca. 15 to 17 m.y.) between amphibolitic metamorphism in the dynamo-thermal sole (477 Ma on amphibole) and the underlying quartz-muscovite schists (462-460 Ma on muscovite) of the Carineault and Bécancour antiforms could be due to differences in the Ar blocking temperatures for amphibole (ca. 500°C) and muscovite (ca. 350°C).

3.6. COMPARISON WITH ASBESTOS & MONT-ORFORD OPHIOLITE COMPLEXES

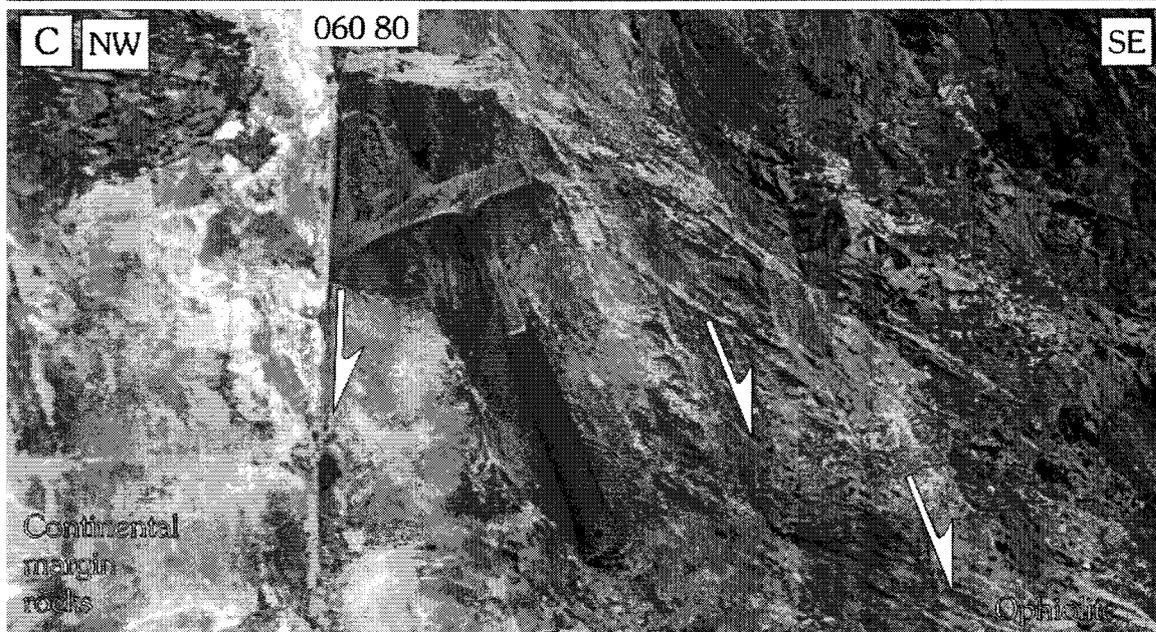
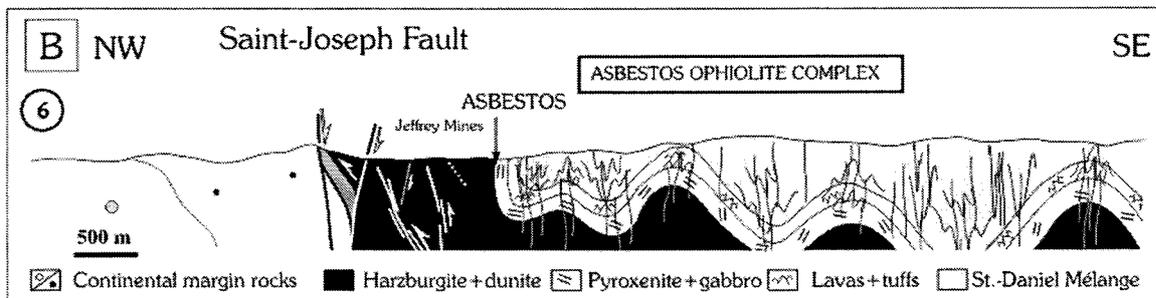
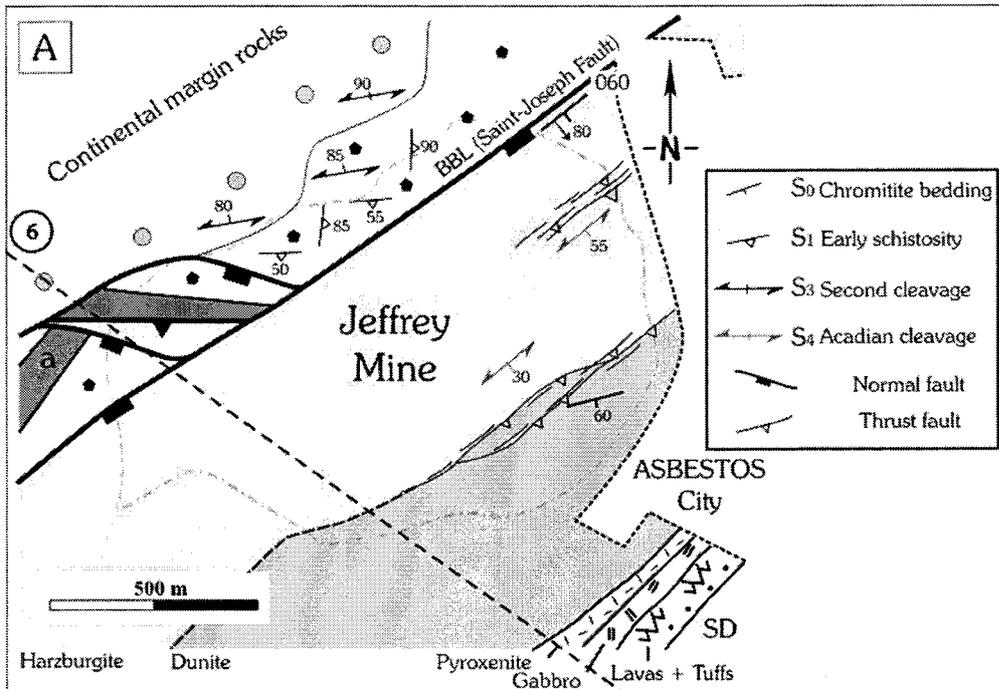
To the south of the TMOC, there are two other major ophiolitic complexes in the southern Québec Appalachians, the Asbestos (AOC) and Mont Orford (MOOC) complexes. Figure 3.2 presents a geological compilation map, which includes our new observations, and which shows the geographical distribution of ophiolitic rocks of southern

Quebec. In the following, we will discuss the geology of these rocks and propose some lithological and structural correlations.

3.6.1. The Asbestos Ophiolite Complex (AOC)

The AOC is located approximately 20 km to the southwest of the Thetford-Mines ophiolitic complex. It preserves a thinner (2000-2500m) but very similar ophiolitic sequence, consisting of serpentized harzburgite tectonite overlain by ultramafic-to-mafic cumulates (dunite, pyroxenite and gabbro) capped by diabasic and volcanic rocks (Hébert, 1980). The ophiolitic lavas are overlain by fine-grained volcanoclastic rocks and flow breccias, and then by the phyllites of the St-Daniel Mélange. A major characteristic of the AOC is that the contact between the ophiolite and the internal Humber zone to the West, defining the BBL (see Williams and St-Julien 1982), can be observed in the Jeffrey mine (Fig. 3.10) where the syn-obduction event is restricted to an amphibolitic thrust slice in a major fault at the contact between the Humber zone and the ophiolite. In the Jeffrey mine, the continental margin rocks consist of black and rusty schists that record three generations of fabrics (Fig. 3.10A). At the contact between the margin and the AOC, there is a ca. 50 metre-wide fault zone showing well-developed C/S fabrics indicating down-to-the-east normal faulting (Fig. 3.10C). This contact (and hence the BBL) is interpreted as a major normal fault, that has been correlated with the St-Joseph fault of the Thetford-Mines area, and forms the St-Joseph-BBL fault system (Tremblay and Castonguay 2002). In the hangingwall of the St-Joseph-BBL fault system, the serpentized peridotites of the AOC are affected by SE-dipping reverse faults, attributed to the Acadian deformation event. As for the TMOC, two types of post-obduction structures are recognized in the AOC and its vicinity: (1) a normal faulting event, the St-Joseph-BBL fault system, that is attributed to the Late Silurian-Lower Devonian SE-verging deformation (Tremblay and Castonguay 2002), and (2) a regional folding and faulting event related to the Acadian orogeny.

The AOC and the TMOC show grossly the same stratigraphy and U/Pb zircon ages of formation (see above) (Hébert and Bédard 2000). As for the TMOC, the AOC occupies the hinge zone of a backfold located in the footwall of another major backthrust ($\varphi 2$ fault on Fig.3.9), corresponding to a lower structural level than the $\varphi 1$ fault of the Thetford-Mines area. Because both ophiolites have a similar stratigraphy and occupy similar structural positions in relation to backthrusts, we suggest that they were originally connected.



⇐ Fig.3.10: A - Geological map of the Jeffrey mine in the Asbestos area, with the location of the structural profile (# 6); B - Structural profile (# 6) of the Asbestos ophiolite in the Jeffrey mine; C - Photograph of C-S fabrics showing normal-sense shearing at the contact between the continental margin and the ophiolite in the Jeffrey mine. Vertical view toward the north. See text for discussion.

To the East and South of the AOC, the dominant structures are NNE- to NE-trending Acadian folds with a subvertical axial-planar cleavage. These folds define a series of antiforms and synforms that dominate the geological map pattern of this region, with ophiolitic rocks occurring locally as antiformal culminations peeping up through the St-Daniel Mélange (Figs. 3.2 and 3.11). Ophiolitic plutonic rocks occur in the vicinity of the St-François River, and consist of dunitic peridotites, gabbros, volcanic and volcanoclastic rocks that can be correlated with those of the AOC (Fig. 3.2). This sequence of ophiolitic rocks extends almost continuously southwards toward St-Élie-de-Brompton (Fig. 3.2) where it merges into the Lac Montjoie ophiolitic mélange (Fig. 3.2, Lamothe, 1978), previously described as a serpentinite diapir. Our fieldwork suggests rather that Lac Montjoie is part of an ophiolitic sequence (mantle (?)) and lower crustal peridotites with orthopyroxenite dykes, that is underlain, perhaps tectonically, by metamorphic rocks of continental affinity to the south (Fig. 3.11). These rocks are overlain by « Asbestos-type » mafic lavas and tufs, and by the St-Daniel Mélange, with the whole sequence defining a northward-plunging anticline (Figs. 3.2 and 3.11). The continuity of lithologies and exposures suggest to us that the AOC crops out discontinuously between Asbestos itself and Saint-Élie-de-Brompton (Figs 3.2 and 3.11). Given the previously discussed resemblance between the TMOC and the AOC, this implies that the ophiolitic rocks of this large area (over 100 km of strike length) may originally have formed a single panel of obducted oceanic crust.

3.6.2. The Mont Orford Ophiolite Complex (MOOC).

South of Saint-Élie-de-Brompton, the ophiolitic sequence of the MOOC is dominated by gabbros, overlain by basalts and various types of volcanoclastic rocks that form two principal masses, the Mont Chauve and the Mont Orford-Chagnon massifs (Figs 3.2 and 3.11; Rodrigue 1979, Laurent and Hébert 1989, Huot et al. 2002). The tectonostratigraphic link between the AOC and the MOOC can be inferred from structural relationships shown by the ophiolitic rocks in the Saint-Élie-de-Brompton area (Fig. 3.2) where the southern extremity of the AOC is separated from the MOOC by an extensive metamorphic unit of

micaschists and albite-chlorite laminated greenschist (Fig. 3.11). As it is the case in the Thetford-Mines area, these metamorphic rocks are characterized by three generations of fabrics, documented by St-Julien (1961, 1963 and 1970) and Lamothe (1978).

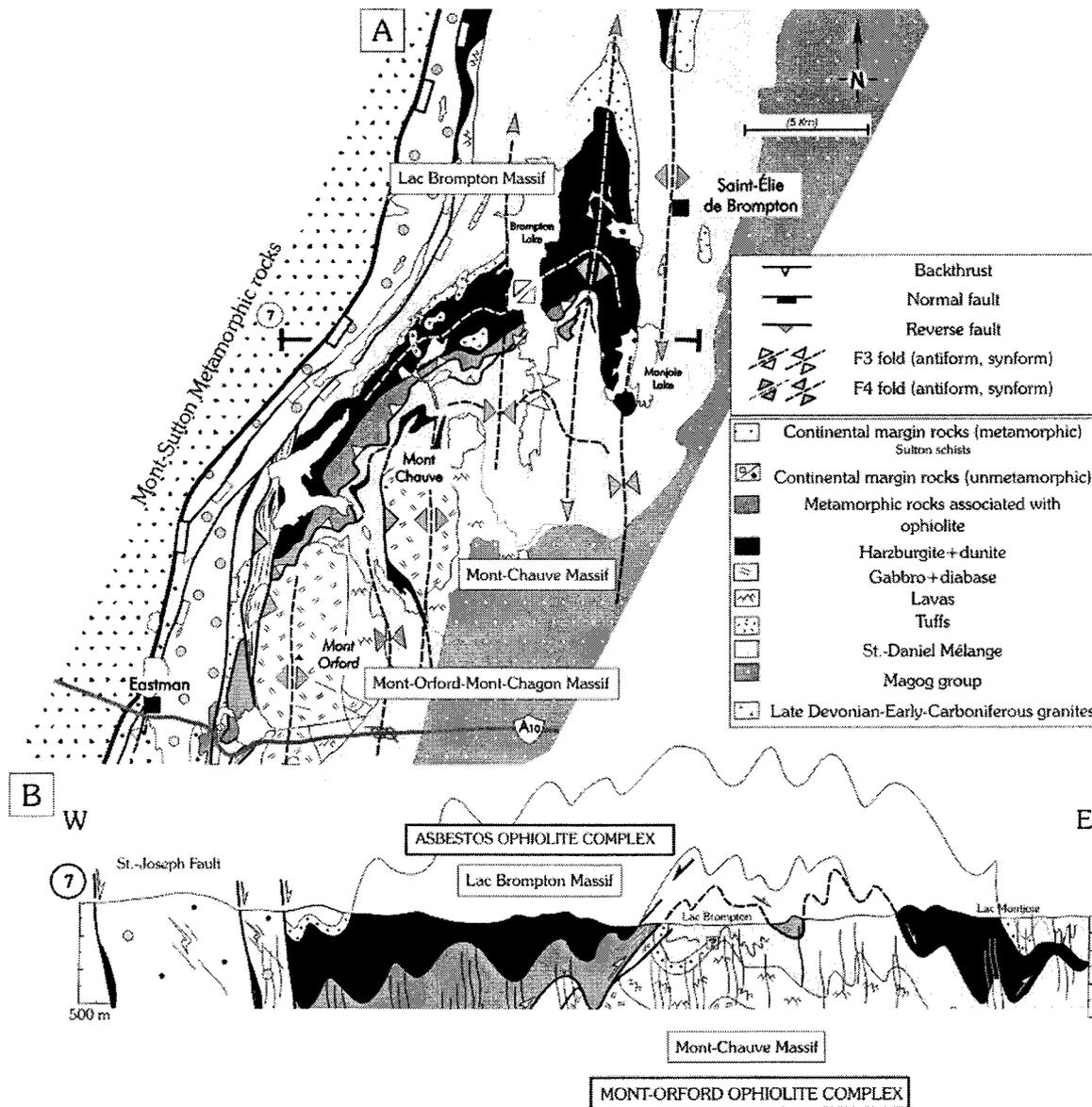


Fig.3.11: A - Geological map of the Mont-Orford ophiolitic Complex and of the southern part of the Asbestos ophiolite Complex. See Fig.3.2 for location;
 B - Structural profile of the area. See Fig.3.10A for location.

The youngest structures are NE-trending open to tight folds and are clearly related to the Acadian orogeny (Tremblay 1992). The pre-Acadian deformation is more difficult to interpret, but both the MOOC and the overlying St-Daniel Mélange are structurally overlain by (1) the metamorphic rocks unit mentioned above and (2) ophiolitic rocks that we

correlate with the AOC; the structural juxtaposition occurring along a northwest-dipping fault zone (the $\phi 3$ fault of Fig. 3.11B) which is folded by a north-plunging Acadian antiform in the Brompton Lake area (Fig. 3.11A). The metamorphic fabric [Sn] in the micaschist and greenschist is crosscut by a NW- to N-dipping crenulation cleavage that can be genetically related to the $\phi 3$ fault zone. We therefore interpret the metamorphic foliation of the metamorphic rocks as correlative to the [Sn] schistosity of the subophiolitic metamorphic rocks of the TMOOC, whereas the superposed, pre-Acadian, NW-dipping $\phi 3$ fault zone and fabrics are attributed to the SE-verging deformational event that has been documented in the Thetford-Mines area. Such an interpretation can account for the respective structural positions of the AOC and the MOOC, since the AOC would have been thrust along the $\phi 3$ fault over the MOOC during the SE-verging deformational event, with both ophiolites being folded during the Acadian orogeny (Fig. 3.11).

3.7. TECTONIC IMPLICATIONS FOR THE SOUTHERN QUÉBEC OPHIOLITIC BELT

In contrast to the Laurentian margin, there are very few obviously obduction-related structures (Taconian *sensu stricto*) in the southern Quebec ophiolitic Belt and in the overlying sedimentary rocks of the Dunnage zone. The Silurian to Early Devonian backthrusting (SE-verging) deformational event and the superimposed Middle Devonian Acadian folding event both represent major orogenic phases that controlled the map pattern of the ophiolitic belt. However, the backthrusting deformational event does not occur everywhere in the Dunnage zone. A large part of the Magog Group and the entire Ascot Complex (Fig. 3.1) are devoid of such structures, which appear to be restricted to areas adjacent to the Laurentian margin. To illustrate this, as well as the stratigraphic and structural relationships among the different units of the Dunnage zone and the overlying Silurian-Devonian rocks of southern Quebec, two regional structural profiles are shown in Fig. 3.12 (see Fig. 3.1 for location). With the exception of the pre-obduction structures, each of these tectonic episodes have been documented in metamorphic sequences of the internal Humber zone, albeit at higher metamorphic grades (Tremblay and Pinet 1994, Tremblay and Castonguay 2002, Castonguay and Tremblay 2003).

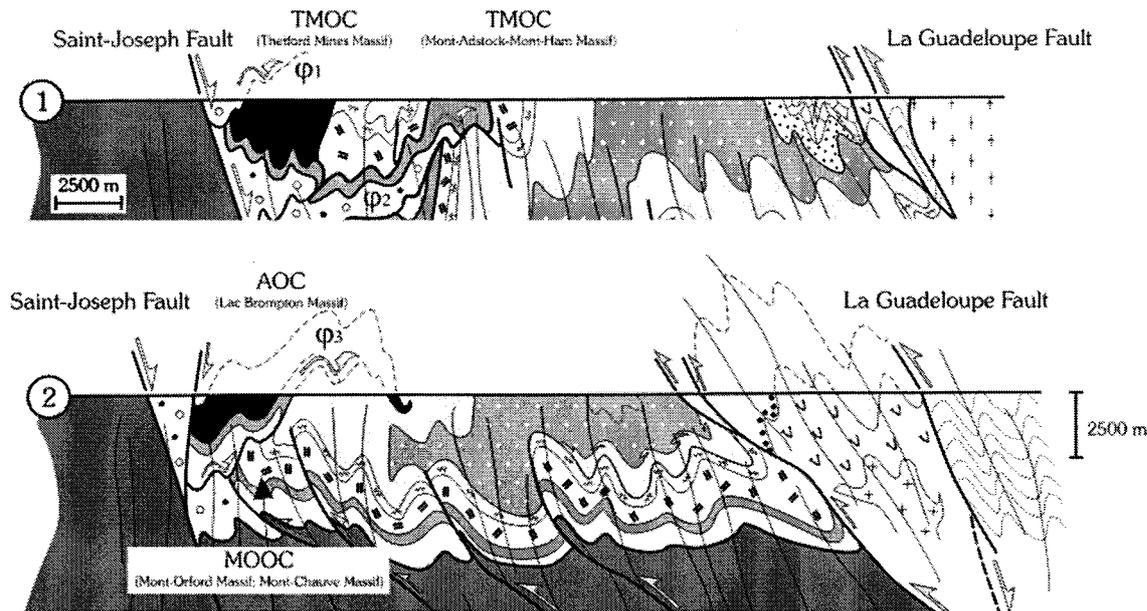


Fig.3.12: Regional-scale structural profiles across the Dunnage of southern Québec in (1) Thetford-Mines, and (2) Mont-Orford areas. See text for discussion and Fig.3.1 for location. Same symbols as Fig.3.2.

3.7.1. A single obduction event ?

Instead of representing stratigraphically unrelated ‘blocks’ of oceanic crust lying in a subduction complex (i.e. the St-Daniel Mélange) as proposed by various authors (Tremblay 1992, Cousineau and St-Julien 1992, Tremblay et al. 1995), we suspect that ophiolites of the southern Québec Appalachians represent fragments of the same oceanic slab, dismembered by pre-, syn- and post-obduction deformation events. Based on available petrological data from the southern Quebec ophiolitic belt (Laurent, 1975 ; Laurent and Hébert, 1989; Laurent et al 1979; Hébert, 1980; Hébert, 1983; Beulac, 1980; Oshin and Crocket, 1986; Olive et al., 1997; Harnois and Morency, 1989; Hébert and Bédard, 2000; Huot et al., 2002), and our stratigraphical and structural analysis, we present a schematic palinspastic reconstruction of the obducted oceanic terranes on Fig. 3.13. As proposed by Pinet and Tremblay (1995), the southern Quebec ophiolites are represented as different segments of oceanic crust and mantle formed in a broadly supra-subduction zone setting. Our investigation of the pre-obduction structures in the TMOOC (Schroetter et al., 2003 *in press*) shows that this oceanic lithosphere was dismembered by syn-oceanic, syn-magmatic extension which we believe occurred in a fore-arc environment (Hébert and Bédard, 2000).

Structurally, all of the southern Québec ophiolites occur above a discontinuous detachment fault, locally marked by a tectono-metamorphic sole, and stratigraphically below

the St-Daniel Mélange. Although the fact that Acadian tightening is difficult to quantify in the southern Québec Appalachians, the reconstruction of the oceanic segment of the orogen is schematic (Fig. 3.13) but we could have put the position of each major backthrust fault (ϕ_1, ϕ_2 and ϕ_3) outlined. In this reconstruction, the TMOC (the structurally highest synform) represents the westernmost segment of the oceanic crust, whereas the MOOC (the structurally lowest panel) represents its easternmost segment, located near the Ascot Complex, which Tremblay and St-Julien (1990) considered as an Arc Taconian created by southeastward (present coordinates) subduction of the Laurentian plate. The AOC occupies an intermediate position between the TMOC and the MOOC. The main post-obduction backthrust faults [ϕ_1 to ϕ_3], probably nucleated in weak zones of the oceanic lithosphere previously occupied by pre-obduction normal faults and/or by obduction-related faults (Fig. 3.2 & Fig. 3.13).

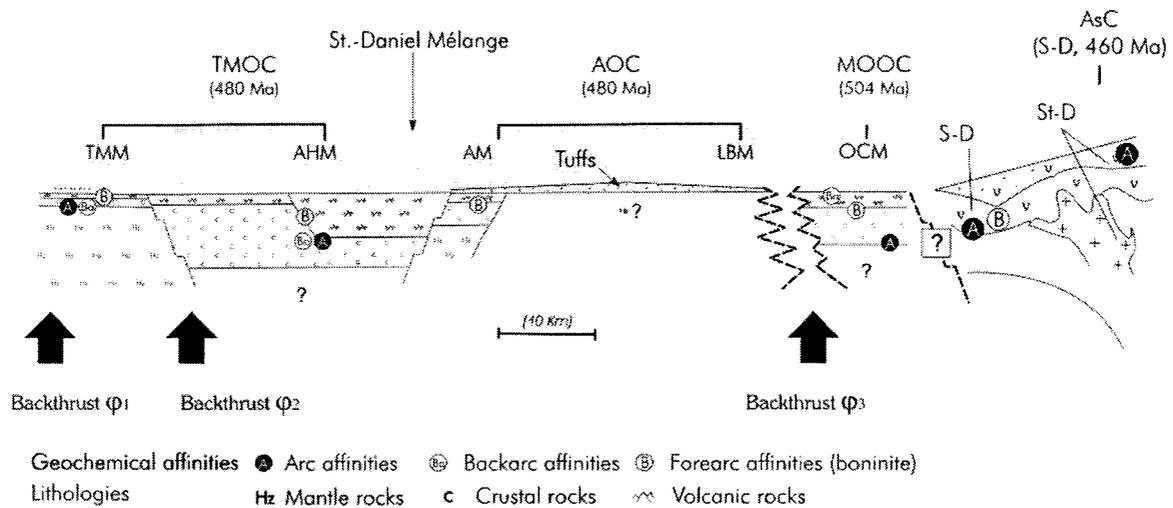


Fig.3.13: Schematic palinspastic reconstruction of the Southern Québec Ophiolite Belt illustrating the inferred position of major backthrust faults [ϕ_1 to ϕ_3], and the thickness variations of the oceanic crustal and supracrustal sequences.

See text for discussion. AM, Asbestos massif; LBM, Lac Brompton massif; OCM, Orford-Chauve massif; ASC; Ascot Complex. Other abbreviations as in Figs.3.2 and 3.3.

3.7.2. Geodynamic model for the Southern Québec ophiolitic Belt

The tectonic analysis of the southern Quebec ophiolite belt suggests that each massif represents a different segment of an originally continuous slab of suprasubduction oceanic lithosphere (Fig. 3.13). The obduction of this oceanic crust onto the Laurentian margin (Fig. 3.14A) has been associated with the development of a dynamothermal metamorphic aureole in the subcreted Laurentian and peri-Laurentian or Iapetus volcanic to sedimentary rocks (Feininger 1981, Clague et al. 1981; this study). Since these metamorphic rocks yield

pressures of 5-7 kb (and possibly higher), this suggests that Laurentian margin rocks were subducted down to at least 20 km depth. Radiometric ages from the dynamothermal sole amphibolites are 477 Ma (Whitehead et al., 1995), while metamorphism of the sedimentary rocks occurred at 469-460 Ma (Whitehead et al. 1995, Castonguay et al., 2001). Two-mica granites with high Sr-isotopic signatures emplaced within mantle rocks of the ophiolite yielded U-Pb zircon ages of 469 ± 4 and 470 ± 5 Ma (Whitehead et al. 2000), suggesting that the thermal anomaly associated with juxtaposition of the young, still-hot oceanic mantle against Laurentian margin sediments and shear heating, were sufficient to induce anatexis (Spray, 1988; 1992; 1993). There are two observations that suggest that the exhumation of both the ophiolite and the metamorphosed continental margin rocks proceeded very quickly after the emplacement of the oceanic crust: (1) metamorphic rock fragments of continental affinity occur in supraophiolitic conglomeratic sediments in the St-Daniel mélange (i.e. the Coleraine breccia of Hébert, 1981 or the Coleraine Group of Riordon, 1954) (Schroetter et al. 2002, 2003 *in press*), and (2) there is detrital chromite (attesting to the erosion of ultramafic rocks) in Middle Ordovician flysch of the Magog Group (St-Julien and Hubert 1975, Pinet and Tremblay 1995a). These observations imply that the obducted ophiolite and the underlying Laurentian margin rocks were rapidly exposed and eroded. In northern New England, Laird and Albee (1981) describe a HP/LT metamorphic event during the Taconian orogeny which must be the metamorphic expression of the syn-convergence exhumation of the Laurentian margin. The age of this metamorphic event is, however, poorly constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating varying from 505 ± 2 Ma to 468 ± 8 Ma (Laird et al. 1984).

Although the TMOG/AOC massifs were obducted by 477-460 Ma, and were being actively eroded soon afterwards, the common and widespread occurrence of felsic pyroclastic rocks at the base and within the St-Daniel mélange (Fig. 3.2, this study and Schroetter et al., 2003, *in press*) and in the potentially correlative Magog Group (Cousineau, 1988; Cousineau and St-Julien, 1994), suggest that island-arc volcanism was active during and after obduction of the TMOG/AOC. The collision of such an arc (preserved in the Ascot Complex in southern Québec) with the Laurentian margin and the accreted ophiolites, could perhaps account for the transition from regional deformation essentially dominated by obduction-related and thin-skinned tectonics to a tectonic style dominated by thick-skinned basement tectonics, and would have induced the formation of SE-verging backthrusts and

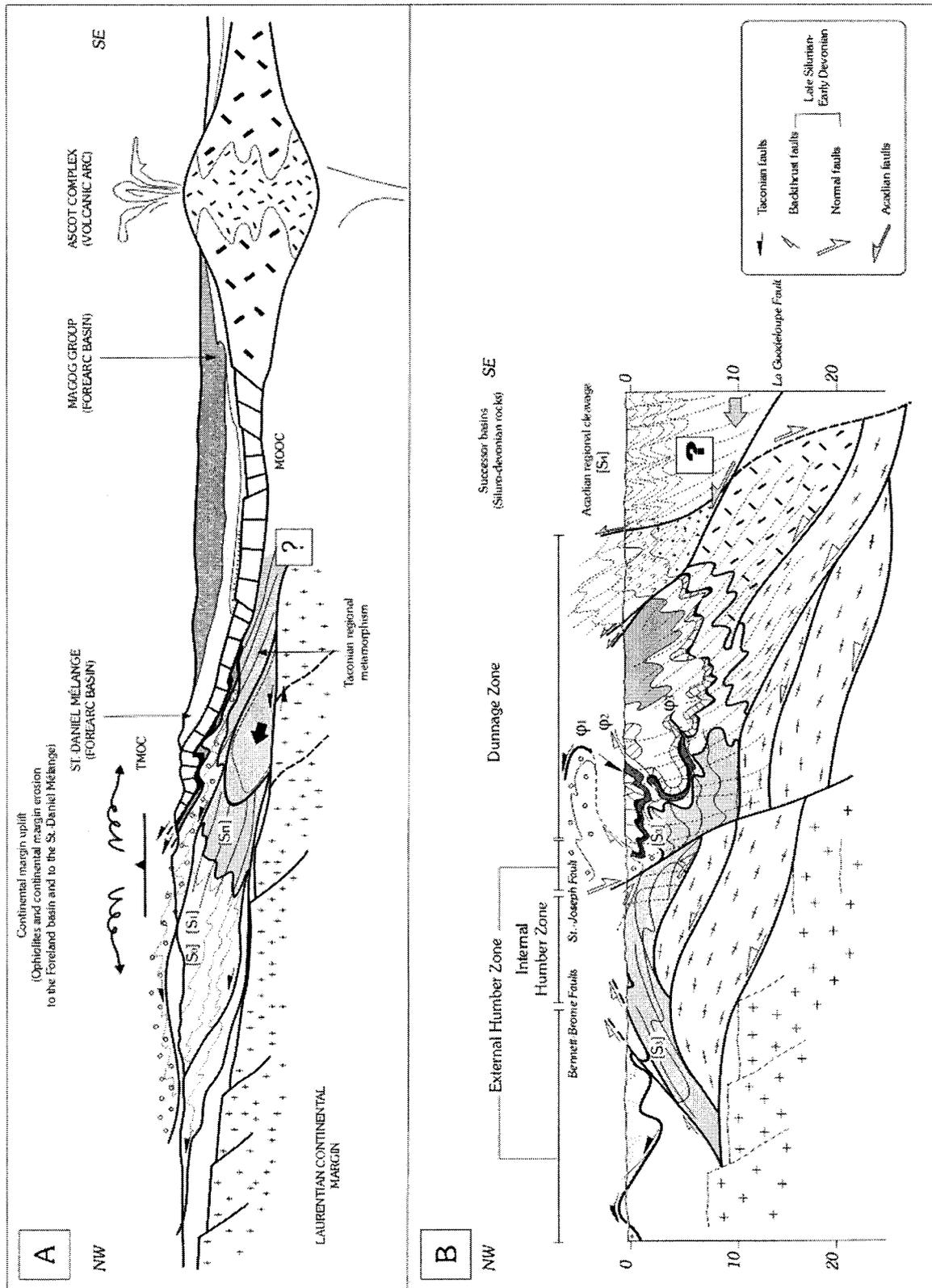


Fig.3.14 : A - Tectonic model for the main tectonic stage of the Taconian orogeny in the southern Québec Appalachians; B - Post-Acadian interpretative cross-section of the southern Québec Appalachians.

backfolds in the metamorphic rocks of the internal Humber zone and the adjacent ophiolites. This hypothesis is similar to one of the scenarios proposed by Castonguay et al. (1997) and Castonguay and Tremblay (2003) (Fig. 3.14B). The tectonic scenario depicted here (Fig. 3.14B) for the southern Québec Dunnage Zone resembles a Taiwan-type geodynamic evolution (Pelletier and Stéphan, 1986), which is characterized by obduction-related stacking of continental and oceanic crustal nappes verging toward the Chinese margin, followed by hinterland-verging folds and shear zones/faults. In southern Québec, the increase in elevation of the Taconian metamorphic prism of continental and oceanic rocks that resulted from collision between Laurentia and the volcanic arc following ophiolite obduction probably caused the development of a gravitational instability in the orogenic prism, an event that would correspond to the late-Silurian/early-Devonian exhumation and retrogression in the internal Humber Zone rocks and normal faulting along the St-Joseph-BBL fault system. This event led eventually to the formation of Silurian-Devonian successor basins (Tremblay and Castonguay, 2002; Castonguay and Tremblay, 2003).

3.8. CONCLUSION

Detailed mapping and tectonic analysis of the Thetford-Mines ophiolite Complex (TMOC), and the comparison with other major ophiolites of the Southern Québec ophiolitic Belt, show that the western part of the southern Québec oceanic domain is characterized by a structural evolution almost identical to that of the Laurentian continental margin. The existence of well-preserved obduction fabrics in the TMOC can be used to separate its structural evolution in terms of pre-, syn- and post-obduction deformational events. The different generations of structures identified in the metamorphic rocks of the internal Humber Zone ($D_{1,2}$ to D_4 of Tremblay and Pinet 1994) are preserved in the Dunnage Zone, and the most significant structural difference between the two terranes is that the backthrust (SE-directed) deformation recorded in the oceanic domain corresponds to lower structural level and metamorphic grade than in the margin rocks due to normal faulting along the St-Joseph-BBL faults system in Late Silurian-Early Devonian times.

The structural synthesis of the ophiolitic belt (complemented by our own observations), the compilation of regional stratigraphical, geochemical, geochronological and petrological data for the southern Québec ophiolites, indicate that this belt of accreted

ophiolites probably corresponds to the obduction of a single, large slab of supra-subduction oceanic lithosphere. We conclude that these ophiolites should not be considered as genetically unrelated tectonic slices incorporated into a subduction complex (i.e. the St-Daniel Mélange), but that they form a coherent, although structurally-complex and partially dismembered, segment of obducted oceanic crust which extends laterally for about a hundred kilometres (strike-length), and that has experienced at least two episodes of intense deformation following obduction.



CHAPITRE 4:
LE MELANGE DE SAINT-DANIEL : UNE SEQUENCE SEDIMENTAIRE
TRANSPORTEE PENECONTEMPORAINE DE L'OBDUCTION DES OPHIOLITES
DES APPALACHES DU SUD DU QUEBEC

Jean-Michel Schroetter*, Alain Tremblay** et Jean H. Bédard***

* Institut National de la Recherche Scientifique Eau, Terre et Environnement, 880 Chemin Sainte-Foy,
Québec, PQ, Canada, G1S 2L2.

jschroet@nrcan.gc.ca

** Département des Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, CP 8888, Succursale centre ville,
Montréal, PQ, Canada, H3C 3P8.

tremblay.a@uqam.ca

*** Geological Survey of Canada – Québec, 880 Chemin Sainte-Foy, Québec, PQ, Canada, G1S 2L2

jbedard@nrcan.gc.ca

Soumission ultérieure



4.1. INTRODUCTION

Les régions avant-arc sont des lieux géodynamiques de convergence de plaques tectoniques, où l'interaction entre la déformation, le volcanisme et la sédimentation entraînent la création, comme la destruction, de bassins volcano-sédimentaires. Les mouvements verticaux (soulèvement/subsidence) du soubassement des bassins avant-arc et le taux de sédimentation contrôlent la géométrie des séries sédimentaires clastiques. Ces dépôts immatures, dérivés de l'érosion de matériel volcanique, plutonique et métamorphique, constituent des séquences soient turbiditiques, soient de plateau continental, ou de complexes fluvio-deltaïques (Dickinson et Seely, 1979). Des unités lithologiques plus chaotiques, souvent décrites en tant que « *mélange* » à cause de leur composition hétérogène, accompagnent l'érosion du sous-bassement avant-arc soumis au soulèvement (Ewart et Bryan, 1972 ; Karig et al., 1980; Lallemand et al., 1992). Lors de l'incorporation de ces bassins avant-arc à une chaîne de montagne, l'origine et la nature de ces « *mélanges* » sont obscurcies par le métamorphisme et les déformations tardifs. Six critères doivent être pris en considération pour lever le voile quant à l'origine de ces « *mélanges* », (1) la nature des contacts entre le « *mélange* » et les formations sus- et sous-jacentes, (2) la nature de la matrice du « *mélange* », (3) la structure interne du « *mélange* » et les considérations paléogéographiques (4) la présence ou l'absence de déformation syn-sédimentaire, (5) la présence ou l'absence de déformation et de métamorphisme dans les éléments (Raymond et Terranova, 1984), et (6) la position structurale de ces unités sur ou sous le sous-bassement avant-arc.

De récentes données structurales et géochronologiques recueillies dans les roches continentales de la marge laurentienne et dans les ophiolites du sud du Québec (Pinet et al., 1996a ; Castonguay et al., 2000; Tremblay et al., 2000 ; Schroetter et al., 2003a, 2003b *soumis*) ont permis de raffiner le modèle d'évolution géodynamique de cette partie des Appalaches canadiennes.

Dans ce chapitre, nous allons illustrer l'évolution stratigraphique et structurale du Mélange de Saint-Daniel, une unité sédimentaire paléozoïque, d'échelle orogénique (> 300 km), des Appalaches du Sud du Québec. Le Mélange de Saint-Daniel, comme d'autres mélanges de la zone de Dunnage (Hibbard et Williams, 1979), jalonne la suture (la Ligne Baie-Verte-Brompton) entre le domaine continental (zone de Humber) et le domaine océanique (zone de Dunnage) (Williams et St-Julien, 1982). Dans les Appalaches du sud du Québec, le Mélange de Saint-Daniel est bordé au NO par les complexes ophiolitiques

Ordovicien inférieur (Whitehead et al., 2000), d'affinité de supra-subduction (Harnois et Morency, 1989 ; Hébert et Laurent, 1989 ; Huot et al., 2002 ; Laurent et Hébert, 1989 ; Oshin et Crocket, 1986), et la marge continentale laurentienne, et est surmonté au SE par un bassin avant-arc de l'Ordovicien moyen à supérieur constituant le Groupe de Magog (Cousineau et St-Julien, 1994). Nous avons relevé des coupes stratigraphiques stratégiques du substratum ophiolitique vers le Mélange de St.-Daniel, ainsi que du Mélange de Saint-Daniel vers le Groupe de Magog, afin de clarifier les relations du Mélange de Saint-Daniel avec les formations sus- et sous-jacentes, ainsi que son organisation sédimentaire interne.

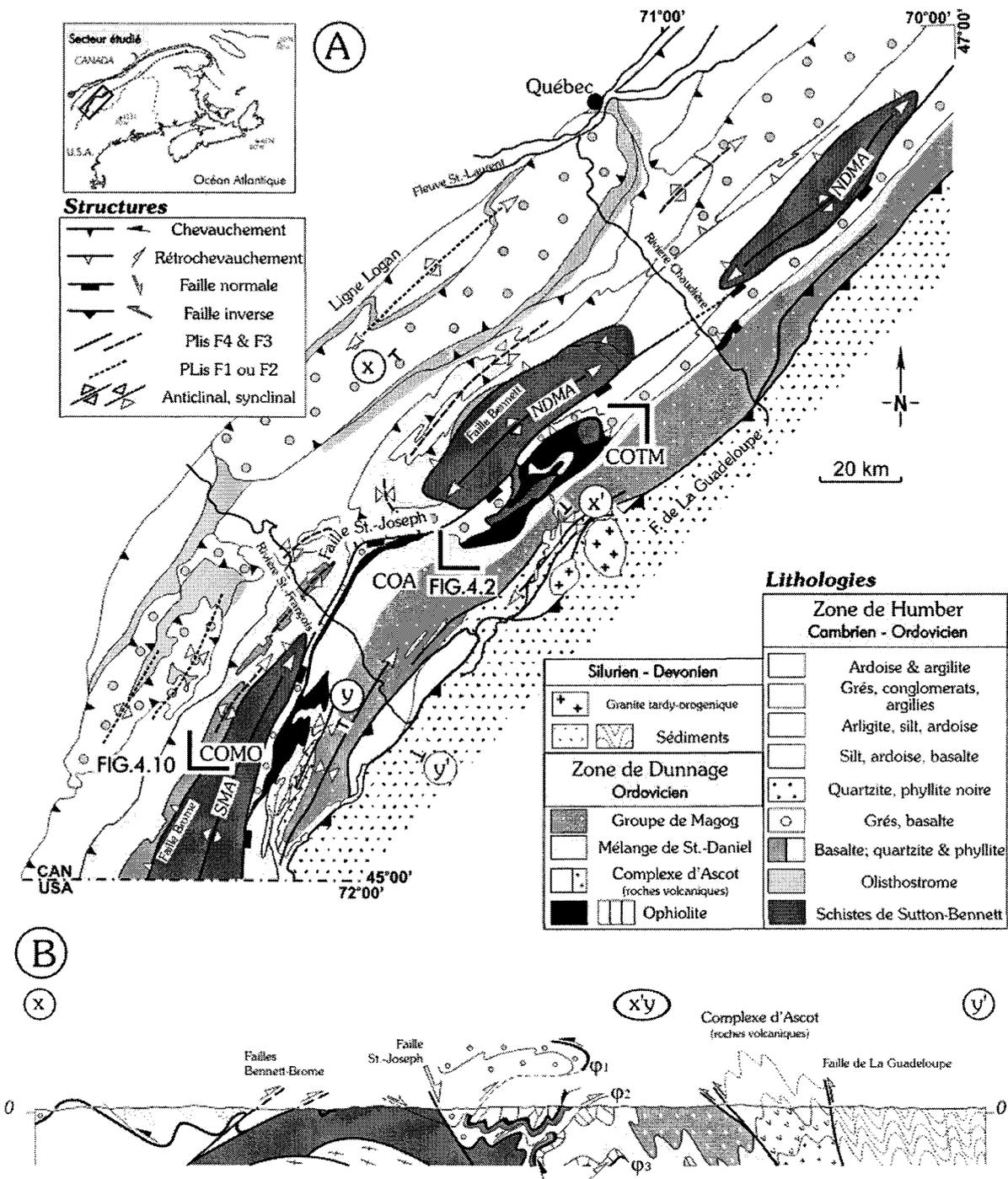
Nos données et observations lithologiques et structurales indiquent que les contacts inférieurs et supérieurs du Mélange de Saint-Daniel avec les massifs ophiolitiques d'une part, et le Groupe de Magog d'autre part, sont dépositionnels, et que le Mélange de Saint-Daniel forme une séquence sédimentaire positive grano-, strato-décroissante du bassin avant-arc. Le Mélange de Saint-Daniel vient combler une paléotopographie héritée de l'extension avant-arc, et représente un bassin sédimentaire transporté de type *piggy-back* (selon la classification de Ori et Friend, 1984), ayant enregistré le soulèvement tectonique de la marge laurentienne lors de l'obduction et de la mise en place des ophiolites.

4.2. GEOLOGIE DES APPALACHES DU SUD DU QUEBEC

Les Appalaches du sud du Québec sont constituées de deux principales zones tectono-stratigraphiques cambro-ordoviciennes : la zone de Humber qui correspond à la marge continentale laurentienne et la zone de Dunnage représentant les vestiges d'un océan s'étant développé en bordure de Laurentia durant le Paléozoïque inférieur et moyen (Williams, 1979). Les roches de la zone de Dunnage sont recouvertes en discordance par des unités siluro-dévonienne appartenant à la Ceinture de Gaspé (Bourque et al., 1995). La limite entre les zones de Humber et de Dunnage définit la Ligne Baie-Verte-Brompton (BBL, Fig.4.1A), interprétée comme l'expression de surface de la suture continent-océan (Williams et St-Julien, 1982). Cette zonation tectonostratigraphique du Cambro-Ordovicien est le résultat d'une histoire tectonique polyphasée ayant débuté avec l'orogénie Taconienne (Ordovicien moyen à supérieur) principalement attribuée, dans le sud du Québec, à l'obduction (à ~477 Ma ; Whitehead et al., 1995) et la mise en place d'une nappe ophiolitique sur la marge laurentienne (Laurent, 1975, 1977 ; Hiscott, 1978 ; Colpron, 1990 ; Pinet et Tremblay, 1995a ; Tremblay et Castonguay, 2002). Les données structurales et

géochronologiques récemment acquises dans le sud du Québec (Castonguay et al., 2001a, Castonguay et Tremblay, 2002) suggèrent que l'épisode taconien est constitué de deux événements distincts. La période de raccourcissement dirigée vers le NO a été suivie du développement de structures à vergence SE représentées par des failles rétrochevauchantes (faille de Bennett-Brome de Tremblay et Castonguay, 2002) (Figs 4.1A&B), ramenant les séries de l'avant-pays taconien *sensu stricto* vers le cœur de la chaîne (Pinet et al., 1996a, Castonguay et Tremblay, 2003) (Fig.4.1B). Les rétrochevauchements sont pénécotemporains d'une importante faille normale (faille St.-Joseph - B.B.L., Figs 4.1A&B), ayant accommodé l'exhumation des roches métamorphiques de la marge. Cet événement, correspond temporellement à la Crise Salinique (Boucot, 1962), et est accompagné d'un métamorphisme rétrograde daté à 430-411 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des roches de la marge laurentienne (Castonguay et al., 2001a). Des âges isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ordoviciens (i.e. 465-455 Ma) sont localement préservés et ont été interprétés comme des reliques du métamorphisme régional taconien (Castonguay, 2000 ; Tremblay et Castonguay, 2002). L'épisode de déformation en faille normale est considéré comme étant génétiquement associé à la formation de bassins successeurs siluro-dévonien de la Ceinture de Gaspé (Tremblay et Castonguay, 2002).

La Zone de Dunnage est située dans le toit de la faille normale St.-Joseph - B.B.L. Elle est constituée de quatre principaux assemblages lithologiques qui sont, d'ouest en est (Fig.4.1A): (i) les différents complexes ophiolitiques du sud du Québec (Schroetter et al., 2003a), (ii) le Mélange de St.-Daniel, actuellement interprété comme les vestiges d'un complexe de subduction (Cousineau et St-Julien, 1994), (iii) le Groupe de Magog, représentant un bassin avant-arc (Cousineau et St-Julien, 1994), et (iv) le Complexe d'Ascot, interprété comme un (ou plusieurs) arc volcanique démembré (Tremblay et al., 1989). Les études structurales récentes ont montré que, malgré un degré de métamorphisme contrasté entre les zones de Humber et Dunnage, l'histoire structurale est similaire (Tremblay et Castonguay, 2002 ; Schroetter et al., 2003b *soumis*). La bordure NO du Complexe ophiolitique de Thetford-Mines est un important rétrochevauchement ($\phi 1$), ramenant les roches métamorphiques et peu métamorphiques de la marge continentale au-dessus de l'ophiolite. Le contact originel ophiolite/marge continentale (l'auréole dynamothermale) et l'ophiolite de Thetford Mines sont préservés dans la charnière synclinale du pli faillé ($\phi 1$).



La partie sud du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, constitue la charnière anticlinal, d'un second rétrochevauchement (φ_2), ramenant au cœur de l'ophiolite les roches métamorphiques de la marge (Antiforme de Carineault et Bécancour), interprétées comme le

plan d'obduction plissé (Schroetter et al. 2003b *soumis*). Ces structures ont été interprétées comme étant liées chronologiquement à l'événement rétrochevauchant Silurien tardif-Dévonien précoce de Castonguay et al (2001a) (Schroetter et al., 2003b *soumis*) (Fig.4.1B).

L'édifice structural taconien est repris par les plis et les failles générés lors de l'orogénie acadienne du Dévonien moyen (i.e. 380- 375 Ma ; Tremblay et al., 2000). Les structures acadiennes sont caractérisées par le développement d'une schistosité régionale pénétrative, orientée NE-SW, et associée à des plis serrés à ouverts et des failles inverses telles que la faille de La Guadeloupe (St-Julien et Hubert, 1975 ; Tremblay et Pinet, 1994a) (Fig.4.1A). L'intensité de la déformation et du métamorphisme régional (schiste vert) augmente du sud vers le nord (Tremblay et Pinet, 1994a; Tremblay et al., 2000). Cette orogénie Acadienne est attribuée à la collision entre (i) les terrains laurentiens et le matériel océanique préalablement accrété et (ii) des terrains avaloniens appartenant vraisemblablement à Gondwana (Osberg, 1978 ; Williams et Hatcher, 1983 ; Robinson et al., 1998 ; van Staal et al., 1998) (Figs 4.1A et 4.1B).

4.3. LA ZONE DE DUNNAGE DANS LE SUD DU QUEBEC

Dans le sud du Québec, quatre assemblages lithologiques composent la zone de Dunnage : les complexes ophiolites, le Mélange de St.-Daniel, le Groupe de Magog et le Complexe d'Ascot.

Les séries ophiolitiques sont intimement associés au Mélange de St-Daniel. Les complexes ophiolitiques de Thetford-Mines (COTM) et d'Asbestos (COA) sont caractérisés par une section complète (manteau + croûte) relativement bien préservée, alors que le Complexe ophiolitique du Mont-Orford (COMO) n'expose que la partie crustale de la lithosphère océanique. Le COTM et le COA sont datés à 479 +/- 3 Ma et à 478-480 +/- 2 Ma, respectivement (Hébert et Bédard, 2000 ; Dunning et al., 1988; Whitehead et al., 2000), et possèdent une affinité paléotectonique d'environnements avant-arc, soulignée par des signatures géochimiques à dominance boninitique (Laurent et Hébert, 1989; Hébert et Bédard, 2000; Oshin et Crocket, 1986 ; Olive et al., 1997). Le COMO est plus vieux que les ophiolites de Thetford-Mines et d'Asbestos avec un âge U/Pb sur zircon hérité dans une trondjémite, à 504 +/- 3 Ma (David et Marquis, 1994), et est dominé par des tholéiites, interprétées comme étant issues d'un environnement d'arc, avant-arc et arrière-arc (Harnois et Morency, 1989 ; Laurent et Hébert, 1989 ; Huot et al., 2002). Historiquement, ces

différents massifs ophiolitiques ont été interprétés comme représentant des blocs pluri-kilométriques ou des écaïlles tectoniques emballés dans le Mélange de Saint-Daniel qui représenterait les vestiges d'un complexe de subduction (Cousineau et St-Julien, 1992 ; Tremblay et al., 1995), interprétation révisée par Schroetter et al. (2003b *soumis*).

