

FRANÇOIS HUOT

**ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DES PROCESSUS MAGMATIQUES RELIÉS AU  
MASSIF OPHIOLITIQUE DU MONT CHAGNON, QUÉBEC, CANADA**

Mémoire  
présenté  
à la *Faculté des études supérieures*  
de l'Université Laval  
pour l'obtention  
du grade de maître ès sciences (M. Sc.)

Département de géologie et de génie géologique  
FACULTÉ DES SCIENCES ET DE GÉNIE  
UNIVERSITÉ LAVAL

Décembre 1997

© François Huot, 1997



National Library  
of Canada

Acquisitions and  
Bibliographic Services

395 Wellington Street  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

Bibliothèque nationale  
du Canada

Acquisitions et  
services bibliographiques

395, rue Wellington  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

*Your file / Votre référence*

*Our file / Notre référence*

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-26219-7

**Canada**

## RESUME

Lors de l'orogénèse taconienne, plusieurs massifs ophiolitiques se sont mis en place le long de la Ligne Brompton - Baie Verte au Québec. Ces massifs sont interprétés comme les reliques d'un système de supra-subduction actif jusqu'à l'Ordovicien moyen. L'ophiolite du mont Orford a déjà fait l'objet d'études pétrologiques mais son extension vers le sud, le Massif du Mont Chagnon (MMC), est beaucoup moins connue. Des travaux de terrain ont été effectués à l'été '95 dans le cadre d'un projet de maîtrise afin de définir la nature de cette extension et d'en vérifier la continuité pétrologique.

La base du MMC est constituée d'un mélange ophiolitique serpentinisé avec des fragments variés ultramafiques et mafiques. La zone ultramafique périclinitique et pyroxénitique qui, dans les séquences complètes, est sous-jacente aux gabbros, est parfois absente. Dans ce cas, le gabbro est en contact faillé avec le Complexe de Brompton situé structuralement sous le massif ophiolitique. Les mylonites sont très fréquentes à ce niveau et diminuent rapidement dans le faciès gabbroïque qui offre une qualité de conservation excellente. Ce dernier est composé de multiples corps intrusifs de gabbros sensu-stricto, gabbros à hornblende±quartz, diorites et trondhémites. Des injections (cm à dm) gabbroïques, diabasiques, basaltiques et rhyolitiques sont présentes dès la base apparente de la croûte et croissent en abondance près de l'interface entre les roches intrusives et extrusives. Leur orientation N-S à pendage abrupt forme un angle de 27° avec les volcanites (NE-SO). Un complexe filonien discontinu est présent. Les laves sont majoritairement de composition basaltique soit aphanitiques et vésiculaires (pauvres en ilménite-sphène) ou finement grenues avec texture diabasique et rarement vésiculaires (riches en ilménite-sphène). Le premier groupe de roches volcaniques ( $TiO_2 < 1,26\%$ ), auquel sont associées spatialement les rhyolites, se situe exclusivement à la base de la pile volcanique. Le deuxième groupe ( $TiO_2 > 1,26\%$ ) se situe majoritairement au sommet des volcanites mais est également localement présent à la base.

L'interprétation des données géochimiques effectuées sur les volcanites et les dykes confirment la présence de plus d'une série magmatique. Les rapports d'éléments immobiles (Zr, Y, Ti, Cr, Ni, terres rares, etc...) permettent de faire la distinction entre trois séries magmatiques bien définies. La base des volcanites et le complexe filonien contiennent majoritairement des tholéiites d'arc auxquelles sont

associées des boninites. Les profils concaves (en U) des terres rares des trondhjémites et des rhyolites les rattachent aux magmas de type boninitique. La troisième série, riche en titane, a un profil enrichi en terres rares légères typique des MORB transitionnels. L'intercalation de T-MORB et de tholéiites d'arc indique la présence contemporaine des deux types de magmas. L'hypothèse d'un mélange de liquides magmatiques de type plume avec MORB est envisagée pour expliquer les spectres des terres rares intermédiaires entre les deux séries (T-MORB et tholéiite d'arc). Ce mélange magmatique produit des magmas hybrides.

Le modèle pétrogénétique envisagé fait intervenir la subduction d'une croûte océanique sous un arc volcanique immature (tholéiites d'arc). L'ouverture avant-arc coïncide avec la genèse de boninites au mont Chagnon. L'enrichissement en terres rares légères dans un manteau très appauvri peut provenir d'une contamination par la couche de sédiments recouvrant la plaque subductée. Ceci expliquerait la présence de zircons hérités d'âge grenvillien dans la trondhjémite du MMC datée à  $504 \pm 3$  Ma. La présence de la série T-MORB pourrait être le résultat du mélange d'une plume mantellique (E-MORB) ayant interféré avec le magma d'arc dans les stades initiaux de l'ouverture de l'arc.

François Huot

Étudiant

Réjean Hébert, ing. PhD.

Directeur



## AVANT-PROPOS

Ce projet de maîtrise fut en grande partie réalisable par l'aide incontestée de M. Réjean Hébert, professeur à l'université Laval, tant d'un point de vue scientifique que financier. Je tiens à le remercier de même que Bruno Turcotte et Michel Houlé qui ont effectué des travaux complémentaires et essentiels à mon mémoire. Dans cette étude, je n'insisterai pas sur les aspects métamorphiques puisque Bruno Turcotte aborde ce sujet dans le cadre d'un autre projet de maîtrise. En 1996, Michel Houlé a discuté de l'aspect structural du massif dans le cours « Projet de fin d'études ».

Lors des travaux de terrain plusieurs personnes m'ont aidé à la récolte des données. À l'été '95, Philippe Pagé m'a accompagné lors de ma campagne de cartographie. Par la suite, lors de visites ultérieures, M. Robert Marquis (Géologue régional de l'Estrie au Ministère des Ressources Naturelles du Québec), Félix Blanchard, Simon Latulippe et Karine Brousseau sont venus tour à tour me donner un petit coup de main sur le terrain.

Merci à toutes ces personnes!!!

# TABLE DES MATIERES

	PAGES
<u>RESUME</u> .....	II
<u>AVANT-PROPOS</u> .....	IV
<u>TABLE DES MATIERES</u> .....	V
<u>LISTE DES FIGURES</u> .....	VIII
<u>LISTE DES TABLEAUX</u> .....	XIII
<u>1.0 INTRODUCTION</u>	
1.1 Objet du projet de recherche .....	1
1.2 Accès et topographie de la région .....	1
1.3 Méthodologie de travail .....	3
1.4 Travaux antérieurs .....	4
1.5 Géologie régionale .....	6
<u>2.0 GEOLOGIE DU MASSIF OPHIOLITIQUE DU MONT CHAGNON</u>	
2.1 Complexe structural de Brompton .....	11
2.2 Le mélange ophiolitique .....	12
2.2.1. Les blocs d'amphibolites dans le mélange .....	14
2.3 Unités massives ultramafiques .....	14
2.3.1 Les péridotites .....	14
2.3.2 Les pyroxénites .....	16
2.3.3 Les amphibolites .....	17
2.4 Unités intrusives.....	18
2.4.1 Gabbros au sens large .....	18
2.4.1.1 Intrusions pauvres en minéraux titanifères .....	19
2.4.1.2 Intrusions riches en minéraux titanifères.....	21
2.4.1.3 Observations métamorphiques sur les gabbros.....	22
2.4.2 Trondhémities .....	22
2.5 Injections hypabyssales .....	25
2.5.1 Dykes basaltiques et andésitiques .....	26
2.5.1.1 Dykes pauvres en minéraux titanifères.....	27
2.5.1.2 Dykes riches en minéraux titanifères .....	30

2.5.2 Dykes rhyolitiques .....	32
2.6 Volcanites .....	33
2.6.1 Basaltes et Andésites .....	34
2.6.1.1 Laves pauvres en minéraux titanifères .....	36
2.6.1.2 Laves riches en minéraux titanifères .....	37
2.6.2 Rhyolites .....	38
2.6.3 Faciès détritiques .....	39
2.6.3.1 Brèches de talus .....	39
2.6.3.2 Brèches de coulée .....	41
2.6.3.3 Tufs à lapilli et à cristaux .....	42
2.6.3.4 Horizons cherteux .....	43
2.7 Le conglomérat .....	43
2.8 Mélange de St-Daniel .....	45
 <u>3.0 DESCRIPTIONS DES STRUCTURES</u>	
3.1 Les structures primaires .....	47
3.1.1 Les contacts lithologiques et stratifications .....	47
3.1.2 Les injections diabasiques .....	48
3.1.3 Les foliations .....	49
3.1.4 Les mylonites .....	50
3.2 Les structures secondaires .....	52
3.2.1 Les schistosités .....	52
3.3 Conclusion sur les divers types de structures.....	53
3.4 Étude des linéaments topographiques .....	53
 <u>4.0 GEOCHIMIE</u>	
4.1 Méthodes d'analyse .....	57
4.2 Mobilité versus Immobilité des éléments .....	58
4.3 Analyses à la micro-sonde .....	60
4.3.1 Analyses des chromites .....	60
4.3.2 Analyses des pyroxènes .....	62
4.3.3 Analyses des plagioclases .....	63
4.4 Analyses lithogéochimiques sur les liquides magmatiques .....	64
4.4.1 Affinités sub-alkaline versus alcaline.....	64
4.4.2 Discrimination entre les séries magmatiques.....	65
4.4.2.1 Affinité magmatique des roches ultramafiques, des gabbros et des diorites.....	68

4.4.3 Étude des spectres des terres rares .....	70
4.4.3.1 La série boninitique .....	70
4.4.3.2 Les tholéiites d'arc .....	72
4.4.3.3 Les MORBS transitionnels .....	73
4.4.3.4 Les magmas intermédiaires (entre tholéiite d'arc et T-MORB) .....	74
4.5 Comparaisons avec des environnements géodynamiques récents .....	77
4.5.1 Les boninites .....	79
4.5.2 Les tholéiites d'arc .....	80
4.5.3 Les MORBS transitionnels .....	81
<u>5.0 COMPARAISONS AVEC LE MASSIF OPHIOLITIQUE DU MONT ORFORD</u>	
5.1 Géologie du massif ophiolitique du mont Orford (Rodrigue, 1979) .....	82
5.1.1 Mélange ophiolitique serpentinisé et intrusions .....	82
5.1.1.1 Diorites à quartz très silicifiées ou trondhjémites? .....	83
5.1.2 Diabases et volcanites .....	84
5.2 Géochimie comparative .....	85
5.3 Nature du décalage entre les deux massifs et significations .....	87
<u>6.0 DISCUSSION SUR LE MODELE PETROGENETIQUE</u>	
6.1 Étapes de la formation du massif ophiolitique Orford-Chagnon .....	89
6.2 Mise en place de l'ophiolite .....	94
<u>CONCLUSION</u> .....	96
<u>BIBLIOGRAPHIE</u> .....	98
<u>ANNEXES</u>	
ANNEXE 1 Descriptions microscopiques .....	107
ANNEXE 2 Analyses lithogéochimiques .....	190
ANNEXE 3 Analyses minéralogiques à la micro-sonde et au microscope électronique à balayage .....	204