Cousineau et St-Julien (1992) ont reconnu quatre assemblages lithotectoniques distincts au sein du Mélange de Saint-Daniel, de la base au sommet : de (1) un assemblage à argilites noires, (2) un assemblage à argilites noires à cailloux, (3) un assemblage à fragments du Groupe de Magog, et (4) un assemblage à fragments de roches de la marge (i.e. Groupe de Caldwell).

Le Groupe de Magog se situe au-dessus du Mélange de Saint-Daniel et est constitué de quatre unités (Cousineau et St-Julien, 1994) qui sont, de la base au sommet, les formations: (a) de Frontière, composée d'une alternance de grès lithiques et d'argilites noires, (b) d'Etchemin, composée d'une argilite rouge-violacée, d'argilite siliceuse verdâtre et de volcanoclastites, (c) de Beauceville, essentiellement constituée d'un schiste argileux pyriteux alternant avec des roches volcanoclastiques et (d) de St.-Victor, constituant plus de 70% du Groupe du Magog et composée d'une alternance de schiste argileux, de siltstone et grès lithiques avec de locales récurrences conglomératiques et volcanoclastiques. La présence de graptolites de la zone à *Nemagraptus gracilis* dans le Beauceville et le St-Victor confère au Groupe de Magog, un âge Llandeïlien tardif-Caradocien précoce (Harland et al., 1982.). L'épaisseur estimée de la séquence sédimentaire du Groupe de Magog est de 10 km (Cousineau et St-Julien, 1994). Des similitudes lithologiques entre les formations de Frontière et d'Etchemin avec certains assemblages du Mélange de Saint-Daniel (argilites à fragments de Magog), portent à croire que les lithologies du Groupe de Magog ont été incorporées dans le complexe de subduction (Cousineau et St-Julien, 1994).

Les roches volcaniques d'arc de la zone de Dunnage du sud du Québec constituent le Complexe d'Ascot (c.a. 460 Ma ; Tremblay et al. 2000), constitué de trois assemblages lithotectoniques distincts (Tremblay et al., 1989 ; Tremblay et St-Julien, 1990) : (i) le Domaine de Sherbrooke, attribué à un arc volcanique immature, (ii) le Domaine de Stoke, considéré comme représentant les vestiges d'un arc volcanique mature, et (iii) le Domaine d'Eustis, essentiellement constitué de métagrès et métaconglomérats volcaniques et de métatufs felsiques, de composition géochimique intermédiaire entre celles des domaines de Sherbrooke et de Stoke.

4.4. LE MELANGE DE SAINT-DANIEL (MSD)

Parmi les ophiolites du sud du Québec, le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines (COTM) est le secteur où les relations stratigraphiques avec le Mélange de St-Daniel sont les mieux exposées. Dans un premier temps, nous proposons d'illustrer ces relations à l'aide de trois sections stratigraphiques des dépôts volcano-sédimentaires supra-ophiolitiques (Figs 4.3, 4.5, 4.6 sur la Fig.4.2). Dans un second temps, nous proposons deux sections stratigraphiques complètes des différentes lithologies du MSD dans la région de Thetford-Mines (Figs 4.9, 4.10A et 4.10B sur la Fig.4.2). Nous compléterons notre analyse stratigraphique du MSD par la présentation de deux sections stratigraphiques complémentaires qui illustrent les variations latérales des faciès du MSD et sa relation avec le Groupe de Magog, dans les régions d'Asbestos et du Mont-Orford (Figs 4.10C et 4.10D sur la Fig.4.11). Ces deux dernières sections sont accompagnées d'une carte géologique régionale qui rend compte de la distribution géographique des différentes lithologies composant le MSD. Avant de présenter les coupes stratigraphiques, il est approprié de faire un rappel structural du COTM.

Le COTM forme un massif allongé NE-SO (40 km x 10/15 km) couvrant une superficie de 240 km². Il est divisé en deux massifs distincts, le massif de Thetford-Mines et le massif du Mt-Adstock-Mt-Ham (Fig.4.3). Le massif de Thetford-Mines est caractérisé par une section mantellique d'environ 5 Km d'épaisseur (Laurent et al., 1979) et une section crustale variant de 0.5 à 1.5 km (Schroetter et al., 2003a). Le massif du Mt-Adstock-Mt-Ham est caractérisé par l'absence de roches mantelliques et une section crustale mieux développée (2.5 à 5 km d'épaisseur) qui est découpée en trois zones plutoniques (dunitique, pyroxénitique et gabbroïque), recoupées par des dykes mafiques et ultramafiques et par un essaim filonien partiellement érodé, et surmontées de laves en coussins et de sédiments volcanogéniques (Schroetter et al., 2003a)(Fig.4.2).

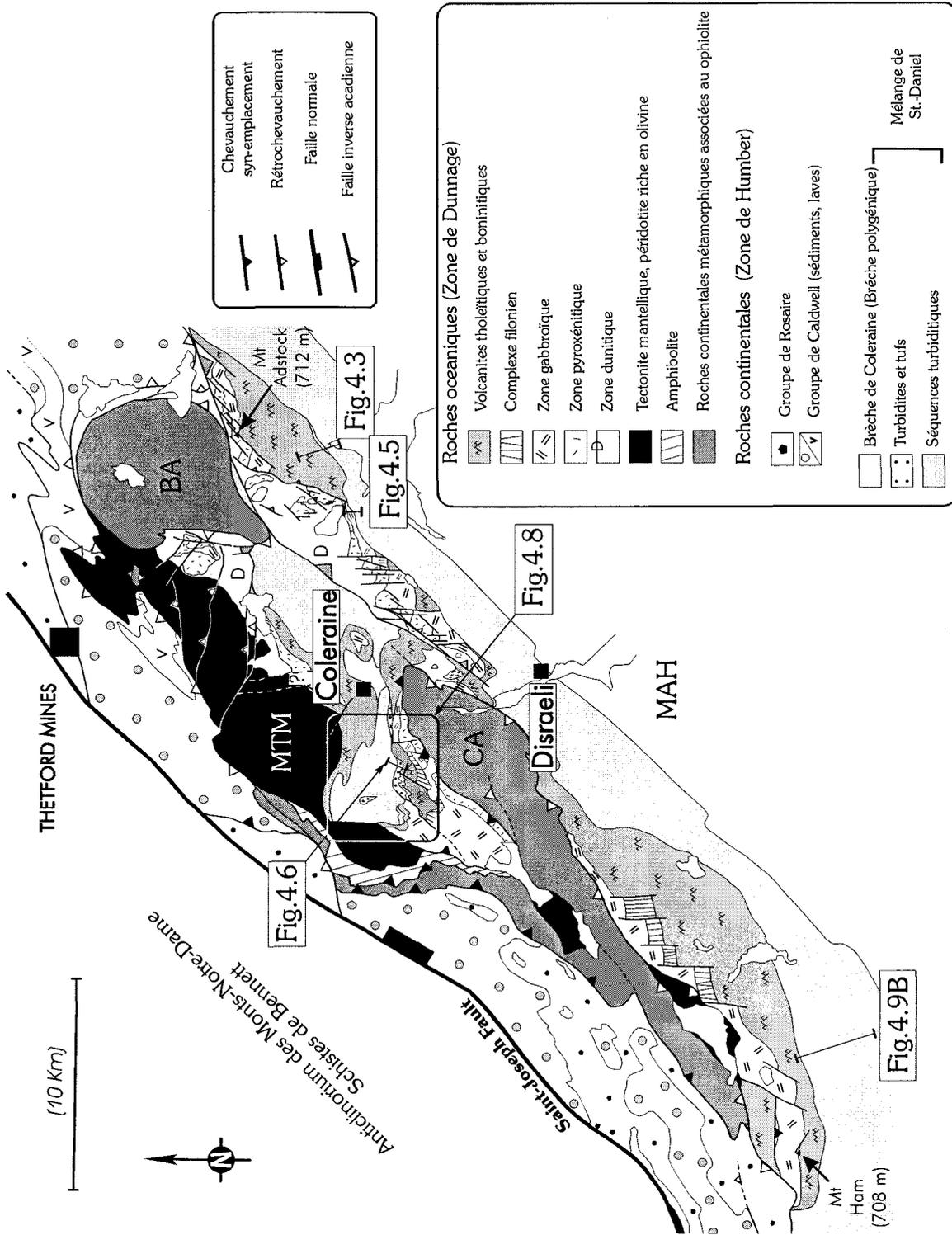


FIG.4.2: Carte géologique et structurale du Complexe Ophiolitique de Thetford Mines, avec la localisation des colonnes stratigraphiques (Figs 4.3, 4.5, 4.6, 4.8 & 4.9B).

Quatre générations de structures ont été reconnues au sein du COTM (Schroetter et al. 2003a, 2003b *soumis*), et divisées en structures pré-, syn- et post-obduction. Les structures pré-obduction ont été documentées dans le massif du Mt-Adstock-Mt-Ham et sont représentées par des failles syn-océaniques d'orientation N-S à fort pendage vers l'est. Ces failles découpent la croûte océanique des faciès plutoniques aux faciès effusifs supracrustaux et définissent une géométrie en demi-graben pour le massif du Mt-Adstock-Mt-Ham avec un approfondissement du bassin en direction du Mt-Adstock (Fig.4.2).

Les structures syn-obduction sont les mieux préservées dans la semelle amphibolitique du COTM qui souligne un métamorphisme dynamothermal ayant atteint une température de 850-780°C à 580-500°C pour des pressions maximales de l'ordre de 5-7 kbars (Feininger, 1981; Clague et al., 1981). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles sont de 477+/-5 Ma (Whitehead et al., 1995) dans la semelle amphibolitique et de 462-460 Ma (Castonguay et al., 2001a) sur muscovite dans les roches de la marge sous-jacente. La foliation métamorphique est accompagnée de plis isoclinaux syn-schisteux (Feininger, 1981 ; Clague et al., 1981 ; Whitehead et al., 1995) (Fig.4.2). Deux types de structures post-obduction ont été reconnus sur le COTM. (1) Le premier type de structures corrélables avec la période rétrochevauchante identifiée dans les roches de la Zone de Humber (Tremblay et Pinet 1994a ; Pinet et al., 1996a) et caractérisée par deux principales failles rétrochevauchantes, orientées approximativement N070 et pentées vers le NW. Le rétrochevauchement $\phi 1$ ramène des roches peu métamorphiques du Groupe du Caldwell de la zone de Humber vers le SE, structuralement au-dessus du COTM qui forme un synclinal dans le mur de cette faille. Le rétrochevauchement $\phi 2$ met en contact des roches métamorphiques de la marge (Antiformes de Carineault et Bécancour) avec le MSD et le massif du Mt-Adstock-Mt-Ham, qui constitue la charnière anticlinale d'un pli faillé rétrochevauchant $\phi 2$. Régionalement, les roches métamorphiques de la marge, affleurant au sein des dômes de Carineault et Bécancour, représentent des fenêtres structurales exposant le plan d'obduction situé à la base du COTM (Schroetter et al., 2003b *soumis*) (Figs 4.2 et 4.1B). (2) Le second type de structures post-obduction résulte du serrage acadien au Dévonien moyen. Ces structures sont des plis ouverts à serrés et des failles inverses, orientés vers le NE et pentés vers le SE. Ces structures sont développées autant dans les roches de la zone de Dunnage que dans celle de la zone de Humber (Tremblay et Castonguay, 2002) (Figs 4.2 et 4.1B).

4.4.1. Stratigraphie du Mélange de Saint-Daniel dans la région de Thetford-Mines

Nous proposons quatre nouvelles unités lithologiques de U1 à U4, composant le MSD dans la région de Thetford-Mines. La première notée (U1), est une unité volcano-sédimentaire, chaotique et hétérogène, divisée en deux sous-unités : U1a dominée par une séquence détritique, et U1b dominée par une séquence volcano-sédimentaire. L'unité (U2) est constituée d'une alternance de grès lithiques et d'argilites noires, alors que l'unité (U3) est composée d'argilites noires pyriteuses contenant des récurrences d'argilites vertes et de siltstones calcareux. Enfin, l'unité (U4) termine la série sédimentaire, elle est composée d'une argilite noire à fragments de la taille des cailloux, galets et blocs, reflétant les lithologies des unités (U2) et (U3) sous-jacentes.

Les trois premières coupes stratigraphiques qui suivent, illustrent les dépôts sédimentaires supra-ophiolitiques qui appartiennent à l'unité (U1). Les faciès observés sur ces trois sections, peuvent correspondre aux codes lithologiques établis par Miall (1977), modifié par Miall (1978) et Rust (1978) (dans Rust et Koster, 1984), pour la description de l'évolution des faciès de proximal à distal d'un delta alluvial.

Les deux premières coupes stratigraphiques de la Rivière-de-l'Or et du Petit-Lac-St-François-Sud ont été levées dans la partie basale du demi-graben du Mont Adstock (Fig.4.2). Ces deux sections sont éloignées d'environ 3,5 km l'une de l'autre (Fig.4.2). La coupe du Lac-de-l'Est a été levée au cœur du COTM à l'ouest de Coleraine, dans un secteur interprété par Schroetter et al. (2003 *sous presse*) comme représentant une structure en graben hérité de la formation de la croûte océanique du COTM.

La coupe de la Rivière-de-l'Or

Les faciès observés évoluent de faciès de type **Gm** (c-à-d de brèches à des graviers à support clastique, à matrice sableuse, sans stratification) à des faciès de type **Gp** (de graviers à des sables à support matriciel, à matrice sableuse, à stratification planaire), vers des faciès de type **Sh** (de sables fins à grossiers, à stratification planaire), puis au faciès de type **Fi** (de sables très fins, silts et argilites laminés) au sommet (Fig.4.3, localisation sur la Fig.4.2).

Cette section a une longueur totale approximative de 600 mètres, avec un hiatus de 120 mètres à mi-section, et se situe le long de la rivière de l'Or (Figs. 4.2 et 4.3). L'unité (U1) surmonte directement un substratum ophiolitique composé de laves en coussins, de brèches

autoclastiques et de roches pyroclastiques mafiques à intermédiaires. La stratification est subverticale et parallèle à la schistosité régionale.

La partie inférieure de la coupe (AB sur la Fig.4.3.2) est essentiellement composée de matériel provenant du substratum ophiolitique. Il s'agit d'une alternance, sur environ 70 mètres, de niveaux de brèches à éléments ophiolitiques (laves felsiques vacuolaires, gabbros et pyroxénites en moindre proportion) de 5 à 15 mètres d'épaisseur, et des niveaux de grès fins à grossiers de 5 à 10 mètres d'épaisseur. Le premier niveau de grès est composé à 70% d'une matrice fine à moyenne, composée d'orthopyroxène ouralitisé, de plagioclase albitisé, d'épidote et chlorite, avec environ 20% d'éléments de 10 à 20 cm de diamètre. Les éléments sont principalement constitués de laves felsiques vacuolaires et de rares gabbros. Un niveau de brèche d'environ 4 mètres d'épaisseur vient s'intercaler dans la section, contenant des éléments de 10-20 cm de diamètre de même nature que ceux décrits ci-dessus. La matrice de cette brèche contraste par sa composition argileuse rouge-violacée (Fig.4.4A). La série se poursuit avec 5 mètres de grès identiques aux précédents, pour revenir à un niveau massif de brèche de 13 mètres d'épaisseur contenant une proportion plus importante (80%), d'éléments de 10 à 20 cm de diamètre et quelques éléments de pyroxénite atteignant 70 cm de diamètre (Fig.4.3.2). La matrice est grossière et de même composition que les éléments. La partie supérieure de cette brèche alterne avec des niveaux de grès de 0,5 à 1,5 mètres d'épaisseur. Les niveaux de brèches disparaissent pour laisser la place à un niveau de grès de 20 m environ d'épaisseur, lui-même interrompu par une brèche de 120 mètres d'épaisseur. Les éléments de cette brèche sont anguleux et de taille variable (5 à 50 cm). Dans sa partie inférieure, elle est constituée d'environ 60% de éléments de pyroxénite, 35% de fragments de dunite serpentinitée et hydrothermalisée, avec un remplissage interstitiel de calcite (ophicalcite), et de rares éléments de gabbro (Fig.4.4B). Dans sa partie supérieure, la nature des éléments devient bi-modale (pyroxénite et dunite).

Après un hiatus de 120 mètres, la partie supérieure de la coupe (CD sur la Fig.4.3.2) débute par 50 mètres de brèches très chaotiques. Les éléments de 5 à 10 cm de diamètre en moyenne, sont anguleux avec une composition variable. Par ordre d'abondance, on retrouve des laves felsiques, des pyroxénites, des gabbros, et de rares éléments de schistes quartzo-phyllosités atteignant de 20 à 70 cm de diamètre (Fig.4.4E).

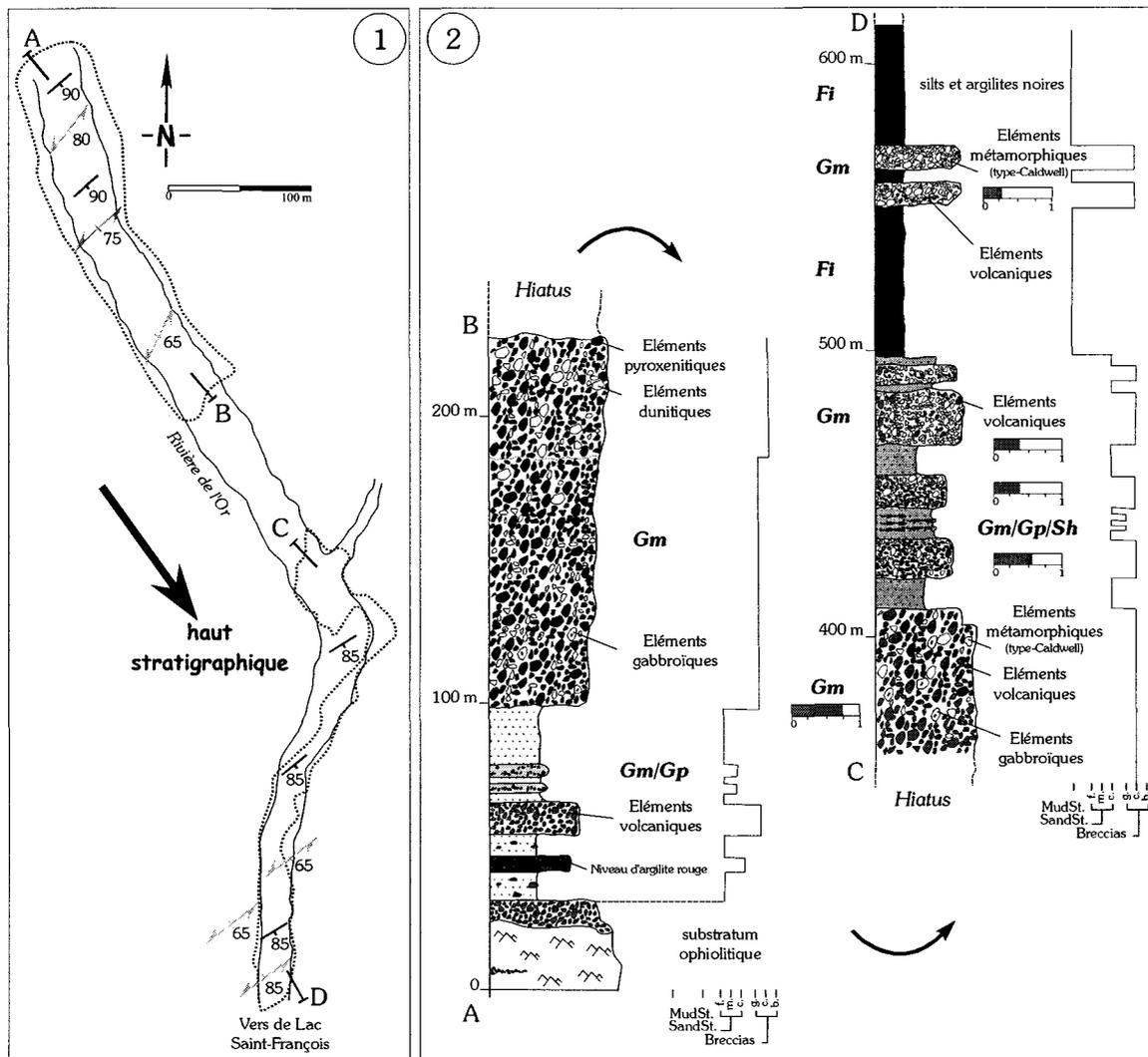
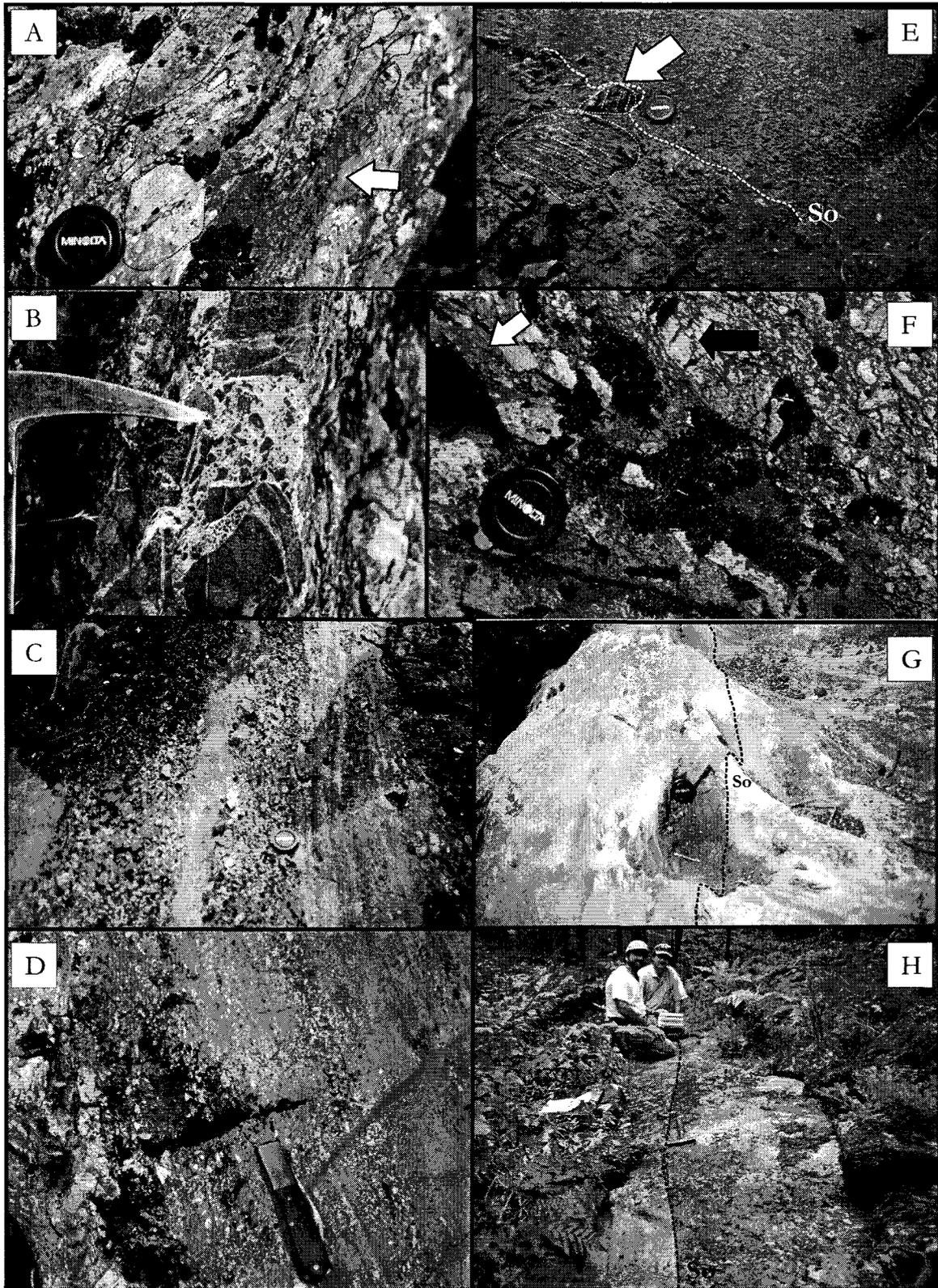


FIG.4.3: 1 - Carte de détail des structures de la coupe stratigraphique de la Rivière-de-l'Or;
 2 - Coupe stratigraphique de la Rivière-de-l'Or (Localisation sur la Fig.4.2)

Sur environ 80 mètres, ces brèches à éléments grossiers alternent avec des graviers à fragments de plus petites taille et/ou des grès fins, moyens à grossiers de 5 à 30 cm d'épaisseur (Figs 4.4C et 4.4D). À part la stratification soulignée par l'alternance des niveaux gréseux, aucune autre structure sédimentaire n'est réellement visible. La proportion d'éléments de roches métamorphiques augmente progressivement vers le sommet de la série alors que la proportion d'éléments ophiolitiques diminue (barre de proportion de la Fig.4.3.2). Les derniers niveaux de brèches (à éléments ophiolitiques et métamorphiques) sont interstratifiés avec les argilites noires typiques du Mélange de St-Daniel, que l'on retrouve en position matricielle dans les derniers niveaux de brèches (Fig.4.4E).



⇐ FIG.4.4: A: Brèches sédimentaires à éléments ophiolitiques dans une matrice argileuse rouge (à la base de la coupe de la Rivière-de-l'Or, partie AB); B: Éléments de dunité et de pyroxénite, hydrothermalisés dans la brèche ophiolitique (coupe de la Rivière-de-l'Or, partie AB); C: Alternance de brèches polygéniques et bimodales et de grès moyens à grossiers, de même composition que la brèche (coupe de la Rivière-de-l'Or, partie CD); D: Alternance de grès fins et grossiers (coupe de la Rivière-de-l'Or, partie CD); F: Niveaux de brèches bimodales (coupe de la Rivière-de-l'Or, partie CD supérieure), avec une matrice argileuse noire (flèche blanche) et un élément métamorphique (flèche noire) ; E: Alternance de graviers et de brèches, polygéniques et bimodaux, avec un élément métamorphique (flèche blanche) (coupe du Petit-Lac-St-François); G: contact d'érosion entre les grès moyens orangés et les grès fins verdâtres, tuffacés (coupe du Petit-Lac-St-François); H: contact d'érosion entre les brèches, polygéniques et bimodales et les grès.

La coupe du Petit-Lac-St.-François

Les faciès observés sont les mêmes que pour la coupe de la Rivière-de-l'Or, mais les faciès de type *Sh* et *Fi* sont absents (Fig.4.5, localisation sur la Fig.4.2).

Cette section se situe au même niveau stratigraphique que la celle de la Rivière-de-l'Or (Figs.4.2 et 4.5). La stratification et la schistosité ardoisière ne sont cependant plus parallèles. La stratification est orientée approximativement Est-Ouest et est fortement pentée vers le Sud-SW alors que la schistosité montre la même orientation que dans la Rivière de l'Or, attestant que cette section se situe dans la charnière d'un pli. Le substratum ophiolitique est composé de gabbros massifs surmontés de brèches gabbroïques monogéniques. La section est composite et divisée en deux parties, (AB) et (CD) (Fig.4.5.2). Le contact avec les argilites noires typiques du MSD n'est pas exposé.

La section débute (partie AB) par des brèches chaotiques (50 m environ) polygéniques, caractérisées par la présence d'éléments ophiolitiques et métamorphiques. La taille des fragments varie de quelques cm jusqu'à environ 10 cm. Les éléments ophiolitiques sont des laves felsiques vacuolaires, des gabbros vari-texturés, et des pyroxénites. La matrice a la même composition que les éléments de la brèche et constitue un sable moyen à grossier. Certains horizons bréchiques de 0,5 à 1 mètre d'épaisseur sont composés essentiellement d'éléments décimétriques, anguleux, et jointifs, de nature métamorphique (Fig.4.4F). Les contacts entre les différents niveaux de brèches et de grès fins à grossiers sont érosionnels (Fig.4.4H). Dans la partie supérieure de la coupe (partie CD), les brèches passent à des grès fins à moyens de couleur orangée et des grès fins tuffacés verdâtres, séparés par des surfaces d'érosion soulignées par la présence de cailloutis (Fig.4.4G).

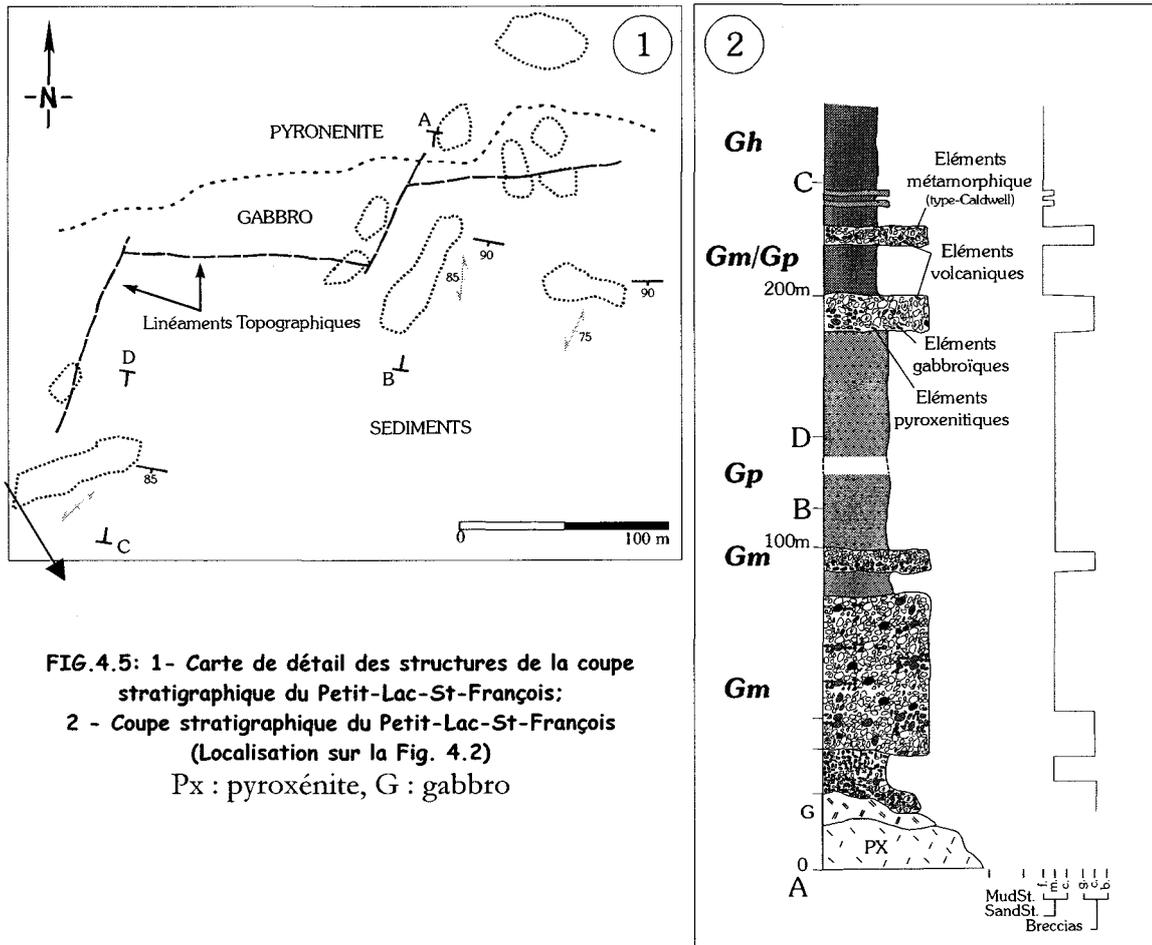


FIG.4.5: 1- Carte de détail des structures de la coupe stratigraphique du Petit-Lac-St-François;
2 - Coupe stratigraphique du Petit-Lac-St-François
(Localisation sur la Fig. 4.2)
Px : pyroxénite, G : gabbro

La coupe du Lac-de-l'Est

Trois faciès détritiques distincts, évoluant de faciès de type **Gms** (de brèches aux graviers à support matriciel boueux, sans imbrication des clastes et sans stratification interne), à la base, vers des niveaux turbiditiques classiques (Bouma, 1962 ; Walker, 1984), notés **Tf** pour les faciès les plus fins et **Tg** pour les plus massives, pour finir par des niveaux de tufs fins à moyens, notés **Tff** (Fischer, 1961)(Fig.4.6, localisation sur la Fig.4.2).

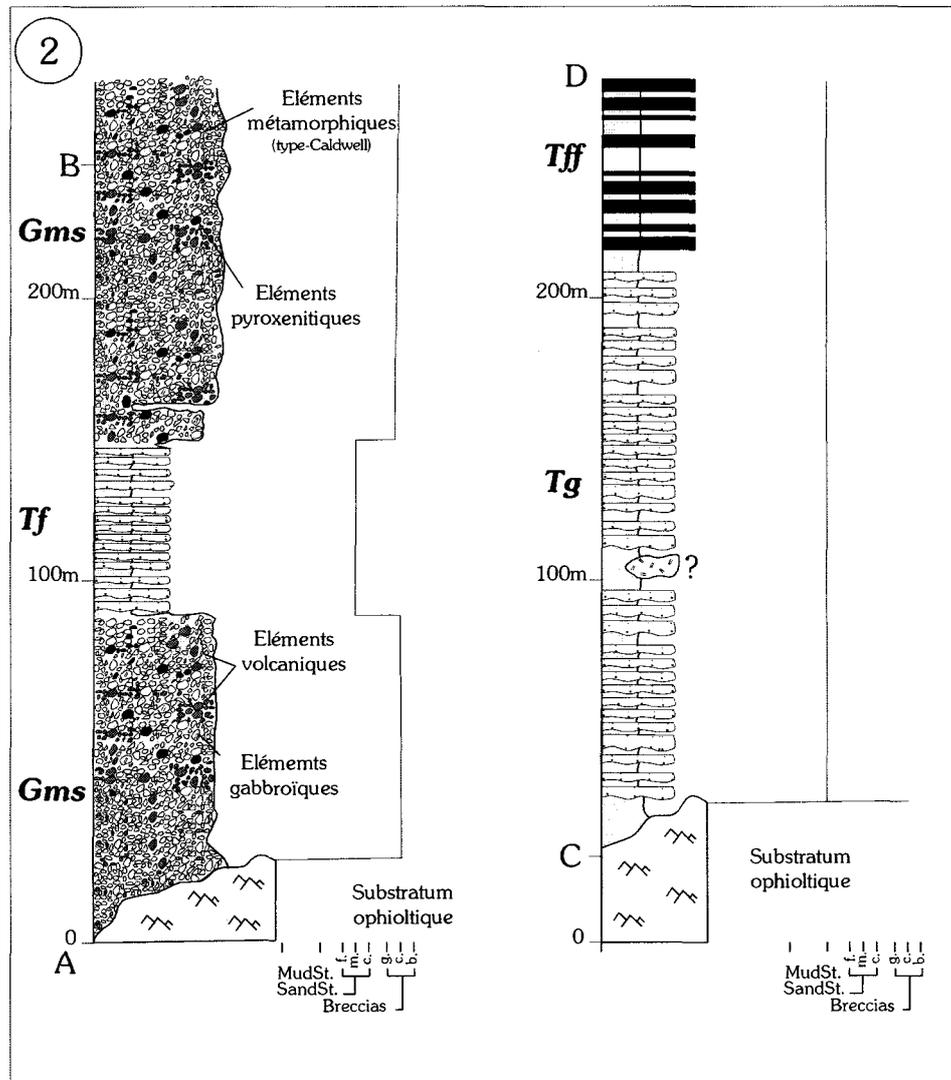
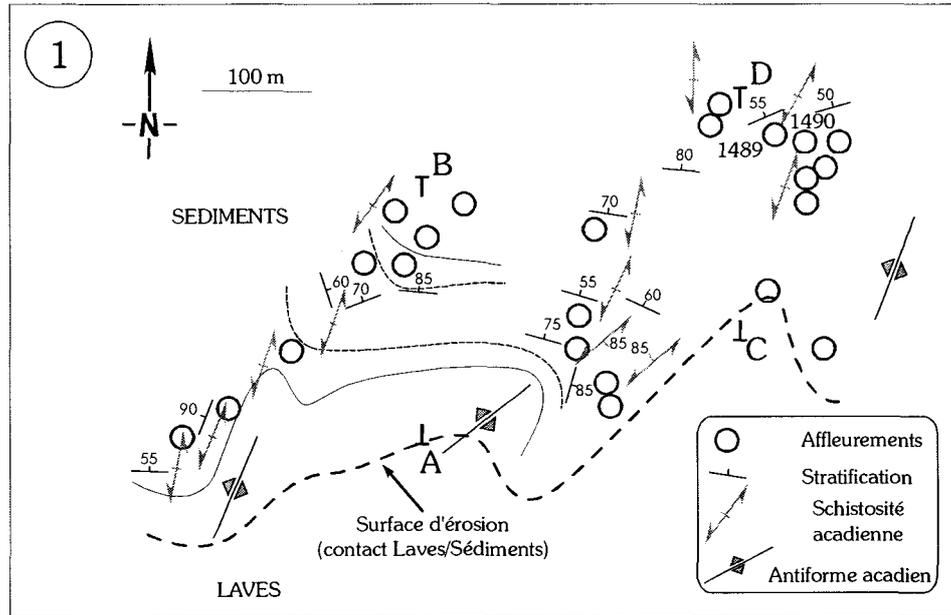
Cette section stratigraphique correspond à la coupe-type de l'unité volcano-sédimentaire supérieure du COTM présentée par Laurent et Hébert (1989) et Oshin et Crocket (1986). Elle se situe sur une colline, au nord du Lac de l'Est (Figs 4.2 et 4.6), etaffleure sur environ 450 mètres. La stratification est orientée environ N110 et pentée de 50 à 60° vers le Nord et la schistosité ardoisière est subverticale, orientée NNE et associée à des plis ouverts à serrés plongeant de 50 à 60° vers le NE (Fig.4.6.1). La section a été levée perpendiculairement à la stratification. Trois faciès distincts ont été identifiés, le faciès 1 est un niveau de brèche polygénique (**Gms**), le faciès 2 est une alternance de grès fins et

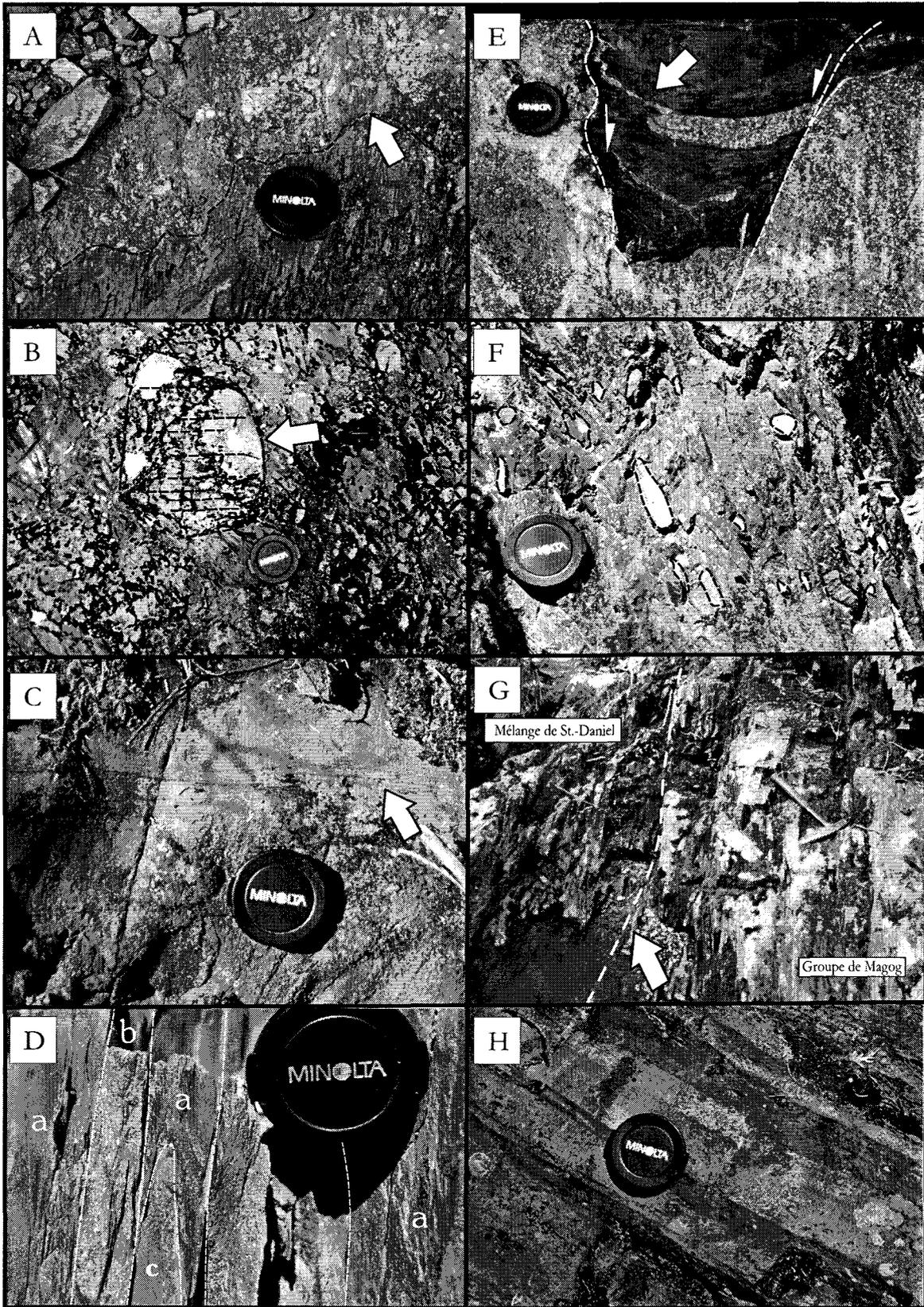
grossiers et d'argilites rouges (*Tf* et *Tg*) et le faciès 3 est une alternance de tufs fins et d'argilites rouges (*Tff*).

La base de la série sédimentaire (partie AB) repose directement sur un substratum ophiolitique constitué de laves en coussins et massives et de brèches autoclastiques. La section débute par un niveau de brèche polygénique, d'environ 90 mètres d'épaisseur (faciès 1), dont la matrice est une argilite rouge-violacée (Fig.4.7B). Les éléments constituent environ 60% du faciès 1, mais la matrice semble remaniée, constituant des galets mous de taille parfois assez importante (>1m). Les éléments sont composés de gabbros et de laves essentiellement (40%), avec en proportion moindre et égale de pyroxénites et de roches métamorphiques (schistes quartzo-feldspathiques et micaschistes) (10%). Les contacts entre les niveaux détritiques grossiers et les argilites rouges-violacées sont érosifs (Fig.4.7A). Intercalés dans les brèches, le faciès 2 est une alternance de grès (2 à 10 cm d'épaisseur) fins à moyens et d'argilites rouge-violacées d'environ 50 mètres d'épaisseur. Les strates de grès sont granoclassées, montrent une polarité normale (Fig. 4.7C) et reposent en contact érosif sur les argilites rouges. Le passage des niveaux de grès aux argilites est graduel, souligné par des laminations parallèles. Ce faciès 2 représente une séquence à turbidites préservant les divisions A, B, D et/ou E de Bouma (1962) (Fig.4.7C).

Sur la seconde partie de la coupe (CD), les bancs de grès sont plus épais, atteignant jusqu'à 50 cm d'épaisseur sur environ 200 mètre de section, et varient de moyens à grossiers. Les mêmes figures sédimentaires que sur la partie précédente sont présentes (i.e. granoclassement, laminations parallèles). Dans les niveaux supérieurs de la coupe, les grès disparaissent et cèdent la place à une alternance irrégulière d'argilites rouge-violacées et de tufs fins à moyens de couleur vert foncé (faciès 3). L'épaisseur des bancs de tufs varie de 0,5 à 1 mètre, et ils montrent des laminations parallèles soulignées par des variations de granulométrie. L'épaisseur sur le terrain peut être estimée à environ une centaine de mètres.

FIG.4.6: 1- Carte de détail des structures de la coupe stratigraphique du Lac-de-l'Est; 2 - Coupe stratigraphique du Lac-de-l'Est (Localisation sur la Fig. 4.2) ⇒





⇐ FIG.4.7: A - Contact d'érosion entre les brèches polygéniques et bimodales et les argillites rouges-violacées (coupe du Lac-de-l'Est); B - Élément métamorphique dans la brèche à matrice argileuse rouge (coupe du Lac-de-l'Est); C - Section A et B d'un faciès turbiditique, composé d'une alternance de grès moyens à fins et d'argilites rouges (coupe du Lac-de-l'Est); D - Faciès turbiditique intermédiaire entre U2/U3, (a) grès fins à moyens, (b) argilites noires et (c) calcarénites dolomitisées (coupe du Mont-Ham); E - Faciès turbiditique de l'unité U2, montrant de la déformation syn-sédimentaire (graben décimétrique et slump, flèche blanche, région d'Orford); F - Faciès à argilites à cailloux de l'unité U4 (coupe du Mont-Ham); G - Groupe de Magog, formation de St-Victor, dans le secteur de Disraeli ; H - Contact entre le MSD (unité U4) et la formation de St-Victor dans le ruisseau Castle.

La coupe du Mont-Ham

La coupe stratigraphique, située sur le flanc sud du Mont-Ham (Fig.4.9B sur la Fig.4.2), permet d'illustrer les relations entre les principaux assemblages lithologiques U2, U3 et U4 du MSD. Le substratum ophiolitique est composé de l'unité volcanique supérieur du COTM (Hébert, 1980), composée de laves felsiques vacuolaires, de brèches auto- à pyroclastiques et de sédiments volcaniques. Les roches de ce secteur sont affectées par une schistosité ardoisière régionale orientée N060 et sub-verticale, localement associée à des plis isoclinaux (Fig.7D).

L'assemblage lithologique U2, décrit dans le secteur d'Asbestos et de St-François-Xavier-de-Brompton, respectivement, par Lavoie (1989) et Marquis (1989), correspond au sous-faciès 3, notée S3 de Cousineau et St-Julien (1992). Cet assemblage est composé d'une alternance de grès noirs, lithiques, fins à grossiers de 0.1 à 2 m d'épaisseur, riches en quartz (35-55%), feldpaths (10-40%), fragments de roches (0-5%) (Lavoie, 1989) et d'argilites noires avec des récurrences d'argilites vertes de 5 à 80 cm d'épaisseur (Figs 4.7D et 4.7E). Les structures sédimentaires observables sont des chenaux, du granoclassement normal, et des laminations parallèles et entre-croisées, alors que les argilites noires présentent des déformations syn-sédimentaires (Fig.4.7E). Cet assemblage lithologique (U2) a été interprété comme une séquence de turbidites par Lavoie (1989), issue d'un environnement marin intercalé dans une sédimentation hémipélagique. La teneur en chrome des grès (44 à 66 ppm, Lavoie, 1989) suggère que les ophiolites situés au NW ont participé à l'alimentation de cette séquence turbiditique. L'analyse pétrologique d'un assemblage lithologique similaire du MSD dans le secteur de St.-George-de-Beauce, décrit par Cousineau (1987), dans un diagramme triangulaire, de provenance en fonction du pourcentage de Quartz, Feldpath et Éléments lithiques (Dickinson et al., 1983), montre que les grès se projettent dans le champs de sédiments provenant d'une orogène recyclé, proche de ceux dérivés de l'érosion d'un arc volcanique (Fig.4.11A)

L'assemblage lithologique U3 correspond au sous faciès 1 et 2 (notée S1 et S2) de l'assemblage d'argilites de Cousineau et St-Julien (1992). Sur la coupe du Mont Ham, cet assemblage lithologique est constituée d'argilites noires à vert-sombres, riches en pyrite idiomorphe de 1 à 3 cm, contenant des interlits silteux et des calcarénites laminées dolomitisées (de quelques centimètres) (Lavoie, 1989 ; Marquis, 1989) (Fig.4.7D). Les laminations entrecroisées et parallèles et des granoclassements normaux sont les principales figures sédimentaires observées. L'environnement de dépôt de cet assemblage lithologique a été interprété comme représentant d'une sédimentation hémipélagique sur, ou au pied d'une pente (Lavoie, 1989). Aucune discontinuité structurale sur le terrain n'est visible, et l'augmentation de la proportion d'argilites noires de U3 par rapport U2, suggère que U3 représente une variation verticale comme latérale de faciès de U2.

L'assemblage lithologique U4 termine la section du Mont-Ham. Cette unité est définie comme la formation typique du MSD. Elle correspond à l'assemblage d'argilites à cailloux de Cousineau et St-Julien (1992), et a été reconnu à peu près partout dans les Appalaches du sud du Québec (voir Tremblay et al., 1995 pour une revue). Il est composé d'une matrice argileuse noire occupant environ 60 à 70 % de la roche (Fig.4.7F) et d'éléments exclusivement terrigènes, composés de grès sombres identiques à ceux de l'assemblage U2, de siltstone, de calcarénite et d'éléments argileux noirs (mous), identiques à ceux de l'assemblage U3. Leur taille varie de celle des cailloutis à celle des graviers et des blocs. Les éléments argileux sont aplatis alors que ceux de grès et de calcarénites, sont légèrement arrondis à sub-anguleux. Cousineau et St-Julien (1992) ont émis l'hypothèse que cet assemblage lithologique est le résultat de volcans de boues actifs au sein d'un prisme d'accrétion. Sur le terrain, aucune structure sédimentaire ne permet cependant de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse. Ce type de lithologie peut aussi correspondre à des coulées boueuses re-mobilisant les unités sous-jacentes U2 et U3.

La coupe du Mont-Ham permet de proposer des relations stratigraphiques entre les principales unités lithologiques du MSD (Fig.4.9B). Les relations observées sur cette section, comparées avec l'analyse stratigraphique et structurale d'un petit bassin isolé à l'ouest de Coleraine (Fig.4.8, localisation sur la Fig.4.2), permettent d'établir les relations stratigraphiques entre l'unité U1 et les unités U2 à U4 décrites ci-dessus.