## LISTE DES FIGURES

		PAGES
<b>Fig. 1</b>	Carte de localisation du mont Chagnon en Estrie. ....	2
<b>Fig. 2</b>	Vue vers l'ouest du mont Chagnon et de l'autoroute 10 en Estrie.....	3
<b>Fig. 3</b>	Les grandes divisions tectono-stratigraphiques des Appalaches du Québec. Les massifs ophiolitiques de Chagnon et d'Orford font partie de la zone de Dunnage (St-Julien et Hubert, 1975).....	8
<b>Fig. 4</b>	Carte géologique du massif ophiolitique du mont Chagnon, Québec .....	10
<b>Fig. 5</b>	Grain de chromite sub-anguleux dans un grès lithique du Complexe structural de Brompton ( <b>FH-95-45</b> , <i>Lum. naturelle</i> ).....	11
<b>Fig. 6</b>	Bloc de rodingite dans le mélange ophiolitique serpentinisé ( <b>FH-95-33A</b> ). Photo prise dans la coupe de l'autoroute 10 (Côté sud).....	13
<b>Fig. 7</b>	L'olivine et l'orthopyroxène sont pseudomorphisés par de la serpentine. L'inclusion serpentinisée à l'intérieur du pseudomorphe d'orthopyroxène est probablement une olivine. Ceci indique la cristallisation précoce de l'olivine par rapport à l'orthopyroxène ( <b>FH-95-204D</b> , <i>Lum. Naturelle</i> ).....	15
<b>Fig. 8</b>	L'orthopyroxène (gris pâle et foncé) a cristallisé avant le clinopyroxène. À noter la présence de joints triples signifiant une recristallisation métamorphique importante ( <b>FH-95-24</b> , <i>Lum. Polarisée</i> ). ....	16
<b>Fig. 9</b>	Assemblage minéralogique titanifère dans un gabbro à quartz. Trois phases minéralogiques ont été détectées à l'aide du microscope électronique à balayage. Il s'agit de l'ilménite (zone blanche), du rutile (zone gris pâle) et du sphène (zone gris foncé) ( <b>FH-95-36</b> ).....	19
<b>Fig. 10</b>	Relation minéralogique entre les clinopyroxènes et les plagioclases dans un gabbro dépourvu de minéraux titanifères. Les plagioclases pseudomorphisés par de l'hydrogrenat et de la chlorite, ont cristallisé après les clinopyroxènes ( <b>FH-95-33F</b> , <i>Lum. Polarisée</i> ).....	21
<b>Fig. 11</b>	Sphène métamorphique de forme squelettique pseudomorphisant de l'ilménite dans un gabbro moyennement grenu ( <b>FH-96-329</b> , <i>Lum. Naturelle</i> ). ....	22

<b>Fig. 12</b>	Texture granophyrique dans une trondhjémite. Il s'agit d'une texture magmatique formée par l'intercroissance du plagioclase et du quartz ( <b>BT-95-Si4</b> , <i>Lum. Polarisée</i> ).....	24
<b>Fig. 13</b>	Exemple d'un des nombreux dykes à texture diabasique observés dans la zone intrusive du massif. Ici la roche encaissante est une trondhjémite ( <b>C-95-11</b> ).....	26
<b>Fig. 14</b>	Diagramme SiO <sub>2</sub> vs Zr/TiO <sub>2</sub> (Winchester et Floyd, 1977) permettant de faire la distinction entre les dykes et les laves de composition basaltique, andésitique et rhyolitique du mont Chagnon. Les symboles pleins représentent les dykes; les symboles vides, les laves. ....	27
<b>Fig. 15</b>	Texture diabasique dans un dyke pauvre en minéraux titanifères. Les cristaux allongés de couleur foncé sont des plagioclases complètement altérés. L'actinote (vert pâle) remplace d'anciens pyroxènes. Ce faciès peut contenir jusqu'à 10% de quartz primaire ( <b>FH-94-134</b> , <i>Lum. Naturelle</i> ).....	28
<b>Fig. 16</b>	Les actinotes aciculaires remplacent des pyroxènes qui ont cristallisé avant les plagioclases. Ces derniers sont interstitiels ( <b>C-95-22C</b> , <i>Lum. Polarisée</i> ).....	29
<b>Fig. 17</b>	Minéralogie magmatique très bien conservée dans un dyke riche en minéraux titanifères. À noter l'abondance de l'assemblage titanifère (≈5%) et la couleur brunâtre des clinopyroxènes ( <b>C-95-10G</b> , <i>Lum. Naturelle</i> ).....	31
<b>Fig. 18</b>	Phénocristaux de quartz dans un dyke rhyolitique. La matrice micro-grenue est formée de plagioclase et de quartz. L'assemblage (à gauche) de texture granophyrique est probablement un xénoctystal provenant d'une unité intrusive felsique ( <b>FH-95-50</b> , <i>Lum. Polarisée</i> ).....	33
<b>Fig. 19</b>	Deux faciès principaux de laves coussinées du massif. À gauche, les laves de l'unité inférieure ( <b>FH-95-161</b> ); à droite, celles de l'unité supérieure ( <b>FH-96-304</b> ).....	35
<b>Fig. 20</b>	Minéralogie associée aux laves de l'unité inférieure. L'assemblage est surtout métamorphique avec une abondance d'actinote, d'épidote, de calcite et de chlorite. Les vésicules sont remplies de calcite (au centre) et de chlorite (en bordure) ( <b>FH-95-14</b> , <i>Lum. Polarisée</i> ).....	36
<b>Fig. 21</b>	Texture ophitique dans une lave du faciès supérieur. Les inclusions de plagioclase dans les cristaux de clinopyroxène montrent leur cristallisation précoce dans la séquence magmatique ( <b>FH-95-232</b> , <i>Lum. Naturelle</i> ).....	38
<b>Fig. 22</b>	Fragments arrondis polygéniques dans l'unité de brèches de talus. À noter les veinules de calcite restreintes au fragment signifiant un métasomatisme avant la formation de la brèche ( <b>FH-95-80</b> , <i>Lum. Naturelle</i> ).....	40
<b>Fig. 23</b>	Brèche de coussins dans l'unité de volcanites supérieures ( <b>FH-96-323</b> ).....	41

<b>Fig. 24</b>	Laminations entrecroisées dans le tuf à cristaux de la séquence des volcanites supérieures (FH-96-331). Les «phénocristaux» sont des fragments de plagioclase. La polarité est vers l'ouest (haut de la photo).	42
<b>Fig. 25</b>	Conglomérat polygénique au sommet du massif ophiolitique (FH-96-347). Notez l'abondance de fragments cherteux. L'observation au microscope a permis de déceler quelques fragments de chromite.	44
<b>Fig. 26</b>	Fragment de chert mouvant un fragment arrondi de quartz dans le conglomérat polygénique au sommet de la séquence ophiolitique (FH-96-347B, Lum. Polarisée).	45
<b>Fig. 27</b>	Projections des données structurales du mont Chagnon obtenues lors des diverses campagnes cartographiques de '95 à '97. La mesure au-dessus de chaque stéréogramme correspond au plan moyen pour chaque type de structures.	48
<b>Fig. 28</b>	Gabbro folié provenant de la coupe de l'autoroute 10 (FH-96-321). Les veinules recoupant la foliation sont principalement composées de plagioclase, de quartz et d'épidote.	49
<b>Fig. 29</b>	Mylonites dans un gabbro à la base apparente du massif ophiolitique (FH-95-185B).	51
<b>Fig. 30</b>	Mylonites dans un gabbro de la partie supérieure de la croûte ophiolitique (FH-96-321).	52
<b>Fig. 31</b>	Carte ombragée des monts Orford et Chagnon en Estrie. Les variations dans le relief topographique permettent de définir différents réseaux de failles.	55
<b>Fig. 32</b>	Faïlle du réseau NE-SO dans laquelle une fabrique de cisaillement (en bas à droite) a été observée (FH-95-191).	56
<b>Fig. 33</b>	Variations du Na <sub>2</sub> O dans les dykes et les laves en fonction de l'indice de fractionnement (Mg#). Les laves sont généralement plus riches en Na <sub>2</sub> O que les dykes. Ceci s'explique par le phénomène de spilitisation des volcanites appalachiennes. Les symboles pleins représentent les dykes; les symboles vides, les laves. Les carrés représentent les compositions basaltiques; les triangles, les compositions andésitiques; les losanges, les compositions felsiques.	59
<b>Fig. 34</b>	Composition des spinelles chromifères analysés dans les péridotites et les pyroxénites du mont Chagnon. Les champs ombragés représentent les compositions des spinelles en équilibre avec les boninites ou les basaltes d'arrière-arc (Varfalvy et al., 1997). Les champs des chromites ophiolitiques et des complexes stratiformes sont de Irvine et Findlay (1972).	61

<b>Fig. 35</b>	Projection En-Fs-Wo des compositions des pyroxènes analysés dans les pyroxénites, les gabbros, les dykes et les laves du mont Chagnon (Morimoto, 1989).....	62
<b>Fig. 36</b>	Projection An-Ab-Or des compositions des plagioclases analysés dans les unités mafiques à felsiques du mont Chagnon. ....	63
<b>Fig. 37</b>	Diagramme discriminant Ti-Zr-Y ( modifié de Pearce et Cann, 1973). Les points projetés correspondent aux compositions des liquides basaltiques et andésitiques des dykes et des laves du mont Chagnon. Le champ des boninites est de Brown et Jenner (1989). ■ = Dykes/Laves basaltiques, ▲ = Dykes/Laves andésitiques.....	65
<b>Fig. 38</b>	Diagramme TiO <sub>2</sub> vs Mg# permettant d'observer les variations du titane dans les magmas au cours de leur fractionnement. Quatre groupes magmatiques sont distingués. Le point d'inflexion de chaque courbe indique le fractionnement de l'ilménite. ....	66
<b>Fig. 39</b>	Diagramme discriminant Ti/Cr vs Ni (modifié de Beccaluva et al., 1979) pour les dykes et les laves de composition basaltique à andésitique. Les symboles sont fonction des séries magmatiques déterminées d'après le % de TiO <sub>2</sub> ( ■ >1,78%, ▲ = 1,27-1,83%, ● = 0,30-1,25%, ★ <0,18%). ....	67
<b>Fig. 40</b>	Graphiques Cr/Ni vs l'indice de fractionnement Zr. A) Variations observées dans les dykes et les laves. Les symboles sont les mêmes qu'à la figure 38. Les champs représentent les tendances évolutives des différents groupes distingués par leur teneur en TiO <sub>2</sub> . B) Variations observées pour les roches ultramafiques, les gabbros et les diorites du massif du mont Chagnon. Les symboles sont explicités par la légende.....	69
<b>Fig. 41</b>	Profils des terres rares pour les séries boninitiques du mont Chagnon et de Chichijima. La région ombragée correspond à la compilation de 12 boninites andésitiques de Chichijima (Taylor et al., 1994). Le profil pointillé correspond à une rhyolite de ce même environnement géodynamique. Valeurs de normalisation (Sun et McDonough,1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#).....	71
<b>Fig. 42</b>	Profils des terres rares pour les tholéiites d'arc du mont Chagnon. Le profil pointillé correspond à l'échantillon D640-1 du Shichito Ridge dans la zone Izu-Bonin (Ikeda et Yuasa, 1989). Valeurs de normalisation (Sun et McDonough,1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#). ....	72
<b>Fig. 43</b>	Profils des terres rares pour les MORBS transitionnels du mont Chagnon. Les profils pointillés correspondent aux échantillons V27-34 et V33-66 dans la région de la plume mantellique de Bouvet (le Roex et al., 1985). Valeurs de normalisation (Sun et McDonough,1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#).....	73



<b>Fig. 44</b>	Diagramme «Spider» pour les T-MORBS du mont Chagnon. Valeurs de normalisation (Sun et McDonough,1989).....	74
<b>Fig. 45</b>	Profils des terres rares pour les magmas hybrides du mont Chagnon. Les profils pointillés correspondent aux profils des T-MORBS et des tholéiites d'arc. Valeurs de normalisation (Sun et McDonough,1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#).....	75
<b>Fig. 46</b>	Graphique (Ce/Yb) <sub>N</sub> vs (Ba/Ce) <sub>N</sub> pour les liquides magmatiques du mont Chagnon (Ikeda et Yuasa,1989). La courbe représente l'évolution des rapports d'éléments en fonction des proportions de mélange entre MORB et ARC. Deux échantillons sont manquants puisque les teneurs en Ba n'ont pas été déterminées. ■ = tholéiites d'arc, ◆ = T-MORBS, ▲ = hybrides .....	76
<b>Fig. 47</b>	Contexte géologique de la zone de supra-subduction Izu-Bonin dans le Pacifique Ouest (Taylor et al., 1994). .....	77
<b>Fig. 48</b>	Contexte géologique de la région à proximité de la plume mantellique de Bouvet à l'extrémité sud de la dorsale médio-Atlantique (le Roex et al., 1985).....	78
<b>Fig. 49</b>	Diagramme discriminant Ti/Cr vs Ni (modifié de Beccaluva et al., 1979) pour les dykes et les laves du mont Orford. Les différents champs ombragés correspondent aux données du mont Chagnon. ① = Tholéiites d'arc ② = MORBS ③ = Boninites. ....	86
<b>Fig. 50</b>	Profils des terres rares des laves du mont Orford en comparaison avec ceux du mont Chagnon (champ ombragé). Valeurs de normalisation (Sun et McDonough,1989). A) Profils des T-MORBS B) Profils des magmas hybrides C) Profils des tholéiites d'arc. ....	87
<b>Fig. 51</b>	Variation du TiO <sub>2</sub> (%) vs MgO (%) pour les séries magmatiques du mont Chagnon. Les divers champs proviennent d'une compilation par Mélançon (1992).....	89
<b>Fig. 52</b>	Illustrations des quatre stades pétrogénétiques interprétés pour la formation de la croûte océanique du mont Chagnon. 1) Amorce de la subduction vers le sud-est avec apport de zircons de la croûte grenvillienne. 2) Événement intrusif et extrusif boninitique de composition andésitique à rhyolitique. Mise en place des trondhjémites et des rhyolites. 3) Période d'extension amagmatique avec formation de talus de débris. 4) Événement riche en TiO <sub>2</sub> probablement relié à une plume mantellique. Mélange de magmas très plausible. À ce stade le liquide magmatique formé n'est plus influencé par la plaque subductée.....	90
<b>Fig. 53</b>	Injection trondhjémitique dans le complexe filonien formé de tholéiites d'arc. Les fragments ont la même composition que la roche hôte (FH-95-125). ....	92

## LISTE DES TABLEAUX

	PAGES
<b>Tableau 1</b>	Rapports d'éléments considérés relativement immobiles servant à la distinction entre les diverses séries magmatiques au mont Chagnon..... 67
<b>Tableau 2</b>	Valeurs de normalisation utilisées pour la lithogéochimie des terres rares et de certains éléments traces dans les liquides magmatiques (dykes et laves) du mont Chagnon (Sun et McDonough, 1989). ..... 70
<b>Tableau 3</b>	Comparaison géochimique des boninites (sensu-stricto) et des rhyolites entre le mont Chagnon et l'environnement géodynamique de Chichijima. .... 79
<b>Tableau 4</b>	Comparaison géochimique des tholéiites d'arc du mont Chagnon et de «Shichito Ridge» de l'environnement géodynamique Izu-Ogazawara..... 80
<b>Tableau 5</b>	Comparaison géochimique des MORB transitionnels entre le mont Chagnon et la zone adjacente à la plume mantellique de Bouvet..... 81

# CHAPITRE 1 INTRODUCTION

## 1.1 Objet du projet de recherche

À la lumière des nouvelles connaissances acquises dans l'étude des croûtes océaniques tant actuelles qu'anciennes, un nouvel effort est mis à l'interprétation des différents massifs ophiolitiques du Québec et de Terre-Neuve. Ce travail basé essentiellement sur les processus magmatiques du massif du mont Chagnon se joint à un autre projet de maîtrise qui traite des phénomènes métamorphiques intra-océaniques et orogéniques reliés au même massif (Turcotte, 1998 (en préparation)). Ces études se sont effectuées simultanément et conjointement.

Suite aux travaux de terrain et à la description pétrographique macroscopique et microscopique un premier objectif consiste à dresser une carte géologique du massif du mont Chagnon. Par la suite, à l'aide des analyses lithogéochimiques, les différentes séries magmatiques déduites à partir des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares seront comparées à des séquences volcaniques récentes dans le but d'établir un modèle pétrogénétique plausible concernant la formation de cette ancienne croûte océanique.

Les analyses géochimiques provenant du mont Orford seront comparées à celles du mont Chagnon. L'objectif de cette comparaison est de démontrer si les deux massifs appartiennent à la même séquence ophiolitique.

## 1.2 Accès et topographie de la région

Le terrain concerné est très facile d'accès. La cartographie a été effectuée sur le mont Chagnon qui est situé immédiatement au sud du mont Orford en Estrie (Fig. 1). L'autoroute 10 qui relie Montréal et Sherbrooke offre une approche facile à la zone d'étude (Fig. 2). Par la suite, des chemins secondaires permettent d'accéder à tous les points géographiques du terrain. Seul le sommet du mont

Chagnon (605 m.) est plus difficile à atteindre puisqu'aucune route ne s'y rend. Un sentier pédestre récemment aménagé permet de recouper le massif dans un axe nord-sud.

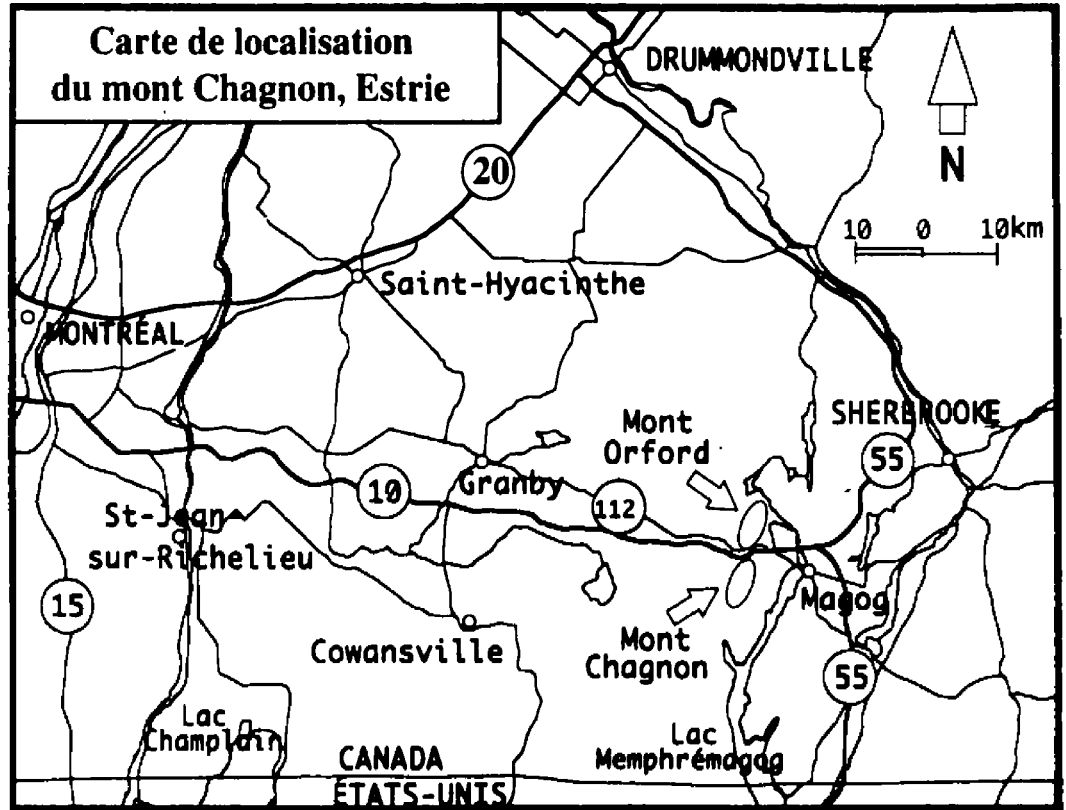


Fig. 1 Carte de localisation du Mont Chagnon en Estrie.

La topographie est très représentative des roches de la région. En effet, l'ensemble des collines est d'origine magmatique. Les terrains plats qui les séparent sont constitués de roches sédimentaires et de mélange. Parmi les collines avoisinantes, il y a les monts Orford (au nord) et Owl's Head, Sugar Loaf et Bear (au sud).



**Fig. 2** Vue vers l'ouest du mont Chagnon et de l'autoroute 10 en Estrie.

### 1.3 Méthodologie de travail

La majeure partie de la cartographie s'est effectuée au mois de juin 1995. Quelques journées additionnelles ont permis, par la suite, de compléter la carte géologique au 1:20 000. Le terrain couvert se limite aux massifs du mont Chagnon et du mont Place ainsi qu'à quelques affleurements situés dans les terrains plats à proximité. Une brève cartographie de reconnaissance a aussi été entreprise sur le flanc sud du mont Orford, tout juste sous la ligne électrique.

À partir des échantillons récoltés, des lames minces ont été fabriquées. Plus de 360 analyses minéralogiques à la micro-sonde et 69 analyses géochimiques ont été faites. De ce nombre, 29 roches ont été sélectionnées pour l'analyse de leur contenu en terres rares. À ce nombre d'analyses, il faut ajouter aussi celles qui avaient été effectuées précédemment par Rodrigue (1979), Winner (1981),

Harnois et Morency (1989), Laurent et Hébert (1989) et Imreh (1992). Aucune donnée isotopique n'est disponible pour ce secteur.

Toutes les analyses recueillies pour cette étude (cartographie de '95 et '96) et qui ont servi au travail sont placées en annexe. La carte géologique (1:20 000) incluant la localisation des affleurements, la description des faciès lithologiques et les données structurales est présentée en pochette.

#### 1.4 Travaux antérieurs

Le premier géologue à cartographier la région des Cantons de l'Est fut Logan en 1863. Quelques décennies plus tard, d'autres géologues ont suivi. En 1906, Dresser a affirmé que toutes les roches basiques et ultrabasiqes à l'ouest du lac Memphrémagog sont co-magmatiques. En 1934, T. H. Clark qui étudie ces séquences magmatiques arrive à la même conclusion que Dresser. Par contre, à l'opposé de son prédécesseur, il identifie quelques coulées basiques. Clark nommera ces roches sous le terme de « Série Ignée de Bolton » qui seront renommées « Groupe Igné de Bolton » par Clark et Fairbairn en 1936. En 1934, Clark interprétait la mise en place de la Série Ignée de Bolton comme un épanchement de lave basique remplissant les vallées et transformant la région en plateau de lave à l'Ordovicien tardif ou au début du Silurien. En 1948, Cooke observe que les laves se situent au-dessus des roches du Dévonien inférieur et sont donc plus jeunes. En 1957, Ambrose mentionne que les laves sont interlitées aux roches méta-sédimentaires qui sont datées au Trenton inférieur par la présence de graptolites dans les ardoises de Castle Brook dans la région d'Orford. Ces travaux incluaient toutes les roches ignées à l'ouest du lac Memphrémagog (monts Owl's Head, Bear, Hawk, Hogsback, Sugar Loaf, Pévée, Place, Chagnon et Orford).