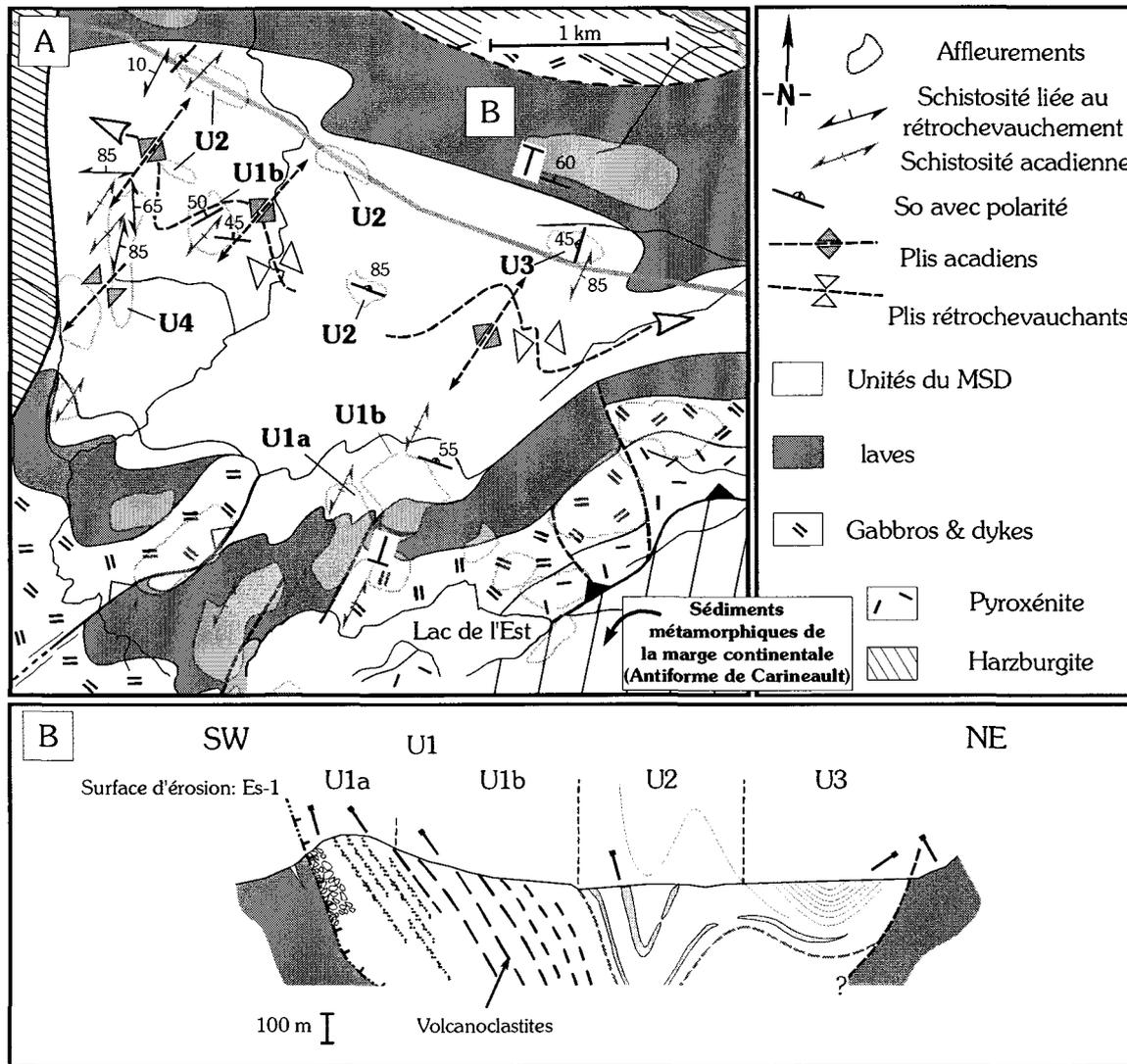


FIG. 4.8: A - Carte géologique et structurale du bassin à l'ouest de Coleraine; B - Profil structural interprétatif NE/SO du bassin de Coleraine (Localisation sur la Fig. 4.2).

Le Bassin à l'ouest de Coleraine

Le bassin situé à l'ouest de la ville de Coleraine constitue un synclinal sub-EW, interprété comme étant une structure associée à l'événement rétrochevauchant, et affectée par le serrage Acadien (Fig.4.8A). Les unités U2 à U4, reconnues sur la coupe du Mont-Ham, sont présentes à l'intérieur de ce bassin. Un assemblage lithologique intermédiaire entre le sous-faciès (U1b) au sommet de l'unité U1 et les unités U2 à U4 au cœur du bassin, permet de proposer un lien entre l'unité U1 et les unités U2/U4 (Fig.4.8A).

Les tufs du sous-faciès U1b (Fig.4.6.2) plongent vers le nord de 50° et montrent qu'ils se situent sous l'unité U2 (Figs 4.8A et 4.8B). L'assemblage intermédiaire, composé

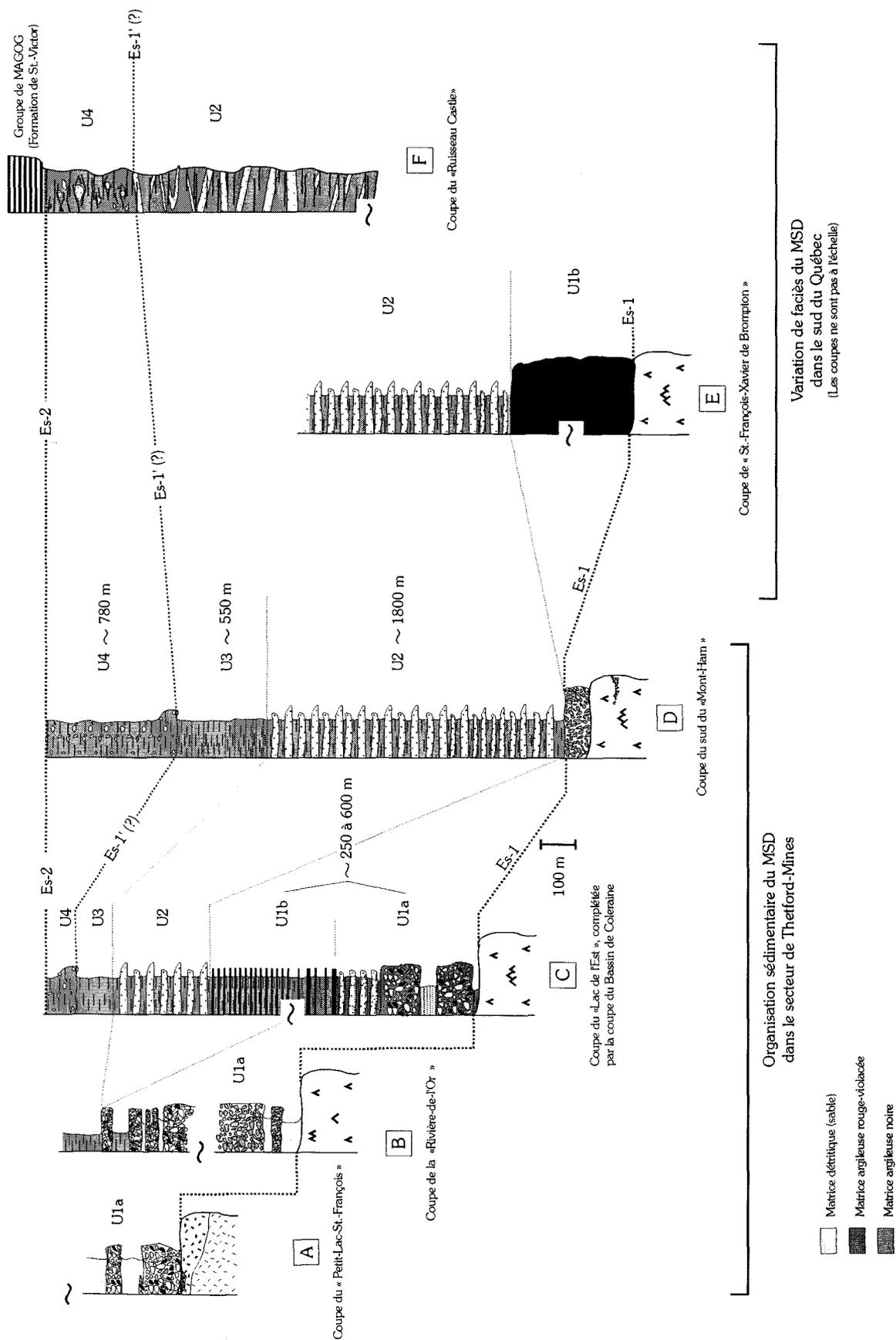
d'une alternance de tufs fins et d'argilites noires, est exposé au cœur du bassin de Coleraine à la faveur d'un pli anticlinal acadien superposé sur le synclinal rétrochevauchant. Les relations structurales de ce secteur suggèrent que l'assemblage intermédiaire appartient à l'unité U1, et est situé sous U2. Le passage entre le sous-faciès U1b et l'unité U2 est graduel et marqué par un changement de la coloration des argilites de rouge-violacée à noire, accompagné de l'intercalation de niveaux roches volcanoclastiques. Cet assemblage lithologique intermédiaire permet de proposer une colonne stratigraphique du MSD dans la région de Thetford -Mines et de la corrélérer avec la colonne établie au sud du Mont-Ham (Fig.4.9A et Fig.4.9B).

4.4.2 Le Mélange de Saint-Daniel dans les Appalaches du sud du Québec

Dans cette partie, nous proposons une carte de compilation montrant la distribution des différentes unités lithologiques du MSD (Fig.4.10). Deux autres coupes stratigraphiques viennent compléter notre analyse stratigraphique du Mélange de Saint-Daniel, et appuyer les interprétations régionales et la discussion qui suivra.

La coupe de St.-François-Xavier-de-Brompton

La coupe de St.-François-Xavier-de-Brompton (Fig.4.9E sur la Fig.4.10) illustre les variations de faciès au sein du MSD. Sur cette coupe orientée EW, le substratum ophiolitique, composé de laves vacuolaires massives, est directement recouvert par des roches volcanoclastiques fines à grossières, contenant des laminations parallèles, des granoclasses normaux et des figures de déformations syn-sédimentaires, interprétées par Lavoie (1989), comme les produits de la remobilisation de tufs primaires. Ce faciès tuffacé est recouvert par l'alternance de grès et d'argilites noires de l'unité U2. Sur cette section, la partie basale chaotique (U1a) de l'unité U1, reconnue dans le secteur du COTM, est absente. Nous considérons ces roches volcanoclastiques comme des équivalents du sous-faciès U1b, pour les raisons suivantes: (i) elles se situent au même niveau stratigraphique que U1b, au dessus du substratum ophiolitique et (ii) elles se situent directement sous l'unité U2 (alternance de grès lithiques noires et d'argilites noires, [Marquis, 1989]), comme dans le secteur de Thetford-Mines.



⇐ FIG.4.9: A - coupe schématique du Petit-Lac-St.-François ; B - coupe schématique de la Rivière-de-l'Or ; C - coupe schématique du Lac-de-l'Est et du Bassin de Coleraine ; D - coupe du Mon-Ham; E - coupe de St.-François-Xavier-de Brompton; F - coupe du Ruisseau Castle (localisation sur la Fig.9). Es-1: Surface d'érosion syn-convergence 1 ; Es-2: Surface d'érosion syn-convergence 2.

La coupe du Ruisseau Castle

Cette seconde section permet de contraindre le contact supérieur du MSD avec le Groupe de Magog (Fig.4.9F sur la Fig.4.10). Le Ruisseau Castle est l'un des seuls endroits où le contact entre le MSD et le Groupe de Magog est exposé de façon non équivoque. L'unité U4, composée d'éléments de grès lithiques noirs, centimétriques à décimétriques, dans une argilite noire, est recouverte stratigraphiquement par une alternance de schistes ardoisiers graphitiques, sombres et d'arénites tuffacées (Fig.4.8G), attribuée à la formation de Beauceville/St.-Victor (Fig.4.8H) du Groupe de Magog (Cousineau et St-Julien, 1994). Ces roches contiennent une population de graptolites de la zone à *Nemagraptus Gracilis* qui leur confère un âge caradocien inférieur (Riva, *com. pers.*).

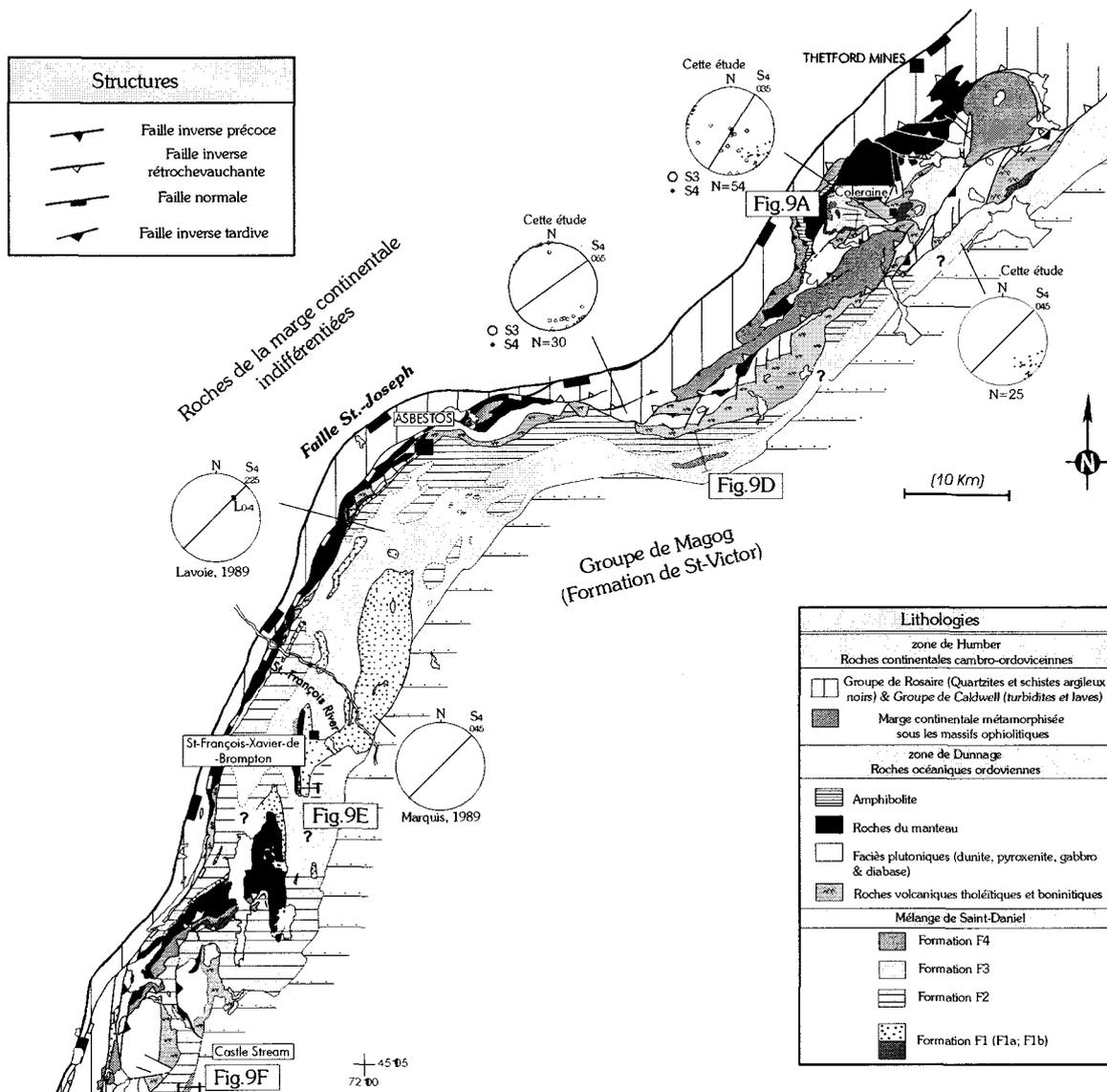


FIG. 4.10 : Carte géologique et structurale du MSD dans le Sud du Québec, compilée à partir des travaux de Cooke (1938, 1950), Brassard et Tremblay (1999), Avramtchev et al., 1989, et Schroetter et al. 2003a, 2003b *soumis*. S3: Schistosité associée à la période rétrochevauchante, S4: Schistosité associée à la période acadienne.

4.5. INTERPRETATION ET DISCUSSIONS

4.5.1. Organisation sédimentaire du MSD et analyse séquentielle

Au regard des coupes stratigraphiques que nous avons exposées ci-dessus, il est possible de proposer une organisation sédimentaire du MSD, illustrée sur la Fig.4.9. Quatre arguments permettent de proposer que les trois coupes stratigraphiques constituant les premiers niveaux sédimentaires situés au-dessus du COTM appartiennent à une même unité (U1) constituant la base du MSD, (1) sur les trois coupes stratigraphiques (Fig.4.9A, B et C),

le contact basal avec le COTM est dépositionnel et correspond à une surface d'érosion, notée Es-1, située au même niveau stratigraphique, (2) les niveaux de brèches, malgré de légères variations compositionnelles de la matrice (argilite rouge-violacée sur la coupe du Lac-de-l'Est (Fig.4.9C) et sable fin à grossier, puis argilite noire sur les coupes du Petit-Lac-St.-François et de la Rivière-de-l'Or ; Figs 4.9A et 4.9B), sont polygéniques (composées d'éléments d'origine ophiolitique et métamorphique), (3) les trois coupes stratigraphiques illustrent l'enregistrement d'une série sédimentaire granodécroissante, et (4) sur les coupe de la Rivière-de-l'Or (Fig.4.9B) et du Lac-de-l'Est (Fig.4.9C, Figs 4.8A et 4.8B), les derniers niveaux sédimentaires viennent s'intercaler dans les premiers niveaux d'argiles noires caractéristique du MSD. Cette unité U1, avec une puissance approximative variant de 250 m à 600 m, peut être décomposée en U1a, sous-faciès dominé par une fraction sédimentaire détritique et U1b, sous-faciès dominé par une fraction volcanosédimentaire. L'absence de figures sédimentaires, de granoclassements normaux ou inverses dans les niveaux de brèches suggèrent qu'elles peuvent être interprétées comme des coulées de débris alimentées par l'érosion du matériel ophiolitique et de la marge continentale métamorphisée sous-jacente. Le caractère anguleux des éléments souligne un faible déplacement et par conséquent une source relativement proximale. Les changements de coloration dans les argilites de rouges-violacées à noires de la limite U1/U2 peuvent être interprétés comme le résultat d'un d'environnement de sédimentation plus anoxique, par augmentation de l'apport de matière organique ou la diminution de la circulation d'eau dans le bassin. Sur la coupe du Lac-de-l'Est (Fig.4.9C), l'apparition de niveaux de tufs fins à moyens à la limite U1/U2 semble être géographiquement restreinte à cette partie du bassin. Les variations d'épaisseur de l'unité U1 (absente sur la coupe du Mont-Ham (Fig.4.9D) ou d'épaisseur limitée sur le coupe de St.-François-Xavier-de-Brompton (Fig.4.9E)), peuvent être attribuées à une paléotopographie héritée de type «horst & graben» de la période d'extension avant-arc du substratum ophiolitique (Schroetter et al., 2003a).

L'unité U2 est relativement monotone, et sa puissance ne peut être estimée que sur la coupe du sud du Mont-Ham (Fig.4.9D), à environ 1800 m. Il s'agit d'une séquence turbiditique composée de grès lithiques, noires et d'argilites noires. Le passage entre U2 et U3, composées de niveaux d'argilites noires à récurrences de silts et de calcarénites suggère que les faciès de U3 sont des équivalents distaux de l'unité U2, marqués par une augmentation de la fraction argileuse et une diminution de la fraction détritique. La

composition des grès de U2 (Fig.4.11A) et leur forte teneur en chrome (Lavoie, 1989) suggèrent que les unités U2 et U3 sont issues de l'érosion des nappes ophiolitiques et d'un orogène en surrection. L'unité U4, composée d'éléments des deux formations sous-jacentes U2 et U3 pourrait représenter des volcans de boue (Cousineau et St-Julien, 1992) ou d'importantes coulées boueuses à l'échelle du bassin (cette étude), marquant dans les deux cas une probable surface d'érosion : Es-1', et le sommet du MSD.

La transition entre le MSD et le Groupe de Magog (représenté la coupe du ruisseau Castle, Fig.4.9F) est une discordance, probablement une surface d'érosion, notée Es-2 (Fig.4.9). L'organisation et l'évolution stratigraphiques du MSD montrent qu'il représente une séquence granodécroissante, constituant la base d'un bassin profond en position avant-arc. Deux événements tectoniques semblent être enregistrés dans le bassin ; (1) l'exhumation et l'érosion de matériel d'affinité océanique (ophiolitique) et d'affinité continentale (métamorphique), et (2) une remobilisation locale des unités U2 et U3 dans le bassin et l'installation d'une seconde séquence sédimentaire représentée par la formation de St.-Victor du Groupe de Magog.

4.5.2. Implications tectoniques pour la zone de Dunnage dans le sud du Québec

Cousineau et St-Julien (1992) ont interprété le MSD comme représentant un complexe de subduction taconien. L'analyse de l'évolution structurale du COTM (Schroetter et al. 2003b *soumis*) montre cependant que la déformation taconienne au sein de la zone de Dunnage est restreinte aux ophiolites et représentée par la semelle dynamo-thermale bien-préservée dans le COTM. Notre étude stratigraphique montre que le MSD repose stratigraphiquement sur les massifs ophiolitiques, comme proposé par Dérosier (1971), Lamarche (1975), puis Hébert (1983), et que la déformation régionale qui l'affecte est post-Taconien et principalement attribuable à l'orogénie Acadienne (Cousineau et Tremblay, 1993) (Fig.4.10). Une schistosité précoce est localement présente dans le MSD situé au cœur du COTM (Stéréogrammes de S₃, sur la Fig.4.10), alors que la schistosité régionale acadienne est développée régionalement (Stéréogrammes de S₄, sur la Fig.4.10). Ces considérations structurales et les données stratigraphiques exposés ci-dessus permettent de préciser l'évolution géodynamique taconienne de la zone de Dunnage dans le sud du Québec. La nature sédimentaire du MSD et la présence d'éléments de marge métamorphique indiquent que le MSD constitue un bassin sédimentaire ayant enregistré le soulèvement de son

substratum ophiolitique et de la marge continentale laurentienne pendant l'obduction et la mise en place des nappes ophiolitiques. Nos observations sur la stratigraphie et l'analyse des faciès du Mélange de Saint-Daniel sont en accord avec la description de dépôts sédimentaires syn-obduction décrits dans d'autres orogènes (ex.. les brèches de Kemer de la formation de Karatas, Ophiolite d'Antalya, Turquie, (Lagabrielle, 1987), ou la formation à la base de la « *Great Valley Sequence* », sur l'Ophiolite du Coast Range, Californie (Phipps, 1984) (Fig.4.12). Après ces dépôts bréchiques (U1a), souvent décrits comme des « *mélanges* », le bassin sédimentaire subside et s'installe alors une sédimentation pélagique à hémipélagique (Lavoie, 1989) et turbiditique (U2/U3), alimentée par l'érosion des ophiolites et des sommets taconiens (Fig.4.11A). La compression tectonique se maintenant, un second épisode vient perturber la sédimentation du bassin, entraînant la re-mobilisation des unités (U2/U3) et le dépôt de l'unité (U4). S'installe alors la sédimentation de la formation de Beauceville/St-Victor du Groupe de Magog. L'évolution des apports sédimentaires enregistré par le MSD et son évolution lithologique suggèrent qu'il représente un bassin transporté de type *piggy-back* (Ori et Friend, 1984). D'un point de vue géodynamique pour le Appalaches du Québec, cette interprétation est en accord avec une subduction orientée vers l'est (Pinet et Tremblay, 1995a ; Tremblay et Pinet, 1994a) pendant l'épisode orogénique taconien (Fig.12).

4.5.3. Proposition de corrélations régionales

Le fait que le MSD soit directement recouvert par la formation de Beauceville/St-Victor (i.e. formations sommitales du Groupe de Magog ; Cousineau et St-Julien, 1994) dans la zone d'étude, signifie qu'il manque les deux premières formations du Groupe de Magog (les formations de Frontière, d'Etchemin) sur la bordure occidentale du bassin avant-arc. L'absence de ces deux formations peut être expliquée par trois hypothèses; (1) il existe une importante surface d'érosion à la base de la Formation de St-Victor, et approximativement 2500 m d'épaisseur de séries du Groupe de Magog ont été érodés, (2) il existait, pendant la sédimentation, un haut fond topographique sur la partie occidentale du bassin avant-arc et les séries basales du Magog ne s'y sont pas déposées, ou (3) les lithologies formant la base du MSD représentent des équivalents latéraux de la partie basale du Groupe de Magog. Nous croyons que cette dernière hypothèse est la plus probable, bien qu'aucune d'évidence de terrain ne permette d'infirmer les deux premières hypothèses.

Sur la base de similitudes lithologiques, la troisième hypothèse d'équivalence latérale de faciès entre les unités du Mélange de Saint-Daniel et les formations du Groupe de Magog nous semble se préciser. L'unité U1 du MSD pourrait correspondre à la Formation d'Etchemin (composée d'une argilite rouge-violacée et d'une argilite siliceuse verte, se terminant par des volcanoclastites vertes). Les unités U2/U3 du MSD s'apparentent à la Formation de Frontière (composée d'une alternance de grès lithiques et d'argilites gris-verdâtres). Cette corrélation est de plus appuyée par les similitudes compositionnelles entre les grès de la Formation de Frontière et ceux du MSD (Fig.4.11A). Seule l'unité d'argillite à cailloux du MSD (U4) ne semble pas présente sur l'ensemble du bassin sédimentaire que forme le MSD et le Magog (Fig.4.10), et marque vraisemblablement une surface d'érosion interne du bassin. Dans notre secteur d'étude, les Formations de Beauceville/St.-Victor, composées d'une alternance de grès lithiques sombres et de schistes argileux contenant des récurrences de volcanoclastites, termine l'enregistrement sédimentaire de ce bassin par l'installation d'une séquence de flysch syn-orogénique alimentée par du matériel essentiellement issu des sommets taconiens pour les grès et du matériel de type arc pour les roches volcanoclastiques (Fig.4.11A).

Malgré les similitudes lithologiques, pétrologiques et stratigraphiques, notre organisation stratigraphique du MSD et du Groupe de Magog diffère de celle proposée par Cousineau et St-Julien (1994) pour le Magog, principalement en ce qui concerne la position stratigraphique des formations de Frontière et d'Etchemin. La Formation de Beauceville, composée d'une dominance de roches volcanoclastiques est absente sur la carte de compilation des Appalaches (Avramtchev et al., 1989) dans notre secteur d'étude, mais semble être réduite. Dans la région de St.-Georges-de-Beauce, où Cousineau et St-Julien (1994) ont proposé l'organisation stratigraphique du Groupe de Magog, la Formation de Beauceville est cependant bien développée, ce qui pourrait correspondre à une situation géographique plus proximale à l'arc volcanique de cette partie du bassin par rapport à la région de Thetford-Mines. Selon Cousineau et St-Julien (1994), la Formation de Frontière occupe la base stratigraphique du Groupe de Magog, alors que notre proposition de corrélation MSD-Magog implique qu'elle serait située au-dessus de l'Etchemin. Il est cependant d'intérêt de souligner que, d'une part, le Frontière a été attribué dans le secteur de St.-Georges-de-Beauce, par Béland (1957) aux roches siluro-dévonniennes de la Ceinture de Gaspé, et d'autre

part, que cette unité est montrée en contact tectonique avec les formations adjacentes par Cousineau (1984) (Fig.4.11B).

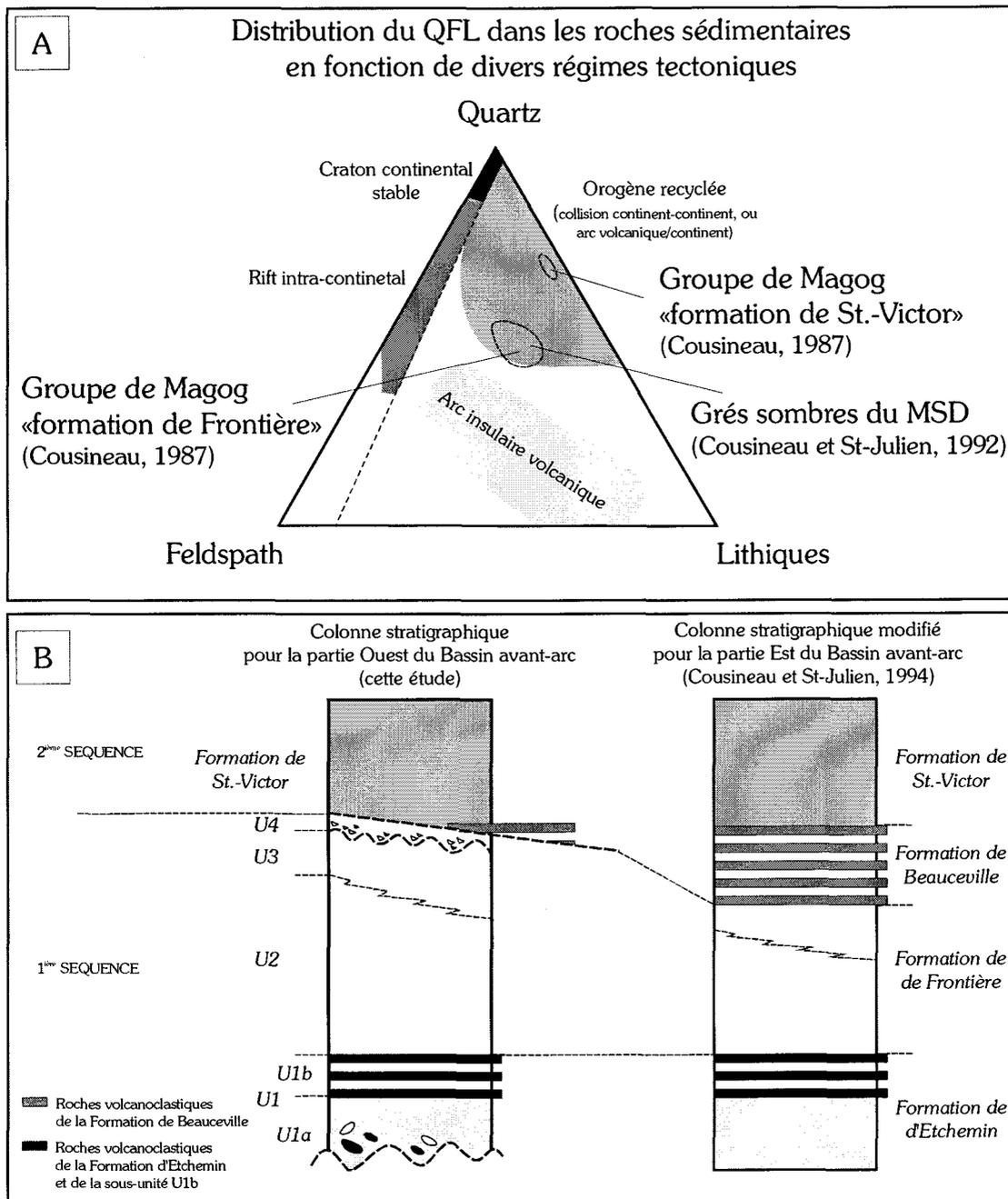


FIG.4.11: A - Distribution Quartz-Feldspath-Éléments lithiques (Dickinson et al. 1983) des grès du MSD et du Groupe du Magog, en fonction de divers régimes tectoniques (Cousineau et St-Julien, 1992); B - Essai de corrélation entre l'organisation sédimentaire du Groupe de Magog de Cousineau et St-Julien (1994), modifié et celle du Mélange de Saint-Daniel (cette étude).

4.6. CONCLUSIONS

La combinaison de nos données structurales qui montrent que le Mélange de Saint-Daniel est affecté par deux épisodes tectoniques post-taconiens (Schroetter et al. 2003b *soumis*, ce chapitre Fig.4.10), et de nos données stratigraphiques (Fig.4.9), exposées dans ce chapitre, montrent que le Mélange de Saint-Daniel constitue :

(i) une première séquence sédimentaire positive, à la base d'un bassin sédimentaire en position avant-arc, reposant en discordance sur les complexes ophiolitiques du sud du Québec (surface d'érosion basale, notée Es-1 (Fig.4.10), constituant d'ailleurs une surface-repère pouvant être considérée comme équivalente à la discontinuité taconienne décrite dans l'avant-pays (Pavlides et al. 1968)),

(ii) une séquence sédimentaire, présentant d'importantes variations d'épaisseur et d'importantes variations latérales de faciès, pouvant être expliquées par une paléotopographie héritée de la période d'extension avant-arc pré-taconienne.

(iii) un bassin transporté de type *piggy-back*, situé au-dessus des ophiolites du sud du Québec, chevauchant la marge, qui enregistre le soulèvement de son substratum ophiolitique et de la marge continentale laurentienne au moment de l'obduction. Ce soulèvement sera suivi par une période de subsidence jusqu'à ce qu'un second événement tectonique vienne re-mobiliser le delta profond, marqué par le dépôt de l'unité U4, avant que ne s'installe une seconde séquence sédimentaire, représentée par le flysch de la formation de Beauceville et de St-Victor du Groupe de Magog, en contact dépositionnel (surface d'érosion ?) (Es-2, Fig.4.10) sur le Mélange de Saint-Daniel.

L'ensemble de ces nouvelles données stratigraphiques et structurales montrent que le Mélange de Saint-Daniel ne constitue pas un complexe de subduction (Cousineau et St-Julien, 1992), mais que son démembrement est principalement post-taconien, dû à la superposition de deux périodes post-obduction, reconnues dans la marge continentale (Pinet et al., 1996a ; Tremblay et Pinet, 1994a) et reconnue dans la zone de Dunnage du sud du Québec (Schroetter et al., 2003b *soumis*).

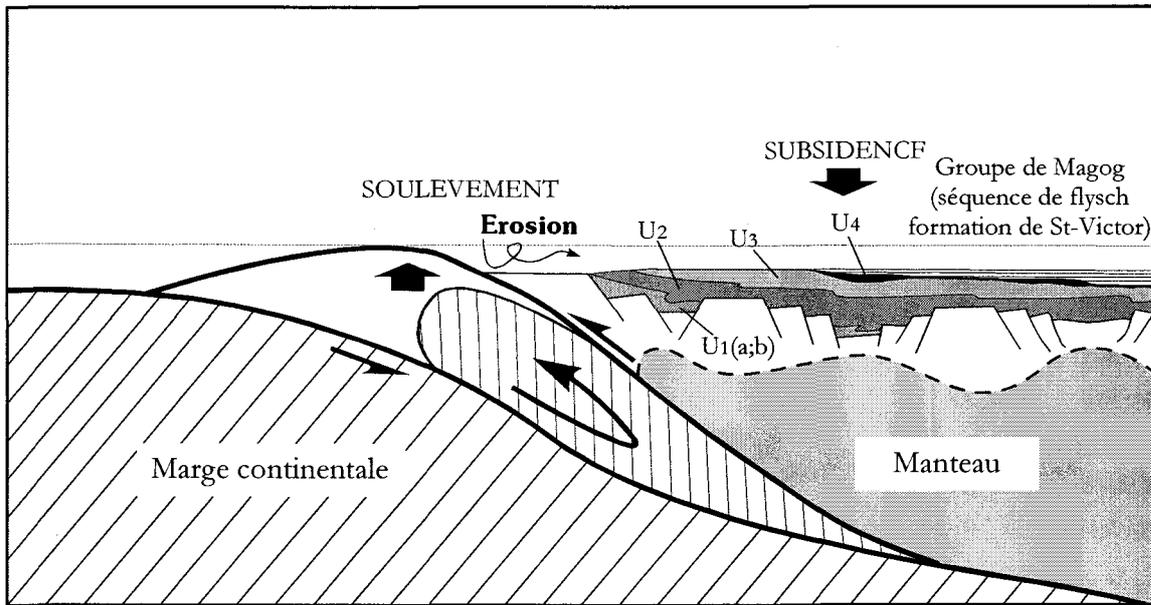


Fig.4.12 : Evolution hypothétique tectonique et sédimentaire de la Ligne Baie-Verte-Brompton pendant la période taconienne, inspirée de Cloos (1982) et Phipps (1984).

CHAPITRE 5 :
CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE
PERSPECTIVES



5.1 CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE

5.1.1. Conclusions générales

Ce doctorat réalisé sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, apporte des résultats importants qui permettent d'affiner l'analyse géométrique et géodynamique de cette partie de la zone de Dunnage du sud du Québec. L'analyse structurale et stratigraphique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines mettent en évidence que l'ophiolite a été affectée par quatre épisodes tectoniques majeurs. Ces quatre épisodes tectoniques, classés en épisodes pré- (i), syn-, (ii) et post- obduction (iii et iv), sont chacun responsable d'une part importante de la géométrie actuelle de l'ophiolite.

(i) L'épisode pré-obduction, révélé à partir du travail structural et stratigraphique effectué à l'intérieur même du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, permet de préciser la nature et la géométrie de l'ophiolite de Thetford-Mines et son histoire pré-obduction.

Les structures liées à cet événement, mettent en évidence que le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines constitue une ride océanique accompagnée de son cortège de failles normales qui dissèquent la croûte océanique, allant des cumulats mafiques et ultramafiques jusqu'aux faciès hypabyssaux et effusifs. Ces failles syn-magmatiques sont parallèles aux dykes de dolérites, et aux intrusions mineures de pyroxénites, et sécantes à la foliation ou au litage magmatique des cumulats. Par endroit, et le plus souvent localisée à la limite gabbro/faciès hypabyssaux, les dykes de dolérites atteignent des concentrations \geq à 40%, et peuvent être qualifiés de complexe filonien. Une surface d'érosion qui atteint localement la zone pyroxénitique, contemporaine de l'extension syn-océanique, est responsable de l'érosion partielle de ce complexe filonien.

Cet épisode de déformation pré-obduction montre que le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, contrairement aux idées existantes, était en partie déjà démembrée (*ou structurée pour les amoureux des dorsales océaniques*), avant son obduction sur la marge laurentienne au Llanvirnien (477 Ma).

Les déformation pré-obduction permettent une interprétation plus cohérente des juxtapositions lithologiques, telles que les roches volcaniques au nord du village de Coleraine, reposant directement par dessus des roches mantelliques, ou les roches volcaniques au SW

du Mont-Adstock directement par dessus la zone dunitique. Bien qu'il ne soit pas possible de mettre le doigt sur ces contacts sur le terrain, ils correspondent peut être à des surfaces de dénudation océanique de type « *oceanic core complex* », comme c'est le cas par exemple au niveau de la Ride Médio-Atlantique (15°45'N) (Escartin et al., 2003; MacLeod et al., 2002; Schroeder et al., 2002), ou dans l'ophiolite de Kizildag en Turquie (Dilek et Thy, 1998; Dilek et al, 1998). De telles surfaces d'exhumation du matériel océanique permettent de faire le lien avec la serpentinitisation pervasive syn-océanique décrite par Laurent et Hébert (1979) dans les harzburgites du manteau.

(ii) L'épisode syn-obduction se résume sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines : (a) à la trace laissée par la semelle métamorphique à la base du massif ophiolitique et aux plis syn-schisteux associés, (b) aux plis isoclinaux, à vergence W reconnus dans les séquences sédimentaires de la marge continentale peu-métamorphique à l'avant de cette semelle métamorphique, (c) à la schistosité dominante dans les roches métamorphiques des dômes de Carineault et Bécancour et enfin (d) aux intrusions granitiques dans les roches du manteau, et dans la zone dunitique où elles sont souvent entourés d'une gangue de dunitite fortement hydrothermalisée.

A l'intérieur même de l'ophiolite de Thetford-Mines, peu de déformations accompagnant sa mise en place ont pu être mise en évidence. Cette absence de déformation et le fait que l'ophiolite repose sur un contact tectonique bien lubrifié, pourrait suggérer un important déplacement horizontal, peut être pour son cheminement intra-océanique avant l'obduction, puisque, les informations d'ordre sédimentaire de cet épisode, liées à l'évolution sédimentaire du Mélange de Saint-Daniel, montrent plutôt des mouvements tectoniques verticaux au moment de l'arrivée de l'ophiolite sur la marge continentale. Les âges métamorphiques disponibles sur les roches reliées à l'obduction de l'ophiolite de Thetford-Mines varient de 477 Ma (âge isochrone, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) sur la semelle amphibolitique à 462/460 Ma (âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) sur muscovite des dômes de Carineault et Bécancour. Ces deux âges pourraient correspondre : (1) au détachement intra-océanique et à l'obduction sur la marge, proprement dite ou (2) à une obduction en deux temps : arrivée sur la marge et exhumation de la semelle et de l'ophiolite.

Les coupes stratigraphiques levées au contact entre le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines et le Mélange de Saint-Daniel, montrent : (a) qu'il repose stratigraphiquement au-dessus de l'ophiolite de Thetford-Mines, et (b) qu'il constitue la

première séquence sédimentaire d'un bassin avant-arc. Cette séquence est composée, de quatre unités, avec à la base une brèche chaotique polygénique (la Brèche de Coleraine), à éléments de marge continentale métamorphique et ophiolitiques (unité U1a), qui suggère un soulèvement de la marge au moment de l'obduction et l'exhumation et/ou l'érosion concomitante du matériel métamorphique de la marge.

Les quatre unités du Mélange de Saint-Daniel correspondent aux séquences volcano-sédimentaires caractéristiques d'un bassin avant-arc (Dickinson et Seely, 1979), et montrent d'importantes variations latérales. Les variations d'épaisseurs à l'intérieur du bassin sont la conséquence d'une géométrie de type *Horst et Graben*, héritée de l'extension avant-arc du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines. La sédimentation hémipélagique à pélagique, composée de faciès turbiditiques proximaux et distaux (unités U2/U3), des séries supérieures du Mélange de Saint-Daniel illustrent quant à elles une subsidence du bassin.

Ces quatre formations du Mélange de St-Daniel possèdent des similitudes lithologiques avec le Groupe du Magog, et nous proposons que la coupe stratigraphique réalisée dans le secteur de Thetford-Mines correspond à une colonne stratigraphique du bassin avant-arc proche de la zone de convergence des plaques au Taconien. La coupe stratigraphique du Groupe du Magog dans le secteur de St-Georges-de-Beauce, dont (a) nous proposons une modification de l'ordre stratigraphique des deux premières unités (formations de Frontière et d'Etchemin), et (b) où les roches volcano-clastiques sont mieux développées dans les formations de Beauceville et de St-Victor, se situerait plus proche de l'arc volcanique.

Ces roches volcanoclastiques dans l'unité inférieure du bassin jusque dans les unités supérieures, témoignent d'un volcanisme actif de type arc, durant cette période, comme l'attestent les âges U/Pb de 460 ± 3 Ma (David et al., 1993) et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 460.6 ± 1.1 Ma (Tremblay et al., 2000) dans le Complexe d'Ascot.

Le Mélange de Saint-Daniel et le Groupe du Magog, pourraient correspondre à la sédimentation d'un même bassin avant-arc, caractérisé par deux colonnes stratigraphiques distinctes, l'une proche de la zone de convergence, mise en évidence dans cette étude, et une seconde proche de l'édifice volcanique (l'Arc Successeur), correspondant à celle modifiée de Cousineau et St-Julien (1994).

Les fragments de roches métamorphiques et ophiolitiques des unités basales du Mélange de Saint-Daniel, et les analyses pétrologiques des grès, riches en chrome, montrent

une alimentation provenant de la marge continentale en surrection, et des nappes ophiolitiques obductées.

L'analyse séquentielle du bassin avant-arc montre qu'il est composé pour le secteur de Thetford-Mines de deux séquences sédimentaires. La première séquence est une séquence positive (unités U1 à 4), limitée à la base et au sommet par des surfaces d'érosion, qui illustre la dynamique sédimentaire d'un bassin de type *piggy-back*, caractéristique des zones de convergence. La seconde séquence correspond au remplissage et au comblement volcano-sédimentaire du bassin (formations de Beauceville et St-Victor).

(iii) La première génération de structures post-obduction affectant le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines est un événement rétrochevauchant. Notre analyse structurale au niveau de Thetford-Mines, montre que la bordure NW de l'ophiolite est un rétrochevauchement majeur responsable de son basculement de la séquence de roches ophiolitiques (rétrochevauchement $\phi 1$), donnant sa structure synclinale et certainement responsable de la position inverse des roches peu-métamorphiques du Groupe de Caldwell (marge continentale), au nord de Thetford-Mines. Un second rétrochevauchement (rétrochevauchement $\phi 2$), est responsable du basculement de la partie sud de l'ophiolite (Massif du Mont-Adstock) qui constitue une charnière anticlinale.

Le premier rétrochevauchement est souligné par une schistosité de crénulation, pentée vers le NW qui affecte la semelle amphibolitique et par des zones de cisaillements dans les serpentinites, orientées sub-EW et pentée vers le NW, qui affectent les granites intra-mantelliques de la bordure nord du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines. Une autre conclusion probable est que cet événement serait responsable du clivage sub-horizontale, montrant une légère structure anticlinale, dans les massifs harzburgitiques de Thetford-Mines.

Le second rétrochevauchement correspond à une schistosité peu pénétrative reconnue dans l'antiforme de Carineault, et plissant la schistosité taconienne et responsable du basculement de l'ophiolite au niveau du Mont-Ham, dont le contact est exposé sur la rive NE du Lac Nicolet. Cette faille rétrochevauchante $\phi 2$, à l'extrême sud sur la carte géologique de Thetford-Mines, n'est pas visible sur le terrain, mais juxtapose les roches peu-métamorphiques du Groupe de Rosaire et du Caldwell (anciennement interprétées comme du Mélange de Saint-Daniel) avec le Mélange de Saint-Daniel. $\phi 2$ permet de faire le lien entre

le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines et celui d'Asbestos, qui se situe structuralement sous le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines.

Contrairement à Thetford-Mines, où les contacts tectoniques entre la marge et l'ophiolite sont des contacts compressifs exposés ci-dessus, à Asbestos, dans la mine Jeffrey, le jeu sur le contact entre l'ophiolite et la marge, est un jeu en faille normale, correspondant à la Faille Saint-Joseph

Enfin, nos travaux de reconnaissances stratigraphiques et structurales suggèrent que le Complexe Ophiolitique d'Asbestos (Massif du Lac Brompton), s'étend jusqu'au nord du Mont-Orford, et qu'il est séparé du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, par un dernier décrochement (ϕ_3), mettant en contact les roches métamorphiques situées à sa base, avec des roches volcano-sédimentaires du sommet de la séquence effusive du Complexe du Mont-Orford et les roches du Mélange de Saint-Daniel.

En résumé, les complexes ophiolitiques du sud du Québec sont reliés entre eux par des contacts tectoniques décrochant, qui une fois dépliés, montrent que ces complexes ophiolitiques appartiennent à un même segment de lithosphère océanique.

(iv) Le second épisode de déformation post-obduction, reconnue sur le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, correspond à l'événement régional acadien. Il est caractérisé par des failles inverses et des plis le plus souvent ouverts à serrés, caractérisés par une schistosité de fracture de plan axial, plus particulièrement par une schistosité ardoisière dans le Mélange de Saint-Daniel.

Cette schistosité acadienne affecte l'ensemble du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, et elle est mieux développée dans les roches sédimentaires (Mélange de Saint-Daniel et roches de la marge au sens large) et dans les roches volcaniques ophiolitiques. Dans les roches cumulatives, la déformation acadienne se caractérise par une schistosité moins pénétrative et des corridors de déformation, débitant la zone dunitique serpentinisée en «écailles de poisson», ou réactivant localement les contacts entre les principales zones (dunitique/pyroxénitique) en faille inverse.

Cet épisode de déformation est responsable de la mise en place chevauchante de la partie sud du complexe de Thetford-Mines (Massif du Mont-Adstock-Mont-Ham), sur sa partie nord (Massif de Thetford-Mines), et vient accentuer les antiformes de Carineault et de Bécancour.

Dans le secteur de Thetford-Mines, l'orientation moyenne de cette schistosité est N045-N050, et sub-verticale, avec localement des variations sub-NS. Cette orientation se maintient jusqu'au sud du secteur d'Asbestos. En revanche, dans le secteur du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, cette schistosité que l'on retrouve dans les roches métamorphiques sous-jacentes aux roches ophiolitiques jusque dans le Mélange de Saint-Daniel, a une orientation N020 en moyenne et garde sa verticalité. Ici aussi, localement, elle prend une orientation sub-NS, notamment entre les Massifs du Mont-Orford et du Mont-Chauve. Ces oscillations de direction montrent que cet épisode est un épisode de serrage tectonique. Les structures acadiennes parallèles dans le secteur de Thetford-Mines, et dans le secteur du Mont-Orford, à la marge laurentienne orientée (N045 et N020, respectivement) montrent que l'Acadien vient se mouler sur une structuration déjà existante. Le serrage acadien crée avec la période rétrochevauchante dans le sud du Québec des motifs d'interférence de type « *dômes et bassins* ».

L'analyse structurale et stratigraphique de ces roches apporte des corrections quant à la géodynamique du sud du Québec. Elles montrent qu'à travers une analyse détaillée, combinant analyse structurale et stratigraphique du secteur de Thetford-Mines, que la géométrie actuelle de ce secteur des Appalaches est la conséquence d'une tectonique polyphasée. A cette tectonique polyphasée, une part respective à chaque événement tectonique peut lui être attribuée. L'absence de structures taconiennes et un contact stratigraphique avec les ophiolites du Québec, montre que le Mélange de Saint-Daniel et les ophiolites du sud du Québec ne correspondent pas à un complexe de subduction, mais à une séquence sédimentaire avant-arc, reposant sur un substratum ophiolitique. La déformation importante que l'on peut y observer, résulte de la superposition de deux épisodes tectoniques distincts dans le temps (431Ma puis 380Ma). Les épisodes tectoniques reconnus ici sont corrélatifs en tout point avec ceux observés sur la marge laurentienne. Ce travail fait donc le lien structural entre les deux domaines appalachiens : la zone de Humber et la zone de Dunnage du sud du Québec.

5.1.2. Synthèse

L'ensemble des observations structurales et stratigraphiques faites sur le Complexe Ophiolitiques de Thetford-Mines, et sur les complexes ophiolitiques

d'Asbestos et du Mont-Orford, sont résumés sur une reconstruction géodynamique du sud du Québec, étayée par les données disponibles dans la littérature sur les âges métamorphiques et bio-stratigraphiques, les structures de la marge, la géochimie des ophiolites. Pour la géométrie en profondeur, nous nous sommes aidés d'une modélisation analogique de la collision arc/marge continentale faite pour la zone de Taiwan, par Chemenda et al. (2001) (Fig.5.1).

STADE 1

- 1 - Lithosphère océanique composée de diverses séquences magmatiques de type Arc-Avant-arc-Arrière-arc dans le secteur du Mont-Orford et Arc ou Arrière-arc-Avant-arc dans le secteur de Thetford-Mines,
- 2 - magmatisme de l'arc de type immature

STADE 2

- 1 - Obduction de la lithosphère océanique sur la marge laurentienne,
- 2 - magmatisme d'arc mature,
- 3 - Soulèvement de la marge continentale et subsidence du bassin avant-arc
- 4 - dépôts du Saint-Daniel et du Magog

STADE 3

- 1 - Collision entre l'arc et la marge,
- 2 - Tectonique de socle et rétrochevauchements de l'avant-pays vers la lithosphère océanique obductée

STADE 4

- 1 - Effondrement du prisme (Hypothèse du détachement de la lithosphère continentale ou Effondrement gravitaire)
- 2 - Installation des bassins successeurs siluro-dévonien

STADE 5

Cet édifice tacono-salinien sera repris par le serrage acadien vers 380 Ma.

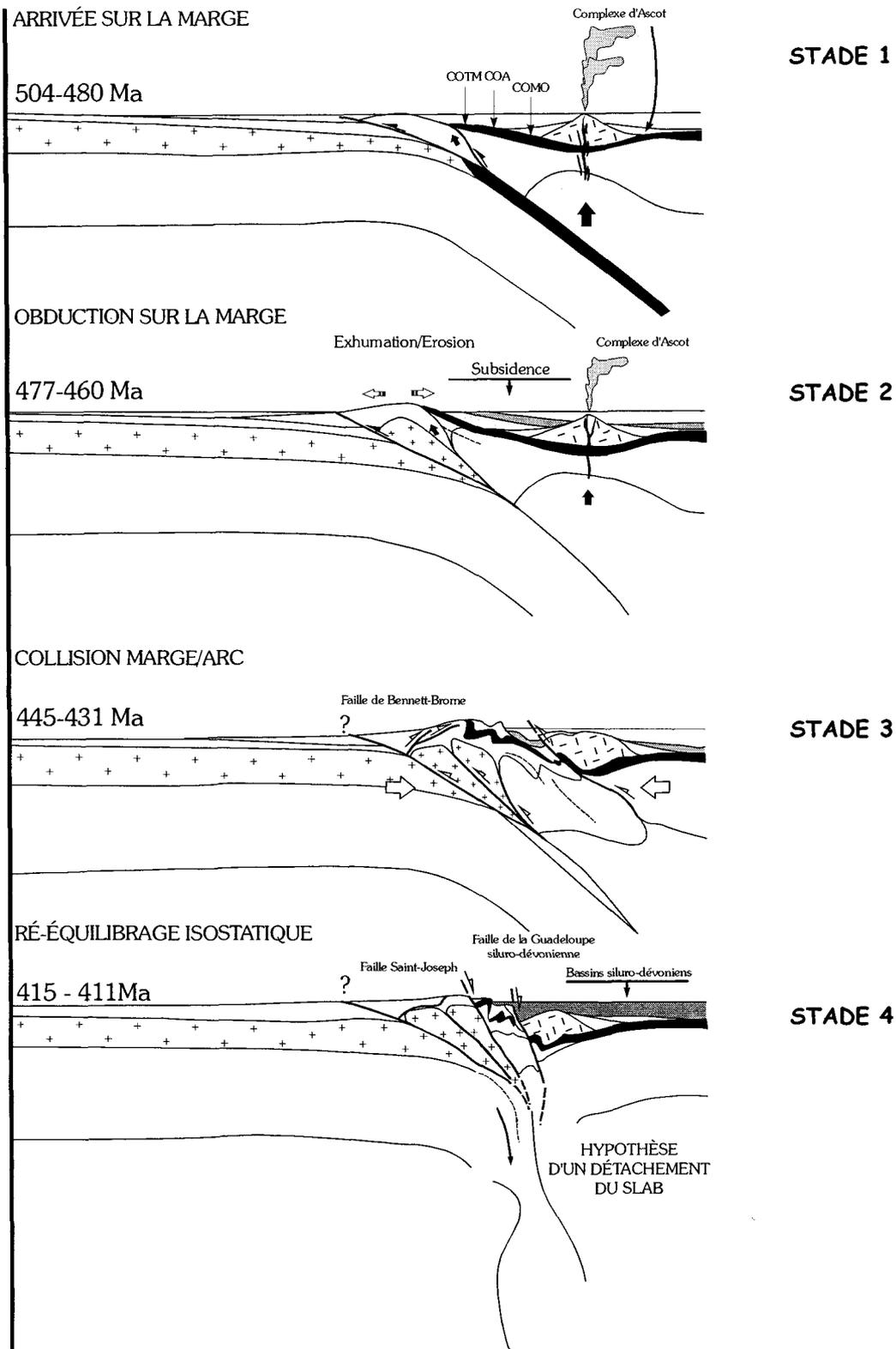


Fig.5.1 : Modèle d'évolution de la zone de Dunnage (sud du Québec), inspiré de Chemenda et al., 2001.

5.2 PERSPECTIVES FUTURES

La répartition de la déformation de ce secteur des Appalaches peut amorcer des pistes de recherche plus précises. Les conclusions générales sur ce dossier *Zone de Dunnage des Appalaches du sud du Québec*, ouvert déjà depuis plus d'un siècle, soulèvent des questions auxquelles nous proposons quelques perspectives futures.

A ce titre, le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines peut être pris comme *étalon* en ce qui concerne l'évolution structurale des complexes ophiolitiques du sud du Québec et la classification séquentielle des structures répertoriées sur Thetford-Mines, peuvent être prise comme référence, et être confirmée, infirmée et discutée.

Le Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines

- (a) Aucun modèle et aucun lien entre la déformation extensionnelle de la croûte océanique et celles des roches du manteau de Thetford-Mines, ont été mis en évidence. Les roches mantelliques qui correspondent à environ 50 % des roches affleurantes dans le secteur de Thetford-Mines, demeurent un secteur entièrement vierge, en matière de déformation. L'identification des fabriques tectoniques lithosphériques et asthénosphériques de Ceulener et al., (1988) ou Nicolas et al., (1988), permettraient d'illustrer comment se traduit et se transmet la déformation du manteau vers la croûte océanique. Le lien entre déformation diapirique de haute température et la formation d'un détachement océanique, pourrait être fait, et par conséquent le lien avec la déformation observée dans la croûte océanique.

- (b) Une étude du métamorphisme syn-océanique (statique) pourrait être amorcée dans le secteur sud du Mont-Adstock (cf. carte ANNEXE IV) où la stratigraphie de la croûte est contrainte par les deux mois et demi de cartographie de détail. Le géologue pourrait avoir une image de l'évolution du métamorphisme océanique verticalement, de la partie supérieure de la zone dunitique jusqu'aux faciès hypabyssaux et effusifs, mais aussi horizontalement entre deux failles syn-océaniques. Un travail dans ce sens, a déjà été amorcé par Philippe Pagé (1996) sur le Mont-Adstock. Une analyse, à plus grande échelle pourrait venir en complément.

- (c) La différence d'âge entre les roches amphibolitiques et les métasédiments du dôme de Carineault et Bécancour entretiennent toujours les discussions quant à leur signification. Une étude du métamorphisme liée à l'obduction de l'ophiolite de Thetford-Mines, en caractérisant les paragenèses en fonction de ces âges métamorphiques, permettrait de déterminer des chemins pression et température de ces roches et de les comparer. Cette étude pourrait être faite parallèlement avec une étude des roches métamorphiques situées sous le Massif ophiolitique du Lac Brompton, faisant le lien structural avec les Massifs du Mont-Orford et du Mont-Chauve, du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, sur lesquelles il existe actuellement aucunes données géochronologiques et métamorphiques.
- (d) Economiquement, à la fin de l'été 2000, les pistes de recherche se sont orientées vers les accidents tectoniques pré-obduction sub-NS du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, car certains faciès caractéristiques, localisés le long de ces accidents avaient donné des valeurs anormales conséquentes en éléments du groupe du platine. Hélas, l'échantillonnage prévu l'été qui suivit, n'a pas été analysé pour confirmer si ces failles précoces ayant drainées les magmas, avaient eu une influence sur la répartition géographique des minéralisations en EGP. Cette piste d'exploration reste une des pistes les plus importantes à vérifier, que se soit pour des minéralisations d'origine magmatique comme hydrothermale.

Le Complexe Ophiolitique de Mont-Orford

La même thématique que celle de ce doctorat pourrait être effectué sur le secteur du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford.

Comme pour Thetford-Mines, des caractérisations géochimiques des roches volcaniques, un âge U/Pb sur trondhémite à 504 Ma et l'étude du métamorphisme océanique sont disponibles, mais le détail des structures pré-, syn- et post- obduction n'a pas encore été clairement établi. Les travaux de vérifications et de reconnaissances structurales et stratigraphiques sur le Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, exposés dans le Chapitre 3, en fonction du travail effectué à Thetford-Mines, soulèvent des questions qu'ils restent à éclaircir :

- (a) Dans le secteur du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, trois massifs ophiolitiques sont présents. Les deux massifs du Mont-Orford et du Mont-Chauve, ont les caractéristiques lithologiques de la définition même du Complexe Ophiolitique du Mont-Orford, mais le troisième, le Massif du Lac Brompton, reste à caractériser. Il est composé d'une croûte océanique amincie sur laquelle à l'ouest comme à l'est, reposent des tufs felsiques. À l'intérieur de ce massif, une péridotite riche en olivine et en orthopyroxène, traversée par des dykes de pyroxénites au sens large et d'orthopyroxénites pegmatitiques, avec de belles bordures figées et les mêmes faciès de brèches magmatiques de webstérites intrusives dans la péridotite riche en olivine que ceux observés sur le secteur de Thetford-Mines, sont présents. D'anciennes cartes minières, mentionnent de petits massifs gabbroïques, mais aucune organisation spatiale de ces différents faciès n'est décrite. Il en est ainsi pour les Massifs du Mont-Orford et du Mont-Chauve où les seuls travaux de cartographie de détail disponibles se situent sur la partie sud du Mont-Orford (Rodrigue, 1979) et sur le Mont-Chagnon (Huot, 1997). La moitié nord du Mont-Orford et le Mont-Chauve restent des secteurs vierges. L'analyse pétrologique et géochimique permettraient de donner à ce massif ophiolitique une place sans équivoque dans la Ceinture Ophiolitique du Québec.
- (b) Ce massif du Lac Brompton est interprété comme représentant un mélange ophiolitique, et cette interprétation a été extrapolée plus au sud, au niveau de l'autoroute A10 où le Complexe Ophiolitique du Mont-Orford est considéré comme un massif ophiolitique ne reposant pas comme à Thetford-Mines sur une semelle métamorphique mais sur ce mélange ophiolitique. Or, les blocs d'amphibolites analysées par Whitehead et al. (1995), montrent que le grenat et le pyroxène sont absents en comparaison à la semelle amphibolitique de Thetford-Mines, d'Asbestos, et du Mont-Albert (en Gaspésie). Les amphiboles des blocs contenus dans ce mélange, sont des magnésio-hornblendes, trop pauvres en K_2O pour pouvoir être datés. Si les roches métamorphiques situées entre le Massif du Lac Brompton et les Massifs du Mont-Orford et Mont-Chauve peuvent être reliées à l'événement taconien, *à quel événement tectonique appartient le contact de faille souligné par le mélange ophiolitique ? ; il pourrait correspondre à une faille majeure acadienne ?* Les blocs au faciès amphibolitique, contenu dans cette zone de faille pourraient donc être non pas

d'origine dynamothermale mais d'origine magmatique, accompagnant un métamorphisme océanique d'une section gabbroïque de la croûte de l'ophiolite d'Orford.

L'ensemble de ces considérations sont à prendre en compte, afin d'affiner la compréhension de l'ordre séquentiel des différents évènements tectoniques responsables de la géométrie actuelle des massifs ophiolitiques du sud du Québec. Elles pourraient venir faire le lien avec les résultats du travail exposé jusqu'ici et ainsi les confirmer ou les infirmer, ou mettre en évidence les points communs et les divergences qui sont susceptibles d'exister le long de la Ceinture Ophiolitique du sud du Québec.

REFERENCES CITEES

- Avramtchev, L., St-Julien, P., Slivitzky, A., Vallières, A., et Globensky, Y., 1989. Carte des gîtes et minéraux du Québec: Région des Appalaches (Basses-Terres du Saint-Laurent et d'Estrie-Beauce). *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, Carte 2060, 1 :250 000, DV 87-19.
- Beaulieu, J., Lajoie, J., et Hubert, C., 1980. Provenance et modèle de dépôt de la Formation de la Rivière Nicolet : flysch taconique du Domaine autochtone et du Domaine externe des Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 855-865.
- Bédard, J.H., 1991. Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Islands ophiolite. *Journal of Geology*, 99, 225-249.
- Bédard, J.H., 1993. The oceanic crust as a reactive filter: multiple syn-kinematic intrusion, hybridization and assimilation in an ophiolitic magma chamber. *Geology*, 21, 77-80.
- Bédard, J.H., et Hébert, R., 1998. Formation of chromitites by assimilation of crustal pyroxenites and gabbros into peridotite intrusions : North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada : *Journal of Geophysical Research*, 103, 5165-5184.
- Bédard, J.H., et Kim, J., 2002. Boninites in NE Appalachian Notre-Dame Subzone ophiolites: Tectonic models for Iapetus terranes: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34, p.A60.
- Bédard, J.H., Lauzière, K., Tremblay, A., et Sangster, A., 1998. Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity. *Tectonophysics*, 284, 233-245.
- Bédard, J.H., Lauzière, K., Tremblay, A., et Sangster, A., Douma, S.L., et Dec, T., 2000. Betts Cove Ophiolite and its cover rocks, Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 550, 76p.
- Bédard, J.H., Tremblay, A., Schroetter, J.-M., Bécu, V., et Pagé, P., 2001. Structural and magmatic evolution of the Thetford Mines Ophiolite: Preliminary results from new mapping and analysis. *Geological Association of Canada et Mineral Association of Canada Joint Annual Meeting. St-John's. NF. Canada, Abstracts with program*, 26, p.11.
- Béland, J., 1957. Régions de St.-Magloire et de Rosaire-St.-Pamphile. *Ministère des Mines du Québec*, RG-76, 55.
- Belt, E., S., Riva, J., et Bussièrès, L., 1979. Revision et corrélation of late Middle Ordovician stratigraphy northeast of Québec City. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 1467-1483.
- Berclaz, A., Bédard, J.H., et Hébert, R., 1998. Importance and Significance of Deformation Processes in the Genesis of Oceanic Crust in a Slow-spreading Environment: Evidences from the Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland. *Geological Association of Canada et Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting. Québec. QC. Canada, Abstracts with program*, 23, A-15.
- Beulac, R.X., 1982. Etude pétrologique du Complexe ophiolitique du lac Nicolet. *M.Sc.thesis*, Université Laval, Québec, Canada, 79.

- Bird, J. M., et Dewey, J. F., 1970. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1031-1060.
- Birkett, T., C., 1981. Metamorphism of a Cambro-ordovician sequence in the south-eastern Québec. *Ph.D thesis*, University of Montréal at Montréal, Canada, 268.
- Bloomer, S.H., Taylor, B., MacLeod, C.J., Stern, R.J., Fryer, P., Hawkins, J.W., et Johnson, L., 1995. Early arc volcanism and the ophiolite problem: A perspective from drilling in the western Pacific. *American Geophysical Union Monograph* 88, 1-30.
- Boucot, A., J., 1962. Appalachian Siluro-Devonian. Dans Coe, K., (ed), *Some aspects of the Variscan fold belt*. Manchester University Press, Manchester, England, 155-163.
- Boucot, A., J., et Drapeau, G., 1968. Roches siluro-dévonienne du lac Memphrémagog et roches équivalentes dans les cantons de l'Est. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, Es-1, 46.
- Bouma, A., H., 1962. Sedimentology of some flysh deposits. *Amsterdam, Elsevier*, 168.
- Bourque, P., Brisebois, D., et Malo, M., 1995. Gaspé Belt. Dans Williams, H., (ed) *Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, 6, 316-351.
- Brassard, B., et Tremblay, A., 1999. Synthèse géologique et métallogénique de la M.R.C. de l'Amiante. *Rapport final préparé pour la société d'aide au développement de la collectivité de l'Amiante (SADC)*, 1/50 000 scale map, northern and southern sheets of the Amiante MRC.
- Cann, J.R., 1974. A model for ocean crustal structure developed. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 39, 169-187.
- Casey, J.F., Karson, J.A., Elton, D.L., Rosencrantz, E., et Titus, M., 1983. Reconstruction of the Geometry of Accretion During Formation of the Bay of Islands Ophiolite Complex. *Tectonics*, 2, 509-528.
- Castonguay, S., 2000. Evolution tectonique et géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la zone de Humber interne, Appalaches du sud du Québec. *Ph.D. thesis*. INRS Géoressources, Université du Québec, Québec, Canada, 268.
- Castonguay, S., et Tremblay, A., 2003. Tectonic evolution and significance of Silurian-Early Devonian hinterland-directed deformation in the internal Humber zone of the southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 255-268.
- Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A., et Féraud, G., 2001a. Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber Zone. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 144-160.
- Castonguay S., Lemieux, Y., Marcotte, B., et Tremblay, A., 2001b. Structural style and tectonostratigraphy of the external-internal Humber zone boundary in the Sainte-Marie-Saint-Sylvestre area, Quebec Appalachians. *Geological Survey of Canada, Current Research*, D-13, 9.

- Castonguay S., Dietrich, J. R., Morin, C., et Laliberté, J. -Y., 2001c. Structural architecture of the St.-Lawrence platform and Québec Appalachians: insights from reprocessed (MNRQ) seismic reflection data. *Geological Survey of Canada*, Open File 4028.
- Castonguay S., A., Tremblay, G., Ruffet, G., Féraud, N., Pinet et M., Sosson, 1997. Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Québec Appalachians: Bringing the gap between New-England and Newfoundland. *Geology*, 22, 583-586.
- Cawood, P.A., van Gool, J. A. M., et Dunning, G. R., 1995. Collisional tectonics along the Laurentian margin of the Newfoundland Appalachians. Dans Hibbard, J. P., et al., (eds) *Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen*. Geological association of Canada Special Paper, 41, 283-301.
- Cawood, P.A., et Suhr G., 1992. Generation and obduction of ophiolites: constraints from the Bay of Islands Complex, western Newfoundland. *Tectonics*, 11, 4, 884-897.
- Ceuleneer, G., Nicolas A., et Boudier, F., 1988. Mantle patterns at an oceanic spreading centre : The Oman peridotites record. *Tectonophysics*, 151, 1-26.
- Charbonneau, J. M., 1980. Région de Sutton(W) : *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, DPV-681, 89.
- Charbonneau, J. M., et St-Julien, 1981. Analyse structurale et relation déformation-métamorphisme Groupe d'Oak Hill, région du Mont-Ste.-Marguerite, Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 6, 1051-1064.
- Chemenda, A.I., Yang, R.-K., Stephan, J.-F., Konstantinovskaya, E.A., et Ivanov, G.M., 2001. New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: Evolutionary model: *Tectonophysics*, 333, 159-178.
- Church, W.R., 1977. The ophiolites of southern Quebec: oceanic crust of Betts Cove type. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 1668-1673.
- Church, W.R., 1978. The ophiolites of southern Quebec: oceanic crust of Betts Cove type: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1882-1883.
- Church, W.R., 1987. The geochemistry and petrogenesis of ophiolitic volcanic rocks from Lac de l'Est, Thetford Mines Complex, Quebec, Canada: Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24, 1270-1273.
- Clague, D., Frankel, C.S., et Eaby, J.S., 1985. The age and origin of felsic intrusions on the Thetford Mines ophiolite, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 1257-1261.
- Clague, D., Rubin J., et Brackett, R., 1981. The age and origin of garnet amphibolite underlying the Thetford Mines ophiolite, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 469-486.
- Cloos, M., 1982. Flow mélanges: Numerical modelling et geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 330-345.
- Cloos, M., 1984. Flow melanges et the structural evolution of accretionary wedges. Dans L. R. Raymond (ed) *Mélanges: Their Nature, Origin, et Significance*, Geological Society of America, Special Paper 198, 71-79.

- Coleman, R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research*, 76, 1212-1222.
- Colpron, M., 1990. Rift et collisional tectonics of the Eastern Townships Humber Zone, Brome area, Québec. *M.sc. thesis*, University of Vermont, Burlington, 278.
- Colpron, M., et Warren, J., M., 1994. Évolution tectonique de la zone de Humber dans le sud du Québec et le centre du Vermont. *La revue géologique du Québec*, 1, 7-9.
- Cook, F., 1984. Harmonic distortion on a seismic reflection profile across the Quebec Appalachians: relation to Bouguer gravity and implications for crustal structure. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 346-353.
- Cousineau, P.A., 1984. La Formation de Saint-Daniel et le Groupe de Magog entre Saint-Georges-de-Beauce et le lac Etchemin. *Ministère des ressources Naturelles du Québec*, MB 84-09, 95.
- Cousineau, P.A., 1988. Paléogéographie et évolution tectonique d'une partie de la zone de Dunnage à l'est de la rivière Chaudière, Québec. *P.h. D. thesis*, Université Laval, Québec, Canada, 284.
- Cousineau, P. A., 1990. Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre St-Joseph-de-Beauce et Ste-Sabine. *Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec*, MM 87-02.
- Cousineau, P.A. et St-Julien, P., 1992. The Saint-Daniel Mélange : evolution of an accretionary complex in the Dunnage terrane of the Québec Appalachians. *Tectonics*, 11, 898-909.
- Cousineau, P.A., et St-Julien, P., 1994. Stratigraphie et paléogéographie d'un bassin d'avant-arc ordovicien, Estrie-Beauce, Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 435-446.
- Cooke, M.H.-C., 1938. Région de Thetford, de Disraëli et de la moitié orientale de Warwick (Québec), *Commission Géologique du Canada*, Memoir 211, 176.
- Cooke, M.H.-C., 1950. Geology of the southwestern part of the Eastern Townships of Québec, *Geological Survey of Canada*, Memoir 257, 142.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., et Green, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. Dans Crawford, A.J. (eds) *Boninites and Related Rocks*. London: Unwin Hyman, 1-49.
- David, J., et Marquis, R., 1994. Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec: application aux roches de la zone de Dunnage. *La Revue géologique du Québec*, 1, 16-20.
- David, J., Marquis, R., et Tremblay, A., 1993. U-Pb geochronology of the Dunnage Zone in the southwestern Quebec Appalachians, *Geological Society of America, Annual Meeting, Boston, Abstract with programs*, A-485.
- Dérosier, C., 1971. Étude géologique des brèches de la région de Thetford Mines (Province de Québec, Canada. *Ph.D. thesis*, Université de Paris VI, Paris, France, 124.

- Deschamps, A., et Lallemand, S., (*sous presse*). Geodynamic setting of Izu-Bonin-Mariana boninites. Dans R.D. Larter et P.T. Leat (eds) *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*, Geological Society of London, Special Volume.
- Dewey, J. F., et Bird, J. M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite : Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3179-3206.
- Dick, H.J.B., Robinson, P.T., et Meyer, P.S., 1992. The plutonic foundation of a slow-spreading ridge. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 70, 1-92.
- Dickinson, W.R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., et Olivares, M.D., 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region, *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1023-1039.
- Dickinson, W.R., et Seely, D.R., 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2-31.
- Dickinson, W.R., Beard, L., S., Brakenridge, G., R., Erjavec, J., L., Inman, K., F., Knepp, R., A., Linberg, F., A., et Ryberg, P., T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic setstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- Dilek, Y., et Eddy, C.A., 1992. The Troodos (Cyprus) and Kizildag (S. Turkey) Ophiolites as Structural Models for Slow-Spreading Ridge Segments. *Journal of Geology*, 100, 05-322.
- Dilek, Y., Moores, E.M, et Furnes, H., 1998. Structure of modern oceanic crust and ophiolites and implications for faulting and magmatism at oceanic spreading centers. Dans Buck, R., Karson, J., Delaney, P., et Lagabrielle, Y. (eds) *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 106, 219-266.
- Doolan, L.D., Gale, M.H., Gale P., et Hoar R., 1982. Geology of the Québec Re-entrant: possible constraints from early rifts and the Vermont-Québec serpentine 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, 87-115.
- Dott, R., H., 1964. Wacke, Graywacke et matrix – what approach to immature setstone classification ? *Journal of sedimentary Petrology*, 34, 625-632.
- Dunning, G., et Pedersen, R., 1988. U/Pb ages of ophiolites and arc-related plutons of the Norwegian Caledonides: Implications for the development of Iapetus. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 13-23.
- Dunning G. R., Krogh, T. E., et Pederson, R. B., 1986. U-Pb zircon ages of Appalachian-Caledonian ophiolites. *Terra Cognita*, 6, abstract L51.
- England, P., C., et Holland, T., J., B., 1979. Archimedes et the Tauern eclogites: the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogitic blocks. *Earth et Planetary Sciences Letters*, 44, 287-294.
- Enos, P., 1969. Cloridorme Formation, Middle Ordovician flysch, northern Gaspé Peninsula, Québec. *Geological Society of America, Special Paper* 117, 66.

- Escartín, J., C. Mével, C. J. MacLeod, et A. M. McCaig, 2003. Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: the Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45'N. *Geophys. Geochim. Geosys.*, 4 (8), 1067.
- Ewart, A., et Bryan, W.B., 1972. Petrography et geochemistry of igneous rocks from Eua, Tongan Islets. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3298-3381.
- Faure, S., 1995. Reconstruction des paléocontraintes tectoniques dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick. *Ph.D. thesis*, Université du Québec, I.N.R.S. Géoressources, Québec, Canada, 270.
- Feininger, T., 1981. Amphibolite associated with the Thetford Mines Ophiolite Complex at Belmina Ridge, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1878-1892.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed Classification of Volcaniclastic Sediments and Rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1409-1414.
- Hamilton, W.B., 1988. Plate tectonics and island arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1503-1527.
- Hamilton, W.B., 1995. Subduction systems and magmatism. Dans Smellie, J.L. (eds) *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*, Geological Society London Special Publication 81, 3-28.
- Harlet, W., B., Cox, A., V., Llewellyn, P., G., Pickton, C., G., A., Smith, A., G., et Warlets, R., W., 1982. A geological time scale. Cambridge University Press, Cambridge.
- Harnois, L., et Morency, M., 1989. Geochemistry of Mount Orford Ophiolite Complex, Northern Appalachians, Canada. *Chemical Geology*, 77, 133-147.
- Harper, G.D., 1985. Tectonics of slow spreading mid-ocean ridges and consequences of a variable depth to the brittle/ductile transition. *Tectonics*, 4, 395-409.
- Harris, R., A., 1992. Reri-collisional extension and the formation of Oman-type ophiolites in the Banda arc and Brooks Ranges. Dans Parson, L., M., Murton, B., J., et Browning, P., (eds) *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. Geological Society of London Special Publication 60, 301-325.
- Hébert, R., 1980. Etude pétrologique des roches d'Asbestos et du Mont Ham (Ham Sud), Québec. *M.Sc. thesis*, Université Laval, Québec, Canada, 182.
- Hébert, R., 1981. Conglomérats polygéniques ophiolitiques: anciens éboulis de talus de fond océanique. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 619-623.
- Hébert, R., 1985. Pétrologie des roches ignées océaniques et comparaison avec les complexes ophiolitiques du Québec, de Chypre et de l'Apennin. *Ph.D. thesis*, Université de Bretagne occidentale, Brest, France, 345.
- Hébert, R., et Bédard, J.H., 2000. Les ophiolites d'avant-arc et leur potentiel minéral: exemple des complexes ophiolitiques du sud du Québec. *Chronique de la Recherche Minière*, 539, 101-117.

- Hébert, R., et Laurent, R., 1989. Mineral chemistry of ultramafic and mafic plutonic rocks of the Appalachian ophiolites, Québec, Canada. *Chemical Geology*, 77, 265-285.
- Hébert, Y., 1983. Etude pétrologique du Complexe Ophiolitique de Thetford Mines, Québec. *Ph.D. thesis*, Université Laval, Québec, Canada, 426.
- Hiscot, R., N., 1978. Provenance of Ordovician deep-water setstones, Tourrelle Formation, Québec, et implications for the initiation of the Taconic Orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1579-1597.
- Huot, F., 1997. Etude pétrologique des roches des processus magmatiques reliés au massif ophiolitique du Mont-Chagnon, Québec, Canada. *M. Sc. Thesis*, Université Laval, Québec, 105.
- Huot, F., Hébert, R., et Turcotte, B., 2002. A multistage magmatic history for the genesis of the Orford ophiolite (Quebec, Canada): a study of the Mt Chagnon massif. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, 1201-1217.
- Jacobi, R. D., 1981. Peripheral bulge – a causal mechanism for the Lower/Middle Ordovician unconformity along the western margin of the Northern Appalachians. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 56, 245-251.
- Kacira, N., 1971. Geology of chromitite occurrences and ultramafic rocks of the Thetford Mines-Disraëli area, Québec. *Ph.D. thesis*, University of Western Ontario, London, Canada, 246.
- Karig, D., E., Lawrence, M., B., Moore, G., F., et Curray, J., R., 1980. Structural Framework of the Fore-arc basin, NW Sumatra. *Journal of the Geological Society of London*, 137, 77-91.
- Karson, J.A., Elthon, D., et DeLong, S.E., 1983. Ultramafic Intrusions in the Lewis Hills Massif, Bay of Islands Ophiolite Complex, Newfoundland: Implications for the Igneous Processes at Oceanic Fracture Zones. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 15-29.
- Kim, J., et Jacobi, R.D., 2002. Boninites: characteristics and tectonic constraints, northeastern Appalachians. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 109-147.
- Knight, I., James, N. P., et Lane, T. E. 1991. The Ordovician St.-Georges Unconformity, northern Appalachians: The relationship of plate convergence at the St.-Lawrence Promontory to the Sauk/Tippecanoe sequence boundary. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1200-1225.
- Kusky, T. M., Chow, J. S., et Bowring, S. A., 1997. Age and origin of the Boil Mountain ophiolite and Chain Lakes massif, Maine: implications for the Penobscottian orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 646-654.
- Labbé, J., -Y., et St-Julien, P., 1989. Failles de chevauchement acadiennes dans la région de Weedon, Estrie, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 2268-2277.
- Lagabrielle, Y., 1987. Les ophiolites: Marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont), comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. *Thèse de doctorat d'état*, Université de Bretagne occidentale, Brest, France, 290.

- Laird, J., et Albee, A., L., 1981. High-pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont. *American Journal of Science*, 281, 97-126.
- Laird, J., Lanphere, M., A., et Albee, A., L., 1981. Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont. *American Journal of Science*, 284, 376-413.
- Lamarche, R.Y., 1973. Complexe ophiolitique d'Asbestos. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, DP-144, GM 28558, 9.
- Lamothe, D., 1979. Analyse structurale du Mélange ophiolitique du Lac Montjoie. *M.Sc. thesis*, Université Laval, Québec, Canada, 68.
- Lamothe, D., 1981. Région de Mansonville. *Ministère de l'Énergie et des Ressources*, Québec, DP-833, 12.
- Lallemant, S., Schnürle, P., et Manoussis, S., 1992. Reconstruction of subduction zone paleogeometries et quantification of upper plate material losses caused by tectonic erosion. *Journal of Geophysical Research*, 97, B1, 217-239.
- Laurent, R., 1975. Occurrences and Origin of the Ophiolites of the Southern Quebec, Northern Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12, 443-455.
- Laurent, R., 1977. Ophiolites from the northern Appalachians of Québec. Dans Coleman R. G., et Irwin W. P. (eds) *North American Ophiolites*, Oregon Department Geology, Mineral Industries Bulletin, 95, 25-40.
- Laurent, R., 1978. The ophiolites of southern Quebec: oceanic crust of Betts Cove type: Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1880-1881.
- Laurent, R., et Hébert, R., 1989. The volcanic and intrusive rocks of the Québec Appalachian ophiolites (Canada) and their island-arc setting. *Chemical Geology*, 77, 287-302.
- Laurent, R., et Hébert, Y., 1977. Features of submarine volcanism in ophiolites from the Québec appalachians. Dans Baragar, W.R.A. (eds) *Volcanic regimes in Canada*, Geological Association of Canada Special paper, 16, 91-109.
- Laurent, R., Hébert, R., et Hébert, Y., 1979. Tectonic setting and petrological features of the Québec appalachian ophiolites. Dans Malpas, J., et Talkington, R.W. (eds) *Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals*, International Geological Correlation Project 39, 53-77.
- Laurent, R., Taner, M. F., et Bertrand J., 1984. Mise en place et pétrologie du granite associé au complexe ophiolitique de Thetford Mines, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 1114-1125.
- Lavoie, D., 1989. Géologie de la Formation de Saint-Daniel et du Groupe de Magog, région de Richmond, Rapport final, Estrie. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, MB 89-06, 44.
- Lavoie, D., 1992. Carbonate sedimentation in an extensional tectonic regime : the Lower Devonian Upper Gaspé limestones, Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 118-128.

- Lavoie, D., 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: comparison between the Québec Reentrant and the St. Lawrence Promontory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 1309-1319.
- Lavoie, D., et Bourque, P., 1992. Stratigraphy, paleoenvironmental evolution and regional significance of the Silurian Lake Aylmer-Lake Saint-François belt, Eastern Townships, Québec. *Atlantic Geology*, 28, 243-255.
- Lebel, D., et Kirwood, D., 1998. Nappes and Mélanges in the Québec-Bellechasse area: Their regional tectonic and stratigraphic significance in the Humber zone. *Geological Association of Canada et Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Québec. CANADA, Field trip A5 Guidebook*.
- Lytwyn, J.N., et Casey, J.F., 1993. The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kizildag) ophiolite, southern Turkey: Possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along fore-arc spreading centers. *Tectonophysics*, 223, 237-272.
- Macdonald, K.C., 1982. Mid-ocean ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Annual Review of Earth Planet*, 10, 155-190.
- MacLeod C., J., Escartin J., Banerji, D., Banks, G., J., Gleeson, M., Irving, D., H., B., Lilli, R., M., McGraig, A., M., Niu, Y., Allerton, S., et Smith, D., K., 2002. Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: The Mid-Atlantic Ridge, 15°45' N. *Geology*, 30, 10, 879-882.
- Macpherson, C. G., et Hall, R., 2001. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 215-230.
- Marquis, R., 1989. Géologie de la région de Windsor, Estrie. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, MB 89-12, 22.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, 13:1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types et vertical profile models in braided river deposits: a summary. Dans Miall, A.D., (Ed.) *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, 5:597-604.
- MRNQ, 1978. Acquisition et traitement de données sismiques; Basses-Terres du St-Laurent; lignes sismiques 2001, 2002, et 2003. *Ministère des Ressources Naturelles, Québec*, DP-665
- Nicolas, A., 1992. Kinematics in Magmatic Rocks with Special Reference to Gabbros. *Journal of Petrology*, 33, 891-915.
- Nicolas, A., et Boudier F., 1975. Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. *Tectonophysics*, 25, 233-260.
- Nicolas A., Ceuleneer G., Boudier F., et Misseri M., 1988. Structural mapping in the Oman ophiolites : Mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics*, 151, 27-56.
- Olive, V., 1993. Étude géochimique de la dualité accréation-subduction dans les Appalaches du Québec méridional: genèse de magmas boninitiques en contexte orogénique. Université Laval, Ste-Foy, Québec, Canada, 240.

- Olive, V., Hébert, R., et Loubet, M., 1997. Isotopic and trace element constraints on the genesis of boninitic sequence in the Thetford-Mines ophiolitic complex, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 1258-1271.
- Ori, G., et Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed et carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12, 475-478.
- Osberg, P.H., 1978. Synthesis of the geology of north-eastern Appalachians, USA. Dans E.T. Tozer et P.E. Schenk (eds) *Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic region*, Geological Survey of Canada Paper, 78-13, 137-147.
- Oshin, I.O., et Crocket, J.H., 1986. The geochemistry and petrogenesis of ophiolitic volcanic rocks from Lac de l'Est, Thetford Mines Complex, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, 202-213.
- Pagé, P., Bécu, V., Tremblay, A., Bédard, J.H., et Brassard, B., 2001. Occurrences of Platinum-palladium-enriched chromitites in the Thetford Mines ophiolite, southern Québec. *Geological Society of America, Northeastern Section, Abstracts with Programs*, 33, 1, 58-59.
- Pavrides, L., Boucot, A., J., et Skidmore, W., B., 1968. Stratigraphic evidence for the Taconian orogeny in the northern Appalachians, Dans Zen E. A. et others (eds) *Studies of Appalachians geology, northern et maritime*, New York, Wiley-Interscience, 61-82.
- Pelletier, B., et Stéphan, J.-F., 1986. Middle Miocene obduction and Late Miocene beginning of collision registred in the Hengchun peninsula: geodynamic implications for the evolution of Taiwan, *Tectonophysics*, 133, 133-160.
- Pearce, J.A., et Lippard, S.J., et Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction ophiolites. Dans Kokelaar, B.P., and Howels, M.F. (eds) *Marginal basin geology*, Geological Society of London Special Publication, 16, 77-94.
- Perrin, M., Prévot, M., et Bruere, F., 1993. Rotation of Oman ophiolite and initial location of the ridge in the hotspot reference frame. *Tectonophysics*, 229, 31-42.
- Phipps, S., P., 1984. Ophiolitic olistostromes in the basal Great Valley sequence, Napa Country, northern California Coast Ranges. Dans L. R. Raymond (eds) *Melanges: Their Nature, Origin, et Significance*, Geological Society of America, Special Paper 198, 103-125.
- Pinet, N., 1995. Cartographie du secteur Lac Bisby- Petit Lac Saint-François, Propriété Coleraine, *QERDEM B Dossier d'exploration minière, Ressources Minières Coleraine Inc.*, GM 53715, 33.
- Pinet, N., et Tremblay, A., 1995a. Tectonic evolution of the Québec-Maine appalachians : from oceanic spreading to obduction and collision in the north appalachians. *American Journal of Science*, 295, 173-200.
- Pinet N., et Tremblay A., 1995b. Is the Taconian orogeny of the southern Québec the result of an Oman-type obduction. *Geology*, 23, 2, 121-124.
- Pinet, N., Castonguay, S., et Tremblay, A., 1996a. Thrusting and back thrusting in the Taconian internal zone, southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 1283-1293.

- Pinet, N., Tremblay, A., et Sosson, M., 1996b. Extension versus shortening models for hinterland-directed motions in the southern Québec Appalachians. *Tectonophysics*, 267, 239-256.
- Rabinowicz, M., S. Rouzo, J. C. Sempere, et C. Rosemberg, 1993. Three-dimensional mantle flow beneath mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, 98, 7851-7869.
- Raymond, L., A., et Terranova, T., 1984. Prologue The melange problem – a review. Geological Society of America, Special Paper, 198, 1-7.
- Rattcliffe, N., M., Hames, W., E., et Stanley, R., S., 1998. Interpretation of ages of arc magmatism, metamorphism, and collision tectonics in the Taconian orogen of western New England. *American Journal of Science*, 298, 791-797.
- Riordon, P.H., 1954. Région de Thetford Mines-Black Lake, Province de Québec, *Ministère des Mines*, Rapport Préliminaire, 295, 23.
- Riva, J., 1974. A revision of some Ordoovician graptolites of eastern North America. *Palaeontology*, 17, 1-40.
- Robinson, P.T., et Malpas, J., 1990. The Troodos ophiolite of Cyprus : New perspectives on its origin and emplacement. Dans Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., and Xenophontos, C. (eds) *Ophiolites, oceanic crust analogues*, Proceedings of symposium "TROODOS 1987", Nicosia, Cyprus, 13-26.
- Robinson, P.T., Melson, W.G., O'Hearn, T., et Schmincke, H.-U., 1983. Volcanic glass compositions of Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology*, 11, 400-404.
- Robinson, P., Tucker, R.D., Bradley, D., Berry, H.N., et Osberg, P.H., 1998. Paleozoic orogens in New England. (GFF) *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 120, 119-148.
- Rodrigue, G., 1979. Etude pétrologique des roches ultramafiques du Mont Orford, Québec. *M.Sc. thesis*, Université Laval, Québec, Canada, 148.
- de Römer, H. S., 1985. Géologie des monts Stokes. *Ministère de l'Énergie et des Ressources*, MM 85-03, 57.
- Rowley, D. B., et Kidd, W. S. F., 1981. Stratigraphic relationships and detrital composition of the medial Ordovician flysch of western New England: implications for the tectonic evolution of the Taconic Orogeny. *Journal of Geology*, 89, 199-218.
- Rust, B., R., 1978. Depositional models for braided alluvium. Dans Maill, A.D. (Ed) *Fluvial sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologist*, Memoir 5, 605-625.
- Rust, B., R., 1978. A classification of alluvial channel systems. Dans Maill, A.D. (Ed) *Fluvial sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologist*, Memoir 5, p. 187-198.
- Rust, B., R., et Koster, E., H., 1984. Coarse alluvial deposits. Dans Rodger G. Walker, (Ed) *Facies Models*, Geosciences Canada, 53-69.
- Seguin, M. K., 1982. Geophysics of the Quebec Appalachians. *Tectonics*, 81, 1-50.

- Schroeder, T., John, B., et Frost, B., R., 2002. Geologic implications of seawater circulation through peridotite exposed at slow-spreading mid-ocean ridges. *Geology*, 30, 10, 879-882.
- Schroetter, J.-M., Bécu, V., Pagé, P., Tremblay, A., et Bédard, J.H., 2000. Chromitites ophiolitiques de la région de Thetford Mines, Rapport des activités de terrain de la saison Été 2000. *Ministère des Ressources Naturelles Québec*, GM 58649, 98.
- Schroetter, J.-M., Tremblay A., Brassard B. et Bédard J.H., 2001. Tectonic evolution of the Thetford Mines Ophiolitic Complex and Saint-Daniel Mélange, Thetford Mines, Québec : new results based on field mapping and geophysical inversion of aeromagnetic data, *Geological Society of America, Northeastern Section, Abstracts with programs*, 36, 22, T.5, 50.
- Schroetter, J.-M., Pagé, P., Tremblay, A., et Bédard, J.H., 2002. Structural evolution of the Thetford-Mines Ophiolitic Complex, Québec: From syn-oceanic rifting to obduction and post-obduction deformation. *Geological Society of America, Northeastern Section. Abstracts with Programs*, 34, 1, A21.
- Schroetter, J.-M., Pagé, P., Bédard, J.H., Tremblay, A., et Bécu, V., 2003a (*sous presse*). Forearc extension and seafloor spreading in the Thetford Mines Ophiolite complex. Dans Y. Dilek et P.T. Robinson (eds) *Ophiolite in Earth History*, Special publication of the geological Society of London, publié.
- Schroetter, J.-M., Tremblay, A., et Bédard, J.H., 2003b. Structural evolution of the Thetford-Mines Ophiolite Complex, CANADA, et its implications for origin of the southern Québec Ophiolitic Belt, *Tectonics*, (*soumis*).
- Slivitsky, A., et St-Julien, P., 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*, MM 85-04, 40.
- Spencer, C., Green, A., Morel-à-l'Hussier, P., et Milkereit, B., 1989. The extension of Grenville Basement beneath the northern Appalachians : results from the Quebec-Maine seismic reflection and refraction surveys. *Tectonics*, 8, 4, 677-696.
- Spray, J.G., 1988. Thrust-related metamorphism beneath the Shetland Islands oceanic fragment, northeast Scotland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 1760-1776.
- Spray, J.G., 1992. A Physical Basis for the Frictional Melting of some Rock-Forming Minerals, *Tectonophysics*, 204, 205-221.
- Spray, J.G., 1993. Viscosity determinations of some frictionally generated silicate melts: implications for fault zone rheology at high strain rates, *Journal of Geophysical Research*, 98, 8053-8068.
- Stanley, R., S., et Rattcliffe, N., M., 1985. Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1227-1250.
- Stern, R.J., et Bloomer, S.H., 1992. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1621-1636.
- St-Julien, P., 1961. Rapport préliminaire sur la région du Lac Montjoie. *Ministère des Richesses Naturelles, Québec, Canada*, RP-464, 14.

- St-Julien, P., 1963. Rapport préliminaire sur la région de Saint-Élie-d'Orford, Comtés de Sherbrooke et de Richmond. *Ministère des Richesses Naturelles*, Québec, Canada, RP-492, 13.
- St-Julien, P., 1970. Région d'Orford-Sherbrooke, compilation géologique. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, Carte 1619.
- St-Julien, P., 1971. Géologie de la région de Disraeli (moitié est). *Ministère des ressources Naturelles du Québec*, RP-587, 23.
- St-Julien, P., 1987. Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est). *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, MM 86-01, 66.
- St-Julien, P., 1995. Géologie de la région de Québec. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, MB 94-40, 62.
- St-Julien P., et Hubert, C., 1975. Evolution of the Taconian orogeny in the Québec Appalachians. *American Journal of Science*, 275, 337-362.
- St-Julien P., et Lamarche R.-Y., 1965. Géologie de la région de Sherbrooke. *Ministère des Richesses naturelles*, Québec, RP-530, 36.
- St-Julien, P., et Slivitsky, A., 1985. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, carte 2030, 1:250 000.
- St-Julien, P., Slivitsky, A., et Feininger, T., 1983. A deep structural profile across the Appalachians of southern Québec. Dans Hatcher, R. D., et al., (eds) *Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains*, Geological Society of America, memoir 158, 103-112.
- Suhr, G., et Cawood, P.A., 2001. Southeastern Lewis Hills (Bay of Islands Ophiolite): Geology of a deeply eroded, inside-corner, ridge-transform intersection. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1025-1038.
- Tapponier, P., et Francheteau, J., 1978. Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3955-3970.
- Thayer, T.P., 1964. Principal features and origin of podiform chromitite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Economic Geology*, 59, 1497-1524.
- Thomas, W. A., 1977. Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. *American Journal of Sciences*, 277, 1233-1278.
- Thomas, W. A., 1983. Continental margins, orogenic belts, and intracratonic structures. *Geology*, 11, 270-272.
- Thy, P., 1990. Cryptic variation of a cumulate sequence from the plutonic complex of the Troodos ophiolite. Dans Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., et Xenophontes, C. (eds) *Ophiolites, Ocean Crustal Analogues*, Proceedings of the Symposium "TROODOS 1987", Nicosia, Cyprus, 165-172.
- Toomey, D.R., Solomon, S.C., et Purdy, G.M., 1988. Microearthquakes beneath the median valley of the Mid-Atlantic Ridge near 23°N: Tomography and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 93, 9093-9112.

- Tremblay, A., 1989. Géologie structurale et géochimie des roches volcaniques et sédimentaires du Complexe d'Ascot, Sherbrooke, Québec, Canada. *Ph.D. thesis*, Université Laval, Québec, Canada, 177.
- Tremblay, A., 1992. Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Québec Appalachians. *American Journal of Science*, 292, 229-252.
- Tremblay, A., et Castonguay, S., 2002. The structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec): implications for the Salinian Orogeny and Appalachian successor basins. *Geology*, 30, 1. 7-82.
- Tremblay, A., et Malo, M., 1991. Significance of brittle and plastic fabrics within the Masawippi Lake fault zone, southern Canadian Appalachians. *Journal of Structural Geology*, 13, 9, 1013-1023.
- Tremblay, A., et Pinet, N., 1994a. Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 1172-1181.
- Tremblay, A., et Pinet, N., 1994b. Signification des linéations d'allongement dans les Appalaches du sud du Québec. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, 319, II, 1079-1084.
- Tremblay, A., et Pinet, N., 1998. Lithospheric delamination and crustal extension: a working hypothesis for Silurian-Early Devonian sedimentation, magmatism and plutonism in the northern Appalachians. *Geological Association of Canada et Mineral Association of Canada Joint Annual Meeting, Québec, Canada, Abstracts with Program*, 23, A186.
- Tremblay, A., et St-Julien, P., 1990. Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from the Québec Appalachians and its tectonic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1218-1229.
- Tremblay, A., Bédard, J.H., et Lauzière, C., 1997. Taconian obduction and Silurian exhumation of the Betts Cove ophiolite, Canadian Appalachians. *Journal of Geology*, 105, 701-716.
- Tremblay, A., Hébert, R., et Bergeron M., 1989. Le Complexe d'Ascot des Appalaches du sud du Québec: pétrologie et géochimie. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 2407-2420.
- Tremblay, A., Lafèche M., R., McNutt, R., H., et Bergeron M., 1994. Petrogenesis of Cambro-Ordovician subduction-related granitic magmas of the Québec Appalachians, Canada. *Chemical Geology*, 113, 205-220.
- Tremblay, A., Malo, M., et St-Julien, P., 1995. Dunnage zone Québec. Dans Williams, H., (ed) *Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, 6, 179-187.
- Tremblay, A., Ruffet, G., et Castonguay, S., 2000. Acadian metamorphism in the Dunnage zone of the southern Québec, northern Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1, 136-146.
- Trottier, 1982. Géochimie et pétrographie du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, Québec. *M.Sc. thesis*. Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada, 168.

- Trzciensky, W. E., Rodgers, J., et Guidotti, C. V., 1992. Alternative hypotheses for the Chain Lakes « Massif », Maine and Québec. *American Journal of Sciences*, 292, 508-532.
- Turcotte, B., 1999. Métamorphisme et hydrothermalisme dans le massif ophiolitique du Mont-Chagnon. *M. Sc. thesis*, Québec, Canada, 204.
- Uyeda, S., et Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84, 1049-1061.
- Vallières, A., 1984. Stratigraphie et structure de l'orogène tectonique de la région de la Rivière-du-Loup. *Ph. D. thesis*, Université Laval, Québec, 302.
- Van der Voo, R., 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geology Society of America Bulletin*, 100, 311-324.
- van Staal, C. R., 1987. Tectonic setting of the Tetagouche Group in northern New-Brunswick: implications for plates tectonic models of the northern Appalachians. *Canadian Journal of Earth*, 24, 1329-1351.
- van Staal, C. R., Dewey, J. F., Mac Niocaill, C., et McKerrow, W. S. 1998. The tectonic evolution of the Northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus. Dans Blundell, D.J. et Scott, A.C. (eds) *Lyell: The past is the key to the present*, Geological Society of London Special Publication, 143, 199-242.
- Walker, R.G., 1984. Turbidites et associated coarse clastic deposits, Dans R. G. Walker, (Ed.), *Facies Models*, Geosciences Canada, p. 171- 188.
- Whitehead, J., Reynolds P.H., et Spray, J.G., 1995. The sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Québec Appalachians. *Journal of Geodynamics*, 19, 325-350.
- Whitehead, J., Dunning, G.R., et Spray, J.G., 2000. U-Pb geochronology and origin of granitoid rocks in the Thetford Mines ophiolite, Canadian Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 915-928.
- Williams, H., 1979. Appalachian Orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 792-807.
- Williams, H., 1995. Temporal and spatial divisions, Chapitre 2. Dans Williams, H., (ed) *Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, 6, 21-44.
- Williams, H., et Hatcher, R.D.Jr, 1983. Appalachian suspect terranes. Dans Hatcher, R.D. Jr, Williams, H., et Zietz, I. (eds) *Geophysics of Mountain Chains*, Geological Society of America Memoir 158, 33-53.
- Williams, H., et Hiscott, R.N., 1987. Definition of the Iapetus rift-drift transition in western Newfoundland, *Geology*, 15, 1044-1047.
- Williams, H., et St-Julien, P., 1982. The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent ocean interface in the Canadian Appalachians. Dans St-Julien, P., et Béland, J. (eds) *Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians*, Geological Association of Canada Special Paper 24, 177-207.