Les travaux antérieurs reliés aux monts Orford et Chagnon ont été détaillés par Rodrigue (1979). En voici un résumé auquel d'autres articles plus récents ont été ajoutés. Ellis (1886-1894) fut l'un des premiers à étudier le mont Orford. Il le décrivit comme une colline dioritique en association avec de la serpentine. Entre 1901 et 1906, Dresser étudie pétrographiquement les unités de diabase et de gabbro/diorite du mont Orford et il conclut qu'elles sont consanguines. Fortier (1945-1946) considère que les roches ultramafiques de la région du lac Orford sont plus jeunes que les roches du complexe

Orford-Chagnon-Baldface. Selon lui, la mise en place des roches ultrabasiques se serait produite entre les orogénèses taconique et acadienne. Cooke (1950) considère que le gabbro des monts Orford, Chagnon et Baldface est une grande masse intrusive dans les laves de Bolton. De Römer (1960) conclut que ce complexe igné est le produit de la différenciation in-situ d'un seul magma. En 1963, St-Julien considère que les gabbros font partie d'un complexe igné auquel les roches ultramafiques et les métavolcaniques n'appartiennent pas.

En 1972, Lamarche a nommé, pour la première fois, cette association lithologique: ophiolite de type alpin. Son étude portait sur les régions de Thetford Mines et d'Asbestos. Il croyait que les ophiolites résultaient de l'extrusion géante de magma en milieu d'eau profonde dans une zone de tension. En 1975, Laurent définit les massifs d'Orford, Asbestos et Thetford Mines comme des séquences ophiolitiques formées dans un bassin océanique. Leur mise en place à l'état solide dans le prisme métasédimentaire et méta-volcanique s'est effectuée à l'Ordovicien inférieur. En 1986, Oshin et Crockett publient un article sur la pétrogénèse des volcanites du Lac de l'Est dans le Complexe de Thetford Mines. Géochimiquement, les laves sont typiques d'une origine en bassin d'arrière-arc ou en bassin marginal. En réponse à cet article, Church (1987) réplique en mentionnant que l'ophiolite de Thetford Mines pourrait très bien être une ancienne croûte océanique avant-arc qui, par processus tectonique en décrochement, aurait été transportée en position arrière-arc. Oshin et Crockett (1987) lui donneront raison. Laurent et Hébert (1989) arriveront aux mêmes conclusions que Church concernant l'environnement de formation de l'ophiolite. Par contre pour l'ophiolite d'Orford, ces auteurs, de même que Harnois et Morency (1989), conclueront à une origine arrière-arc étant donné l'interdigitation entre des sills alcalins et des tholéiites d'arcs.

En 1997, Mélançon et al. ont publié des données géochimiques sur les roches du Groupe Igné de Bolton. Les conclusions de leur travail suggèrent que ce groupe de roches volcaniques a été formé dans un environnement océanique typique de l'océan Iapetus. Ces volcanites affleurant aux monts Sugar Loaf, Owl's Head et Bear sont interprétées comme des copeaux tectoniques imbriqués dans le Mélange de St-Daniel. De plus, des travaux portant sur les boninites du massif du mont Ham (ophiolite de Thetford Mines) ont été publiés par Olive et al. (1997). Leur étude était consacrée aux isotopes Nd et Sm dans ces boninites qui démontrent clairement le caractère « arc » de l'ophiolite de Thetford Mines et

la contribution de composants géochimiques attribuables à une plaque subductée sous le dispositif insulaire.

Des travaux de maîtrise ont également été menés dans le complexe ophiolitique « Orford-Chagnon ». En 1979, Rodrigue a cartographié le massif d'Orford et, en 1981, Winner s'est attardé à l'étude d'une portion du massif de Chagnon. Ce dernier a comparé le massif du mont Chagnon aux roches ultramafiques et mafiques de North Troy au Vermont. Sur une base géochimique, il conclut que les roches de North Troy sont également d'origine océanique. Il s'agit d'une ancienne croûte océanique plus démembrée et plus métamorphisée que celles du Québec. Plus récemment, Brodeur (1992) a cartographié les unités lithologiques du secteur adjacent au mont Chagnon. Son étude portait sur la structure de la région et incluait le complexe « Orford-Chagnon ». Dans le cadre des travaux de terrain portant sur la reconnaissance métallogénique de l'Estrie, Laszlo Imreh du Ministère de l'Énergie et des Ressources a décrit, à l'été '92, quelques affleurements de la séquence volcanique. Aucun rapport n'a été écrit suite à ses travaux mais quelques analyses lithogéochimiques sont disponibles.

### 1.5 Géologie régionale

Les Appalaches du Sud du Québec (Fig. 3) sont divisées en deux zones tectono-stratigraphiques, d'orientation NNE-SSO, séparées par la Ligne Brompton-Baie Verte (LBBV). La zone de Humber, située au nord-ouest de la LBBV, repose en discordance sur le socle grenvillien constituant, au Précambrien supérieur-Paléozoïque inférieur, l'ancien craton Laurentia. Les unités lithostratigraphiques qui la composent sont d'âge Cambro-Ordovicien et représentent des séquences volcano-sédimentaires déposées sur l'ancienne marge continentale lors du rifting et du développement de l'océan Iapetus. À présent, ces unités se présentent sous la forme de nappes de charriage d'orientation NNE-SSO (Pinet et Tremblay, 1995).

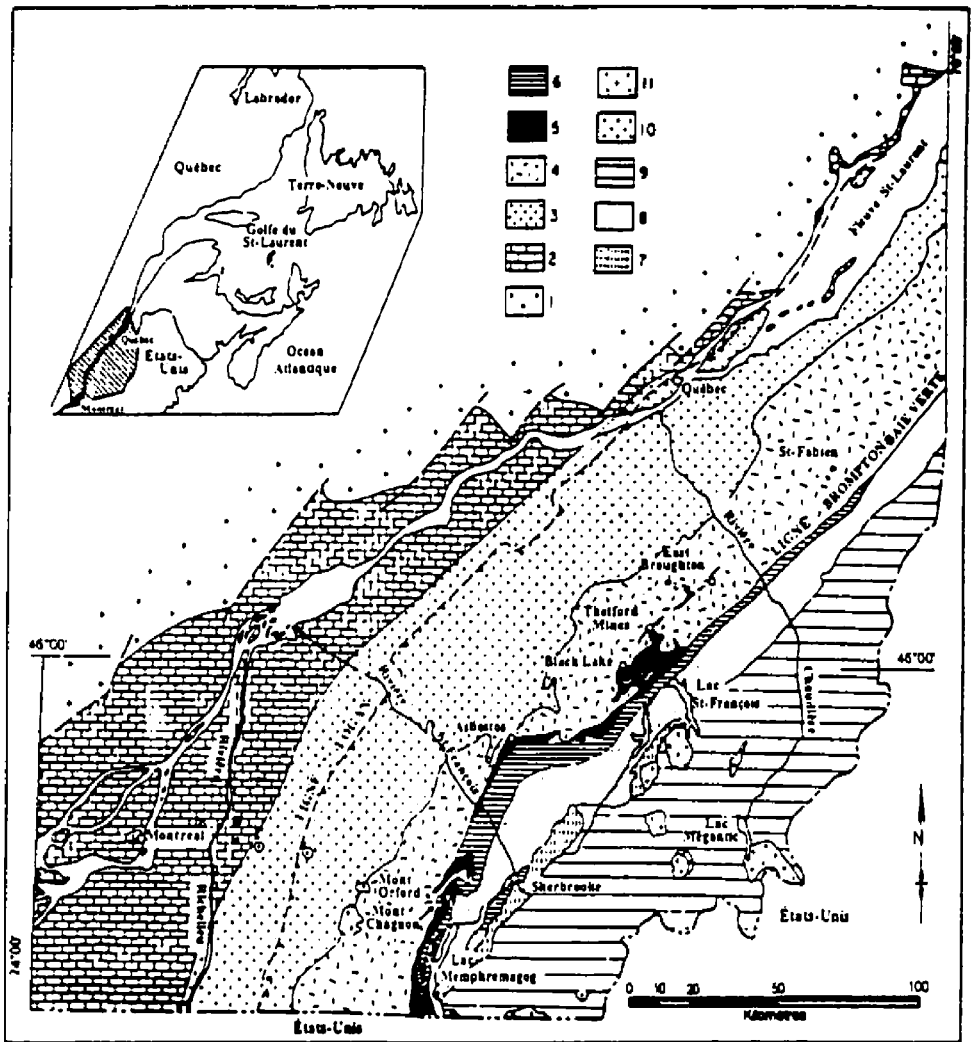
Du côté sud-est de la LBBV, les séquences volcano-sédimentaires d'âge Cambro-Ordovicien appartiennent à la zone de Dunnage. Elles représentent les vestiges de l'ancien océan Iapetus qui aurait débuté sa fermeture vers la fin de l'Ordovicien inférieur (Williams, 1979). C'est dans cette zone



que se retrouvent les divers copeaux ophiolitiques majeurs (Orford-Chagnon, Thetford Mines & Asbestos) de même que le Mélange de St-Daniel, le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog.

Les phases de déformation qui ont affecté les Appalaches du Sud du Québec se résument aux orogénèses taconienne et acadienne. L'orogénèse taconienne, à l'Ordovicien moyen, a affecté les zones de Humber et de Dunnage produisant dans un premier temps de grands plissements et des failles de chevauchement à vergence nord-ouest qui, par la suite, ont été repris par des plis à vergence sud-est. La zone étudiée fait partie de la zone interne de l'orogène Taconien comprenant des unités lithologiques continentales et océaniques métamorphisées et polydéformées (Tremblay et Pinet, 1994). Lors de l'orogénèse acadienne, au Dévonien, la déformation a entraîné de grands plis droits NE-SO qui se sont manifestés jusque dans la zone interne de Humber (monts Sutton et Notre-Dame). La Ligne Brompton-Baie Verte (LBBV), autrefois perçue comme la zone de suture tectonique entre les roches continentales de la marge de Laurentia, au nord-ouest, et les roches océaniques de la zone de Dunnage, au sud-est, est maintenant réinterprétée comme une structure replissée qui ne représenterait plus la zone d'enracinement (root zone) de l'ancien océan Iapetus (Pinet et Tremblay, 1995). De récents levés géophysiques par réflexion sismique (Spencer & al., 1989; dans Pinet et Tremblay, 1995) indiquent que la LBBV est une structure faillée de faible profondeur.

Dans la région immédiate du mont Chagnon, les unités lithologiques appartiennent toutes à la zone de Dunnage. À l'est, le Mélange de St-Daniel semble en contact discordant avec les séquences extrusives de l'ophiolite. St-Julien & Hubert (1975) ont mentionné que ce mélange reposait en conformité sur les roches mafiques des ophiolites. À Chagnon, le St-Daniel est bel et bien en contact de faille avec l'ophiolite. Sous le mélange ophiolitique, à la base du massif, on retrouve le Complexe structural de Brompton, tel que défini par Brodeur (1992), qui se compose essentiellement de wacke quartzo-feldspathique sous forme discontinue et lenticulaire. D'autres lithologies de moindre importance sont également présentes. Un peu plus à l'ouest, le Complexe structural de la LBBV marque la limite Dunnage-Humber. Ce complexe est intensément faillé et comprend, outre les unités sédimentaires, des copeaux de serpentinites, d'orthopyroxénites et de gabbros se rattachant génétiquement à l'ophiolite Orford-Chagnon (Brodeur, 1992). Brodeur a introduit le terme «Complexe structural» puisque, selon lui, il ne fait aucun doute que des processus tectoniques ont accolé ces assemblages variés de roches hétérogènes.



- |                    |   |                           |                          |   |                  |  |
|--------------------|---|---------------------------|--------------------------|---|------------------|--|
|                    | 1 | Socle précambrien         |                          | 7 | Complexe d'Ascot | ] Zone de<br>Dunnage                                 |
|                    | 2 | Plate-forme du St-Laurent |                          | 8 | Groupe de Magog  |  |
| Zone de<br>Humber  | [ | 3                         | Zone des nappes externes |   | 9                | Synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley             |
|                    |   | 4                         | Zone des nappes internes |   | 10               | Granites dévoniens                                   |
| Zone de<br>Dunnage | [ | 5                         | Ophiolites               |   | 11               | Roches intrusives alcalines (collines montréalaises) |
|                    |   | 6                         | Formation de St-Daniel   |   |                  |  |

**Fig. 3** Les grandes divisions tectono-stratigraphiques des Appalaches du Québec. Les massifs ophiolitiques de Chagnon et d'Orford font partie de la zone de Dunnage (St-Julien et Hubert, 1975).

## **CHAPITRE 2** GEOLOGIE DU MASSIF OPHIOLITIQUE DU MONT CHAGNON

Le massif du mont Chagnon se situe dans la zone de Dunnage des Appalaches du Sud du Québec. Cette ophiolite est formée de séquences intrusives, extrusives et sédimentaires typiques de celles retrouvées dans les autres grands complexes ophiolitiques appalachiens. À la base, la zone ultramafique est, cependant, très réduite et est probablement reprise dans un mélange tectonique ou ophiolitique. Cette section traitera de la description pétrographique des diverses unités crustales en débutant par la partie basale apparente de l'ophiolite (Fig. 4). Cette description provient des données de terrain et de l'étude pétrographique des lames minces. La carte géologique du massif du mont Chagnon est présentée à la figure 4 et, en pochette, trois feuillets détaillent la localisation des affleurements, les faciès géologiques et la géologie structurale.

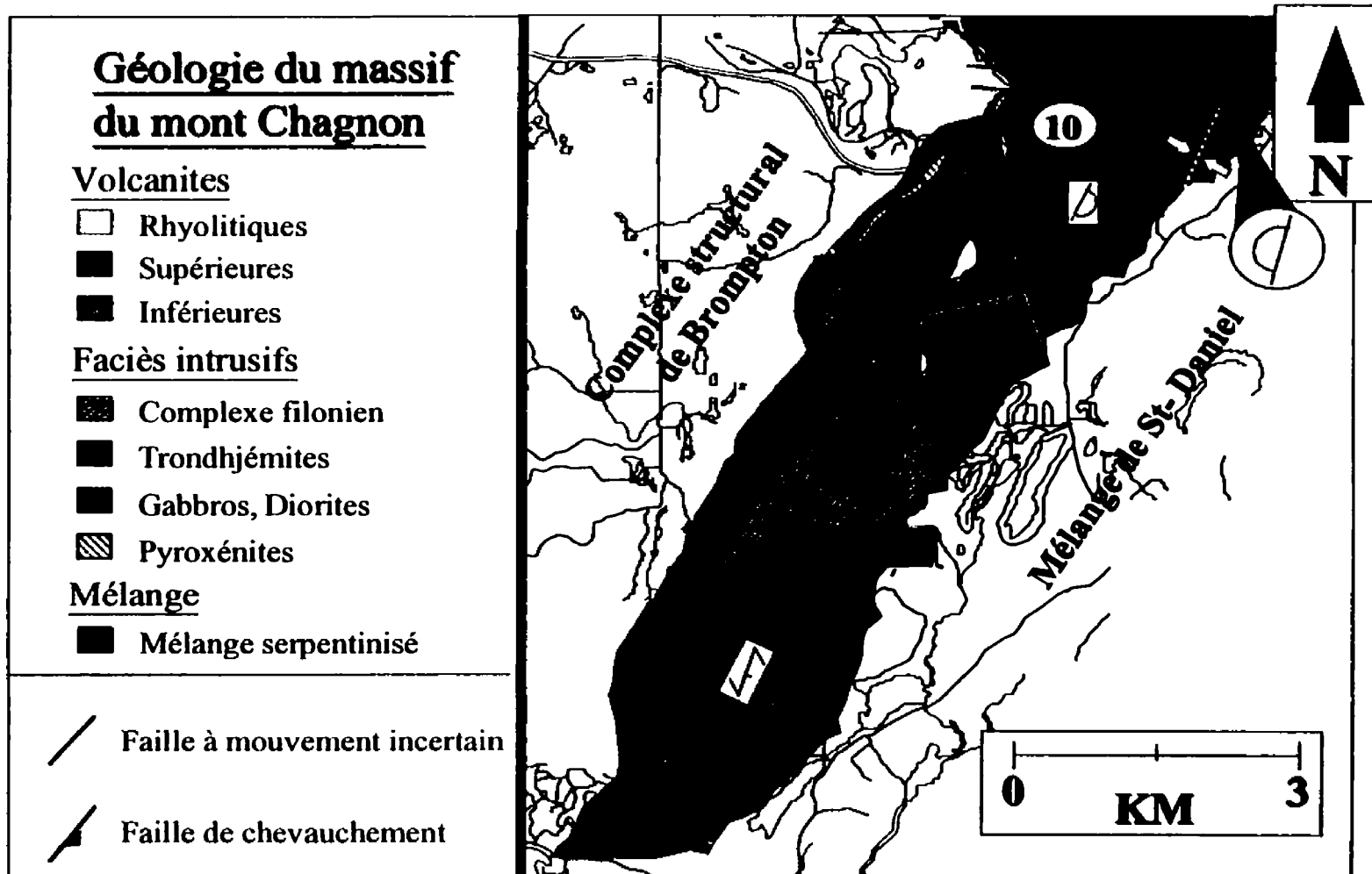
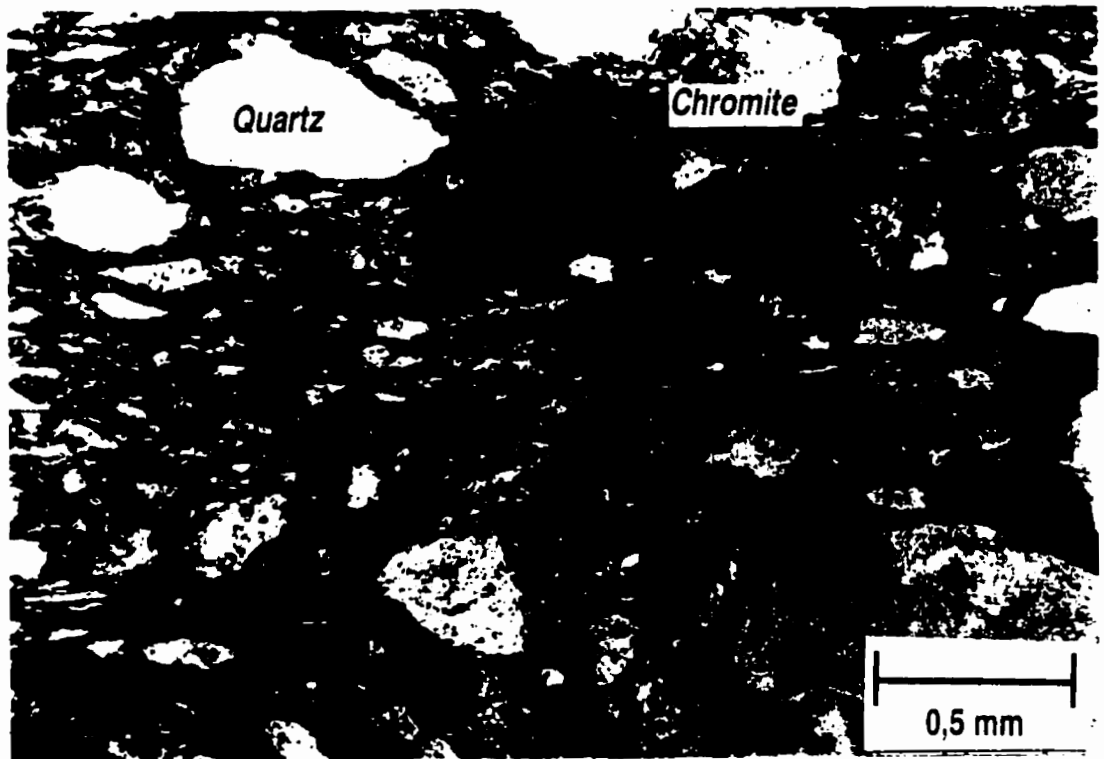


Fig. 4 Carte géologique du massif ophiolitique du mont Chagnon, Québec.

## 2.1 Complexe structural de Brompton

Brodeur (1992) a défini cette unité comme un complexe structural dont les lithologies sont quasi-similaires à celles de la Ligne Brompton-Baie Verte située plus à l'ouest. Les diverses phases cartographiques ont montré que les sous-unités lithologiques sont très discontinues et souvent délimitées par des failles d'orientation NE-SO. La lithologie dominante est un wacke quartzo-feldspathique vert à fragments de granite et de micas détritiques. Les autres lithologies, d'étendue restreinte, sont le micaschiste à quartz, chlorite et séricite, le métatuf mafique et le tuf rhyolitique. Elles apparaissent près des contacts de failles avec le Complexe structural de la Ligne Brompton- Baie Verte et le complexe ophiolitique Orford-Chagnon (Brodeur, 1992).



**Fig. 5** Grain de chromite sub-anguleux dans un grès lithique du Complexe structural de Brompton (FH-95-45, *Lum. naturelle*).

À l'été '95, quelques affleurements de ce complexe structural ont été décrits à proximité de l'ophiolite. L'étude microscopique du wacke quartzo-feldspathique a révélé la présence de quelques grains sub-anguleux de chromite (Fig. 5) dont l'origine pourrait être rattachée à l'ophiolite. Des affleurements composés d'ardoise rouge et de méta-grès micro-conglomératique ont également été cartographiés. Les clastes présentent un aplatissement marqué. Selon Lamothe (1978), la Formation de Brompton (ou Complexe structural de Brompton) est d'âge Cambrien. Selon Brodeur (1992), l'âge cause un problème puisque ce complexe structural est formé de plusieurs unités lithologiques d'origine variée incluant des copeaux du complexe ophiolitique Orford-Chagnon. Reprenant l'idée de Williams et St-Julien (1982), Brodeur suggère que le Complexe structural de Brompton s'est mis en place à l'Ordovicien inférieur à moyen.