CHROMITITES OPHIOLITIQUES DE LA REGION DE THETFORD MINES

Rapport d'activités de la saison de terrain Eté 2000

Par

Jean-Michel Schroetter

Philippe Pagé

Valérie Bécu

Alain Tremblay

et Jean H. Bédard

Pour le compte de la société

Ressources ALLICAN Inc.

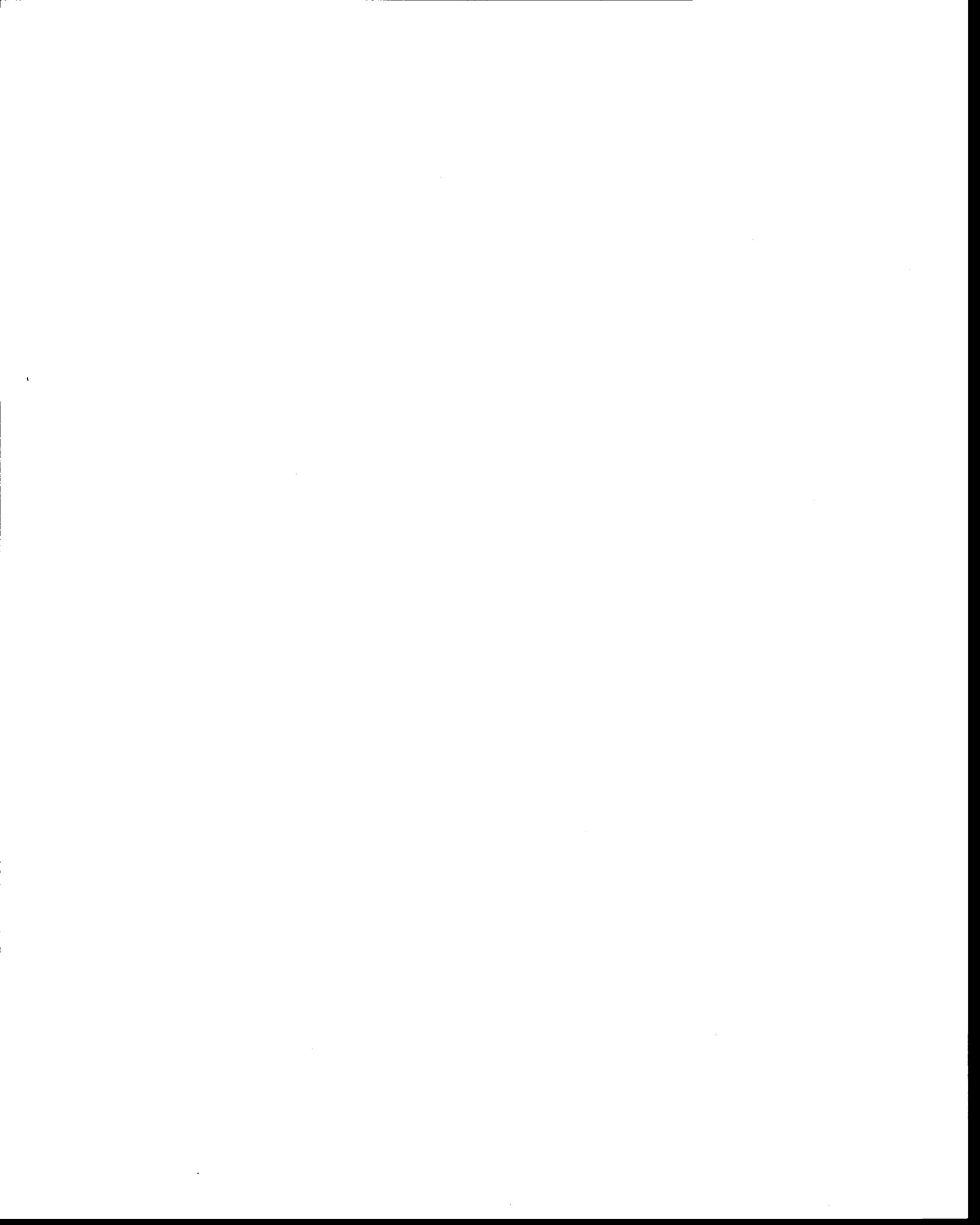
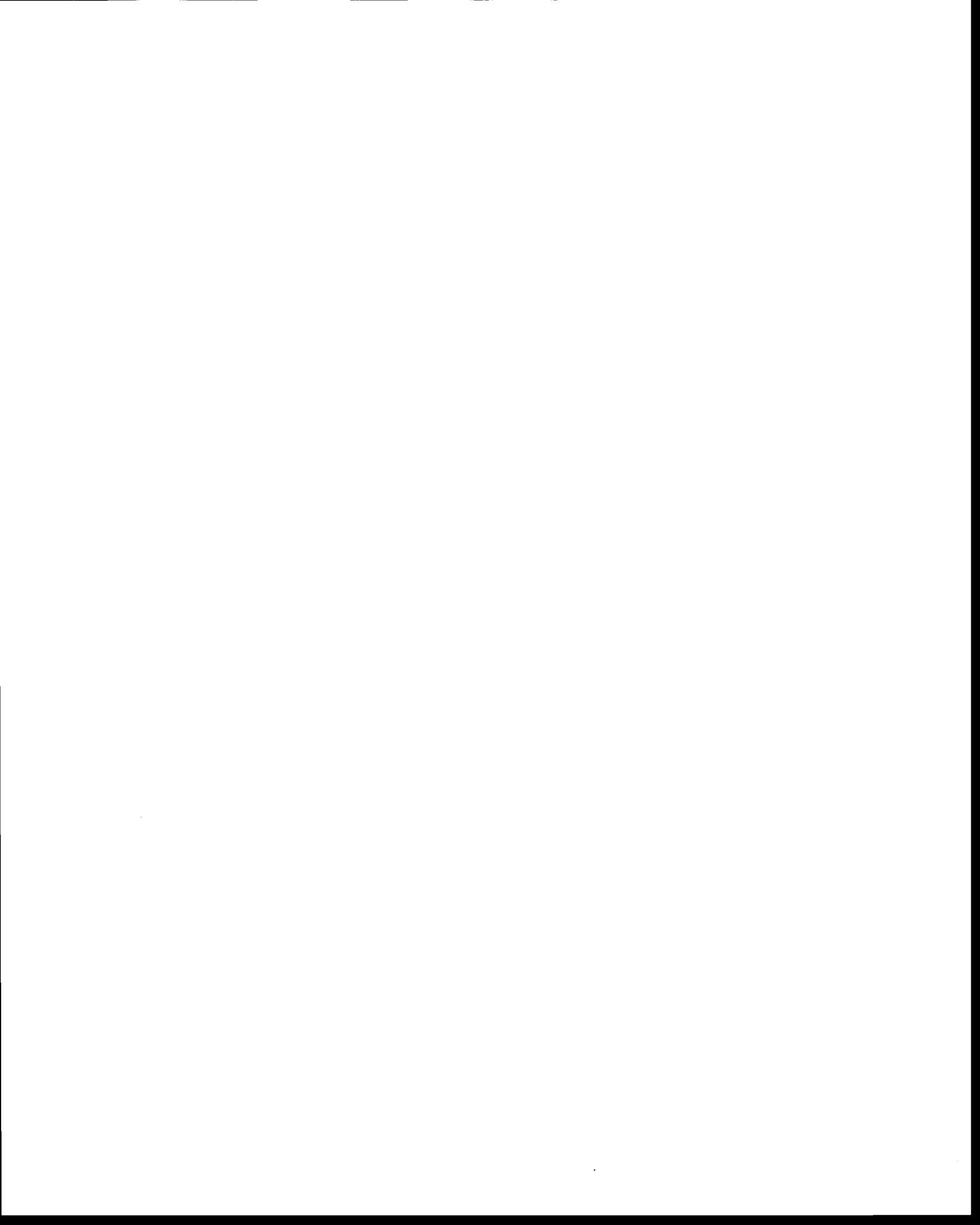


TABLE DES MATIÈRES

I. Introduction.....	181
I.1. Objectifs et méthodologie	181
II.2. Forme du rapport	182
II. Nouvelles interprétations & perspectives futures	182
II.1. Du point de vue de la cartographie régionale.....	183
II.2. Du point de vue des chromitites du CTM.....	184
III. Conclusions	186
VI. Fiches et cartes des gîtes, indices et mines de chromitites visités	186
V.I. 1. Carte de localisation des indices et des gîtes visités	186
V.I. 2. Chromitites de type mantellique ou nodulaire.....	188
La Mine à Charles -35a-	188
La Mine au Grand Père -35b-	190
L'Indice -35c-.....	192
La Mine Parent -36-.....	192
Bennet-Martin -6-.....	194
Nadeau -37-.....	194
Belmina -2-.....	194
L'Indice Grey - g -.....	194
Lac Canard -55-.....	195
Pharo -56-.....	195
Ward Ross -57-.....	196
Garthby-22-.....	198
V.I. 3. Chromitites de type stratiforme ou lité	199
Les indices du bord nord du lac Caribou (Reed Bélanger -49-, Greeshields -45-, Lambly- Nadeau-Victoria -44-, Vaillancourt -54-,Caribou -50-)	199
American Chrome -77-	202
Ward Chromore -14-.....	205
Nayes -78-	207
Colline Nadeau -13-.....	209
Prospect Gagné -79-.....	209
Huard -19-.....	209
La Mine Brousseau -31-	210
La Mine Lemelin -76-	210
Stewart -75-.....	211
La Mine Montréal -20-	211
V.I. 4. Chromitites de type antinodulaire	212
Hall -74-.....	212
Hall Extension.....	212
Dumais -59-.....	214
V.I. 5. Chromitites de type réactionnel ou hybride.....	215
Finneth -fh-.....	215
American Chrome Jr - jr -.....	217
César -73-	218
Star Chrome - st -.....	219



I. Introduction

Ce rapport présente un résumé des travaux de terrain (cartographie géologique et analyse structurale détaillée, échantillonnage géochimique) effectués sur les gîtes et indices de chromite de la région de Thetford-Mines, et sur les roches encaissantes du Complexe ophiolitique de Thetford-Mines entre Juin et Septembre 2000.

Les travaux ont été réalisés pour le compte de Ressources Allican Inc., dans le cadre d'un projet de collaboration-support, par le Conseil National de la Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG), le Ministère des Ressources Naturelles du Canada (RNCAN), et la compagnie Ressources Allican. Le projet de recherche vise à déterminer le contexte pétrologique et structural des chromitites ophiolitiques du sud du Québec. Il est sous la responsabilité conjointe de chercheurs de la Commission géologique du Canada (J.H. Bédard), de l'INRS-Géoresources (A. Tremblay), et de Ressources Allican Inc., et regroupe une équipe d'étudiants diplômés de niveau Maîtrise (V. Bécu) et Doctorat (P. Pagé et J.-M. Schroëter). La durée prévue de ce projet de recherche est de 3 ans (2000-2003).

I.1. Objectifs et méthodologie

Les principaux objectifs des travaux de terrain de la saison 2000 ont été :

- (1) la visite et la cartographie (au besoin) de tous les gîtes et indices connus de chromitites au sein du Complexe ophiolitique de Thetford-Mines;
- (2) l'échantillonnage, pour fins d'analyses économiques et/ou géochimiques, de tous ces gîtes et indices et de leurs encaissants ophiolitiques;
- (3) une catégorisation préliminaire des différents gîtes et indices de chromite sur la base de leurs caractéristiques lithologiques, texturales et structurales;
- (4) la cartographie thématique de certains contacts géologiques et tectoniques du complexe ophiolitique, ainsi que de certains secteurs de l'ophiolite, afin de proposer une mise à jour de la carte de compilation régionale récemment produite par Tremblay et Brassard (1999).

Les travaux de terrain ont été réalisés entre le 1er juin et le 15 septembre 2000, principalement par une équipe de trois géologues, qui sont aussi des étudiants diplômés

directement impliqués dans le projet de recherche: Valérie Bécu, étudiante à la maîtrise; Philippe Pagé et Jean-Michel Schroetter, étudiants au doctorat.

Les responsables du projet tripartite ont effectué de fréquentes visites sur le terrain afin de s'assurer de l'avancement et du bon fonctionnement des travaux. Les documents consultés au préalable ont été principalement constitués des cartes et rapports des compagnies Ressources Coleraine Inc. et CanChrome, ainsi que les fiches de gîtes et descriptions détaillées de certains indices de Gauthier et al., 1986.

I.2. Forme du rapport

Le rapport est présenté sous deux formes différentes : une version manuscrite et une version électronique, conçue comme un site internet, afin de faciliter la consultation et l'extraction des données pour les divers usagés. Les principaux éléments de ce rapport sont:

- 1) une carte géologique révisée et mise à jour du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines (CTM) (cf. ANNEXE III),
- 2) localisation des gîtes et indices de chromitites visités, voir légende de la carte (cf. ANNEXE III) « *Les numéros des indices du porte-folio correspondent aux numéros de la carte* ».
- 3) une carte de localisation de tous les échantillons de roches recueillies au cours des travaux de terrain (NON PRESENTE ICI),
- 4) un tableau avec les descriptions lithologiques et les coordonnées G.P.S. (UTM 19, Nad 83) de tous les échantillons recueillis (NON PRESENT ICI),
- 5) la mise à jour et/ou la réalisation de plans géologiques des gîtes et indices de chromitites les plus intéressants et,
- 6) un portfolio des fiches de gîtes révisés sur le territoire du CTM.

II. Nouvelles interprétations & perspectives futures

Les travaux réalisés à ce jour permettent de proposer un certain nombre d'éléments nouveaux en ce qui concerne les caractéristiques lithologiques, structurales et pétrologiques du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines d'une part, et des gîtes et indices de chromite de la région d'autre part. Les principaux éléments d'observation et/ou d'interprétation à retenir sont les suivants.

II.1. Du point de vue de la cartographie régionale:

- (1) le contact entre les unités sommitales (unités CO-11 et CO-12) du Complexe ophiolitique de Thetford-Mines (CTM) et le Mélange de St-Daniel est stratigraphique et ne représente pas une faille. Le Mélange de St-Daniel recouvre, probablement en discordance, le CTM. Dans les secteurs où les relations sont bien exposées (i.e. coupe de la Rivière de l'Or), les brèches volcaniques du CTM (unité CO-11) passent graduellement à des brèches sédimentaires (coulées de débris?) à éléments mixtes de roches volcaniques, ultramafiques et métamorphiques (de type Caldwell) à matrice gréseuse, à des brèches de même nature à matrice pélitique appartenant au Mélange de St-Daniel. En certains endroits, il y a un net fractionnement d'abondance des fragments ultramafiques et métamorphiques au passage entre l'unité CO-11 et le Mélange de St-Daniel, suggérant que l'ensemble, incluant la Brèche de Coleraine, représente une séquence de coulées de débris s'alimentant de sources de différentes régions, ou érodant de plus en plus profondément une série ophiolitique accrétée sur du matériel continental (i.e. fragments de roches métamorphiques de type Caldwell).
- (2) il existe une série de failles d'orientation NNW-SSE à N-S qui semblent découper la section crustale du CTM. La mise en carte de ces failles, du côté du Massif du Mont Adstock, suggère qu'elles sont généralement limitées à la séquence à cumulats du CTM, et qu'elles n'affectent pas ou peu les unités volcaniques et sédimentaires du CTM. De plus, les variations d'épaisseurs entre les séries magmatiques de la croûte océanique sont souvent situées de part et d'autres de ces accidents. Ces relations suggèrent que ces failles représentent possiblement des structures pré-obduction, contemporaines de la formation du CTM dans un environnement océanique en extension. Dans le secteur de la colline Nadeau, certaines de ces structures semblent spatialement associées à des intrusions ultramafiques "tardives" de dunite et de pyroxénite recoupant la séquence à cumulats, et représentent possiblement les vestiges de conduits ayant permis le drainage des magmas ultramafiques tardifs. L'analyse cinématique de ces structures n'est pas complétée et des travaux supplémentaires de détail seront nécessaires pour en déterminer clairement l'origine et l'importance dans le CTM.

- (3) il existe au moins deux phases de plissement régional, qui sont considérées comme postérieures (post-obduction) à la mise en place du CTM. La phase ancienne est caractérisée par des plis serrés, déversés vers le SE et plongeant modérément vers le NE. La charnière de l'un de ces plis correspond probablement au pli régional cartographié dans l'axe du lac Breeches. Ces plis sont souvent associés à des failles, et des zones de cisaillement, à pendage NW et à mouvement inverse vers le SE. De telles zones de cisaillement sont clairement exposées dans les nombreuses exploitations de LAB. Chrysotile Inc. (i.e. mines Normandie, British Canadian, Beaver). Cette phase de déformation est probablement associée au renversement de polarité de la section mantellique et crustale du CTM entre le lac de l'Est et le lac Caribou. Le contexte structural régional suggère que cette phase de plissement appartient à l'évènement rétrochevauchant des Appalaches du sud du Québec et est d'âge Silurien tardif à Dévonien précoce. Une phase de plissement plus jeune, clairement attribuable au Dévonien Moyen selon les contraintes d'âges isotopiques et les relations stratigraphiques régionales, est caractérisée par des plis droits ou faiblement déjetés vers le NW, ouverts à serrés, d'orientation NE-SW et plongeant le plus souvent faiblement vers le NE ou le SW. La trace de certains de ces plis est associée à la présence de fenêtres structurales exposant les roches métamorphiques de la marge continentale au sein des collines Carinault et Bécancour.

II.2. Du point de vue des chromitites du CTM:

- (1) plusieurs générations d'intrusions ultramafiques s'injectent dans la section crustale du CTM. Des intrusions ultramafiques de composition dunitique et pyroxénitique recoupant la section crustale ainsi que les "lits" de chromite encaissés par de la dunite ont été observées en plusieurs endroits. Des affleurements montrant ces relations de façon claire et spectaculaire sont très bien exposés dans le secteur de la colline Nadeau.
- (2) les chromitites "litées" sont recoupées par au moins deux générations de structures :
- (i) des failles précoces (?) et/ou des intrusions de dunite et de pyroxénite, parfois caractérisées par une texture bréchique; et

(ii) des failles inverses orientées NE-SW qui sont génétiquement associées à la phase de plissement tardif (Dévonien moyen) dont il est fait mention dans la section précédente. Les nombreuses tranchées et décapages de l'indice American Chrome illustrent clairement ces deux types de structures et les relations de recoupement avec des chromitites stratoïdes.

(3) il existe au moins quatre types d'occurrence de chromite au sein du CTM:

- (i) des chromitites mantelliques de type podiforme, essentiellement présentes dans les parties mantelliques de l'ophiolite,
- (ii) des chromitites stratiformes ou litées au sein de la section crustale du CTM, dans les secteurs de la mine Reed-Bélanger ou de l'indice American Chrome,
- (iii) des chromitites "tardives" en remplissage de brèches qui semblent spatialement associées à des intrusions ultramafiques tardives et à des réactions métasomatiques (?) entre ces magmas ultramafiques et les roches encaissantes de la croûte, et qui sont caractéristiques des gîtes Hall, Hall-Extension et Dumais, et enfin,
- (iv) des chromitites nommées dans l'attente des résultats d'études en cours, réactionnelles. Ces chromitites sont associées à deux lithologies distinctes et se situent au contact entre des corps pyroxénitiques et dunitiques, soulignant leur contact sous la forme d'un lit chaotique. Les indices concernnés sont Finneth, American Chrome Junior et Star Chrome.

(4) le potentiel en minéralisations PGE au sein du CTM semble préférentiellement associé aux intrusions ultramafiques tardives (chromitites de type iii et iv). Une hypothèse intéressante à investiguer de façon plus approfondie est la relation génétique possible entre les PGE et ces intrusions, et la possibilité que les minéralisations platinifères ne soient pas restreintes aux chromitites mais disséminées dans les intrusions tardives. L'indice Star-Chrome, qui semble appartenir à la classe de chromitites riches en PGE, a été échantillonné en détail par V. Bécu et fera l'objet d'une étude plus détaillée dans le cadre de son projet M.Sc. Le contexte pétrologique de cet indice (chromitite platinifère en remplissage de brèches) suggère qu'il pourrait s'apparenter aux autres gîtes chromifères anormaux en PGE de la région (i.e. Hall, Hall-Extension).

III. Conclusions

Les travaux de terrain de cette première année du projet de collaboration CRSNG-RNCan-Allican ont permis une révision significative de la cartographie géologique du Complexe Ophiolitique de Thetford-Mines, et d'identifier des pistes de recherche intéressante en ce qui concerne la géométrie et l'origine des chromitites de la région de l'Amiante. Les principales conclusions à retenir à ce stade des travaux sont:

III.1. Géologie générale

- (1) La présence d'un contact stratigraphique entre le CTM et le Mélange de St-Daniel, de même que l'identification de la nature particulière des unités sommitales de l'ophiolite conduisent à une modification significative des cartes géologiques existantes, qui simplifie grandement la compréhension structurale du CTM.
- (2) La caractérisation des différentes générations de plis et de failles au sein du CTM permet de mieux situer l'ophiolite dans le contexte plus global des Appalaches du sud du Québec, et de relier son évolution structurale aux évènements tectoniques caractérisant les roches métamorphiques de la marge continentale adjacente, exposée au sein des Monts Notre-Dame. Les travaux de l'été 2000 ont permis d'amorcer la classification des structures ophiolitiques en termes de chronologie relative par rapport à l'obduction de la croûte océanique. Ainsi, l'identification des structures pré-, syn- et post-obduction permettra de comprendre et d'extrapoler de façon beaucoup plus précise la géométrie des différentes unités ophiolitiques et des chromitites.

III.2. Géologie économique

- (1) Une classification des différents gîtes et indices de chromitites (Voir. Tab.1), bâtie à partir de la classification des gîtes et indices de Bédard (1994).
- (2) L'identification de structures possiblement contemporaines de la formation de l'ophiolite (i.e. pré-obduction), ayant possiblement exercé un contrôle structural sur la mise en place d'intrusions ultramafiques tardives, et la démonstration que ces

structures et intrusions ultramafiques recourent les chromitites stratoïdes du CTM sont des apports importants à la compréhension pétrologique et métallogénique de ce type de gisements.

- (3) Le potentiel platinifère des intrusions ultramafiques tardives, de même que la dissociation apparente entre la présence de chromitites et des teneurs anormales en PGE au sein de ces intrusions, est une importante avenue d'investigation qui, si elle se vérifie, ouvre la porte à un important potentiel de minéralisations en PGE au sein du CTM.

Tableau 1 : Classification des indices, gîtes et mines de chromite du Complexe Ophiolitique de Thetford Mines, en fonction de leur nature et/ou de leur position stratigraphique (Podiforme, Stratiforme, Antinodulaire, Réactionnel ou autres)

Indices, gîtes ou mines	Lithologie	Type	Secteur
1 Mine à Charles -35a-	Harzburgite	Podiforme	3 Monts
2 Mine au Grand Père -35b-	Harzburgite	Podiforme	3 Monts
3 Indice -35c-	Harzburgite	Podiforme	3 Monts
4 Mine Parent -36-	Harzburgite	Podiforme	3 Monts
5 Mine Bennet-Martin -6-	Harzburgite	Podiforme	3 Monts
6 Indice Nadeau -37-	Harzburgite	Podiforme	3 Monts
7 Indice Belmina -2-	Harzburgite	Podiforme	3 Monts
8 Indice Grey	Harzburgite	Podiforme	Belmina
9 Indices Lac Canard -55-	Harzburgite	Podiforme	Provençal
10 Indices Pharo -56-	Harzburgite	Podiforme	Provençal
11 Mine Ward Ross -57-	Harzburgite	Podiforme	Crabtree
12 Mine Garthy-22-	Harzburgite	Podiforme	Lac Sunday
13 Mine Reed Bélanger -49-	Dunite	Stratiforme	Lac Caribou
14 Mine Greeshields -45-	Dunite	Stratiforme	
15 Mine Lambly-Nadeau-Victoria -44-	Dunite	Stratiforme	
16 Mine Vaillancourt -54-	Dunite	Stratiforme	Lac Caribou
17 Mine Caribou -50-	Dunite	Stratiforme	Lac Caribou
18 Mine American Chrome -77-	Dunite	Stratiforme	
19 Mine Ward Chromore -14-	Dunite	Stratiforme	
20 Mine Naves -78-	Dunite	Stratiforme	
21 Incice Colline Nadeau -13-	Dunite	Stratiforme	
22 Mine Prospect Gagné -79-	Dunite	Stratiforme	
23 Mine Huard -19-	Dunite	Stratiforme	
24 Mine Brousseau -31-	Dunite	Stratiforme	
25 Mine Lemelin -76-	Dunite	Stratiforme	
26 Mine Stewart -75-	Dunite	Stratiforme	
27 Mine Montréal -20-	Dunite	Stratiforme	
28 Mine Hall -74-	Dunite	Antinodulaire	
29 Indice Hall Extension	Dunite	Antinodulaire	
30 Indice Dumais -59-	Dunite	Antinodulaire	
31 Indice Finneth -2000-	Dunite/Pyroxénite	Réactionnel	
32 Indice American Chrome Jr.	Dunite/Pyroxénite	Réactionnel	
33 Indice Star Chrome	Dunite/Pyroxénite	Réactionnel	
34 Indice César -73-	Brèche dunitique	bréchique	

IV. Fiches et cartes des gîtes et indices de chromites visités

IV.1. Chromitites de type mantellique ou nodulaire

La Mine à Charles (# 35 A) - site 00PP3011 -

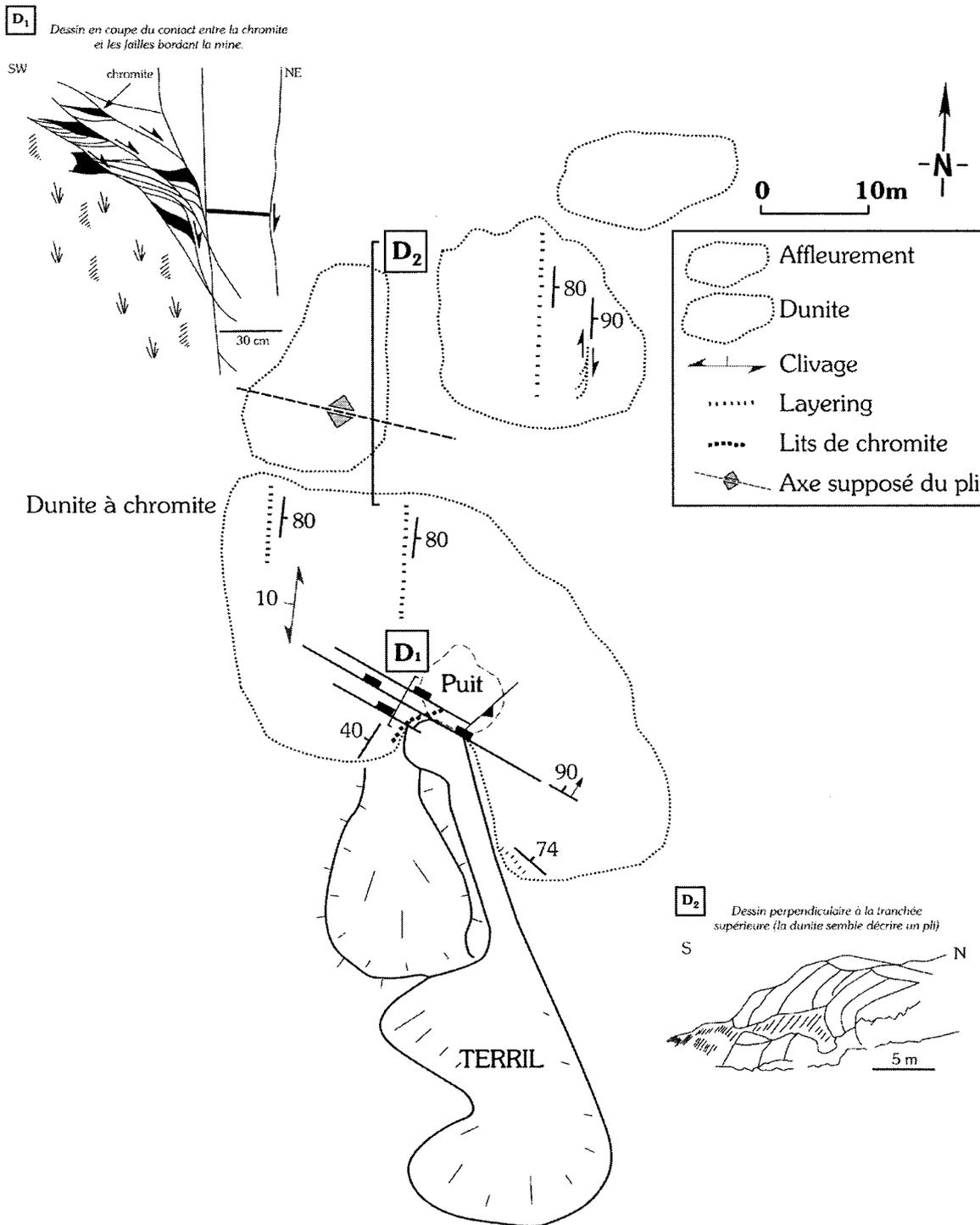
Le site de la Mine à Charles est constitué d'un puit de 5m de diamètre au bout d'une tranchée d'une vingtaine de mètres et d'une seconde tranchée située au dessus de la première. L'ensemble a une orientation NS.

La lithologie principale est une dunite à chromite disséminée et/ou en filonnets, encaissée dans la harzburgite tectonique mantellique. Des veines d' orthopyroxénites « layering » et les corps dunitiques recourent la harzburgite encaissante, avec une orientation sub-NS et un pendage abrupt vers l'Est.

Des plans de faille cassants sont visibles à l'entrée du puit avec une orientation N110-120 et subverticaux, contenant un pitch « down-dip ». Le jeu sur les plans de faille n'est pas visible, cependant des lits de chromitites sont affectées par ces failles cassantes et semblent décrire des crochons, soulignant un effondrement du compartiment nord (Détail D1 sur la carte associée). Dans la tranchée sus-jacente (Détail D2), des plans de fractures affectant la dunite semblent décrire un pli, avec un axe sub-horizontale et une direction sub-parallèle aux plans de failles.

La déformation est tardive (cassante) et le jeu des plans de failles révélé par les chromitites déformées pourraient expliquer la présence du puit et de l'exploitation souterraine de cet indice.

Plusieurs échantillons de dunite « en place » ont été prélevés à différentes distances de la zone minéralisée, et des échantillons ont été prélevés dans les terrils.



Carte de détail de La Mine à Charles

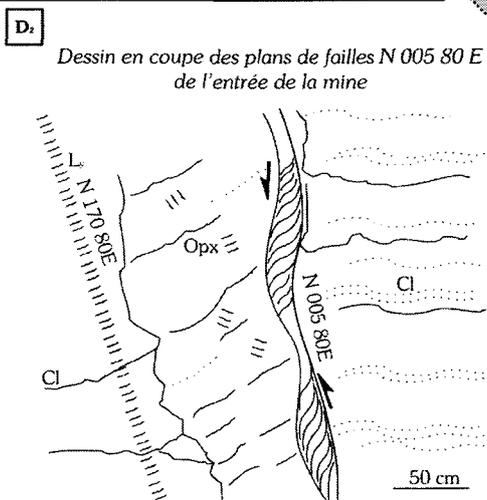
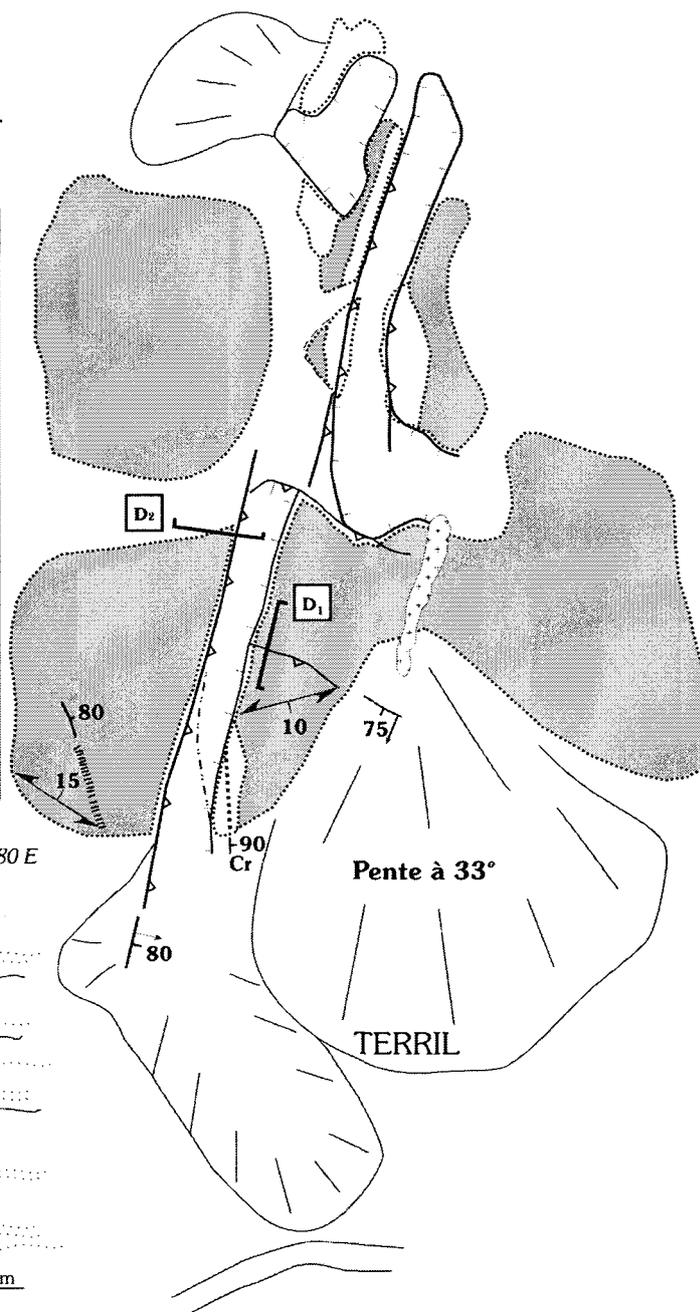
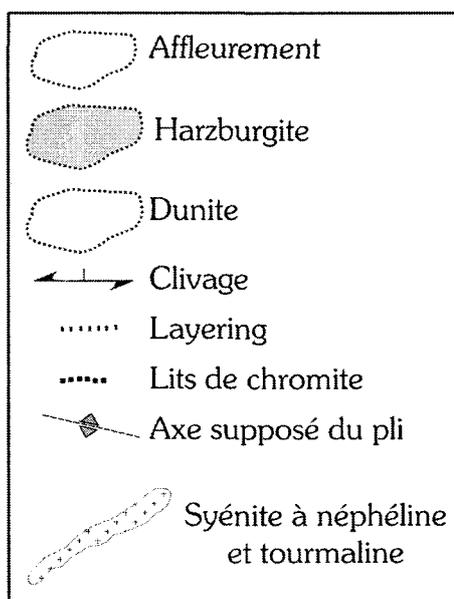
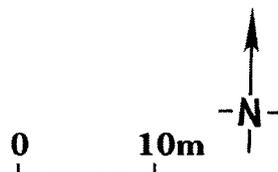
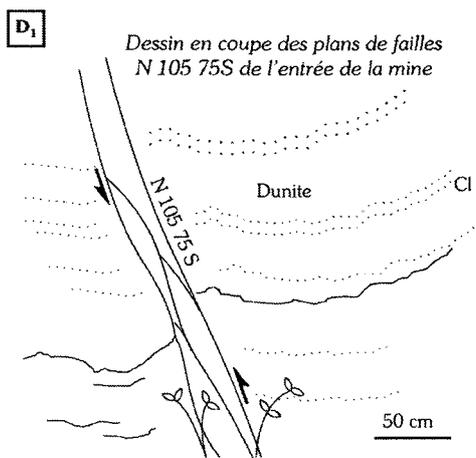
La Mine du Grand-Père (# 35B) - site 00PP3006 -

La Mine du Grand-Père est constitué de deux tranchées de 2 m de large et d'une vingtaine de long. Au bout de la première tranchée, l'exploitation devient souterraine alors que la seconde sus-jacent reste aérienne.

Les deux tranchées sont emcaissées dans une zone dunitique contenant la minéralisation en chromite, le tube de dunité étant lui-même encaissé dans la harzburgite « typique ». A l'entrée de la mine, la minéralisation en chromite est observable et la dunité à patine verdâtre à ocre contient de la chromite disséminée à sub-massive. Les grains de chromite, généralement de petite taille peuvent atteindre jusqu'à 5,0 mm.

L'harzburgite est traversée par des intrusions de granitoïdes de 0,5 à 1,0 mètre de largeur, à tourmaline (syénite à néphéline et tourmaline) et par des filons d'orthopyroxénite « layering ». L'ensemble a comme pour la Mine à Charles une orientation sub-NS et est fortement penté vers l'est.

Deux familles de plans de failles sont présentes. Une famille parallèle aux tranchées (NS) et une famille perpendiculaire aux premières et parallèle à celle de la Mine à Charles (N110). La présence d'orthopyroxènes de 2 à 3 cm semble montrer que le mouvement s'est individualisé à partir du « layering » pyroxénitique, constituant des plans de faiblesse dans la harzburgite. La déformation est cassante, le broyage des opx sur le plan de faille semble indiquer le sens de mouvement (détail D1 et D2).



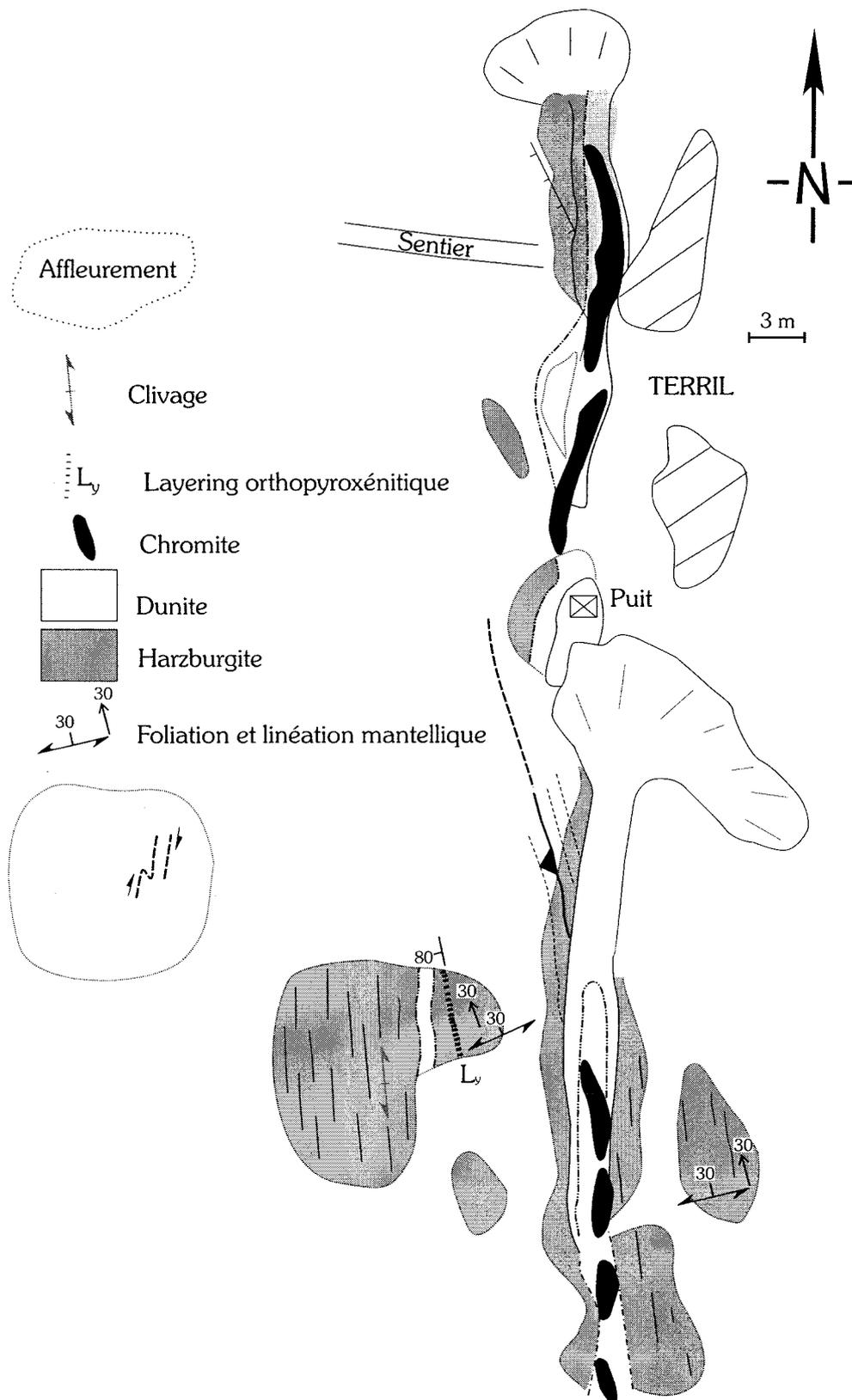
Carte de détail La Mine du Grand Père

L'indice 35-C des Monts Caribou (#35) - site 00VB4003 -

L'indice noté 35c sur la carte géologique de compilation de Brassard et Tremblay (1999), se situe à l'Est de la Mine au Grand-Père, au pied de la face sud des Monts Caribou. C'est une fosse d'exploitation souterraine, creusée dans de la dunite à chromite disséminée (~ 1-2 %), actuellement inondée. La dunite est encaissée dans une harzburgite mantellique foliée. Les échantillons de chromite proviennent des terrils, et les minéralisations sont soit sous forme de pochettes étirées (de 1 à 2 cm de diamètre), soit disséminées dans de la dunite. Sur la paroi ouest de la fosse, la chromite en place semble être correspondre à du placage.

L'indice Parent (#36) - site 00PP3039 -

L'indice Parent est une tranchée de 2 à 3 m de largeur, longue d'une centaine de mètres, orientée NS, sur le flanc nord des Monts Caribou. La tranchée a été creusée parallèlement aux conduits de dunite minéralisée dans la harzburgite encaissante. La dunite en place montre des concentrations variables de chromite ne dépassant que très rarement les 3 %. Les plus belles minéralisations en chromite ont été observées dans les terrils. Les dunites contiennent de beaux nodules de chromite de 2 à 3 cm de longueur (pour le plus grand axe d'allongement des nodules). Des fragments de bancs riches en chromite (chromite massive) ont aussi été sortis des terrils. Un faciès dunitique peu commun est présent, contenant de gros pyroxènes arrondis de 1 cm x 3 cm.



Carte de détail de La Mine Parent

L'indice Bennet-Martin (# 6) - site 00PP3031 -

C'est une tranchée étroite, large de 2 à 3 m et longue de 150-200 m, qui se termine par un puit soulignant que l'exploitation passe en souterrain.

Les lithologies dominantes sont la harzburgite (60 %) et de la dunite (40 %). La dunite est recoupée par de nombreuses veines remplies d'un minéral phyllosilicaté (phlogopite), affectées par des cisaillements ultérieurs. Les cisaillements sont perpendiculaires à la tranchée, espacés de 10 à 50 cm. Dans la dunite et la harzburgite, on retrouve de la chromite disséminée (≤ 2 %). Dans les terrils, on observe plusieurs fragments de dunite contenant divers types de minéralisation en chromite : disséminée à sub-massive à massive, nodulaire et en petits filons ou rubans plus ou moins réguliers.

L'indice Nadeau (# 37) - site 00PP3030 -

Le site de l'indice Nadeau est situé du côté ouest du Parc de 3 Monts. On trouve de grandes zones d'affleurement de péridotites (harzburgite typique) contenant des filons ou des lentilles de dunite. On a observé un tas de blocs dans une petite dépression, il s'agit probablement d'une zone de dunite minéralisée de très faible dimension et le trou d'excavation a été remblayé.

La Mine Belmina (# 2) - site 00PP3159 -

Petit indice situé sur la colline Belmina, la zone dunitique est encaissée par des harzburgites typiques à enrichies en opx (~ 25-30 %) montrant une foliation N025/85.

Le site est principalement composé de dunite contenant de la chromite disséminée ou en ruban sub-massif. On observe très peu de chromite en place mais certains blocs dans les terrils nous informe du type d'occurrence de la minéralisation en chromite.

La Mine Grey (# g) - site 00PP3161 - 64 -

Le site de la mine Grey est composé de 3 zones d'excavation et d'exploitation. Ce site n'était pas répertorié dans la liste des gîtes et indices de la carte de compilation (Tremblay et Brassard, 1999). Les 3 puits d'exploitation sont accompagnés de plusieurs tas de terrils. Les fosses ont été creusées dans la dunite contenant généralement peu de chromite (les zones plus fortement minéralisées ont été exploitées). Au site 00PP3162,

on observe un filon vertical de chromitite massive de 10-15 cm de large orienté N029. À ce même site, l'extraction de la minéralisation s'est faite, en partie, à partir d'une galerie souterraine partiellement inondée. Dans les terrils, où les différents échantillons de chromite ont été prélevés, on retrouve de la dunite à chromite disséminée, rubannée et même des fragments de chromitite massive. Autour de la zone d'exploitation, on remarque que les zones dunitiques sont encaissées par de la harzburgite typique.

L'indice # 55 (Lac Canard) - site 00PP3138 -

La fosse d'exploitation est sur le flanc d'une pente et fait, au plus, 15 - 20 mètres de long sur une largeur d'au plus 2 à 5 mètres. Le site est géologiquement intéressant puisque les lithologies encaissantes (dunites et harzburgites) semblent assez fraîches. La harzburgite montre un « layering » orthopyroxénitique d'épaisseur généralement inférieure à 2-3 cm. La harzburgite est assez grenue (opx ~ 0,7 cm) mais aucune structure n'a été observé étant donné la mauvaise qualité des affleurements visités (mousses et lichens). La dunite montre une patine d'altération verte et ocre. En cassure fraîche, elle est verte foncée, avec de la chromite disséminés ($\leq 1\%$, rarement plus gros que 0,1 mm). Dans les terrils, on retrouve énormément de fragments et de blocs de dunite plus ou moins stérile et quelques blocs montrant des encroûtements ou des plaquages de chromite. La chromite est disséminée et représente au plus de 2 % à 5 % des blocs. Un de ces blocs montrait cependant de petites zones de chromitite massive de 1,0 à 2,0 cm. Il est très difficile de décrire le ou les types de minéralisations en chromite puisqu'on a pas vu de dunite riche en chromite en place et étant donné la faible quantité de bloc montrant de la minéralisation.

L'indice Pharo (# 56) - site 00PP3082 – 86 -

L'indice regroupe plusieurs fosses d'exploitation pouvant être séparées de plusieurs mètres. Gauthier et al. (1986) soumettent des plans pour Pharo dépôt 1 et Pharo dépôt 3. Nous avons subdivisé le dépôt 1, du nord vers le sud, en sections A, B et C. Chaque section comprend des fosses creusées dans de la dunite minéralisée en chromite. Les fosses d'exploitation sont de petites tailles et ne dépassent généralement pas 2 à 3 mètres de diamètre sauf le « dépôt 3 » qui fait environ une dizaine de mètres de diamètre. La dunite minéralisée est encaissée dans les

harzburgites foliées d'origine mantellique. Cette harzburgite est similaire à ce qui a été vu ailleurs et décrite comme harzburgite typique; moyennement grenue (opx de 0,3 à 0,7 cm) contenant entre 10 % et 12 % d'opx (± 1 % de chromite très fines), foliée par endroits et recoupée par des filons d'orthopyroxénite (layering orthopyroxénitique). La dunite montre une patine d'altération verte. En cassure fraîche, elle apparaît peu altérée et de couleur gris verdâtre foncé avec de la chromite disséminée (≤ 1 % - de 0,1 mm environ). Un peu de chromite en place a été échantillonné dans l'un des puits de la section C. La chromite ne semblait toutefois qu'être en placage d'épaisseur inférieure à 0,5 cm. Par contre, dans les terrils on retrouve différents types d'occurrence de chromite. On retrouve des dunites à chromite disséminée et en grains fins (0,1 mm) à moyens (2,0 - 3,0 mm). On retrouve aussi la chromite sous forme de rubans ou bancs plus ou moins réguliers, rappelant parfois une texture en schlieren d'épaisseur moyenne de 1,0 à 3,0 cm. À l'intérieur de certains bancs, la chromite peut être sub-massive à massive. A proximité de « Pharo C », sur un petit affleurement de dunite, on retrouve un empilement de blocs et de fragments de chromite massive (qui ont été échantillonnés).

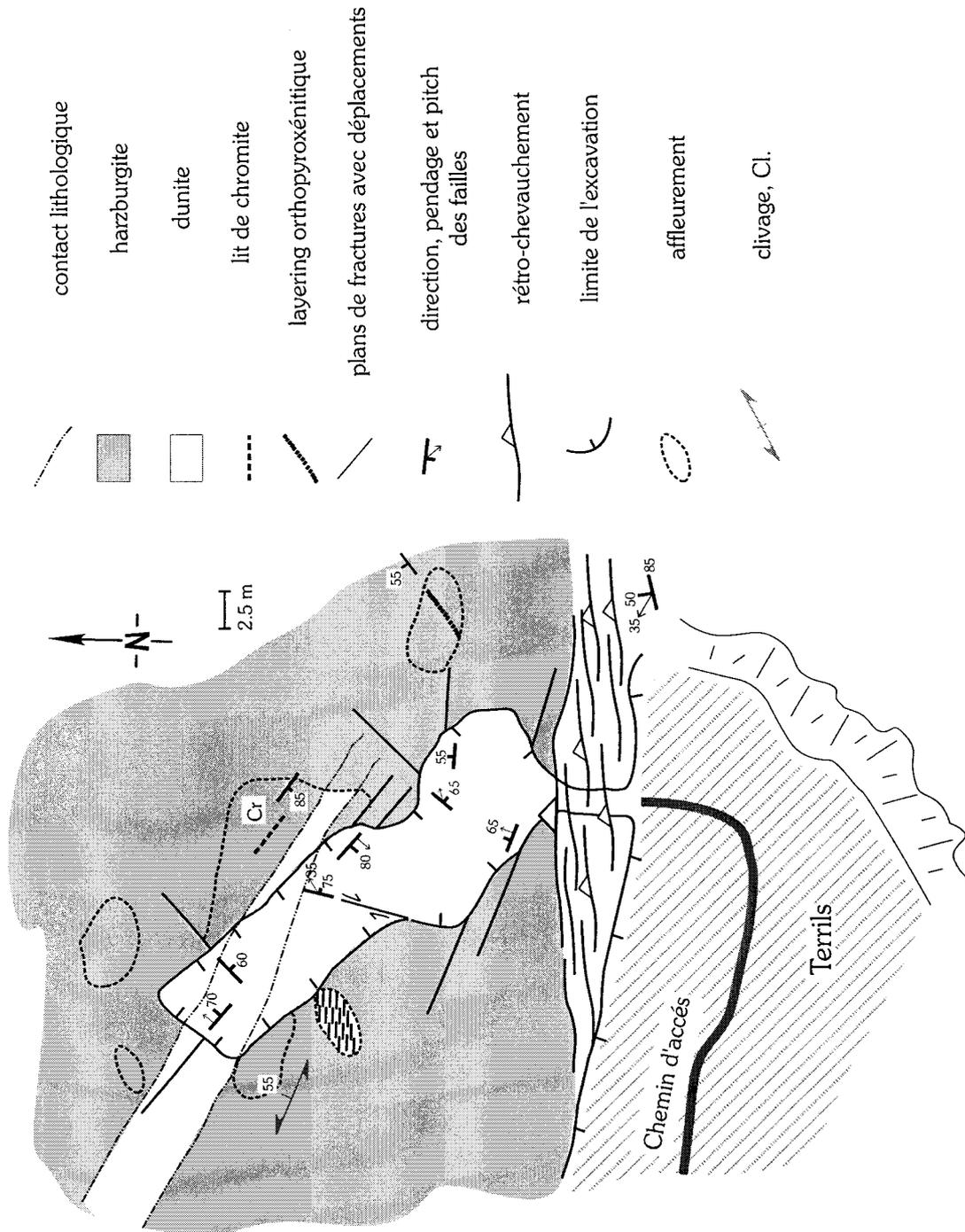
L'indice Ward-Ross (#57) - site 00PP3077 -

L'excavation est orientée N-S sur une longueur de 70 m et une largeur de 35-40m. La limite sud est une faille inverse rétrochevauchante d'une largeur de 4 à 5m, orientée sub-EW et pentée de 50 degrés nord, qui transforme la harzburgite et la dunite en une roche très schistosée.

D'autres plans de failles mineures découpent de part en part l'excavation, suivant une orientation N110 et N020, et verticaux. Sur ces plans, la chrysotile soit en zone abritée, soit en ridle pénétrative, permet de mettre un sens de mouvement. Les sens sont difficilement interprétables car les plans montrent des jeux en faille normales comme inverses sans qu'un sens n'appartienne à une famille ou une autre. Ces plans peuvent correspondre au réajustement de l'harzburgite en réponse au rétrochevauchement principal au sud de la fosse.

La dunite non-fracturée contient ~ 1 % de chromite disséminée, et elle est partiellement serpentinisée (veines de serpentine). Les contacts entre la dunite et la harzburgite est un contact graduel. L'harzburgite est composée, en général, de 10 à 15 % d'opx et environ 1% de chromite disséminée. Sur certains blocs des tas de terrils, la proportion modale

d'opx peut atteindre ~ 20 %. La chromite en concentration >1% n'a pas été observé en place, mais elle est très abondante dans les terrils où elle se présente en bancs plus ou moins massifs (20% à > 60%) à texture nodulaire de près de 1cm de diamètre.



Carte de détail de La Mine Ward Ross

L'indice Garthby (# 22) - site 00PP3146 - 51 -

L'indice Garthby se situe au pied d'une falaise, composée de harzburgite mantellique, contenant des veines d'orthopyroxénite et des corps de dunités. Le contact entre l'harzburgite et les dunités, est un contact graduel et diffus. Les différents puits d'exploitation ont été creusés dans la dunité. Différents niveaux de chromite disséminée à sub-massive, généralement de faible épaisseur, ne dépassant pas les quelques cm, ont été observés et échantillonnés. Dans les terrils, des textures assez spectaculaires de minéralisation en chromite sont présentes, en niveaux irréguliers à texture en schlieren et les quelques blocs prélevés montrent des proportions en chromite modale de quelques % à 50 %.

IV.2. Chromitites de type stratiforme ou lité

La Mine Reed-Bélanger (# 49) - site 00PP3026 – 27 -

La mine Reed Bélanger est la mine avec le plus fort tonnage. Elle correspond à une ensemble de puits ou excavations, orientés sud-EW, parallèlement au contact harzburgite du manteau/dunite.

C'est une alternance de dunite, souvent dépourvue de chromite et de lits de chromite de quelques centimètres à 1 m d'épaisseur, sur environ 3 à 4 m d'épaisseur. Les lits de chromite montrent des évidences de déformation précoces (syn-magmatiques), tels que des plis isoclinaux, du boudinage et des textures de type schlréen. La déformation tardive s'est localisée dans les niveaux riches en chromite, correspondant à un contraste rhéologique important. La cinématique de failles qui affectent la mine est difficilement identifiable. A partir de nos observations faites dans les différents indices et mines de ce secteur (Mine Ward Ross, Mine Caribou, Mine Vallaincourt), nous interprétons les failles de la mine Reed Bélanger comme de failles tardives, inverses, rétrochevauchantes. Les lits de chromitite forment d'ailleurs des niveaux coincés dans ces plans de cisaillement. Au nord de la mine, la dunite s'alterne avec de la harzburgite, parallèlement aux lits et niveaux de chromite retrouvés dans la mine.

Un autre puits d'exploitation, situé plus à l'ouest de la mine principale, montre beaucoup de similitudes avec la mine Reed-Bélanger où on a complété notre échantillonnage du site de la Mine Reed-Bélanger.

L'indice Greenshield (# 45) - site 00PP3034 -

La fosse d'exploitation est maintenant complètement remplie d'eau et l'accès des parois en est très limitée. Les alentours du puits sont composés de dunite à chromite disséminée rarement à plus de 1 %. Dans les terrils, on retrouve des blocs de dunite, contenant des bandes plus ou moins riches de chromite d'épaisseur variable. Ces bancs montrent que la chromite a une texture variée de disséminée (10 - 15 %) à sub-massive.

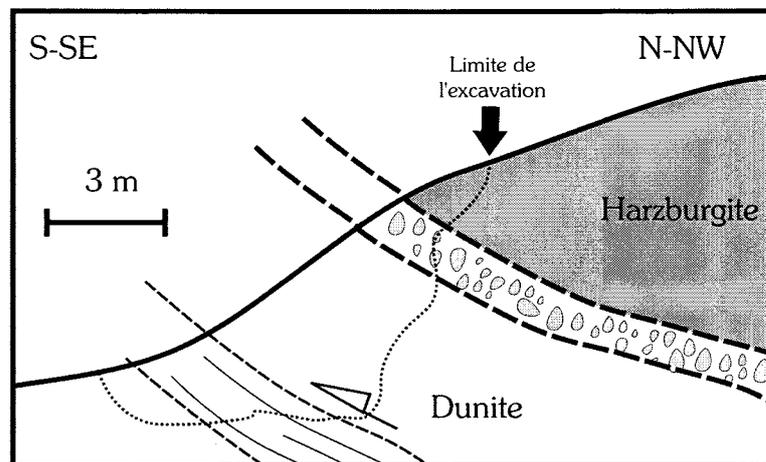
L'indice Lambly-Nadeau et Victoria (# 44) - site 00PP3035 -

Plusieurs puits d'excavation sont présents dans le secteur de Lambly-Nadeau et Victoria, où l'on peut observer des zones de cisaillement avec des plaquages de serpentine - chrysotile. La lithologie principale est une dunite à chromite disséminée <1% à 5%, formant parfois un rubanement. Tout autour des excavations, on retrouve des amoncellement

de terrils riches en fragments et blocs de dunite à chromite. La chromite est disséminée et en bande plus ou moins riches et d'épaisseur variable. Dans un des puits, on a observé un filon de matériel felsique en partie rodingitisé.

L'indice Vaillancourt (# 54) - site 00JM1032 –

Toute proportion gardée et en considérant le peu d'affleurement à la mine Caribou, l'indice Vaillancourt présente des similitudes. Ainsi le cisaillement que l'on observait à la mine Caribou est ici de la même nature avec la même orientation et plongement : N085 45N. Du sommet du puit (25m²) environ vers la base, on passe de la harzburgite à de la dunite en traversant deux contacts anormaux. Le premier directement situé entre les deux lithologies est de plus haute température, composé d'une brèche à éléments dunitiques serpentinisés dans une matrice serpentineuse fortement cisillée, alors que le second correspondant à celui de Caribou, et composé d'une schistosité de fracture. Ce second contact anormal est un rétrochevauchement, remobilisant là aussi de la chromite. La chromite est le plus souvent disséminée, mais on peut observer un lit de 1 à 2 cm d'épaisseur sur la partie Est du puit. Dans les terrils, de la chromite massive cisillée est observable.

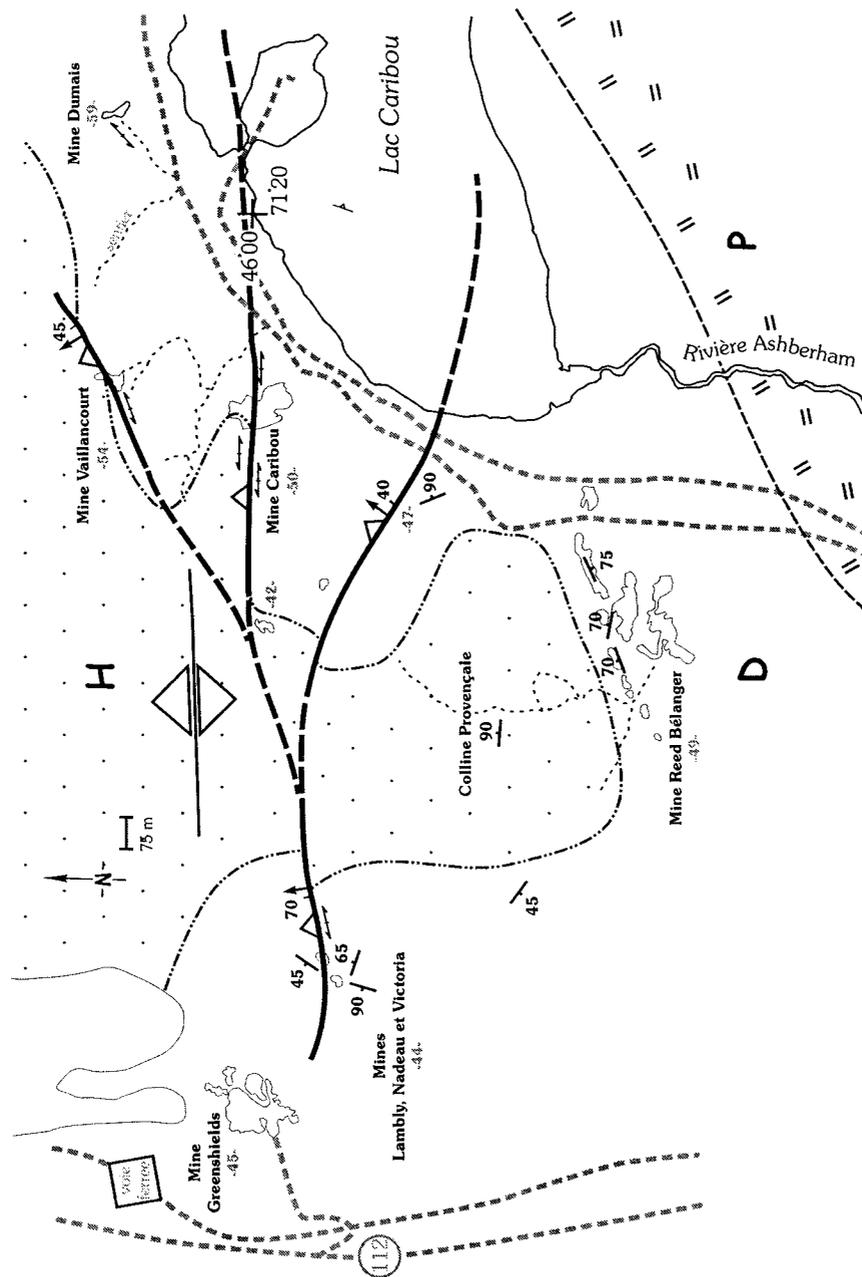


La Mine Caribou (# 50) - site 00JM1033 –

La mine Caribou est hélas entièrement comblée. Sont seulement visible des tas de terrils qui montrent que cette mine avait une certaine importance, 50m/50m.

Un petit affleurement, sur la partie nord du puit, à l'orée du bois, est constitué d'une dunite très schistosée contenant parfois de la chromite disséminée. L'excavation est située sur une zone de cisaillement

importante de direction sub-EW et pentée de 45 degrés Nord. Cette accident comme à l'indice Vaillancourt est interprété comme étant un accident rétrochevauchant (*voir carte des indices du bord nord du lac Caribou*). Dans les terrils, on retrouve des blocs de serpentinite et dunité, très foliés contenant parfois de la chromite massive. Des blocs de plagiogranites à tourmaline sont aussi observables. Cet ancien indice est localisé sur une faille rétrochevauchante, et il semblerait que la chromite soit remobilisée par ce contact.



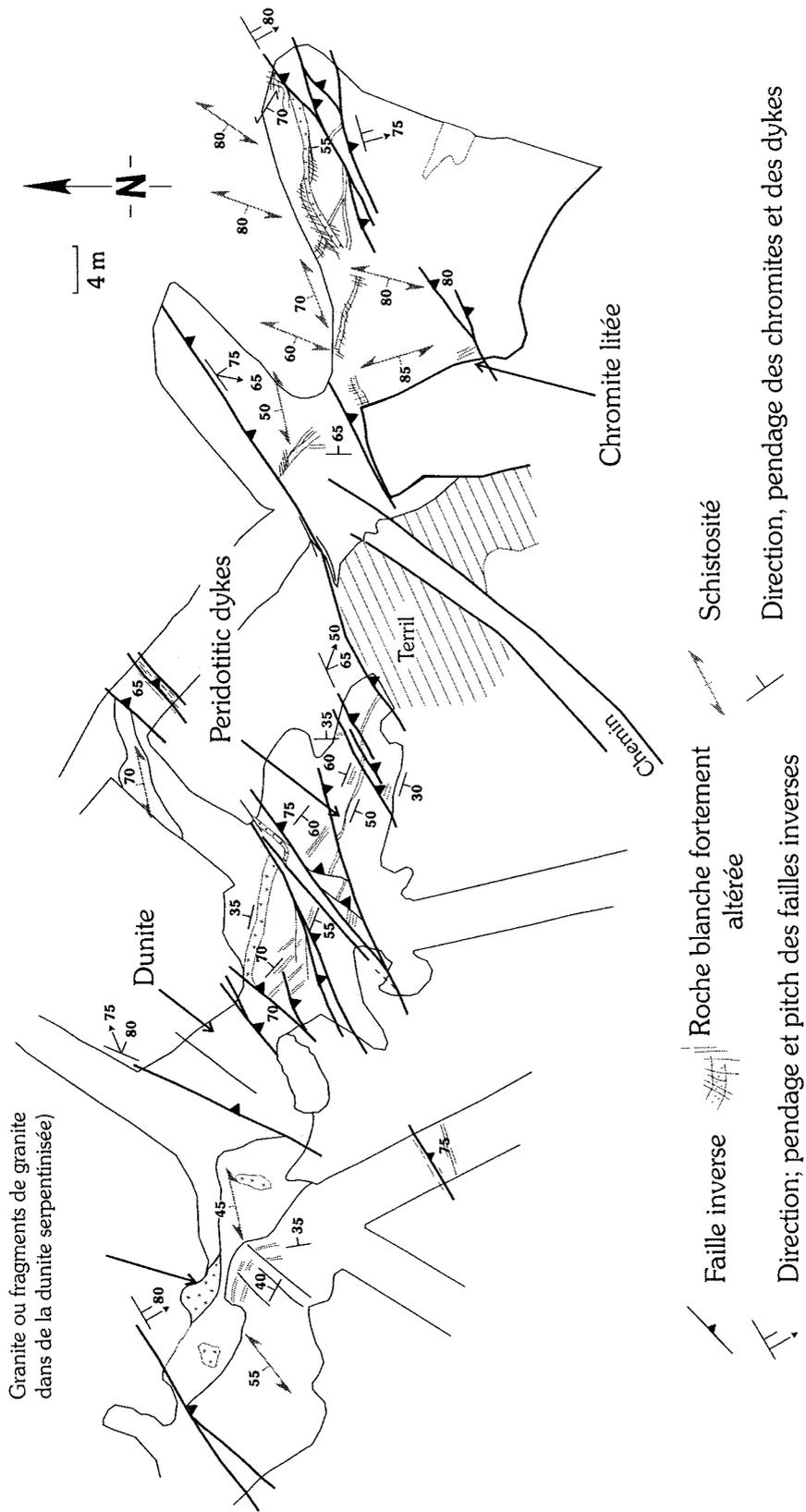
Carte géologique et structurale des Mines de la bordure nord du Lac Caribou
 H : harzburgite du manteau ; D : dunité ; P : pyroxénite, les pendages sont ceux des lits de chromitites, La schistosité correspond à la schistosité associée au rétrochevauchement, les flèches sur les failles correspondent au direction de transport.

Le gîte American Chrome (# 77) - site 00PP3040 –

Le site d'American Chrome est le plus important en étendue de tout les indices et gîtes de la région du CTM. Il appartient dans notre classification à ceux du type stratiforme. La chromite litée est présente sur l'ensemble du site en plus ou moins grande concentration avec pour direction N120. On peut cependant en distinguer deux, d'un point de vue de leur

chronologie génétique. L'une contenue dans la dunite bréchique, de première génération et la seconde contenue dans la dunite de patine verdâtre.

La chromite change par endroit de direction aux abords d'accidents en majorité N050 à N070, laissant entrevoir la possibilité qu'elle soit plissée. Ces plis d'allure « ouvert » pourraient correspondre à ceux acadiens. Dans cette expectative, la déformation enregistrée par les dunites d'allure bréchiques (brèches ultramafiques), serait antérieure sans qu'il soit possible de se prononcer entre une déformation syn-océanique (anté-taconienne) ou syn-obduction (syn-taconienne). La dunite bréchique et les brèches ultramafiques sont localisées le plus souvent autour des granitoïdes.



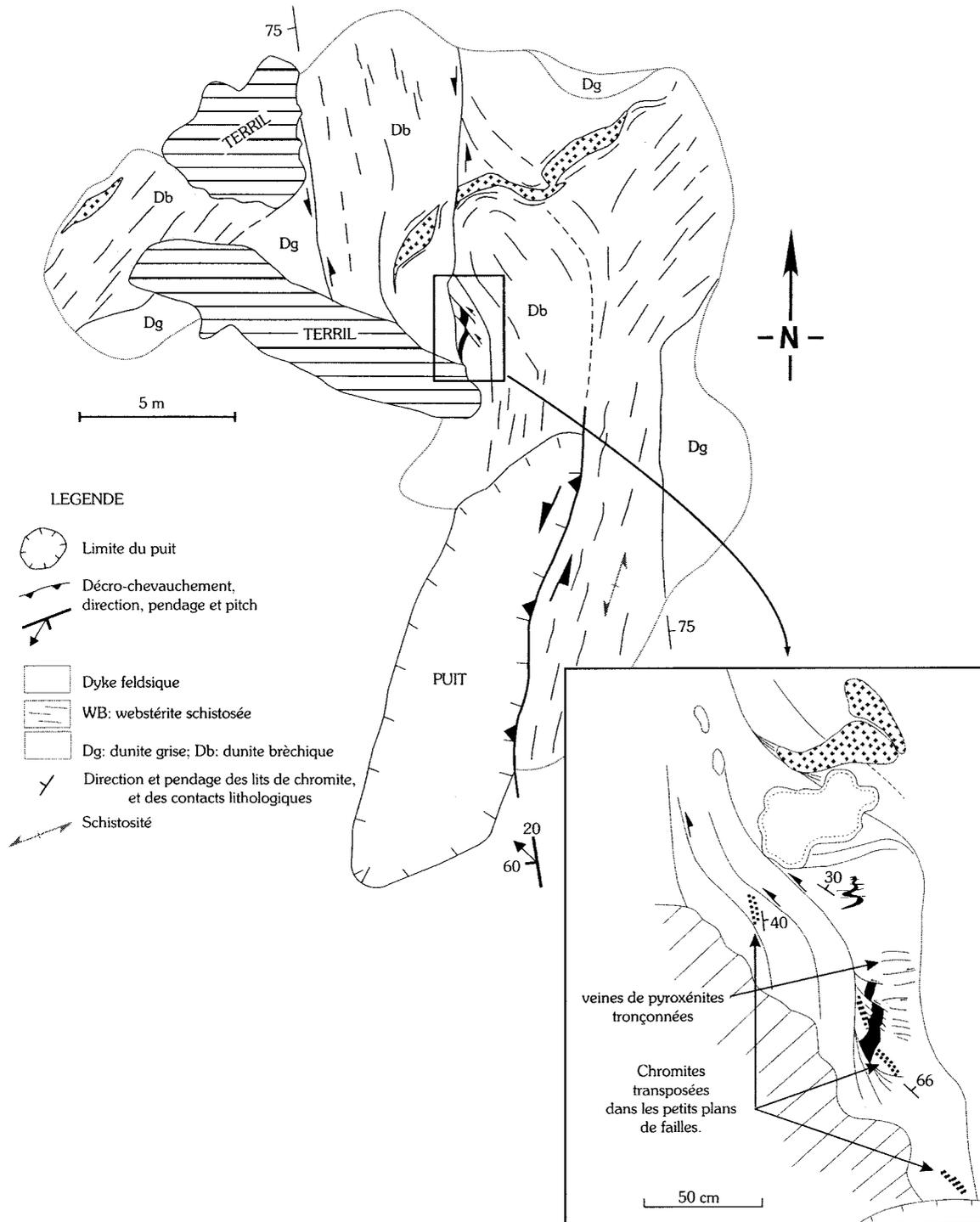
Carte de détail de la Mine American Chrome

L'indice Ward-Chromore (# 14) - site 00VB3117 –

Ward Chromore est une série de 5 puits et d'affleurements sur une superficie de 100m/200m, composé à 60 % de dunité et 30 % de pyroxénite. L'ensemble de la zone est affectée par des accidents décrochevauchants senestres, semblant réutilisés des accidents déjà existants comme on peut l'observer sur le dessin de détail du plan. La chromite a une texture de type schlireen, transposée dans les accidents précédents, ce qui nous permet de voir que la chromite est antérieure.

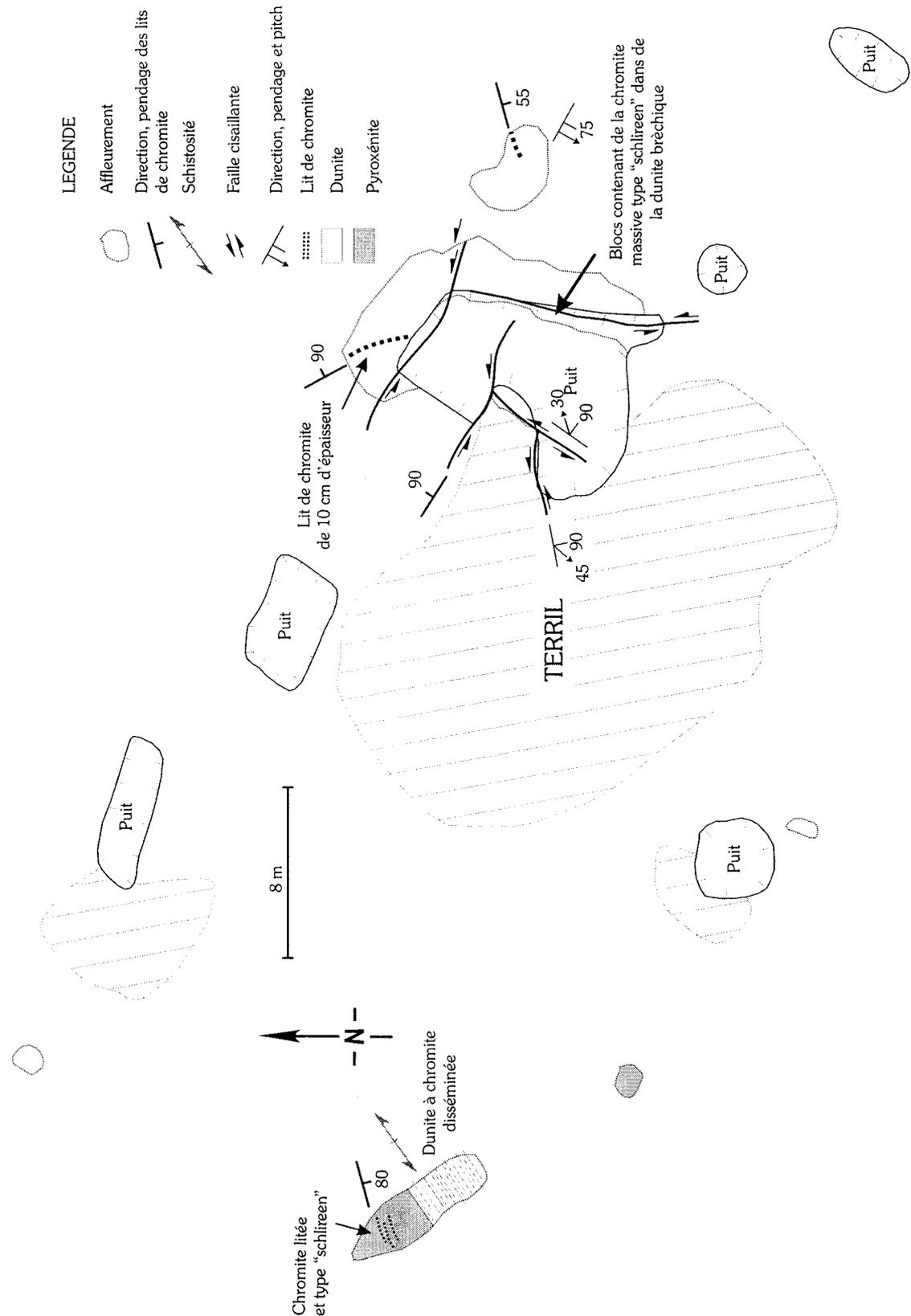
Deux type de dunités sont visibles : une, bréchique et une grisée. Des filons de webstérites et des dykes feldsiques recourent l'ensemble de la zone suivant une direction sub-EW, ces filons semblent être, eux aussi, antérieurs aux événements tectoniques.

Comme nous l'avions noté pour American Chrome, une roche blanchâtre très schistosée a été observée sur un affleurement au SE de la zone cartographiée au 1/200.



L'indice Naves (# 78) - site 00PP3070 -

Toute petite zone d'affleurement principalement composée de dunite serpentinisée et cisailée à fraîche. La dunite serpentinisée contient possiblement des px (interprétée comme de la werhlite par Gauthier). Facile d'accès puisqu'il est situé en bordure du chemin manant à la mine Montréal, la dunite serpentinisée verte (et noire en cassure) et la dunite fraîche (gris verdâtre en cassure) sont, par endroits, riches en chromite (2% à 5%). Le type de minéralisation est de type stratiforme (chromite litée). Dans les terrils, différents échantillons ont été prélevés : différents types de dunite (fraîche et serpentinisée ; en divers endroits : dans le sentier, dans les terrils et en place).



Carte de détail de La Mine Naves

L'indice de la Colline Nadeau (# 13) - site 00PP3158 -

Au sommet de la colline Nadeau, la dunite contient des lits de chromite de quelques mm à quelques cm d'épaisseur. La zone de dunite minéralisée s'étend sur une surface affleurante de 25 m² et plusieurs autres affleurements de tailles similaires à inférieurs. En montant vers le sommet de la colline, la dunite contient de minces lits plus ou moins riches en chromite qui apparaît sub-massive à massive par endroits (lit de 10cm avant d'arrivée au sommet). Les dunites à lits de chromite sont recoupées par de filons de pyroxénites (au moins 2 générations différentes), et elles sont serpentinisées. La serpentinitisation semble postérieure à la première génération de pyroxénite intrusive. Des travaux de détails devront être levés sur les différents affleurements de la colline Nadeau pour caractériser et comprendre la géométrie de ce site.

Prospect Gagné (# 79) - site 00PP3073 -

Il y a certainement eu d'énormes travaux d'excavation sur le flanc de la colline Diamond puisqu'on retrouve une très grande quantité de terrils. Ils sont composés de dunite altérée en fragments délimités par des plans serpentiniteux et striés. La dunite retrouvée dans les terrils contient peu de chromite disséminée (~ 1 %). Sur le mur de la fosse d'exploitation, on voit des zones de cisaillement. La dunite en place, en bordure de la zone d'exploitation, contient 1% de chromite disséminée et semble relativement fraîche. Les pyroxénites cisillées semblent injectées de dunite et le tout, partiellement serpentinitisé et cisillé. La zone pyroxénitique est difficile à délimiter de façon précise. Des échantillons de dunite et de pyroxénite, en place, ont été ramassés ainsi que de la dunite dans les terrils. Des fragments felsiques ont été observés dans les terrils. Plus au sud, à une trentaine de mètre, on retrouve plusieurs affleurements d'orthopyroxénite fraîche (\pm cisillée) que l'on a échantillonné.

L'indice Huard (# 19) - sites 00PP3043 à 00PP3047 -

Cet indice est situé le long du chemin menant à la mine American Chrome. Des amoncellements de terrils en bordure des puits d'exploitation, complètement inondés, ont été creusés dans une dunite, cisillée et, par endroits bréchifiée. La dunite contient au plus ~ 1 % de chromite disséminée, parfois présente sous forme de petites traînées. Les

grains de chromite ont un diamètre de 0,5 mm à 2,0 mm. Un dyke de gabbro (?) recoupe la dunite en bordure du puit principal et d'une zone de cisaillement.

Dans les terrils, la dunite à chromite disséminée, est traversée par des niveaux de chromite plus ou moins épais. La dunite contient de 3 à 5 % de chromite en cristaux grossiers de quelques mm à ~ 1cm. Les plus gros cristaux semblent en fait être des amas de cristaux de plus petite dimension. La dunite est recoupée par des filons ultramafiques (?) ou par une autre dunite qui semble riche en chromite et dont les cristaux de chromite sont finement grenus (~ 0,1 mm). Les affleurements autour de l'exploitation montrent plusieurs relations intrusives de matériel trondhjémitique et péridotitique, faiblement à moyennement riches en chromite. Sur le sentier, un autre amoncellement de terrils et 2 fosses d'exploitation sont situés à proximité de l'indice Huard. On peut seulement mentionner qu'autour de ces deux puits la dunite cisillée, est fortement altérée, et que dans les terrils, on a prélevé un échantillon de dunite riche en chromite.

La Mine Brousseau (# 31) - site 00PP3033 -

La mine Brousseau est composée de puits de petites dimensions entièrement inondés qui semblent assez profonds. Quelques tranchées de 1 m de largeur et de 5 m de longueur, permettent d'apprécier les différentes lithologies. La principale lithologie est une dunite à chromite disséminée ou en ruban sub-massif, de faible épaisseur. Cette dunite est recoupée par des pyroxénites, avec un faible contenu en chromite (< 1 %).

Les relations intrusives entre les pyroxénites et la dunite, montrent une bréchification de la dunite, dont la matrice est composée d'orthopyroxénite.

La Mine Lemelin (# 76) - site 00JM1041 -

Six puits sont présents mais ils sont : soient remplis d'eau, soient à demi-comblés. Les quelques renseignements viennent des affleurements environnants. D'un point de vue des lithologies, Lemelin se situe dans une dunite bréchique, très serpentinisée, contenant de la chromite litée. Au SW du puit principal, un affleurement montre les relations de recoupement entre des dunites de générations différentes. Un plagiogranite boudiné d'orientation N110 et incliné de 55 degrés Sud

souligne une famille de fractures, de même orientation, et une autre famille de fractures orientées N025, pourrait avoir guidé une seconde génération de dunite.

L'indice Stewart (#75) - 00PP3041 -

Sur cet indice, une partie de la fosse d'exploitation est remblayée. Une dunite blanchâtre en patine d'altération, serpentinisée, contenant de la chromite disséminée (1%), et des petits filons discontinus de chromite de quelques mm d'épaisseur, sont les principales lithologies. Au voisinage de l'excavation, des intrusions de plagiogranite, rodingitisée et de gabbro (?), recoupent la dunite.

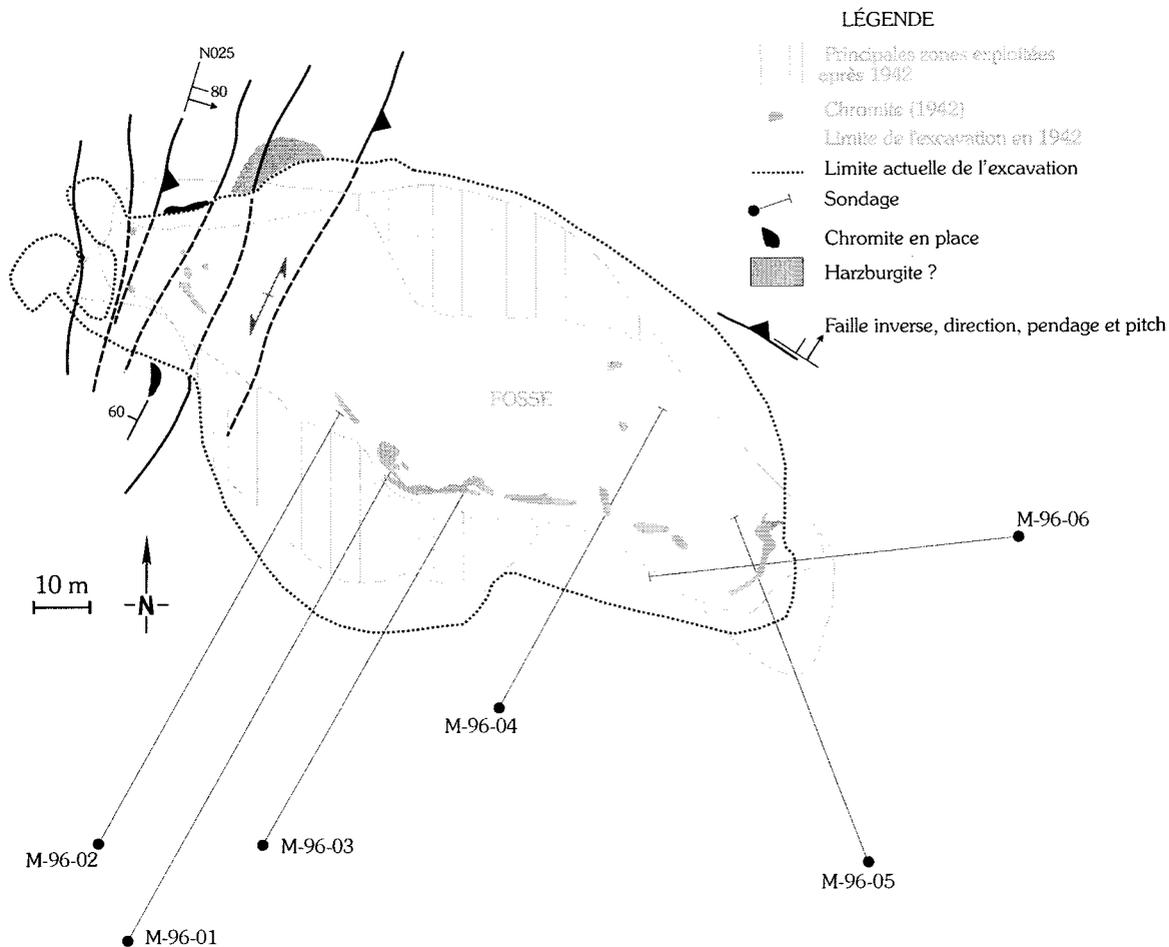
La dunite à filons de chromite, la dunite à chromite et le filon de gabbro (?), ont été échantillonnés. Plus au NE, d'autres filons de plagiogranite, d'épaisseur variable (5,0 à 20,0 cm), et légèrement boudiné, recoupent la dunite à chromite.

Dans les terrils, des filons d'orthopyroxénite (layering), de faible épaisseur ($\leq 1,0$ cm) et des blocs d'orthopyroxénites, ont été échantillonnés. On retrouve des blocs riches en chromite, formant des horizons sub-massifs de 0,5cm à 10-15cm d'épaisseur, avec une proportion modale de chromite de 40-60 %. La chromite montre une texture de type schlieren, et des plis. D'autres blocs, montrent des niveaux de chromite, recoupés par de la dunite, ce qui supposerait l'existence de deux générations de dunite.

La Mine Montréal (# 20) - site 00PP3032 -

L'excavation creusée, sur ce site, montre que la mine Montréal était une exploitation assez importante. L'accessibilité des parois est assez limitée à cause de l'inondation du fond de la mine.

La lithologie principale est composée de dunite, avec une récurrence de harzburgite (?), serpentinisée. Des petites lentilles de chromite massive, de 30cm/50cm à 2m/1,5m et quelques zones de chromite disséminée, sont observables dans les dunités, sur les parois de l'excavation. En revanche, dans les terrils, différents échantillons de dunite riche en chromite disséminée (15 %), de chromite sub-massive et d'harzburgite fraîche, ont été ramassés pour analyses.



Carte de détail de La Mine Montréal

IV.3. Chromitites de type antinodulaire

Le gîte Hall et Hall extension (# 74)

Beaucoup de littératures, a déjà été écrite sur Hall et Hall extension, en ce qui concerne la texture « antinodulaire ». Ne voulant pas s'avancer sans autres arguments que ceux descriptifs dans des discussions concernant la génétique de ce type de chromitites si caractéristiques, le terme « antinodulaire » est maintenu.

Hall et Hall extension sont, avec Reed Bélanger, les gîtes de chromite les plus importants et les plus étudiés, de la région de Thetford Mines.

La zone affleurante a une superficie de 100m/124 m, mais la majeure partie est hélas recouverte. Nous avons cartographier les différents petits affleurements de cette zone, en vue de voir si il était possible d'avoir des

chronologies relatives entre les différents accidents observés en fonction des lithologies.

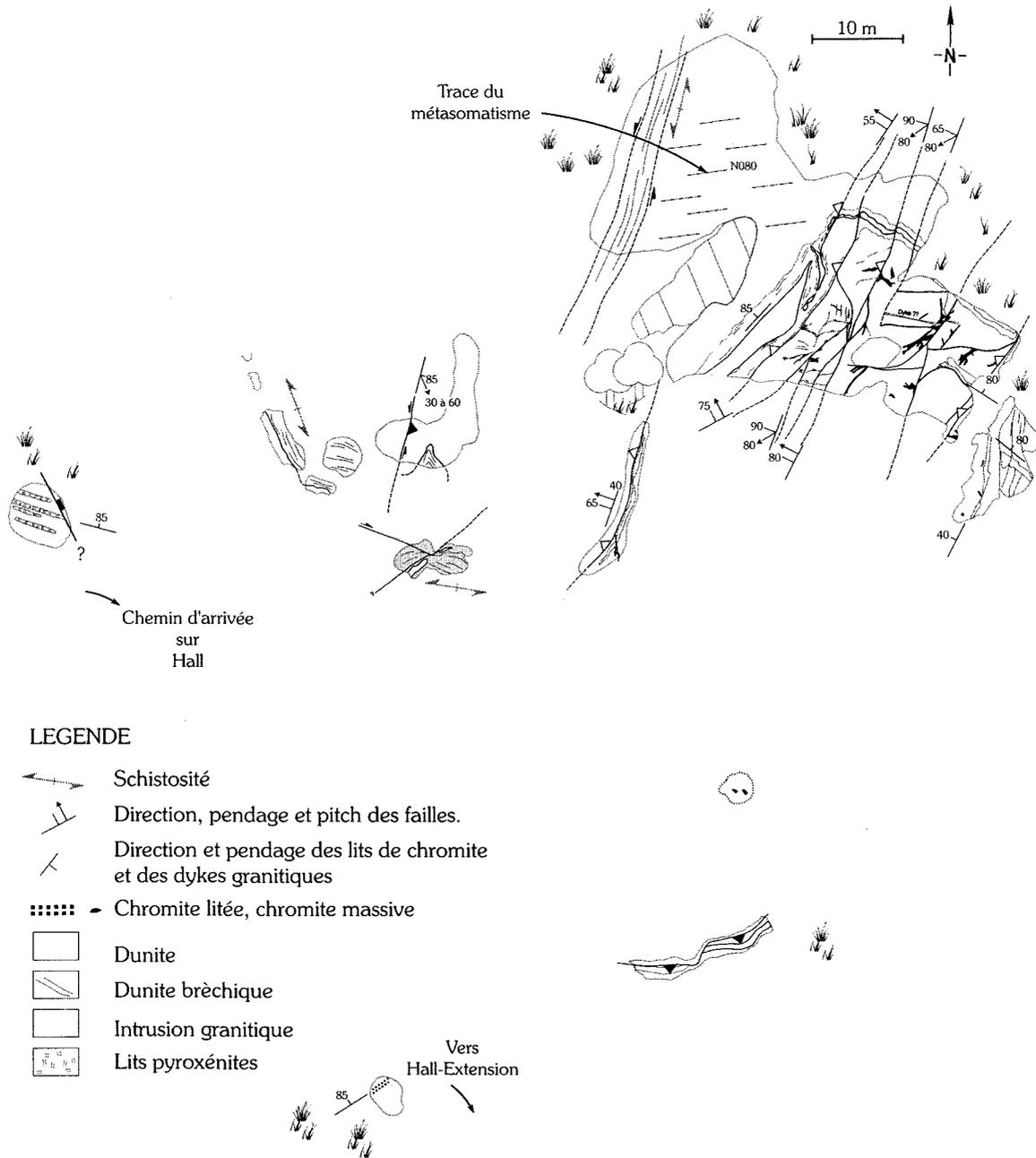
Trois types de dunites peuvent être définies : une brèchique (hydrothermalisée), associée aux dykes felsiques, et contenant une fabrique (?), une à patine verdâtre contenant la chromite type « Hall » et enfin une dunite à patine ocre, interlitée avec des filons de pyroxénites à l'entrée du site.

Lié à cette différenciation des dunites, une différenciation des chromites peut être faite en parallèle. Deux types de chromitites peuvent être distinguées : les chromitites connues type « Hall » situées dans la dunite à patine verdâtre (la plus importante), les chromitites de la dunite brèchique, souvent litées ou en nodules massifs remobilisés, c'est le cas près des dykes felsiques au Nord-Est du site (sous le piquet L10+50/1+100N) et entre les piquets L10+00/01+25N et L10+00/01+50N.

La zone est découpée par des failles inverses, d'orientation N030/N050, montrant un sens vers le sud. Ces failles inverse découpent certainement la zone minéralisée, et transforment la zone minéralisée, en une horizon chromifère, inclinée vers le Nord.

Une zone de cisaillement plus importante, N020 à NS, recoupe de part en part le site mais son sens reste incertain, un sens approximatif senestre, peut être envisagé. Dans le cas, d'un décrochement senestre, Hall extension pourrait être la continuité de Hall mais transposé par cet accident, vers le sud. Ceci amènerait un nouvel axe de recherche, pour vérifier si cette hypothèse est reproductible.

Hall extension est à beaucoup de similitude lithologique avec Hall. Une curiosité est la présence d'une dunite brèchique type « hydrothermale ». Cette roche est très fracturée et à ses éléments cimentées pas une matrice indéterminée. L'orientation des accidents ne dépareillent pas avec ceux notés à Hall. On peut remarquer une légère orientation préférentielle des chromitites.



LEGENDE

- Schistosité
- Direction, pendage et pitch des failles.
- Direction et pendage des lits de chromite et des dykes granitiques
- Chromite litée, chromite massive
- Dunite
- Dunite bréchique
- Intrusion granitique
- Lits pyroxénites

Carte de détail de La Mine Hall

L'indice Dumais (# 59) - site 00PP3025 -

Le puit a été remblayé avec les terrils liés à l'exploitation. Dans les tas de terrils, on observe d'énormes blocs de dunite serpentinisée, à chromite disséminée, contenant des filons de chromitite massive de 1-2 cm à 10-15 cm d'épaisseur. Ces filons rappellent sensiblement les textures (anti-nodulaires), observées à l'indice Hall.

IV.4. Chromitites de type réactionnel ou hybride

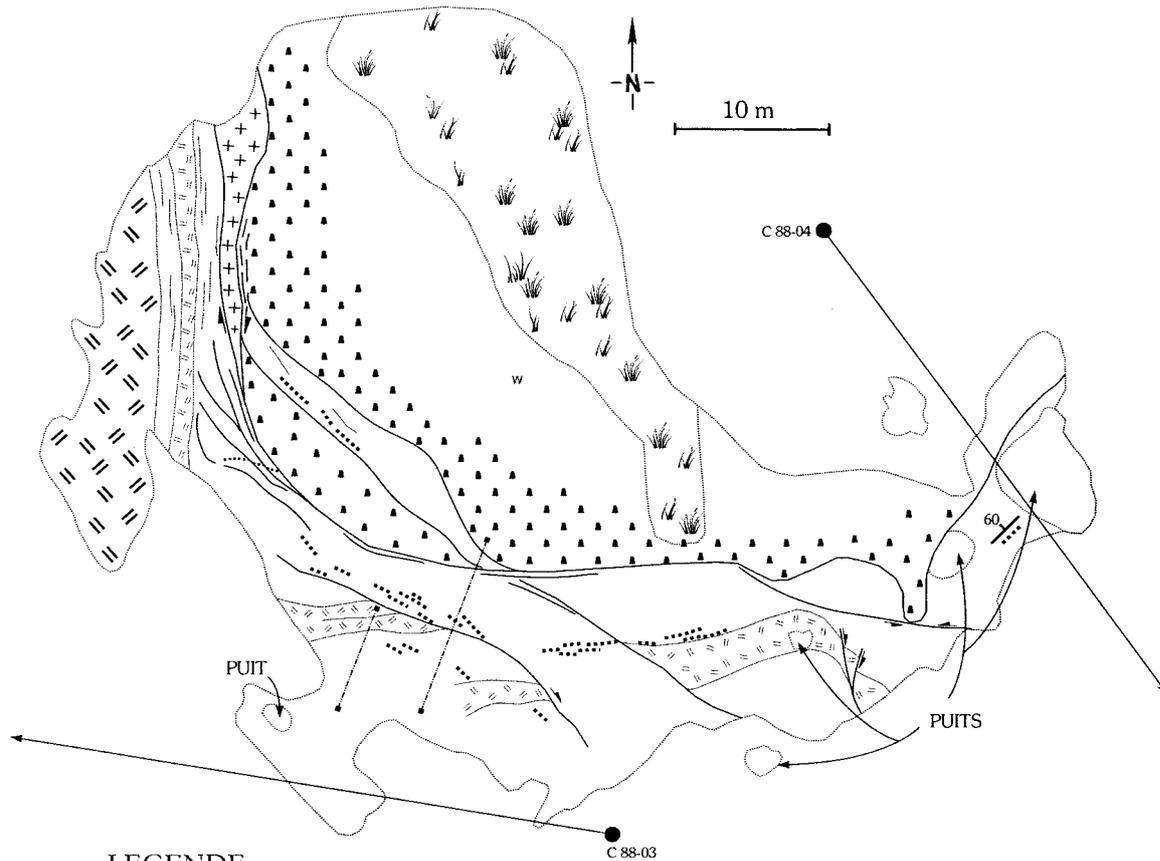
L'indice Finneth (# fh)- site 00VB3054 -

L'indice Finneth est un décapage de 75m/50m. Les lithologies principales sont : (i) une dunite à patine blanche (30%) et (ii) une werhlite/pyroxénite bleutée, d'aspect tachetée en patine d'altération (60%). (i) La dunite en générale, contient des chromitites disséminées (5%), à grains fins (< 1,0 mm), sauf au sud du décapage, où des filons de chromitites d'épaisseurs variables (2 mm à 50 mm), se retrouvent à l'interface du contact dunite/werhlite. Le contact est tectonisé tardivement, mais au niveau du plus long des rainurages, le contact originel, réactionnel entre dunite/chromitite/pyroxénite est observable. Les filons de chromitites sont sub-parallèles aux intrusions mineures de pyroxénites, orientées de N140 70W à sub-EW 90.

(ii) La werhlite/pyroxénite semble être constituée de 35% de cpx, de taille centimétrique, dans une matrice dunitique, contenant des grains de chromite disséminés (< 1,0 mm).

A l'extrême Est de la zone de décapage, alors que le sud de la zone décrite précédemment, avait une orientation préférentielle sub-EW, les lithologies ont une orientation sub-NS. Trois lithologies sont présentes : une pyroxénite grossièrement grenue, une pyroxénite finement grenue et enfin une intrusion granitique de 1,0 mètre de large. Cette intrusion granitique contient diverses enclaves, et sa bordure montre des sens de cisaillements. Des récurrences de chromite, idiomorphe et disséminée, de roches felsiques, sont présentes dans ces enclaves.

Les cisaillements sub-EW, sans mouvements apparents observés, affectant l'ensemble par une schistosité de fracture, sont considérés comme les plus tardifs alors que ceux dextres, sub-NS, sont considérés comme plus précoces, puisqu'ils sont parallèles aux intrusions.