## 2.2 Le mélange ophiolitique

Situé à la base topographique du côté ouest du mont Chagnon et aussi à l'est, ce mélange est composé de blocs de nature variée compris dans une matrice de serpentinite cisailée (Fig. 6). Cette lithologie, de moins de 150 mètres de largeur, a été identifiée à plusieurs endroits sur presque toute la longueur de l'ophiolite. La zone au sud semble dépourvue de ce mélange. Le mélange affleure de façon sporadique dans les ruisseaux, les sentiers ou à la base du gros escarpement délimitant la façade ouest de la montagne. La meilleure exposition est située au sud du lac Orford, le long de la route 112 (près du belvédère). À cet endroit, il est possible d'y observer des blocs arrondis de composition dunitique, harzburgitique, lherzolitique, pyroxénitique, gabbroïque et volcanique. Des blocs de rodingite sont aussi fréquents. Beaucoup de blocs intacts ont été conservés sans déformation ni altération tardives.

Lamothe (1978) a étudié le mélange ophiolitique du lac Montjoie situé à quelques kilomètres au nord-est du mont Orford (près du lac Brompton). Il a subdivisé ce mélange en cinq unités (A à E). Pour les unités A à D, les distinctions sont basées sur la prédominance de blocs de certaines compositions. Au lac Montjoie, l'unité C correspond à un assemblage chaotique de blocs de péridotites serpentinisées et d'amphibolites foliées dans une matrice schisteuse serpentinitique. Le mélange ophiolitique du mont Chagnon contient majoritairement des blocs de même nature et a une apparence similaire. Comme mentionné précédemment, il contient aussi des volcanites, des gabbros et des rodingites.



**Fig. 6** Bloc de rodingite dans le mélange ophiolitique serpentinisé (FH-95-33A). Photo prise dans la coupe de l'autoroute 10 (Côté sud).

Lamothe mentionne que la foliation dans les blocs d'amphibolites est antérieure à la formation du mélange. Il s'agit d'un métamorphisme dynamothermal et non statique. Il rattache aussi la formation de ce mélange à des phénomènes de diapirisme. Puisque la serpentinite a une densité plus faible que les roches encaissantes, elle peut remonter le long de plans de faille lors de contraintes orogéniques en arrachant des blocs de nature variée lors de son ascension. Ces phénomènes se produisent dans les zones de subduction alors que la croûte subductée se déhydrate. Des processus tectoniques comme des chevauchements peuvent également être la cause de ce mélange (St-Julien et Hubert, 1975; Rodrigue, 1979).

### 2.2.1 Les blocs d'amphibolite dans le mélange

Un grand pourcentage de blocs dans le mélange ophiolitique est représenté par des amphibolites foliées. Celles-ci sont composées de pargasite, tschermakite, hornblende, actinote et de chlorite. Aucun grenat n'a été décrit microscopiquement. Par contre des petits grains d'hydrogrenats sont présents. Cette phase minéralogique n'est pas indicatrice de phénomène de pression comme le grenat peut l'être. Synthétiquement, l'hydrogrenat se forme sous 500° C et 2 kbars (Deer et al., 1992).

Tout comme Lamothe, Whitehead et al. (1995) notent que les foliations et les linéations dans ces blocs ont des orientations variées indiquant que ces fabriques se sont formées avant leur incorporation au mélange. Elles ont, par la suite, subi une rotation. Les données structurales de l'été '95 ne sont pas suffisantes pour supporter ou réfuter ces conclusions.

### 2.3 Unités ultramafiques

Au cours de l'été '95, quelques affleurements de cette unité ont été décrits. Cette zone ultramafique est en contact faillé sur le mélange ophiolitique. Trois groupes ultramafiques principaux ont été étudiés.

#### 2.3.1 Les péridotites

Selon Winner (1981), cette unité aurait de 50 à 100 mètres d'épaisseur. Elle n'est pas présente sur toute la longueur du massif. Magnétiques et de couleur vert très foncé à noire, ces péridotites sont composées essentiellement de serpentinite pseudomorphisant d'anciens grains d'olivine. Les cristaux de pyroxènes occupent parfois 10% du volume de la roche. Ceux-ci sont remplacés par de la bastite (Fig. 7). La majorité d'entre-eux semble avoir été des pyroxènes pauvres en calcium. Dans ce cas, le protolithe pourrait être une harzburgite (>10% d'orthopyroxène). Dans les cas où il y a moins de 10% d'OPX il s'agit d'une dunite.



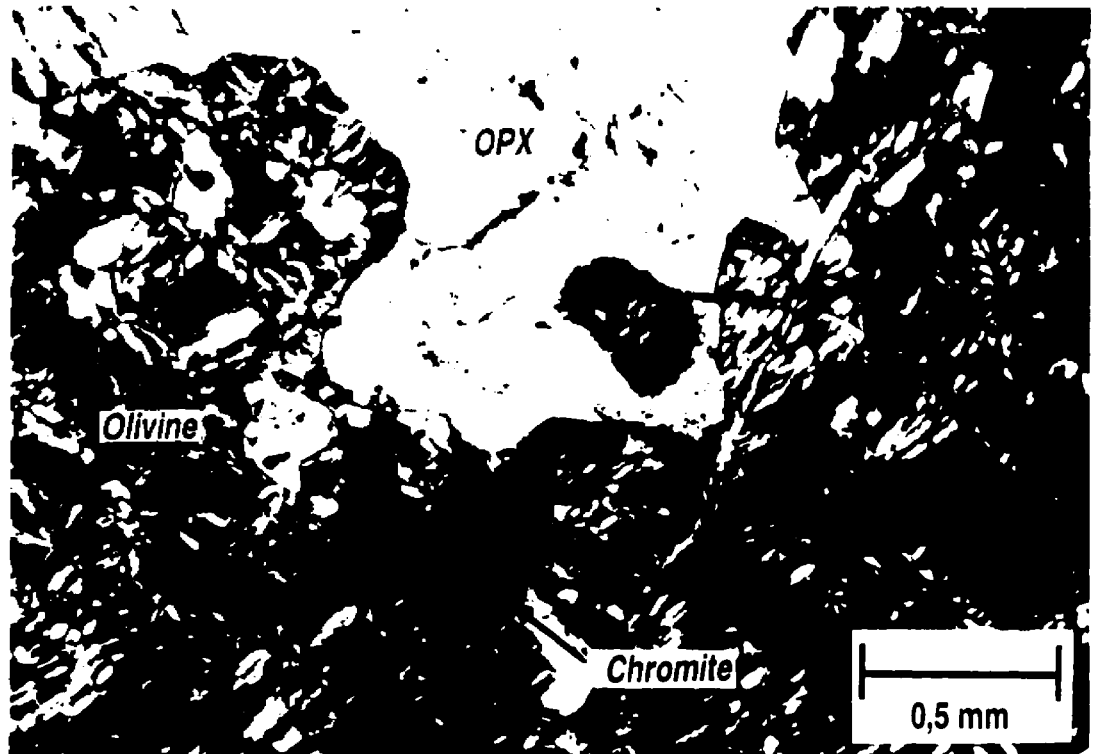


Fig. 7 L'olivine et l'orthopyroxène sont pseudomorphisés par de la serpentine. L'inclusion serpentinisée à l'intérieur du pseudomorphe d'orthopyroxène est probablement une olivine. Ceci indique la cristallisation précoce de l'olivine par rapport à l'orthopyroxène (FH-95-204D, Lum. Naturelle).

Des grains de chromite légèrement fracturés (<5%) occupent des positions interstitielles ou en inclusion dans l'olivine. Cette chromite est partiellement remplacée, en bordure et dans les fractures, par de la magnétite issue de la transformation de l'olivine en serpentine. La position structurale de cette unité, à la base du massif, explique qu'elle soit souvent déformée par des couloirs mylonitiques (FH-95-147).

### 2.3.2 Les pyroxénites

Un horizon restreint a été cartographié près de la base apparente du massif. Sur le terrain, cette unité massive a une granulométrie moyenne avec des couleurs vert moyen à foncé. L'indice de coloration voisin de 100% indique l'absence quasi-totale de plagioclase. La roche est non magnétique. Les webstérites correspondent aux pyroxénites les plus abondantes. Les clinopyroxènes, généralement plus importants que les orthopyroxènes, sont bien conservés et peu altérés en actinote. Les orthopyroxènes sont presque entièrement remplacés par de la chlorite ferrifère, de l'actinote et de la magnétite. Cette dernière est surtout présente dans les clivages du minéral pauvre en calcium. Des exolutions discontinues de clinopyroxène dans l'orthopyroxène ont été amphibolitisées. L'ordre de cristallisation indique une précipitation antérieure de l'orthopyroxène par rapport au clinopyroxène généralement en position interstitielle (Fig. 8).



**Fig. 8** L'orthopyroxène (gris pâle et foncé) a cristallisé avant le clinopyroxène. À noter la présence de joints triples signifiant une recristallisation métamorphique importante (FH-95-24, Lum. Polarisée).

Aucune olivine n'a été observée, par contre, il semble y avoir des minéraux en phase orthocumulat, remplacés par de la chlorite, qui pourraient bien en être des pseudomorphes. Des grains de chromite y sont associés. Il y a aussi certaines inclusions arrondies silicatées, maintenant chloritisées, dans les pyroxènes qui suggèrent la présence de pseudomorphes d'olivine. Un échantillon (FH-95-21) contient des phases minérales interstitielles aux pyroxènes qui devaient être des plagioclases. Maintenant complètement pseudomorphisé par de la chlorite ferrifère. ce plagioclase s'est formé postérieurement à toutes les phases primaires. La séquence de cristallisation se lit comme suit:



Il est évident que cette unité lithologique a subi une recristallisation métamorphique importante marquée par l'abondance de joints triples à  $120^\circ$ . Cependant les déformations sont absentes. Quelques veinules de chlorite ferrifère recourent les phases minérales primaires.

### 2.3.3 Les amphibolites

Les amphibolites se présentent comme des unités très restreintes le long de failles NE-SO se concentrant à proximité de l'autoroute 10. À l'affleurement, la roche, souvent cisailée, est moyennement grenue (2-4 mm) avec une couleur vert pâle. Elle est non magnétique. Les cristaux d'amphibole se distinguent aisément et ont un habitus prismatique typique de la hornblende.

En pétrographie microscopique, il est possible d'observer quelques grains de clinopyroxène dont le remplacement par l'amphibole est très important. Trois types d'amphiboles sont distingués d'après leur habitus, leur couleur et leur composition déterminée par micro-sonde. Les cristaux grenus ont un coeur de hornblende vert pâle et une couronne métamorphique de cummingtonite incolore à vert pâle. De la trémolite fibreuse recoupe les hornblendes et les cummingtonites. Elle indique un stade métamorphique tardif et rétrograde. Parmi les minéraux opaques il est possible de distinguer quelques

grains de chromite. Le protolithe semble être une pyroxénite ( $\pm$  chromite) et non pas une roche mafique. Aucun pseudomorphe d'olivine n'a été observé.

## 2.4 Unités intrusives

Plusieurs faciès intrusifs de composition mafique à felsique ont été décrits. Il est important de noter que le volume relatif de ces unités par rapport aux volcanites, plus à l'est, n'est pas aussi important que dans le cas de croûte océanique typique. Ceci peut s'expliquer par le fait que la base des intrusions au mont Chagnon n'est pas la base réelle de l'ancienne croûte océanique. Le contact entre le mélange ophiolitique serpentinisé et les intrusions est faillé et la base réelle de la croûte (zones ultramafique et mafique) est quasi-absente à l'exception de quelques endroits où l'on peut observer des unités massives de roches ultramafiques de composition périclétique ou pyroxénitique. Aucune texture de cumulat n'a été identifiée contrairement à celles observées au mont Orford (Rodrigue, 1979). Sur la carte géologique, deux unités principales ont été distinguées. La première, la plus importante, est celle regroupant les gabbros au sens large (leuco à mélagabbros). La distinction entre les lithologies mafiques n'a pas été faite puisque les variations à l'échelle du 1:20 000 sont trop rapides pour être cartographiables. Pétrographiquement ces lithologies sont distinguées selon leur contenu en minéraux titanifères (ilménite-sphène-leucoxène $\pm$ rutile). La deuxième unité concerne les trondhjemites.