LEGENDE

- Chromite litée
- Dunite
- ≡// Pyroxénite
- ▬ Dunite bréchique
- ++ Intrusion granitique
- ≡h≡ Intrusions mineures de pyroxénites
- ▲ Werhlite
- Sondage et numéro de sondage

Carte de détail de l'indice Finneth

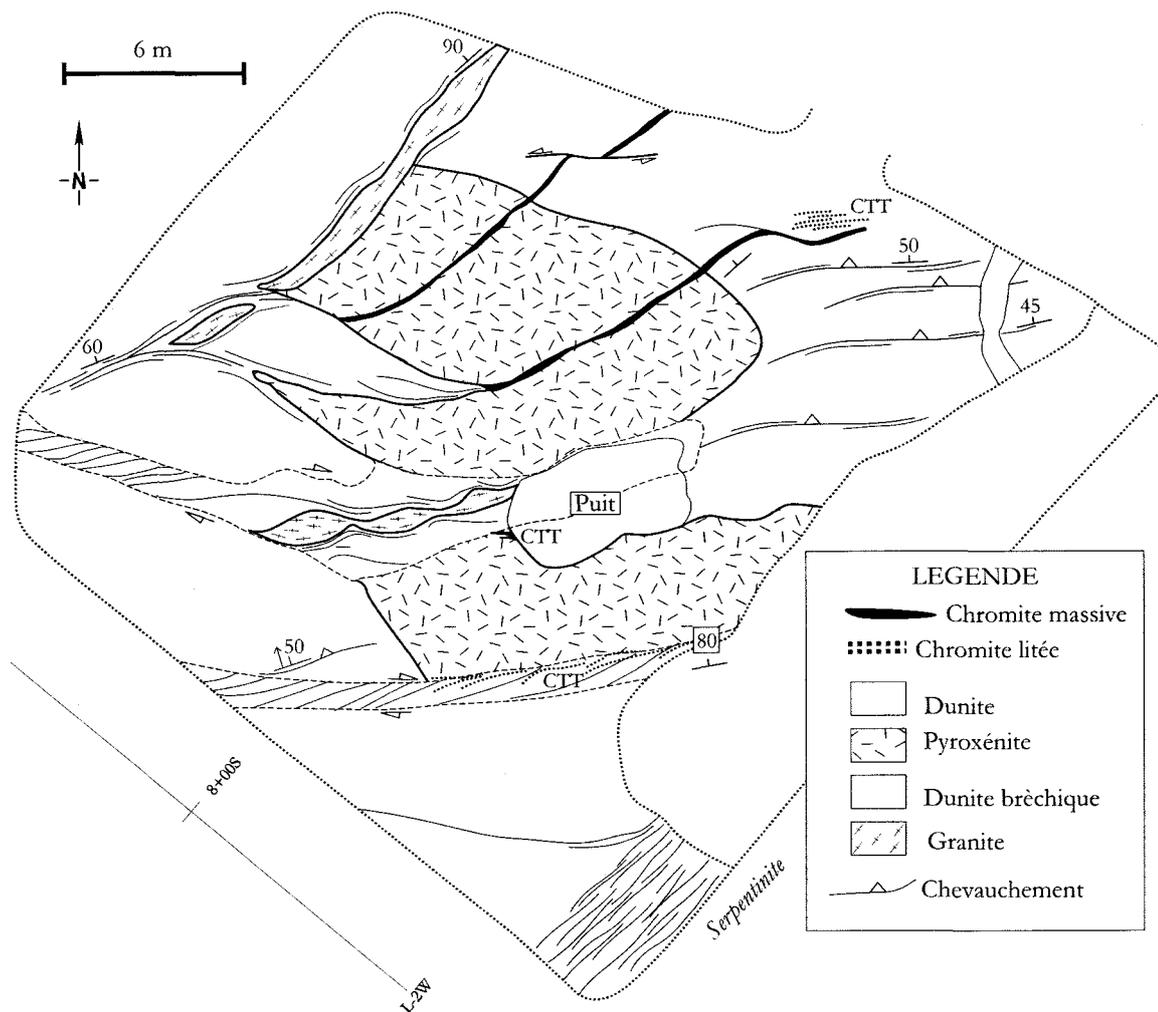
L'indice American Chrome Jr. (# jr)- sites 00JM1042 - 00PP1042 -

Cet indice est un décapage d'une superficie de 30m/30m. Les lithologies dominantes sont : (i) une dunite, pour environ 50 % de la zone d'affleurement, présente sous deux aspects. Une dunite, avec 1 % de chromite disséminée, fortement cisailée et serpentinisée, parcourue par un réseau anastomosé de veines de serpentine, orientées sub-EW, et une dunite avec 1 % de chromite disséminée, mieux préservée, contenant des pyroxènes (opx), organisés et orientés N085 à N145, définissant une foliation. Par endroits, les pyroxènes forment des amas de 1cm de diamètre, donnant une allure tachetée à la roche, (ii) une pyroxénite (webstérite ?), intrusive ?, entourée d'un faciès mixte entre une dunite à px et une pyroxénite à olivine. Des filons et des amas de chromitite massive sont présents dans la dunite, comme dans la pyroxénite (puit).

La géométrie des chromitites est complexe, et ne semble pas définir d'orientation préférentielle, ni emprunter l'orientation de la foliation des orthopyroxènes. Cependant, le fait que les chromitites soient localisées proche ou à l'interface dunite/pyroxénite, suggérerait qu'elles peuvent être des chromitites réactionnelles comme celles de l'indice Finneth.

La granulométrie des chromitites est fine ($\leq 1,0$ mm), alors que la pyroxénite montre des textures grenues (2-3 mm) à grossièrement grenues (10 mm). Deux types intrusions mineures sont présents : (i) des filons ultramafiques, boudinés, pincés et cisillés, qui recoupent la dunite et la pyroxénite, et (ii) des intrusions felsiques rodingitisées.

L'ensemble est affecté par des zones de cisaillement sud-EW, dont les sens ont été interprétés à partir de l'allure générale des fabriques observées dans les dunités.

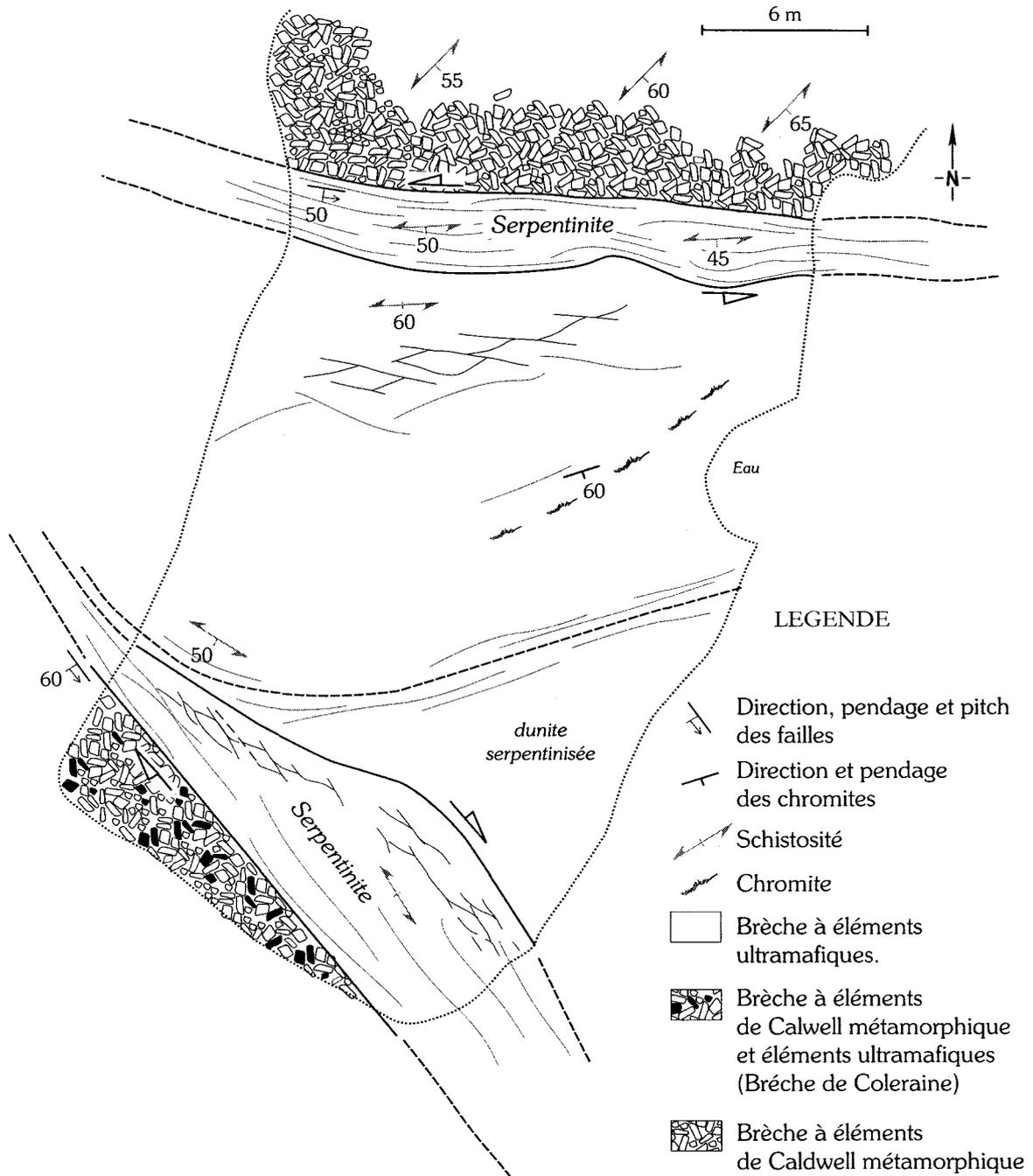


Carte de détail de l'indice American Chrome Jr.

L'indice César (# cs) - site 00PP3000 -

La zone minéralisée de l'indice César est constituée de chromites sub-massives (< 4 cm), contenues dans une brèche à éléments ultramafiques (dunite et harzburgite), d'une quinzaine de mètres d'épaisseur. Cette brèche ultramafique est bordée au nord comme au sud, par des zones de cisaillement, soulignées par une serpentinite fortement schistosée, mettant en contact au nord le matériel ultramafique avec une brèche monogénique, contenant des éléments métamorphiques de type marge continentale (Groupe du Caldwell) et au sud avec une brèche polygénique, contenant des éléments métamorphiques et ophiolitiques (Brèche de Coleraine ?). Les sens de mouvements sur les plans de failles ne sont pas clairs, mais les stries horizontales observées suggèrent un mouvement

décrochant, et les fabriques dans la serpentinite cisailée, suggèrent du senestre pour la faille nord et dextre pour celle sud.



Carte de détail de l'indice César

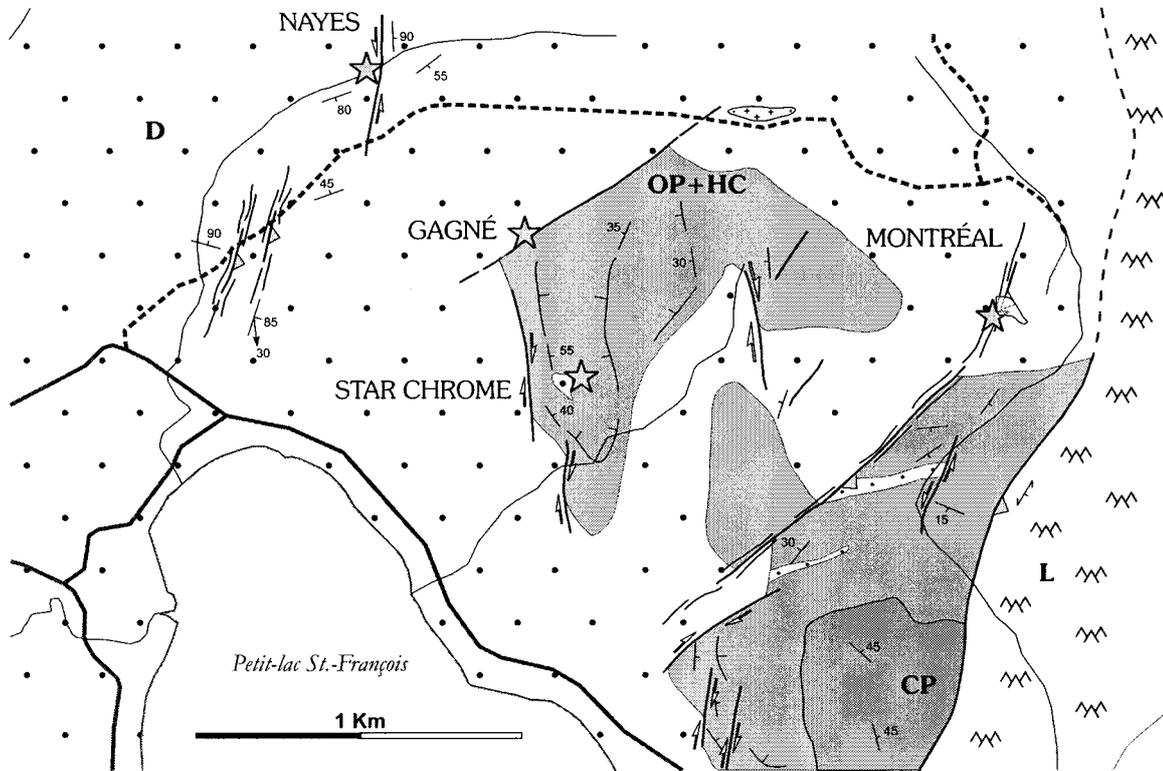
L'indice Star Chrome (# st) - site 00PP3056-57 - 00PP3123 - 24 - 00VB4038 - 00VB4052 - 59 - 00VB4066 - 67 -

Les lithologies dominantes de cet indice sont les pyroxénites, principalement les webstérites. On observe aussi des clinopyroxénites, des

orthopyroxénites et des dunites. La webstérite a une granulométrie moyenne (0,2 à 0,5 cm) mais on observe certaines zones où les cristaux sont de grande taille (> 1,0 cm et jusqu'à 15 cm localement). Elle est fréquemment recoupée par des veines de dunite/péridotite d'épaisseur variant de 1 à 15 cm. De manière générale, l'orientation de ces veines est 310° à 330° vers le nord. Des filons, centimétriques à décimétriques, d'orthopyroxénite recoupent également la webstérite. Ils sont parfois associés à une maigre minéralisation en chromite où la chromitite est sous forme de veinules d'épaisseur millimétriques au sein des filons.

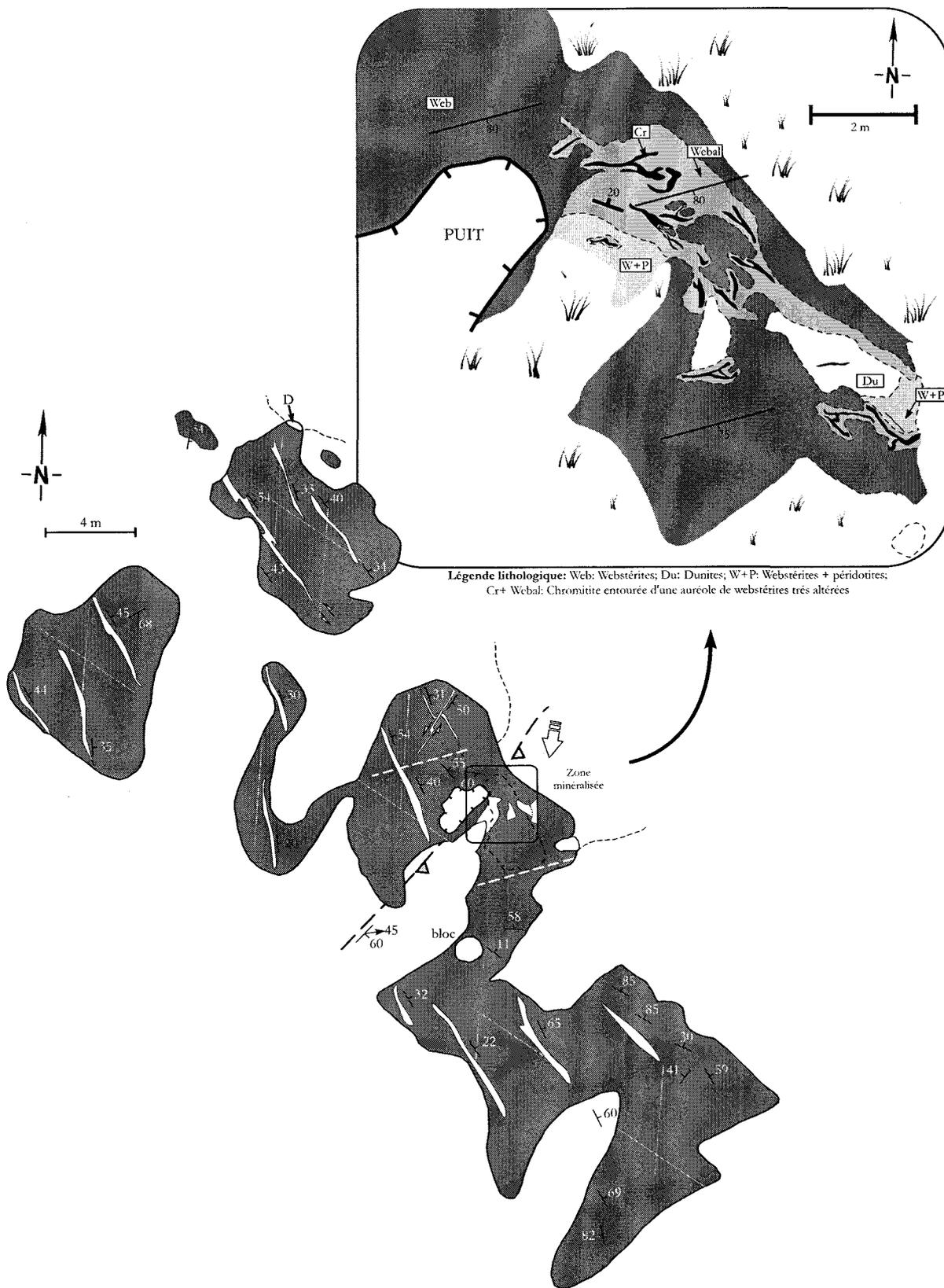
La zone minéralisée a été mise à jour par un décapage qui fait 10 m x 6 m. Les lithologies retrouvées sont une webstérite clinopyroxénitique, de la dunite à chromite disséminée (~ 2%), un faciès hybride pyroxénite/dunite et des veines de chromitite massive avec une auréole orthopyroxénitique caractéristique. Dans ces auréoles d'orthopyroxénite, la composition de la webstérite clinopyroxénitique est celle d'une clinopyroxénite. Cette dernière est très fraîche, de couleur verte plus ou moins foncée, et moyennement grenue (0,2 à 0,5 cm). La chromitite forme des réseaux de veines anastomosées, d'épaisseur variant de 0,5 à 10 cm, bordées par de l'orthopyroxénite de granulométrie moyenne (0,2 à 0,5 cm). Des veines de chromitite sont aussi présentes dans la dunite et les unités de faciès hybride pyroxénite/dunite. La minéralisation a une allure de type « antinodulaire » plus complexe.

Deux anciens puits sont présents sur le site. Le plus important borde la zone minéralisée au sud-ouest. Son plancher semble être majoritairement constitué de dunite à chromite disséminée (~ 2%) tandis que ses murs, de pyroxénite (webstérite clinopyroxénitique). Sur les flancs ouest et nord, des veinules (d'épaisseur = à 1 cm) de chromitite/dunite à chromite sont visibles. Les relations intrusives de la dunite dans la pyroxénite ne sont pas évidentes. Le second puits est situé au nord-est de la zone minéralisée. Quelques veines de chromitite, d'épaisseur centimétrique à moindre, encaissées dans de la pyroxénite sont visibles. Des plans de serpentine soulignent les contacts entre la webstérite et une dunite à chromite disséminée (~2%). Les relations entre les pyroxénite, dunite et faciès hybrides pyroxénite/dunite et leurs rôles respectifs quant à la minéralisation demeurent à clarifier.



-  Direction et pendage des lits de chromites dans les dunites, de la foliation dans les pyroxénites au sens large.
 D: zone dunitique; OP+HC: Orthopyroxénite et harzburgite cumulative (essentiellement) + Webstérite; CP: Clinopyroxénite; L: laves.
 Failles précoces  Failles tardives (acadiennes)

Carte géologique et structurale du secteur de la Mine Star Chrome



Carte de détail de l'indice Star Chrome, et carte de la zone minéralisée

ORIGINE ET CARACTERISATION STRUCTURALE DES CHROMITITES
OPHIOLITIQUES DU SUD DU QUEBEC
Rapport d'activités de la saison de terrain Eté 2001

Par
Jean-Michel Schroetter
Philippe Pagé
Alain Tremblay
et Jean H. Bédard

Pour le compte de la société
Ressources ALLICAN Inc.



TABLE DES MATIERES

I. Introduction.....	227
I.1. Contexte géologique régional.....	227
I.2. Contexte et justification des travaux de la saison 2001	229
I.3. Objectifs et méthodologie de la saison 2001.....	230
II. Géologie du sud du Mont-Adstock	231
II.1. Méthodologie	231
II.1.1. La cartographie	231
II.1.2. L'échantillonnage.....	231
II. 2. Description des lithologies	232
II.2.1. Les faciès plutoniques.....	233
II.2.1.1. Les dunités.....	233
II.2.1.2. Les pyroxénites	235
II.2.1.3. Les gabbros	237
II.2.2. Les faciès hypabyssaux.....	239
II.2.2.1. Les faciès hypabyssaux en place.....	239
II.2. 2.2. Les faciès hypabyssaux démenbrés.....	240
II.2.1. L'unité volcano-sédimentaire (<i>les faciès effusifs</i>).....	241
II.3. Description des structures.....	244
II.3.1. Les structures pré-obduction	244
II.3.1.1. Lithologies associées	245
II.3.1.2. L'analyse micro-structurales.....	246
II.3.1.3. Les intrusions associées	247
II.3.2. Les structures post-obduction.....	248
II.4 Discussions sur les implications métallogéniques, recommandations	249
III. Reconnaissance dans le secteur d'Asbestos	249
Discussion sur les implications métallogéniques, recommandations	252
 REFERENCES LIEES AUX DES DEUX RAPPORTS	 253



I. Introduction

Ce rapport présente un résumé des travaux de terrain (cartographie géologique, analyse structurale détaillée, et échantillonnage géochimique) effectués sur les gîtes et indices de chromite de la région de Thetford-Mines et d'Asbestos, et sur les roches ophiolitiques encaissantes entre juin et septembre 2001.

Les travaux ont été réalisés pour le compte de Ressources Allican Inc., dans le cadre d'un projet de collaboration supporté par le Conseil National de la Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG), le Ministère des Ressources Naturelles du Canada (RNCAN), et la compagnie Ressources Allican. Le projet de recherche vise à déterminer le contexte pétrologique et structural des chromitites ophiolitiques du sud du Québec, ainsi que d'évaluer le potentiel platinifère des minéralisations chromifères et des roches ultramafiques encaissantes. Ce projet de recherche est sous la responsabilité conjointe de chercheurs de la Commission géologique du Canada (J.H. Bédard), de l'INRS-Géoressources (A. Tremblay), et de Ressources Allican, et regroupe une équipe d'étudiants diplômés de niveau Maîtrise (V. Bécu) et Doctorat (P. Pagé et J.-M. Schroëtter). La durée prévue du projet est de 3 ans (2000-2003).

I.1. Contexte géologique régional

Les ophiolites de la région Chaudière-Appalaches appartiennent à la zone de Dunnage des Appalaches canadiennes (Williams, 1979) et affleurent en bordure de la ligne Baie Verte-Brompton (BBL). Les sections mantelliques et crustales sont bien préservées dans les complexes ophiolitiques de Thetford-Mines et d'Asbestos, alors que le Mont Orford n'expose que les parties médianes et supérieures de la croûte océanique. La formation de ces ophiolites est attribuée à un environnement de supra-subduction en domaine péri-continentale, et il existe un découplage génétique entre certains complexes (Laurent et Hébert, 1989 ; Hébert et Bédard, 1998). Leur mise en place est attribuée à l'obduction de segments d'une croûte océanique cambro-ordovicienne sur la marge laurentienne (i.e. zone de Humber de Williams, 1979) au cours de l'orogénie Taconienne à l'Ordovicien Moyen à Supérieur (St-Julien et Hubert, 1975 ; Williams, 1979; Pinet et Tremblay, 1995a). La déformation régionale et le métamorphisme des zones de Dunnage et de Humber sont intimement associés, et attribués à une collision arc-continent (Stanley et Ratcliffe, 1985) ou à la mise en place d'un

grande lame ophiolitique (Pinet et Tremblay, 1995b). Ces dernières années, les données structurales et géochronologiques recueillies dans la zone de Humber (Tremblay et Pinet, 1994a; Pinet et al., 1996a et 1996b; Castonguay et al., 1997 et 2001a; Tremblay et Castonguay, 2002) ont permis de raffiner le modèle tectonique taconien. Il a été démontré que la zone de Humber est caractérisée par la coexistence de structures d'âge et de vergences contrastées ; (i) une famille de structures d'âge Ordovicien Moyen (469-460 Ma) préservées sous les ophiolites et résultant d'un métamorphisme prograde associé à l'obduction et à l'épaississement crustal taconien ($D_{1,2}$ de Tremblay et Pinet, 1994a), et (ii) une famille de structures d'âge Silurien tardif-Dévonien précoce, contemporaine d'une déformation à vergence sud-est et associée à du rétro-chevauchement et à l'exhumation des roches métamorphiques de la marge laurentienne (D_3 de Tremblay et Pinet, 1994a). Les structures D_3 sont associées à une importante faille normale, la faille St-Joseph (Pinet et al., 1996b; Castonguay et al., 1997; Tremblay et Brassard, 1999; Tremblay et Castonguay, 2002), bordant la zone de Humber interne au SE et séparant différents domaines de roches métamorphiques. La faille St-Joseph rejoint la BBL qui, à la latitude du Mont Orford, représente aussi une importante faille normale (Tremblay et Castonguay, 2002). Les ophiolites du sud du Québec appartiennent donc au toit d'une série de failles normales dont l'étendue est probablement supérieure à 400 km mais dont l'influence sur la géométrie de la zone de Dunnage reste à déterminer.

Le Complexe ophiolitique de Thetford-Mines (COTM) est constitué de deux entités structurales distinctes, le Massif de Thetford-Mines au NW et le Massif d'Adstock au SE. Le Massif de Thetford-Mines est caractérisé par une importante section mantellique (essentiellement constituée de harzburgite tectonique), et une section crustale relativement mince. Les structures dominantes sont issues de la mise en place de l'ophiolite sur la marge laurentienne (i.e. syn-obduction), et reprises par des failles et plis rétro-chevauchants dirigés vers le SE qui sont considérés comme contemporains des structures rétro-chevauchantes d'âge Silurien supérieur-Dévonien précoce qui caractérisent les roches de la zone de Humber (Schroëtter et al., 2000). La stratigraphie du Massif d'Adstock est caractérisée par l'absence de péridotites mantelliques et par une section crustale à peu près complète incluant des cumulats mafiques et ultramafiques, des gabbros isotropes recoupés de dykes basaltiques, et des laves boninitiques recouverts d'une séquence sédimentaire variée. Des failles inverses et des plissements d'axe NE-SW, attribués à la compression acadienne du Dévonien moyen

(Schroëtter et al., 2000), caractérisent ce segment du COTM. Ces structures sont superposées sur des failles ductiles-cassantes à cassantes qui sont attribuées à l'histoire syn-océanique (pré-obduction) du COTM (voir ci-dessous).

I.2. Contexte et justification des travaux de la saison 2001

Les travaux de terrain de l'été 2000 avaient permis de reconnaître un certain nombre de caractéristiques lithologiques, structurales et métallogéniques d'intérêt dans le cadre du projet de collaboration (Schroëtter et al., 2000), notamment :

- 1 - l'existence d'un contact stratigraphique entre les unités sédimentaires ophiolitiques et le Mélange de St-Daniel,
- 2 - la caractérisation de deux phases de plissement régional post-datant l'obduction et distribuées de façon hétérogène dans les différents massifs du COTM, et
- 3 - la présence d'une série de failles présumées syn-océaniques, d'orientation NNW-SSE à N-S au sein du Massif d'Adstock.

Du point de vue des minéralisations chromifères et du potentiel platinifère du COTM, ce dernier type de structures fut considéré comme particulièrement intéressant par Schroëtter et al. (2000) étant donné que les relations de terrain suggéraient alors un lien génétique entre les failles et des intrusions ultramafiques tardives, présumées platinifères, recoupant les cumulats ultramafiques et les chromitites litées.

Suite à l'analyse des résultats des travaux de l'année 2000, et une série de rencontres et discussions entre les responsables du projet au CGQ (Bédard et Tremblay) et M. François Auclair, directeur de l'exploration chez Ressources Allican, il a été convenu de privilégier, pour la saison de terrain 2001, la cartographie géologique des propriétés minières de Ressources Allican au sein du Massif d'Adstock, ainsi que le secteur du gîte de Starchrome afin de mieux comprendre l'origine des anomalies en EGP. Une série de cibles secondaires visant à satisfaire, à la fois les objectifs appliqués et fondamentaux du projet de collaboration, ont aussi été retenue lors de ces rencontres (voir ci-dessous).

I.2.1. Objectifs et méthodologie de la saison 2001

Les principaux objectifs des travaux de terrain de la saison 2001, tels que définis conjointement avec F. Auclair en mai 2001, ont été :

- la cartographie détaillée (au 1:10 000) du secteur des collines Nadeau et Cloutier afin de mieux contraindre l'origine, la cinématique et l'importance métallogénique des structures N-S dans le Massif d'Adstock ;
- le décapage (par Ressources Allican), la cartographie détaillée, et l'échantillonnage du gîte de Starchrome pour en valoriser le potentiel platinifère,
- la cartographie de reconnaissance sur le site de la mine Sterret dans le Complexe ophiolitique d'Asbestos,
- de compléter l'échantillonnage géochimique du COTM pour la caractérisation et la modélisation pétrologique des chromitites et des roches encaissantes,
- d'examiner les carottes de sondages de la mine Reed-Bélanger pour compléter l'échantillonnage de ce type de chromitite,
- de lever une coupe stratigraphique complète des roches sédimentaires ophiolitiques et déterminer précisément les relations de faciès avec l'unité sus-jacente, le Mélange de St-Daniel.

P. Pagé et J.-M. Schroetter, étudiants au doctorat du projet, ont été assignés à la réalisation des travaux de terrain qui se sont déroulés du 4 juin au 15 septembre 2001.

À peu près tous les objectifs listés ci-dessous ont été atteints. Cependant, dû à un contexte financier difficile, le décapage prévu par Ressources Allican Inc. sur le gîte de Starchrome n'a pas pu être réalisé et, bien que la banque d'échantillons prévus dans le cadre du projet ait été complétée au cours de l'été 2001, aucune nouvelle analyse géochimique n'a pu être acquise.

La suite de ce rapport insistera donc principalement sur les résultats de la cartographie détaillée du secteur des collines Nadeau et Cloutier qui ont permis de reconnaître d'importantes caractéristiques lithologiques et structurales de ce segment du COTM, celles-ci ayant des implications métallogéniques d'intérêt pour la valorisation du potentiel platinifère de la région.

II. Géologie du sud du Mont-Adstock

II.1. Méthodologie

II.1.1. La cartographie

A partir des cartes déjà existantes de cette partie de la propriété de Ressources Allican Inc. soit : la carte géologique de la MRC de l'Amiante de Tremblay et Brassard, 1999, révisée de l'été 2000 et la carte géologique de Ressources Coleraine Inc. de N. Pinet, 1995. Les deux géologues ont complété et approfondi la cartographie, en revisitant en détail les affleurements-clés de la saison de terrain de l'été 2000, et en analysant chaque affleurement en détail (Carte en pochette). Chaque affleurement a été localisé avec un appareil GPS type Garmin 12 et les coordonnées ont été prises dans le système de projection UTM (Universal Transverse Mercator) zone 19 et avec l'ellipsoïde Nad 83. Tous ces affleurements ou stations sont reportés sur une carte au 1/10 000 accompagnant ce rapport et présentée en pochette. Au total, 449 stations-affleurements ont été visités, de 01JM1200 à 01JM1450 et de 01PP3300 à 01PP3499. La nomenclature d'appellation des stations est celle utilisée par les systèmes respectifs de cartographie numérique de la Commission Géologique du Canada (système Fieldlog) et du Ministère des Ressources Naturelles du Québec (système Sigéom). Elle est décrite ci-dessous.

correspondent à

Les 2 premiers chiffres	à l'année des travaux
Les 2 lettres qui suivent	aux initiales du géologue
Les 4 chiffres finaux	au numéro respectif de la station

Ex : 01JM1200, 01 correspond à l'année 2001; JM à Jean-Michel; 1200 à la Station 1200

II.1.2. L'échantillonnage

Des échantillons des différents faciès rencontrés ont été prélevés tout au long de cette période de cartographie. Chaque station ne correspond cependant pas forcément à un échantillon car l'échantillonnage s'est fait en fonction des faciès susceptibles d'apporter des résultats économiques intéressants. Ceux pour lesquels ils existaient des résultats non convaincants de l'année précédente, n'ont pas été re-échantillonnés. Ainsi, les paramètres de prélèvements ont été contraints par la lithologie rencontrée et par la position structurale à laquelle la lithologie appartenait. Une liste de ces échantillons accompagne ce rapport et est fournie en annexe de celui-ci. Dans cette liste, une description est faite de la nature de la

roche, de la texture et/ou de la structure, du niveau d'altération et de la minéralisation. De plus, 4 colonnes permettent une localisation à la fois précise et approximative : les coordonnées GPS du système décrit ci-dessus (Estant-Nordant), la propriété minière, un code succinct de la colline de prélèvement, et une dernière colonne donnant le justificatif de prélèvement tel que : « localisation de circulation de fluide, localisation d'EGP, minéralisation en chromite »

II. 2. Description des lithologies

Les lithologies rencontrées sur cette partie du COTM (partie sud du Massif du Mont Adstock), sont essentiellement des faciès de la croûte océanique, encadrées au nord comme au sud par les argiles noires et schistosées à éléments détritiques du Mélange de Saint-Daniel. Au nord, le Massif du Mont Adstock chevauche le Mélange de Saint-Daniel alors qu'au sud, le Mélange de St.-Daniel recouvre en discordance les roches ophiolitiques. La séquence à cumulats est représentée dans sa totalité, et elle débute par des faciès de dunite à chromitite (litée et/ou disséminée) suivie par des faciès pyroxénitiques. Le passage des faciès pyroxénitiques à ceux gabbroïques et gabbro-noritiques, est un passage progressif caractérisé par d'une alternance de filons couches ou de dykes transposés de webstérites et de grabbros fins à moyens. Des faciès de laves de type : dykes de dolérites recoupant les gabbros et alternance de coulées massives, de brèches gabbroïques et doléritiques, terminent la colonne stratigraphique. Enfin la série se termine par des laves en coussins et des brèches de coussins dont les éléments sont légèrement émoussés.

La cartographie a permis de construire une colonne "stratigraphique" illustrant l'évolution des faciès (cf. ANNEXE IV) et de mettre en évidence certaines complications tectono-magmatiques liées aux processus de formation et de construction de l'unité crustale (en régime extensif : failles normales, rotation de bloc, injection magmatique).

Ces structures précoces (Schroetter et al., 2000) sont elles-mêmes responsables de certains faciès utilisés comme « niveau repère » (comme par exemple, les brèches composées de fragments de dunite, cimentés par de la pyroxénite proche des contacts faillés entre les dunités et les pyroxénites (cf. ANNEXE IV et Fig.9), ou de la limite pyroxénite - gabbro. La partie crustale sera présentée suivant trois faciès principaux. On présentera en premier lieu, les faciès plutoniques, les faciès hypabyssaux et finalement les faciès effusifs. Les faciès plutoniques peuvent être subdivisés en trois domaines en fonction des assemblages

lithologiques caractéristiques : 1 - les faciès dunitiques (DD : domaine dunitique), 2 - les faciès pyroxénitiques (DP : domaine pyroxénitique), 3 - les faciès gabroïques (DG : domaine gabbroïque). Ces assemblages ainsi que les différents domaines seront présentés de la base vers son sommet de la section crustale du COTM. Le lecteur est convié de consulter la colonne stratigraphique (lithologique et minéralogique) qui résume et schématise l'évolution des principaux faciès (cf. ANNEXE IV et Figures correspondantes).

II.2.1. Les faciès plutoniques

II.2.1.1. Les dunites (DD : le domaine dunitique)

Nos observations de terrain ont permis de subdiviser le domaine dunitique en deux assemblages lithologiques basés sur la présence et l'abondance de la chromite, accompagnant l'olivine. De la base au sommet, ces trois assemblages sont les suivantes : (a) dunitite et chromitite (du-ctt) et (b) dunitite à chromite (du).

(a) L'assemblage lithologique du-ctt à la base du DD, est composé d'une alternance de dunitite plus ou moins chromifère interlitée de chromitite plus ou moins massive (Fig.1), d'épaisseur et d'extension variables. On observe une grande variété de faciès qui s'alternent de dunitites à chromite (< 1,0 - 1,5 % modal) à des lits plus ou moins épais (rarement > 5,0 cm) de chromitite semi-massive (~ 50 % modal) à massive (> 85 % modal de chromite). Le contact entre les lits dunitiques et ceux plus chromititiques est graduel car ce litage est d'origine magmatique et reflète un processus de cristallisation fractionnée apparemment cyclique (alternance de lits soit dunitiques, soit chromititiques). Ce niveau particulier (du-ctt) est généralement situé à la limite croûte/manteau, comme c'est le cas pour la Mine Reed-Bélangier, mais cette limite n'affleure pas dans l'Unité du Mont Adstock. La meilleure exposition de du-ctt se situe sur le Mamelon Nadeau (cf. ANNEXE IV). La patine d'altération va de gris à blanc, et de bleutée à vert pâle (Fig.1). Ces variations de couleurs semblent refléter l'effet de la serpentinisation assez prononcée, dont on peut observer des évidences de circulation de fluides (serpentinisation ?), formant des réseaux anastomosés et en forme d'amande. En cassure, ces roches sont noires ou vert sombre, contenant des veinules de serpentinites fibreuses (chrysotile). La taille des grains d'olivine est difficile à estimer, car les roches du du-ctt sont pseudomorphisées en assemblages de minéraux du groupe de la serpentine (lizardite, brucite, chrysotile). La taille des grains de chromite (< 1,0 - 1,5 mm) est estimable grâce à la patine d'altération, en cassure, cet oxyde est repérable grâce

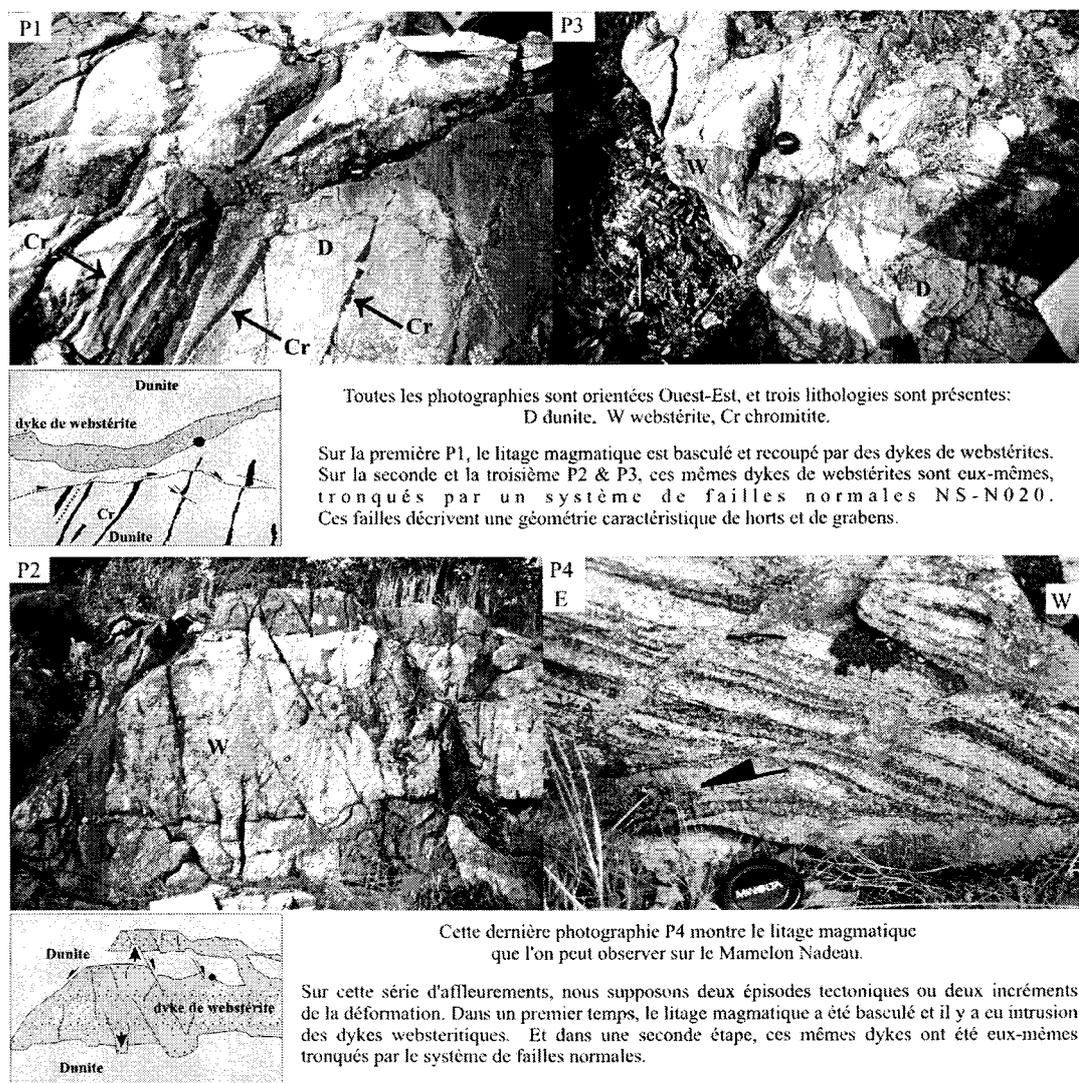


Fig.1 : Domaine dunitique sur le Mamelon Nadeau

à son reflet métallique. Les lits de chromitites montrent les caractéristiques de la déformation de haute température tels que des plis isoclinaux, une texture schlieren, des lits discontinus tronqués, boudinés. Ces lits chromitifères (de 1 à 5 cm d'épais), s'alternent avec des lits dunitiques centimétriques à décimétriques. La disparition progressive des niveaux de chromitite nous amène à l'assemblage lithologique dunite à chromite (du).

(b) L'assemblage lithologique (du) caractéristique est une dunite à chromite disséminée (de 1,0 - 1,5 % modal) dans une pâte d'olivine entièrement serpentinisée. La différence avec l'assemblage (du-ctt) est l'absence de chromitites massives. La dunite à chromite montre une patine d'altération gris-blanc et bleutée proche du contact avec le domaine pyroxénitique. Les grains de chromite varie de 1,0 - 1,5 mm. Le dernier faciès du (du-opx) sont des dykes de dunite à chromite (< 2% modal) à patine d'altération rouge. En

cassure, ce faciès est bien préservé (frais) et pourrait constituer des liquides tardifs et intrusifs de la séquence.

La transition entre le domaine dunitique et le domaine pyroxénite est graduelle, caractérisé par l'augmentation de l'opx sur l'olive. Ce contact est tectonisé sur l'ensemble du secteur par les failles syn-océaniques et des failles tardives, et préservé sur le flanc nord de la Colline Nadeau (cf. ANNEXE IV).

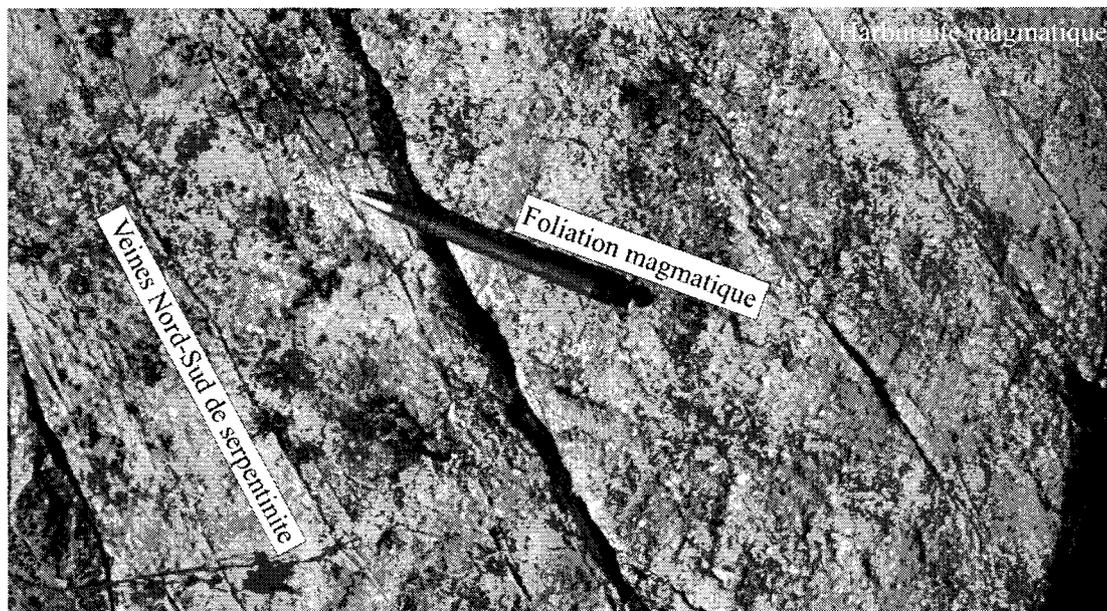


Fig.2 : Harzburgite cumulative bleue, limite domaine dunitique/pyroxénitique

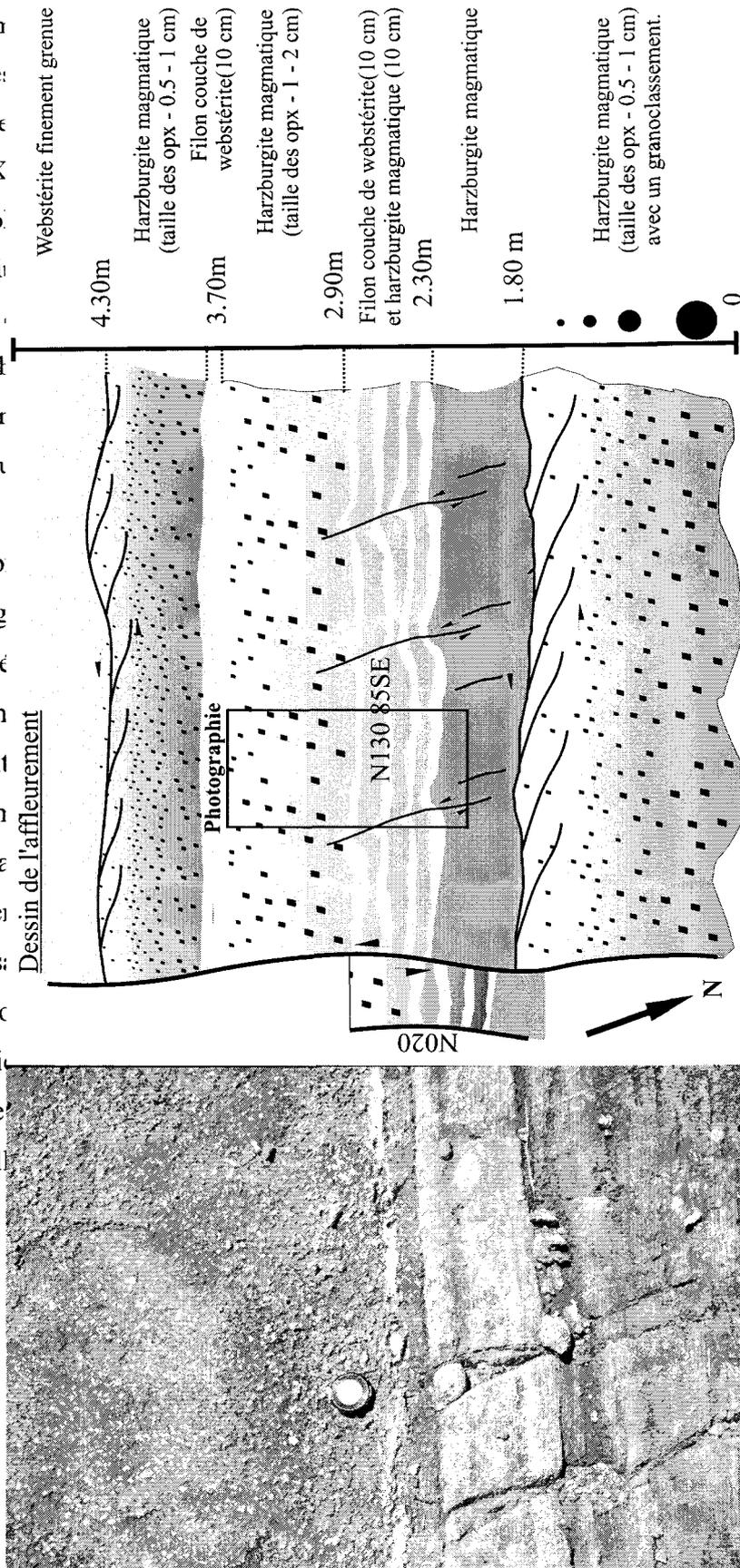
II. 2.1.2. Les pyroxénites (DP : le domaine pyroxénitique)

Le Domaine pyroxénitique DP peut être subdivisé en quatre assemblages lithologiques, à partir de la présence et de l'abondance de deux phases minérales (le clinopyroxène et le plagioclase), qui accompagnent l'orthopyroxène. De la base au sommet, ces trois ensembles sont les suivantes : (a) harburgites cumulatives (hc), (b) lherzolite et webstérite à olivine (lh-wb), (c) webstérite (wb) et (d) des webstérite à plagioclase (wb-pl).