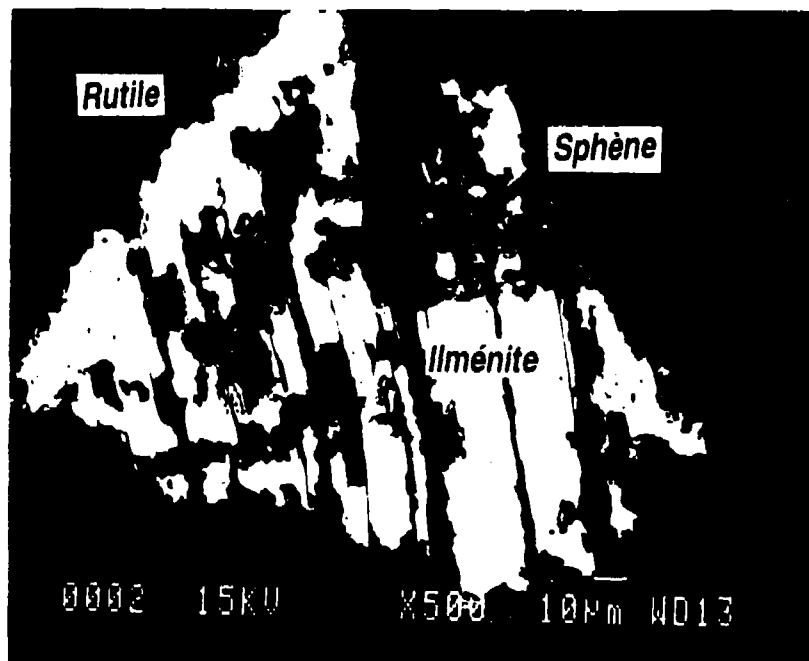
### 2.4.1 Gabbros au sens large

Les faciès intrusifs sont très variés tant en granulométrie qu'en composition. D'un affleurement à l'autre les variations sont frappantes. Le faciès le plus fréquent est celui composé d'un assemblage de clinopyroxène et de plagioclase dans des proportions sensiblement égales. Sa couleur est vert moyen. La granulométrie est fine à moyenne (1-2 mm) et la texture est plutôt granulaire que diabasique (ophitique). Le faciès de gabbros à hornblende avec ou sans quartz n'est pas négligeable. Cette sous-unité ne figure pas sur la carte géologique mais il est juste de mentionner qu'elle se situe surtout dans la partie supérieure des intrusions gabbroïques. Sa granulométrie est plus grossière (2-5 mm) que les gabbros sensu-stricto. Des poches centimétriques à métriques de forme irrégulière de gabbros à hornblende et quartz grossièrement grenus (>5mm) ont été observées à plusieurs reprises.

À quelques endroits, des affleurements ont été décrits comme étant des albitites (ou plagioclases). Ce faciès intrusif est composé de >85% de plagioclase à texture diabasique. Cette lithologie est surtout observée dans les fragments des unités détritiques associés à des débris de talus. Ces derniers seront décrits ultérieurement.

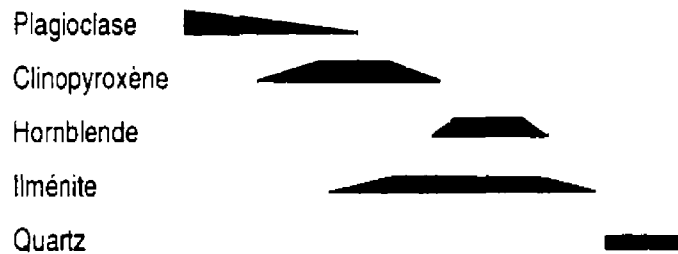
#### 2.4.1.1 Intrusions pauvres en minéraux titanifères

Ce type de gabbros est répandu parmi les intrusions. L'étude pétrographique révèle des pourcentages de minéraux titanifères variant de 0 à 3%. L'habitus de ces minéraux est xénomorphique et ils ont un aspect chagriné. Des analyses au microscope électronique à balayage ont révélé, dans ces minéraux titanifères, la présence d'un assemblage complexe d'ilménite, de sphène et de rutile (Fig. 9).



**Fig. 9** Assemblage minéralogique titanifère dans un gabbro à quartz. Trois phases minéralogiques ont été détectées à l'aide du microscope électronique à balayage. Il s'agit de l'ilménite (zone blanche), du rutile (zone gris pâle) et du sphène (zone gris foncé) (FH-95-36).

Winner (1981) a décrit ces cristaux comme étant des ilménites primaires maintenant remplacés par le sphène et/ou leucoxène. Le rutile est peut-être magmatique puisqu'il a été observé en exsolution dans les cristaux d'ilménite. Il est fréquent d'observer de la hornblende et du quartz en abondance. Ces silicates sont magmatiques pour la plupart. La hornblende magmatique est limpide et très bien formée (FH-95-142C). Le quartz primaire est xénomorphe et est interstitiel aux autres phases. Il semble exister une relation inverse entre le pourcentage de minéraux titanifères et celui de la hornblende et du quartz. La séquence de cristallisation est facilement déduite:



Un des échantillons (FH-95-33F) se distingue des autres par la présence d'orthopyroxène (Fig. 10). Cette gabbronorite contient aussi des clinopyroxènes légèrement actinolitisés et des plagioclases complètement pseudomorphisés par de l'hydrogrenat et de la chlorite ferrifère. L'orthopyroxène, par sa forme idiomorphe, précède le plagioclase et le clinopyroxène dans l'ordre de cristallisation. Dans cet échantillon, aucune phase titanifère n'a été observée.

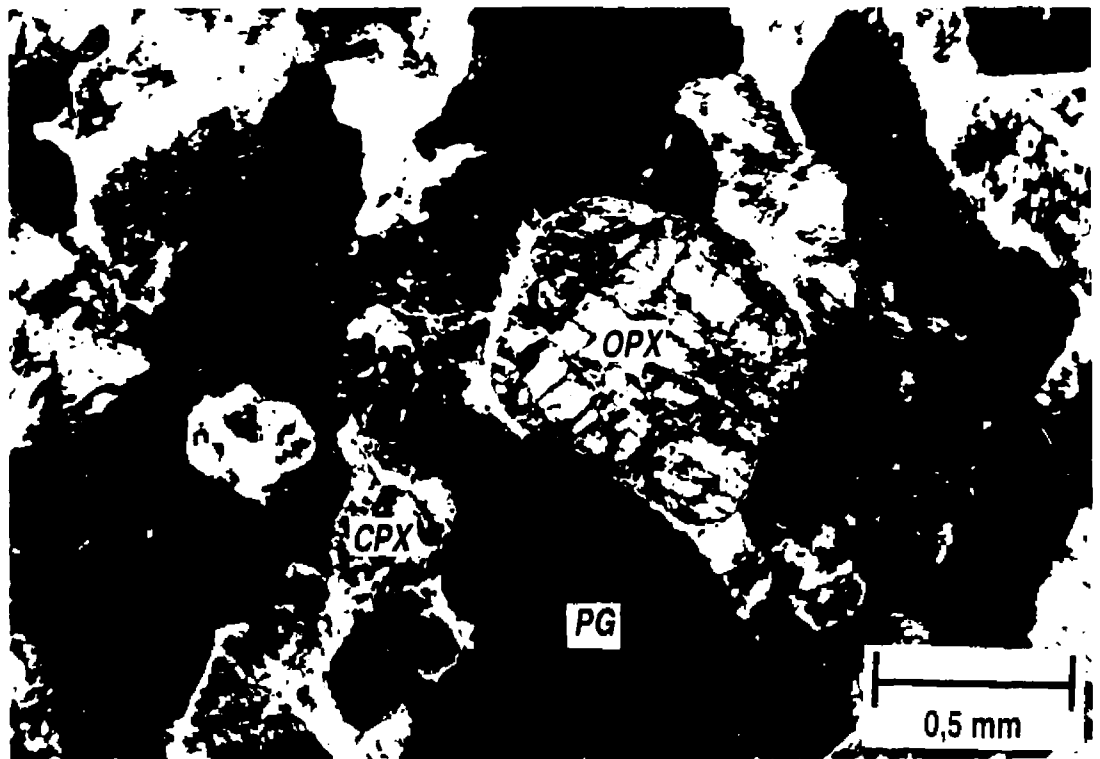


Fig. 10 Relation minéralogique entre les orthopyroxènes, les clinopyroxènes et les plagioclases dans une gabbrorite dépourvue de minéraux titanifères. Les plagioclases pseudomorphisés par de l'hydrogrenat et de la chlorite, ont cristallisé après les pyroxènes (FH-95-33F, Lum. Polarisée).

#### 2.4.1.2 Intrusions riches en minéraux titanifères

Les intrusions considérées comme étant riches en minéraux titanifères contiennent plus de 3% de sphène métamorphique (Fig. 11). Cette phase n'est cependant pas homogène et contient de l'ilménite magmatique, du rutile et du leucoxène. L'échantillon FH-95-330 contient jusqu'à 8% de sphène métamorphique qui présente un aspect squelettique. Dans cette famille, la hornblende est rarement magmatique. L'échantillon FH-95-140 montre des hornblendes poéclitiques avec des plagioclases idiomorphes en inclusion. Celles-ci semblent primaires et aucun quartz n'y est associé. En fait, le quartz n'est présent que dans les veinules ou comme produit de réactions métamorphiques.