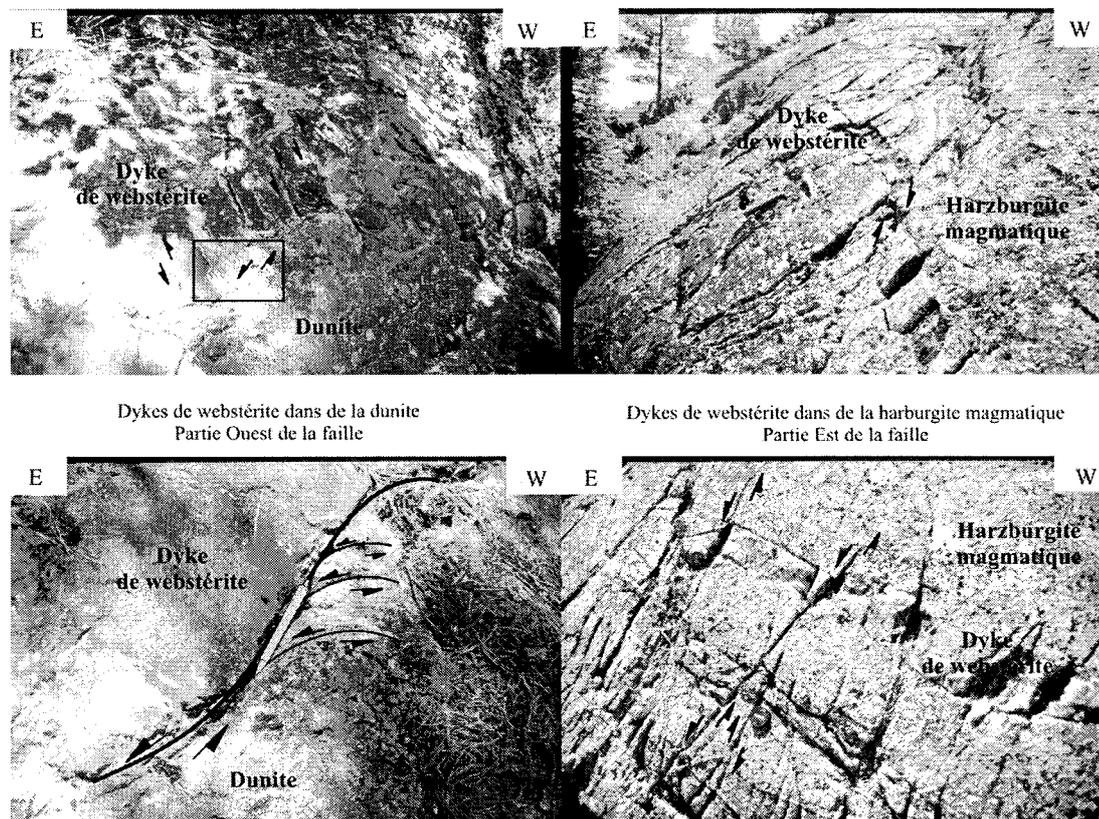
(a) L'assemblage lithologique (hc) est composé d'opx (<15% modal) et de chromite en trace (~ 1 % modal), de faciès riches en opx. Les harzburgites cumulatives ont entre 10% et 50% d'opx, allongés parallèlement au litage, soulignant une foliation de haute température (Fig.3). L'apparition de l'opx se reflète en patine d'altération, par des teintes orangées à ocres. En cassure, la roche est serpentinisée et de couleur vert-sombre. Les grains d'opx et de chromite, en patine d'altération, sont clairement visibles en revanche en cassure les opx,

certainen
mm. De:
dunitique
ANNEX
l'ensemb
pyroxéni
tacheté

pourraier
mécaniq
foliation
brun (op
pâles à g
de l'alté
intercum
montrent
granulon
plagioclè
souligne
cristallis
proportio
lithologi
domaine
de la col



Dans la séquence pyroxénitique, le litage magmatique est composé d'une alternance de filons-couches de webstérites et de harzburgite magmatique. Comme pour la Fig. 1, un système de faille normales NS à N020 décale ce litage magmatique. Le niveau la plus bas sur le dessin est un niveau de harzburgite magmatique dont les Opx (orthopyroxènes) sont granoclassés, ce qui permet d'affiner la



Dykes de webstérite dans de la dunite
Partie Ouest de la faille

Dykes de webstérite dans de la harzburgite magmatique
Partie Est de la faille

Comme sur l'affleurement 2, proche du contact entre les pyroxénites et les dunites les dykes de webstérites sont décalés par un système NS-N170 de failles normales.

Fig.4 : Domaine pyroxénitique, colline du Fer à Cheval

II.2.1.2. Les gabbros (le domaine gabbroïque : DG)

Le domaine gabbroïque DG comporte différents assemblages lithologiques basés sur la présence et l'abondance de plusieurs phases minérales (opx, cpx, hornblende, quartz), qui accompagnent le plagioclase. De la base au sommet, le DG est subdivisé en trois assemblages lithologiques : (1) norite et gabbronorite (no), (2) gabbro sensu stricto (gb), (3) gabbro à hornblende et hornblendite (gb-hb) divisible en deux sous assemblages: (a) les faciès anhydres (no-gb) et (b) les faciès hydratés (gb-hb).

La partie basale du DG contient les faciès "anhydres" et la partie supérieure, les faciès "hydratés".

Les norites et les gabbros sont finement à moyennement grenus (2,0 mm à 7,0 mm) et sont parfois foliés, lités ou interlités entre eux et/ou avec les derniers niveaux de webstérites (\pm plagioclase). On observe une variété de norites et de gabbros en fonction des proportions modales en cpx, opx et pl. Généralement les norites sont plus riches en minéraux

ferromagnésiens et plus mélanocrates, alors que les gabbros sont parfois très clairs (lits - niveaux - bancs leucocrates riches en plagioclase) et plutôt verdâtres (plus riches en cpx) et plus foncés. Les gabbros et les norites sont métamorphisés au faciès schiste vert et les minéraux ferromagnésiens sont pseudomorphisés en amphibole de BT (actinote et trémolite). Les faciès hydratés comprennent des gabbros à hornblende et des hornblendites. Les gabbros à hornblende sont lités à vari-texturés et moyennement grenus à pegmatitiques. Certains faciès sont très riches en plagioclases et reflètent des magmas résiduels très évolués jusqu'à des trondhjémiques (très riches en quartz). Associées aux gabbros à hornblende, on observe localement des masses, des bancs et des veines orientées NS de hornblendites avec du plagioclase interstitiel. Les hornblendites sont grossièrement grenues (5,0 mm) et possèdent un indice de coloration assez élevé (mélanocrate) (Fig.5).

Gabbros lités

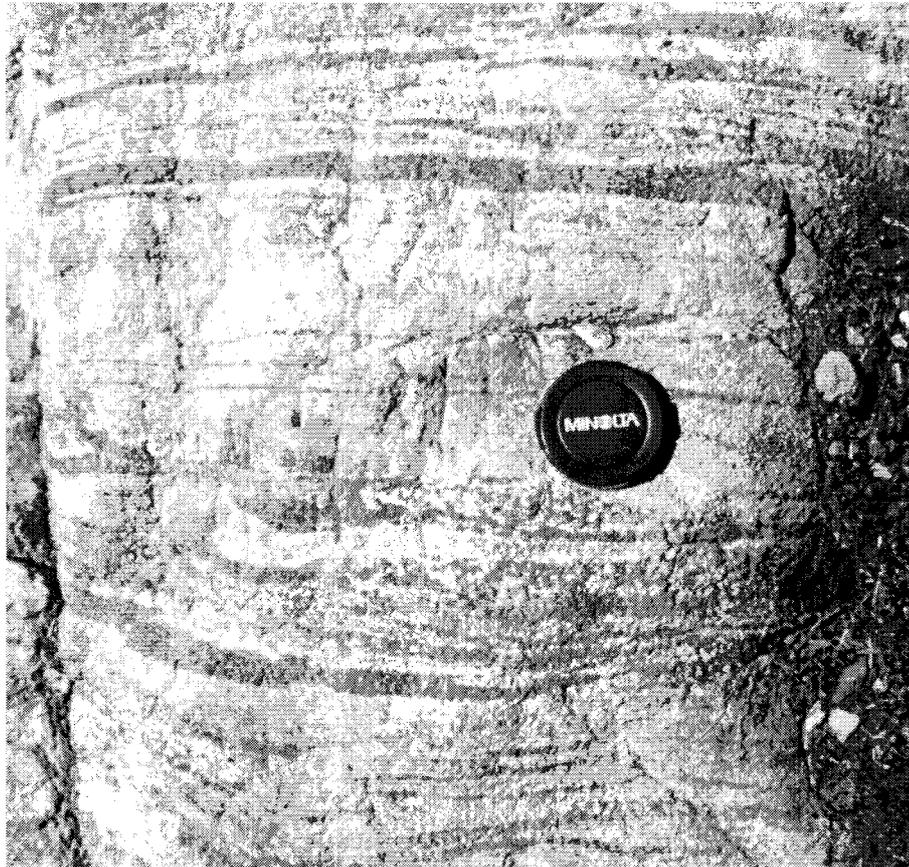


Fig.5 : Domaine gabbroïque

II.2.2. Les faciès hypabyssaux

II.2.2.1. Les faciès hypabyssaux en place

Les faciès hypabyssaux en place correspondent à des filons doléritiques et micro gabbroïques qui recoupent les gabbros au sens large et les gabbros à hornblende. Sur le chemin de terre qui suit la colline Cloutier, la Butte à Baptiste et la Butte à Henri, on peut observer ces filons recoupant le litage magmatique des gabbros. Ils sont plus abondant vers le sommet du DG, et généralement de faible dimension (< 30 cm d'épaisseur) avec des textures aphanitiques à porphyriques (phénocristaux de pyroxène) à microlithiques (plagioclase et pyroxène). Leur contact avec les roches encaissantes est parfois souligné par une bordure de trempe. En patine d'altération, les différents filons montrent une gamme de teintes, toujours assez claires, qui varient de blanc gris à verdâtre jusqu'à des couleurs plus orangées. Des cristaux de pyroxènes sont parfois visibles et peuvent atteindre 2,0 – 3,0 mm. Les faciès hypabyssaux ne sont pas suffisamment important (> 30%), dans le Massif d'Adstock, pour être qualifié de complexe filonien. Ce dernier a pu être érodé et nous en observons les racines (Fig.6).



Brèche tectono-magmatique sur la partie supérieure de la section plutonique soulignant la zone de transition avec la séquence volcanique.



Brèche de gabbros et dolérites
dans une matrice de gabbro-norite

Fig.6 : Faciès hypabyssaux en place

II.2.2.2. Les faciès hypabyssaux démembrés

Les faciès décrits ici n'avaient encore été reconnus dans le COTM. Ils constituent des niveaux de brèches que nous qualifierons de tectono-magmatiques. C'est une alternance de brèches composées des faciès hypabyssaux en place d'une puissance d'environ 150 m.

Au NE du lac Bisby, cette alternance de bancs de 0.5 à 1 m d'épaisseur de brèches de dolérites et de gabbros avec parfois des blocs gabbroïques décimétriques, recouvre les faciès hypabyssaux en place. Par endroit, on peut remarquer des coulées (filons couches ou dykes ?) s'injecter dans la séquence. Ces corps volcaniques tranchent par leur couleur de patine d'altération, par un ocre orangé caractéristique. Les éléments des brèches de dolérite et de gabbros ont des tailles assez uniformes de 1 à 5 cm. Sur quelques niveaux, on peut les observer non-jointifs mais en général, ils laissent peu de place à la matrice (Fig.7). Le caractère anguleux des éléments suggèrent un déplacement sur une courte distance. Ces niveaux magmatico-détritiques semblent être les produits de l'érosion des faciès hypabyssaux en place décrits au paragraphe précédent. Ils permettraient d'expliquer l'absence respective du complexe filonien nécessaire à la formation des faciès qui suivent, les faciès effusifs.

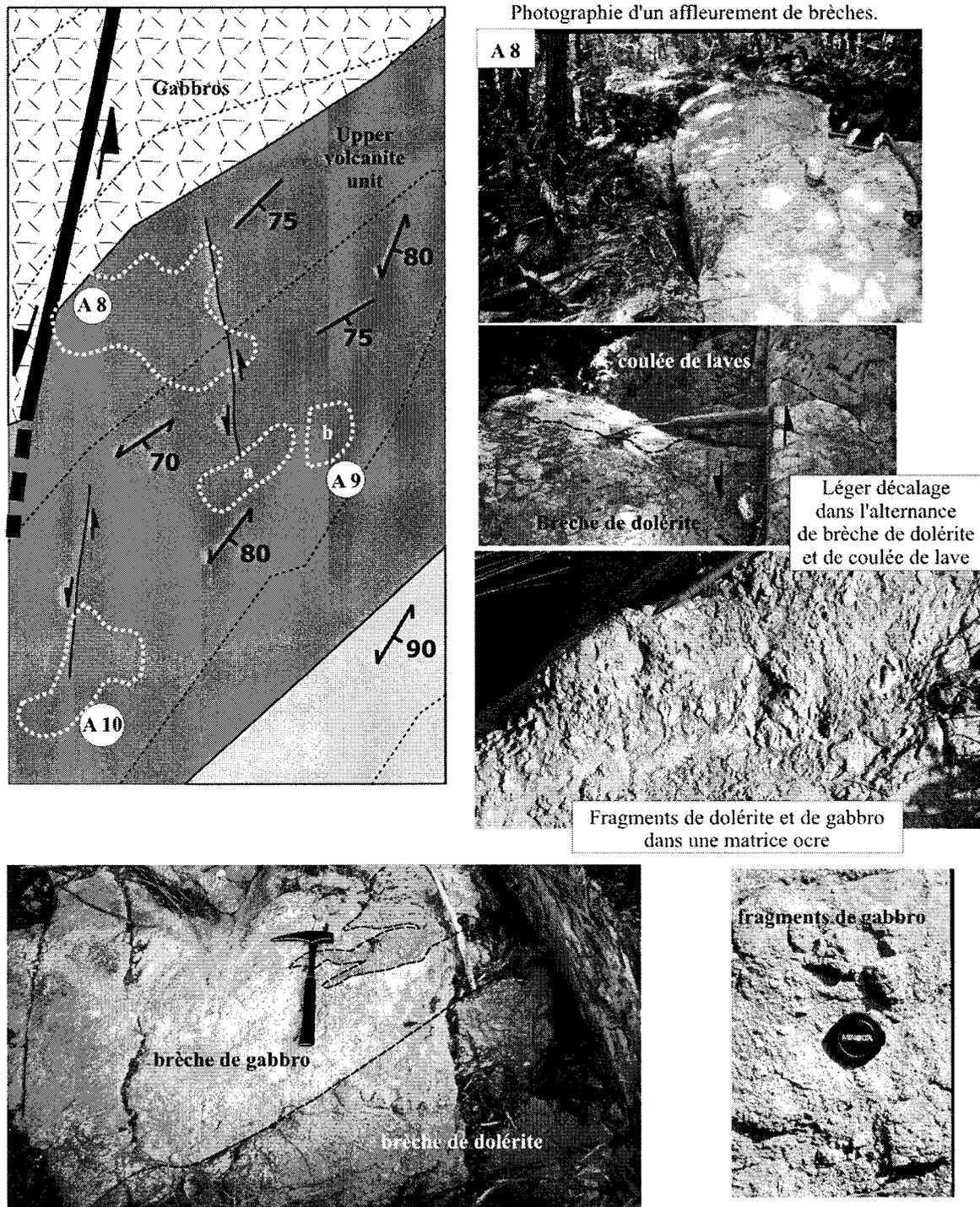
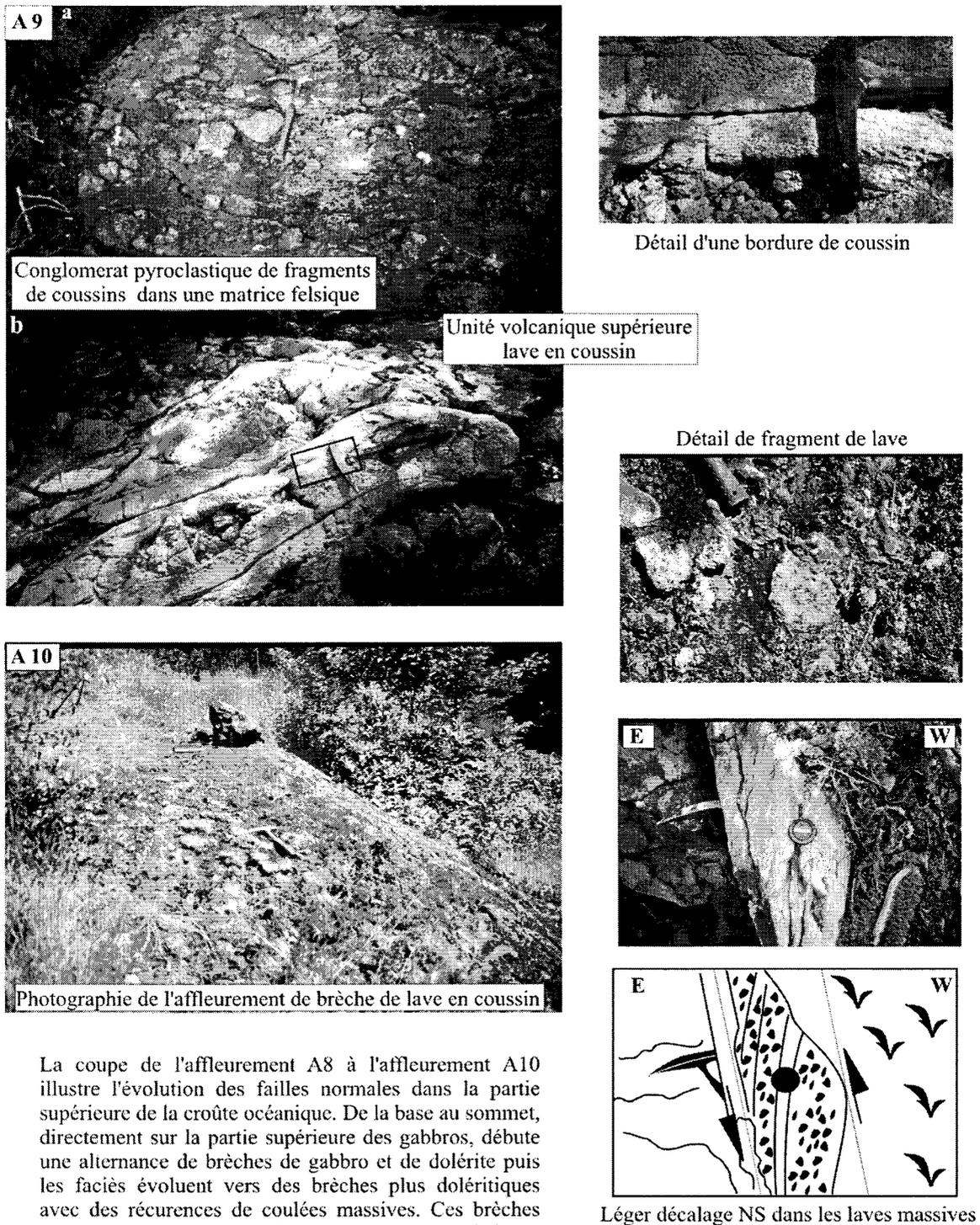


Fig.7 : Faciès hypabyssaux démembrés

II.2.3. L'unité volcano-sédimentaire (les faciès effusifs)

Dans le prolongement, et surplombant les affleurements des faciès hypabyssaux démembrés (NE du lac Bisby), l'unité volcano-sédimentaire débute par un conglomérat

volcanique à éléments arrondis (fragments de coussins) de 10 cm en moyenne avec quelques blocs de taille décimétrique. La matrice semble être composée essentiellement par un sable moyen felsique (Fig.8). Ce conglomérat a une puissance minimale approximative de 2 m et maximale de 20 m. Une série de laves en coussins reposent directement sur ce niveau détritique sans que le contact ne soit visible. Les coussins sont de petite taille, 20 à 30 cm de hauteur et présentent un axe d'allongement de 1.5 à 2 m. Il est difficile de déterminer une polarité car peu de cavités remplies de quartz sont observables. Sur un autre affleurement, on a pu déterminer la polarité et conclure que la séquence était en position normale. Jusqu'au sommet de la coupe, l'alternance de laves massives et des niveaux assez importants de brèches de laves en coussins à éléments anguleux et vacuolaires, nous amène au Mélange de Saint-Daniel.



La coupe de l'affleurement A8 à l'affleurement A10 illustre l'évolution des failles normales dans la partie supérieure de la croûte océanique. De la base au sommet, directement sur la partie supérieure des gabbros, débute une alternance de brèches de gabbro et de dolérite puis les faciès évoluent vers des brèches plus doléritiques avec des récurrences de coulées massives. Ces brèches sont enfin recouvertes par des faciès plus caractéristiques de conglomérats et de laves en coussin.

Fig.8 : L'unité volcano-sédimentaire

II.3. Description des structures

Les unités géologiques de la bande sud du Massif d'Adstock sont découpées par deux générations de failles; des failles normales syn-océaniques et des failles inverses acadiennes. Les accidents rétro-chevauchants Silurien tardif-Dévonien précoce, ramenant les roches vers le cœur de la chaîne et ceux Taconien ayant permis la mise en place du massif ophiolitique sur la marge laurentienne n'ont pas été observés sur ce secteur. Les deux générations de structures répertoriées de ce secteur sont :

1 - des failles NS à N020 représentant des accidents syn-océaniques (failles normales de croissance) ayant contribué à la dislocation des roches océaniques avant leur obduction, pendant la formation du plancher océanique dans un régime en extension ; nous les qualifierons de structures pré-obduction.

2 - des failles d'orientation N020 à N050 représentant des failles inverses tardives, qui recourent l'ensemble des séries océaniques. Elles sont attribuées au serrage tardif d'âge acadien. Des plis ouverts développant une schistosité de fracture de plan axial vertical peuvent être associés à ces failles. Difficile à identifier dans les roches mafiques, ils s'expriment plus clairement dans les argilites noires du Mélange de Saint-Daniel ou dans l'unité volcano-sédimentaire du COTM. Nous qualifierons ces structures de structures post-obduction. D'un point de vue économique, les premières structures (structures pré-obduction) présentent un intérêt métallogénique important car elles ont participé à la structuration de la croûte océanique, et ainsi ont pu avoir un rôle sur les diverses circulations de fluides (magmatique et hydrothermaux) à travers la croûte océanique. Les résultats d'analyses de la campagne de terrain montrent qu'elles peuvent avoir joué un rôle sur les minéralisations E.G.P.

II.3.1. Les structures pré-obduction

A l'échelle de la carte, les structures pré-obduction recourent la séquence à cumulats des dunités à l'unité volcanique, délimitant un système de blocs basculés d'échelle décimétrique à kilométrique. Bien que cartographiquement, ces structures définissent des décrochements senestres, c'est l'identification d'une paléo-surface de référence (litage magmatique) supposée sub-horizontale et orientée N120 à N130 et sub-verticale qui montre, après reconstitution (positionnement originel avant le basculement) que ces différents blocs illustrent une géométrie en demi-graben. La partie haute de ce demi-graben se situerait au

SW (vers la colline Brousseau) alors que la partie basse se situerait au NE (vers le Mont Adstock) (cf. ANNEXE IV). Pour appuyer ces arguments, les contacts lithologiques des différents domaines de DD à DG sont décalés les uns par rapport aux autres et de part et d'autres on observe des variations d'épaisseur des lithologies permettant de proposer cette géométrie originelle.

II.3.1.1. Lithologies associées

Bordant les accidents, deux faciès principaux semblent directement associés : des dunites à patine ocre, bréchiques dans une matrice pyroxénitique (base du Mamelon Nadeau, cf. ANNEXE IV) (Fig.9) et des niveaux de brèches de dolérite et gabbro (faciès hypabyssaux démembrés) que l'on retrouve au NE du lac Bisby (Fig.7).

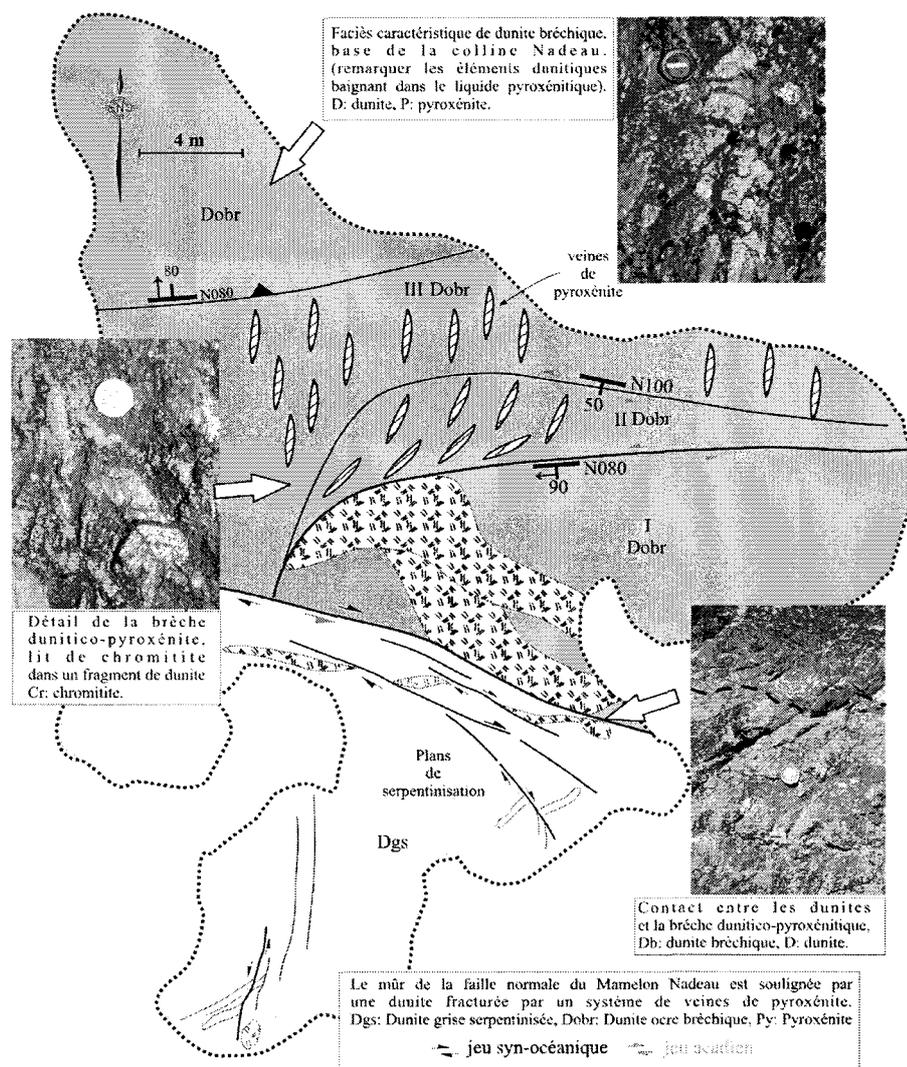


Fig.9 : Carte de détail des lithologies associées à la faille du Mamelon Nadeau

Les premières semblent soulignées ces accidents syn-océaniques dans leur partie profonde alors que les secondes semblent soulignées ces accidents dans les niveaux superficiels. Ces deux faciès illustrent l'évolution de la déformation liée aux jeux de ces failles. De la base vers le sommet, on observera des mélanges mécaniques de magmas (mélanges de magmas harzburgitiques et webstéritiques) à des températures élevées alors qu'au sommet, se développeront des niveaux de brèches tectono-magmatiques de plus faible températures, suggérant que ces structures sont des failles de croissance syn-océaniques.

Horizontalement, sur une coupe d'ouest en Est du Mamelon Nadeau, le mur de ce type de faille est souligné par de la dunite bréchique dans sa matrice pyroxénitique alors que le toit est composée d'une dunite à chromite schistosée, cisailée de patine d'altération bleue. Une augmentation de la déformation est visible quant on se rapproche du plan de faille proprement dit. Le plan de faille, limite entre les blocs Ouest et Est, est individualisé par la présence d'une dunite mylonitisée.

II.3.1.2. L'analyse micro-structurale

Dans le détail, trois secteurs-clés illustrent clairement la cinématique de ces failles. L'un est décrit par la Fig.1 et se situe sur le Mamelon Nadeau, un second est décrit par la Fig.4 et se situe sur le flanc SO de la colline Nadeau, et le troisième est décrit par la Fig.7 et se situe à la limite dunite-pyroxénite sur le flanc ouest de la Butte à Henri.

Sur le Mamelon Nadeau, les lits de chromite sont basculés de 50° et recoupés par des dykes de webstérite d'orientation générale E-O. Ces mêmes dykes sont tronqués par des failles normales et décrivent des systèmes décimétriques de horsts et grabens (Fig.1). Ces petites failles normales avec des rejets apparents de quelques centimètres illustrent la cinématique d'une faille plus importante soulignée par une dunite mylonitisée décrite plus haut. Sur cette affleurement, deux incréments de la déformation extensive sont montrés. Dans un premier temps, les lits de chromite se sont formés dans un processus magmatique (du-ct)) certainement avec une orientation proche de l'horizontale et ont ensuite été recoupés par les dykes de webstérite. Dans un second temps ces mêmes dykes basculés avec le litage magmatique, ont été étirés et décalés pendant leur cristallisation. Les mêmes observations et les mêmes conclusions peuvent être avancées pour les deux autres secteurs mais seul le second incrément semble être observable (Figs 4 et 7). A la différence de

l'affleurement 1, sur l'affleurement 4, les dykes de webstérite sont dans des harzburgites magmatiques pour la partie Est de la faille et dans des dunites pour la partie Ouest. On peut donc observer le comportement de la déformation dans le domaine pyroxénitique et dans le domaine dunitique, décrit dans la Fig.1 et Fig.4. L'alternance de webstérite et d'harzburgite magmatique est elle-aussi, découpée par un système de failles normales décrivant des systèmes décimétriques de horsts et grabens. Comme pour l'affleurement du Mamelon Nadeau, les failles sont ici, parallèles à la faille principale NS qui limite les dunites sensu largo des pyroxénites. Sur d'autres blocs, cette déformation est moins marquée. On assiste à des mélanges de magmas webstéritiques et harzburgitiques complexes. Par endroits, le magma webstéritique semble venir s'étaler dans un magma harzburgitique plus tendre, à la manière d'un débris flow (voir figure ci-dessous).

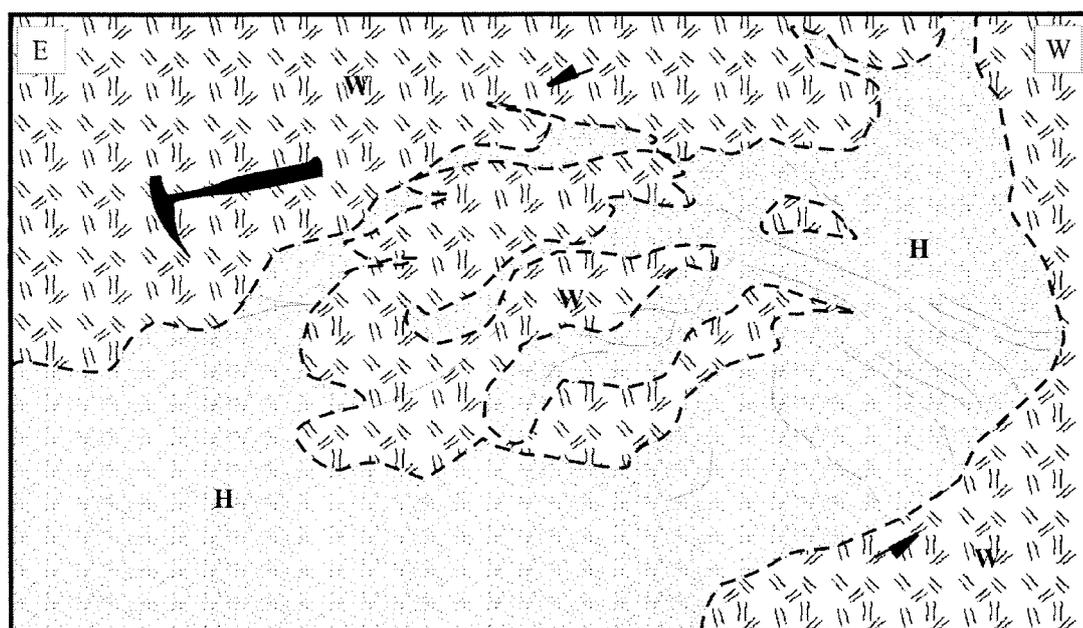


Fig.10 : Mélange de magmas webstéritiques W et harzburgitiques H

II.3.1.3 Les intrusions associées

Le report détaillé des lithologies intrusives a montré que plusieurs de ces intrusions massives de webstérite se localisent proche et le long des accidents syn-océaniques. Pour l'intrusion du Mamelon Nadeau comme pour celle située entre le Nord de la colline Nadeau et le Sud des collines du Fer à Cheval, elles présentent une morphologie mimant la cinématique de la structure la plus proche (cf. ANNEXE IV). Pour l'intrusion de webstérite du Mamelon Nadeau, elle recoupe le litage magmatique, et les différents faciès de dykes. Elle

est postérieure de la formation des lits de chromite mais aussi des dykes sécants au litage. Elle semble accompagner le deuxième incrément et utiliser la faille NS ou se nourrir des liquides drainés par celle-ci. Pour l'intrusion située entre le Nord de la colline Nadeau et le Sud des collines du Fer à Cheval, ses relations avec les différents marqueurs sont moins évidentes. On remarque simplement qu'à ces abords, ce qui pourrait correspondre à ses apophyses, est plissé suivant des directions NS, parallèles à la faille. L'analyse structurale et les lithologies associées nous permettent de confirmer l'histoire précoce qu'ont eu ces accidents NS. Dans les différentes directions de l'espace, la déformation semble avoir pris le même chemin mais avec des expressions différentes. Elles sont synthétisées sur un log stratigraphique et par la ANNEXE IV.

II.3.2. Les structures post-obduction

Nous ne détaillerons pas, ici les structures post-obduction, mais nous en ferons une description générale. Les structures post-obduction observées semblent n'avoir aucune implication génétique sur les minéralisations en chromite et les minéralisations en EGP. L'accident principal répertorié est un chevauchement souligné par une zone de déformation d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, contenant des structures C/S d'une dizaine de centimètres dans des niveaux de serpentinite extrêmement cisailée. On peut l'observer sur la bordure nord du puits de l'indice d'amiante Nadeau (cf. ANNEXE IV). Son influence sur la géométrie des roches crustales est assez difficile à évaluer en raison des structures pré-obduction les ayant déjà démembré.



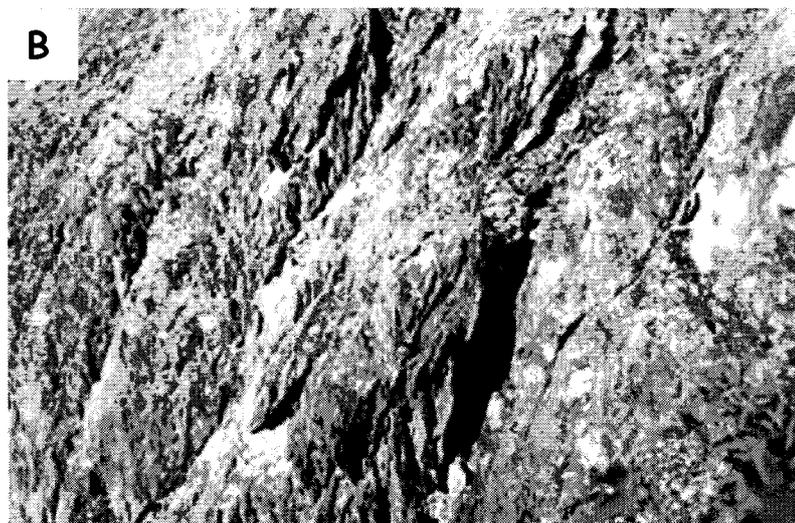


Fig.11 : A - Vue du chevauchement de l'indice d'amiante Nadeau, orientation SE-NW ; B - Photographie du détail de la zone de cisaillement, photo orientée SE-NW

D'autres accidents mineurs sont observables sur l'ensemble de la bande sud du Massif du Mont Adstock, notamment à l'interface dunite-pyroxénite. Ils ont tous une cinématique chevauchante assez bien contrainte par la présence de structures C/S caractéristiques (photos ci-dessous).

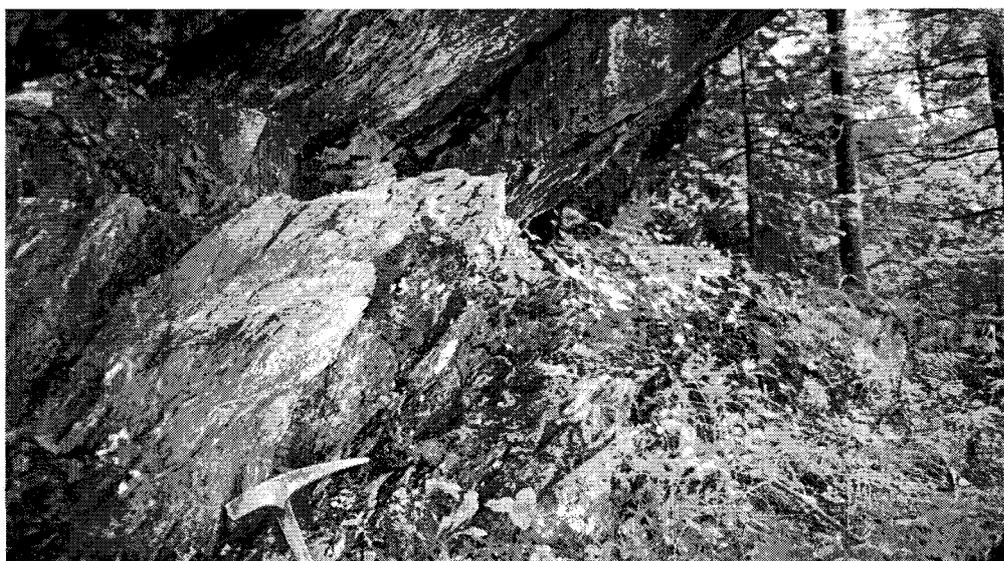


Fig.12 : Chevauchement à la base de la première colline, secteur des collines du Fer à cheval

A la différence des structures pré-obduction, ces accidents sont de très faible température, interface dunite-pyroxénite, orientation EW.

Une orientation générale de ces structures ne se détache pas. Elles semblent monter des réorientations locales variant en fonction de la compétences des lithologies ou des accidents pré-existants qu'elles rencontrent.

II.4. Discussion sur les implications métallogéniques

Hélas, les analyses sur les échantillons de la campagne 2001, manquent afin de confirmer si les failles syn-océaniques ont servi de conduits aux minéralisations en EGP. Les échantillons anormaux en Pt+Pd de la campagne 2000 (cf. cf. ANNEXE IV) se répartissent suivant ses linéaments sub-NS. Sur la bande sud, secteur de la colline Nadeau, cartographiée en détail, deux échantillons de la campagne 2000, sont proches de failles normales syn-océaniques : un proche du contact faille pyroxénite-gabbro, dans une webstérite avec une anomalie de 770 ppb de Pt+Pd et le second dans la zone de faille du Mamelon Nadeau, toujours dans une webstérite avec une anomalie de 500 ppb de Pt+Pd.

Sur les 8 faciès anormaux, tous ont un lien avec la direction sub-NS, et 3 d'entre eux sont directement liés aux structures syn-océaniques. Les 5 autres faciès sont localisés dans des secteurs caractérisés par des injections de magmas (Hall, Star Chrome).

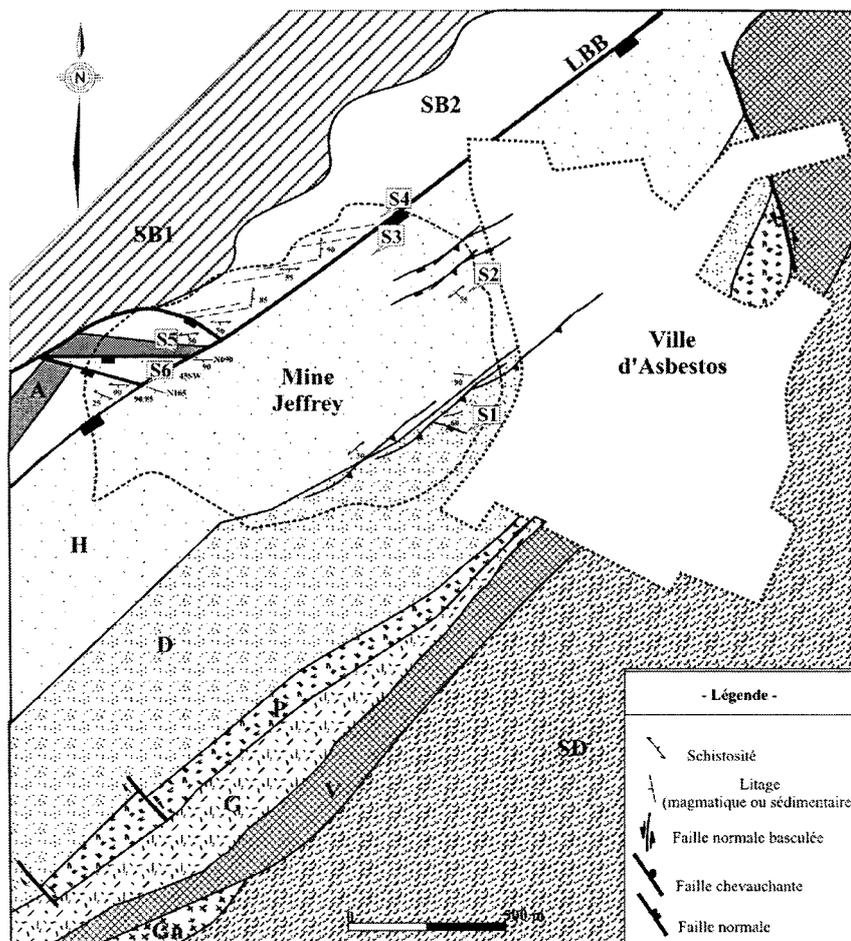
Recommandations

Le lien entre les structures syn-océaniques et la présence d'anomalie en EGP semble s'être mieux structuré au regard des résultats de la campagne de terrain de l'été 2001. Cette nouvelle piste de recherche soulevée à la fin de l'été 2000 et approfondie au cours de l'été 2001 est encourageante. La prospection en matière de platinoïdes doit être la plus fine possible. Les horizons riches en ces éléments sont souvent de faible épaisseur et un échantillonnage serré est nécessaire afin de ne pas les rater. De plus, les roches ne présentent aucuns faciès minéralisés visibles ce qui rend la tâche du géologue de terrain plus difficile (Barnes, 2001). Il serait nécessaire de mieux travailler les accidents syn-océaniques et les faciès qui leur sont associés. Des coupes sériés d'échantillonnage blocs basculés par blocs basculés, et verticalement et horizontalement, maintenant que la stratigraphie de cette partie de l'ophiolite est mieux contrainte et le long des failles, permettraient de révéler le potentiel en EGP, relier à ces structures dans la région de Thetford Mines.

III. Reconnaissance dans le secteur d'Asbestos

Deux semaines de cartographie ont été effectuées sur le secteur d'Asbestos. Ces deux semaines ont été consacrées à une reconnaissance régionale de la géologie et des structures de

grandes et petites échelles. Quelques faits saillants en résultent avec des implications quant à la géodynamique du secteur (Fig.13).



**Carte géologique simplifiée du Complexe ophiolitique d'Asbestos,
modifiée d'après Laurent R., 1977;**

(SD: Mélange de St-Daniel, Gn: Gabbro-norite, G: Gabbro, P: Pyroxénite,
D: Dunite, H: Harzburgite, A: Amphibolite, SB1,2: Schistes de Bennett); LBB: Ligne Baie Verte Brompton.

Fig.13 : Carte géologique simplifiée du Complexe ophiolitique d'Asbestos

Ces faits sont les suivants : Les schistes de Bennett semblent être affectés par deux phases plicatives. La première certainement d'âge taconien et une seconde plus récente et rétrochevauchante attribué au Siluro-Dévonien. La seconde semble cependant moins développée que dans la région de Thetford Mines. Le contact entre le massif ophiolitique d'Asbestos et les schistes de Bennett ie " Ligne Baie-verte Brompton " n'est pas un contact chevauchant comme mentionné sur les cartes géologiques, mais une faille normale. Par analogie structurale et lithologique, cette faille correspondrait à la faille St-Joseph identifiée plus au nord (Pinet et al., 1996a) et reconnu plus au sud (Tremblay et Castonguay, 2002). La déformation acadienne semble beaucoup plus pénétrative que sur le secteur de Thetford

Mines, ce qui oblitère fortement les structures anciennes (syn-océaniques). Cependant l'analyse des séries sédimentaires ophiolitiques semblent montrer que les séries détritiques les plus grossières sont localisées dans des niveaux bas, laissant présager que le même type de système extensif syn-océanique existe aussi dans le secteur d'Asbestos. Au niveau de la mine Sterrett, les minéralisations en chromitite étaient cartographiées dans des harzburgites mantelliques. Notre reconnaissance du secteur montrerait plutôt des faciès de croûte (Domaine dunitique décrit plus haut (DD)). Les failles reconnues sur le secteur de la mine Sterrett n'avaient pas de cinématique bien définies. Il semblerait qu'en accord avec la cinématique reconnue sur la LBB, les failles qui recoupent la mine soit des failles normales. Une reconnaissance des lithologies sommitales du Complexe ophiolitique d'Asbestos montrent des récurrences de minéralisations sulfurées (pyrite, (chalco pyrite?)).

Discussion sur les implications métallogéniques

La reconnaissance des points (ii) et (iv) sont actuellement les résultats les plus intéressants en terme métallogénique. Le premier car il implique une ré-interprétation géodynamique significative de la région, les accidents à jeux normaux ouvrant l'exploration des mines vers le bas. Le second car si les horizons minéralisés de la mine Sterrett se situe dans des niveaux dunitiques de la base de la croûte océanique, on peut envisager que Sterrett constitue un gisement chromifère du même type que Reed Bélanger.

Recommandations

Il faudrait accentuer les travaux sur le secteur de la mine Sterrett, en : compiler les travaux existants, faire une mise en carte des travaux existants faire une vérification et une re-cartographie des secteurs cibles.

REFERENCES LIÉES AUX DEUX RAPPORTS

- BARNES, S.-J., 2001. Les EGO dans le Complexe de Bushveld et leur importance en exploration, Congrès du Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 2001-08, 12.
- CASTONGUAY, S., et al., 1997. "Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians; bridging the gap between New England and Newfoundland.", *Geology* 25, 7, 583-586.
- CASTONGUAY, S., RUFFET, G., TREMBLAY, A., et FERAUD, G., 2001. "Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians; (super 40) Ar/ (super 39) Ar evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber Zone", *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1, 144-160.
- COUSINEAU, P.A., 1992. "The Saint-Daniel Mélange : evolution of an accretionary complex in the dunnage terrane of the Québec appalachians". *Tectonics*, 11, 4, 898-909.
- GAUTHIER, M., 1986, Synthèse métallogénique de l'Estrie-Beauce, Fiches descriptives des gîtes et indices métallifères.
- HEBERT, R., 1981. "Conglomérats polygéniques ophiolitiques : anciens éboulis de talus de fond océanique". *Can. J. Earth Sci.*, 18, 619-623.
- HEBERT, Y., et LAURENT, R., 1979. "Thetford Mines ophiolite complex" Fieldtrip A-13 and B-5, GAC 1979.
- HEBERT, R., et LAURENT, R., 1989. "Mineral chemistry of ultramafic and mafic plutonic rocks of the Appalachian ophiolites, Québec, Canada". *Chemical Geology*, 77, 265-285.
- HEBERT, R., et BEDARD, J., H., 1998. "Architecture and Petrogenesis of Arc Ophiolites : example from the ophiolitic complexes of southern Québec". Fieldtrip A4 Guidebook, GAC/MAC 1998.
- LAGABRIELLE, Y., 1987. "Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques". Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, 350.
- LAURENT, R., 1977. "Ophiolites from the northern Appalachians of Québec". *Mineral industries Bull.*, 95, 25-40.
- LAURENT, R., et HEBERT, Y., 1977. "Features of submarine volcanism in ophiolites from the Québec Appalachians", *Geological Association of Canada, Special paper* 16, 91-109.
- LAURENT, R., et KARCIRA, N., 1987, Chromite deposits in the appalachians ophiolites, dans *Evolution of chromium ore fields*, Stowe, C.W. editor, Van Nostrand Reinhold Co., New York, 169-193.
- LAURENT, R., et HEBERT, R., 1989. "The volcanic and intrusive rocks of the Québec Appalachian ophiolites (Canada) and their island-arc setting". *Chemical Geology*, 77, 287-302.
- LAURENT, R., HEBERT, R., et HEBERT, Y., 1979. "Tectonic setting and petrological features of the Québec appalachian ophiolites". *Memorial University of Newfoundland, Department of Geology, Report no. 8, Contribution I.G.C.P. Project 39*, 53-77.
- PAGÉ, P., 1996. "Études pétrologiques des faciès intrusifs du Mont Adstock", Université Laval, Thèse de B. Sc., 35.
- PINET, N., et TREMBLAY, A., 1995a. "Tectonic evolution of the Québec-Maine appalachians : from oceanic spreading to obduction and collision in the north appalachians". *American Journal of Science*, 295, 173-200.

- PINET, N., et TREMBLAY, A., 1995b. "Is the Taconian Orogeny of southern Quebec the result of an Oman-type obduction? ", *Geology*, 23, 2, 121-124.
- PINET, N., TREMBLAY, A., et SOSSON, M., 1996a. " Extension versus shortening models for hinterland-directed motions in the southern Québec Appalachians ". *Tectonophysics*, 267, 239-256.
- PINET, N., CASTONGUAY, S., et TREMBLAY, A., 1996b. " Thrusting and back thrusting in the Taconian internal zone, southern Quebec Appalachians. ", *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 33, 9, 1283-1293.
- STANLEY, R.-S., et RATCLIFFE, N.-M., 1985. " Tectonic synthesis of the Taconian Orogeny in western New England ", *Geological Society of America Bulletin*, 96, 10, 1227-1250.
- ST-JULIEN, P., et HUBERT, C., 1975. " Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. ", *American Journal of Science*. Vol. 275-A, Tectonics and mountain ranges, 337-362.
- ST-JULIEN, P., 1987. " Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, MM 86-01.
- ST-JULIEN, P., 1995. " Géologie de la région de Québec ". Ministère des Ressources Naturelles, MB 94-40.
- TREMBLAY A., 1992. " Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Québec appalachians ". *American Journal of Science*, 292, 229-252.
- TREMBLAY, A., et PINET, N., 1994. " Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians ". *Geological Society of American Bulletin*, 106, 1172-1181.
- TREMBLAY, A., MALO, M., et ST-JULIEN, P., 1995. " Dunnage Zone-Québec ". *Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, 6, 179-197.
- TREMBLAY, A., et CASTONGUAY, S., 1998. " Stratigraphic and structural transect across the southern Québec Appalachians ". *Fieldtrip B6 Guidebook. GAC MAC CGU Joint annual meeting.*
- TREMBLAY, A., et BRASSARD, B., 1999, " Synthèse géologique et métallogénique de la M.R.C. de l'Amiante ", Rapport final préparé pour la société d'aide au développement de la collectivité de l'Amiante (SADC), carte au 1/50 000, feuillets nord et sud de la MRC de l'amiante.
- TREMBLAY, A., RUFFET, G., et CASTONGUAY, S., 2000. " Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Québec, northern Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism ". *GSA Bulletin*, 112, 1, 136-146.
- TREMBLAY, A., et CASTONGUAY, S., 2002. " The structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec): implications for the Salinian Orogeny and Appalachian successor basins. " *Geology (sous press)*.