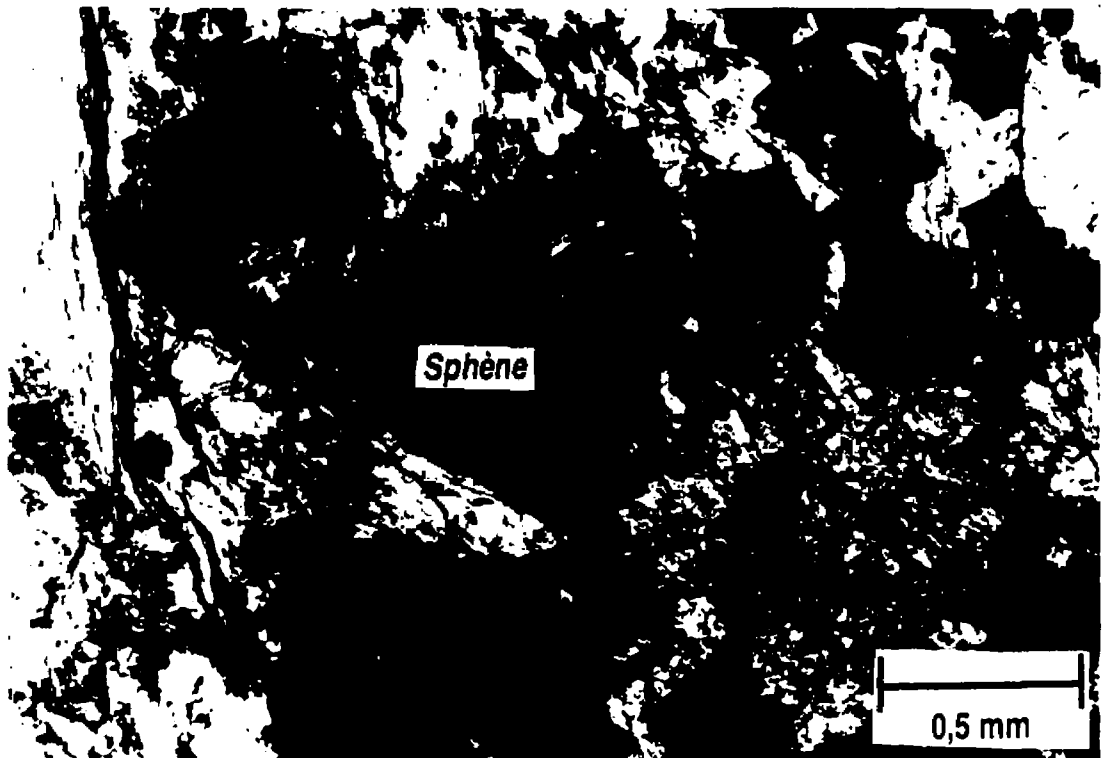


Fig. 11 Sphène métamorphique de forme squellettique pseudomorphisant de l'ilménite dans un gabbro moyennement grenu (FH-96-329, Lum. Naturelle).

L'ordre de cristallisation typique est:



La hornblende magmatique, rarement observée dans cette série, cristallise après le plagioclase. Sa relation temporelle avec le clinopyroxène n'est pas connue. Des remplacements partiels sont fréquemment observés. Les clinopyroxènes sont partiellement métamorphisés en chlorite ferrifère et en actinote (en bordure). Parfois la hornblende remplace ces phases. Le plagioclase, lui, est partiellement altéré en actinote, clinozoïsite, calcite et chlorite ferrifère.



### 2.4.1.3 Observations métamorphiques sur les gabbros

Il est à noter que le grade de métamorphisme est plus élevé que celui déduit à partir des minéraux associés aux dykes et aux laves. Le faciès des amphibolites a probablement été atteint à certains endroits puisque les phases primaires et l'actinote subissent un remplacement partiel par la hornblende. Cette dernière est plutôt mal formée et poéclblastique avec des inclusions de plagioclase, d'actinote et de quartz. Des amphiboles de type «pargasite» ont été analysées à la micro-sonde. Leur aspect est fibreux avec un pléochroïsme intense dans les verts. Elles recoupent toutes les phases métamorphiques. Leur présence n'est pas discutée plus en détail puisqu'elle sera interprétée dans les travaux de Turcotte (en prép.).

### 2.4.2 Trondhémities

Une des caractéristiques particulières est le volume important occupé par les intrusions felsiques. Les trondhémities sont des plagiogranites ne contenant que très rarement des feldspaths potassiques. Ceci se traduit par des valeurs de  $K_2O < 1\%$ . Le plagioclase incorpore alors le K dans sa structure cristalline (Coleman et Peterman, 1975). Ce sont des lithologies apparentées à des environnements océaniques et non continentaux.

Sur l'affleurement, les trondhémities se distinguent très facilement des autres lithologies. Leur patine gris à vert pâle avec des grains grossiers de quartz xénomorphes abondants (>50%) leur sont caractéristiques. Habituellement, la déformation est absente mis à part la présence de certains clivages très fins fracturant les quartz et les plagioclases.

Microscopiquement, les textures magmatiques sont bien conservées. Il est fréquent d'observer des textures granophyriques (Fig. 12). Ces textures sont formées par l'intercroissance de plagioclase et de quartz cristallisant autour d'un cristal idiomorphe de plagioclase. Les plagioclases, de composition sodique, sont très légèrement remplacés par de la chlorite ferrifère, de la pistachite, de la calcite et de la séricite. Les minéraux ferro-magnésiens primaires sont absents. Du zircon a été observé, en trace, dans un seul échantillon (C-95-10T). Les textures de recristallisation sont mises en évidence par des

bordures de grains irrégulières entre les plagioclases et le quartz. Quelques veinules de chlorite ferrifère sont également présentes.

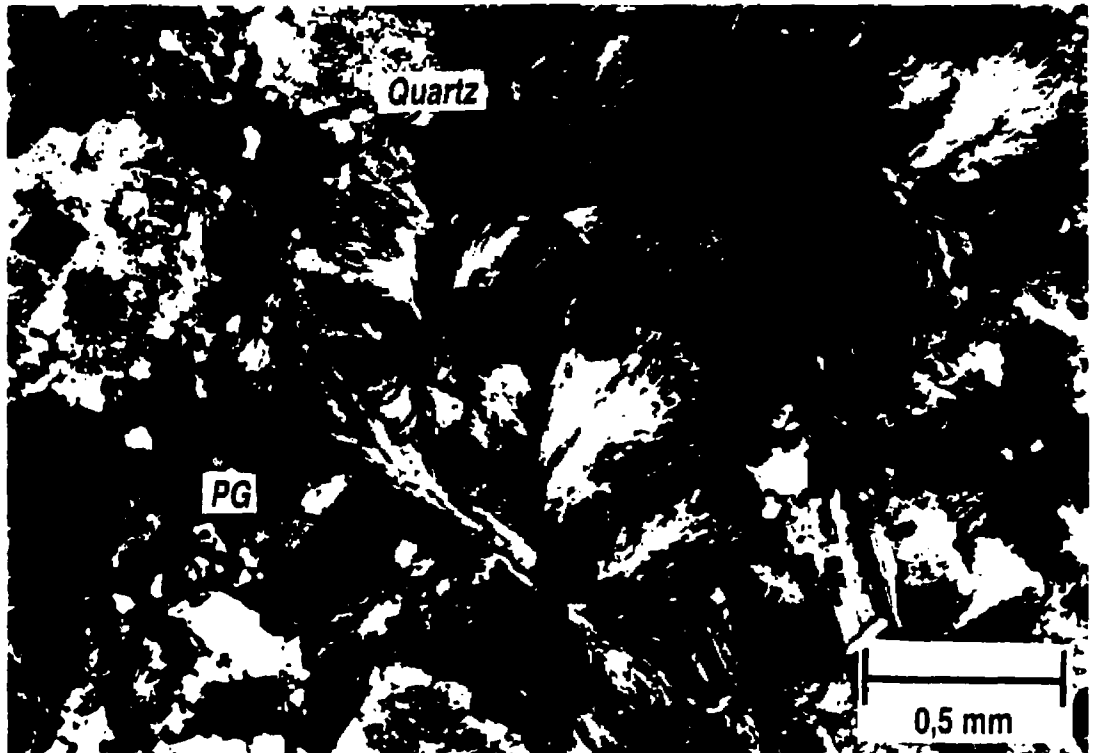


Fig. 12 Texture granophyrique dans une trondhjemite. Il s'agit d'une texture magmatique formée par l'intercroissance du plagioclase et du quartz (BT-95-Si4, Lum. Polarisée).

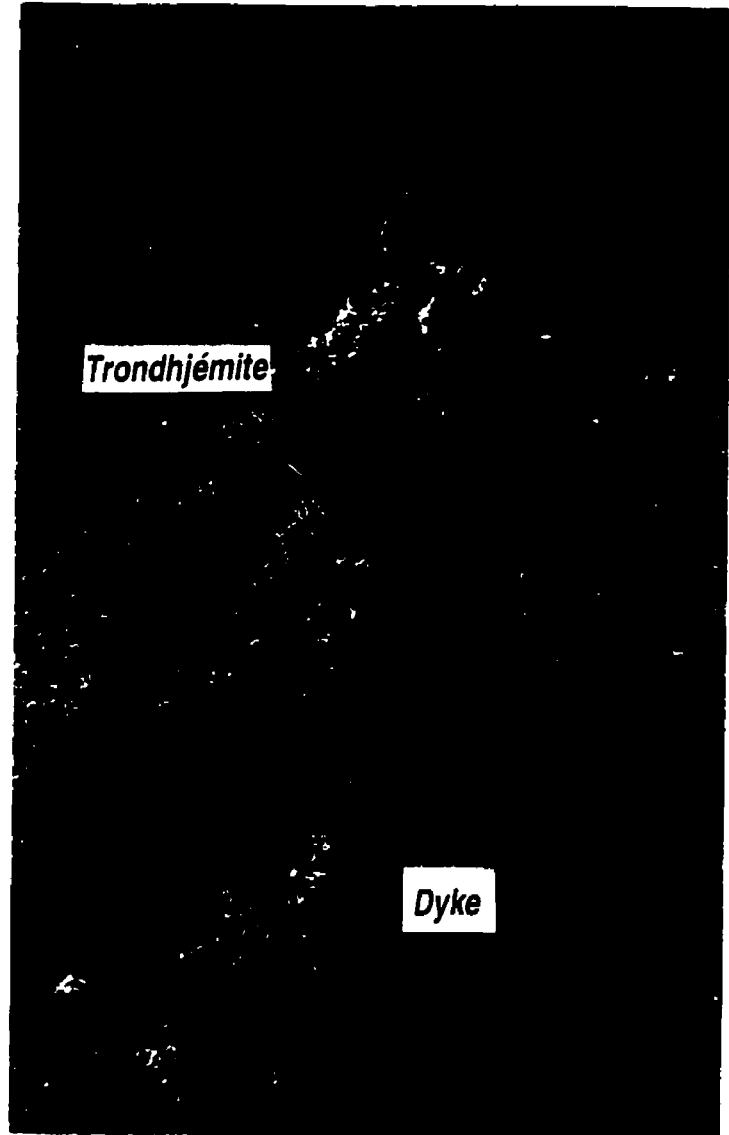
Winner (1981) a cartographié des copeaux tectoniques de trondhjemites dans les volcanites et dans l'unité massive ultramafique. Il interprète la formation des trondhjemites comme étant de la différenciation poussée à partir des gabbros. Ceci permet d'expliquer, selon lui, les contacts graduels entre les gabbros, gabbros à quartz/diorites à quartz et les trondhjemites.

## 2.5 Injections hypabyssales

Les filons se retrouvent à tous les niveaux de la séquence ophiolitique. Dès la base apparente du massif (flanc ouest du mont Chagnon), il est possible d'en cartographier dans les unités intrusives (Fig. 13). Ils deviennent très abondants au sommet du mont où, par endroit, ils occupent 100% du volume des affleurements. Dans ce cas, il s'agit d'un complexe filonien. Même dans la séquence de lave il est possible d'en répertorier assez fréquemment. Certains dykes métriques d'orientation NO-SE ne doivent pas être confondus avec les dykes de la séquence ophiolitique. En effet ces injections alcalines lamprophyriques d'âge Crétacé sont associées aux intrusions montérégiennes situées plus à l'ouest (Morin et al., 1996). Celles-ci sont, en général, très bien conservées.

La distinction entre les familles de dykes est basée, comme pour les intrusions, sur le pourcentage de minéraux titanifères (ilménite-sphène-leucoxène-rutile). À partir de ce critère de sélection une observation primordiale est apparue. Les dykes de composition basaltique et andésitique pauvres en minéraux titanifères sont présents dans des zones constituées essentiellement d'injections hypabyssales qui forment un complexe filonien situé entre les intrusions, à l'ouest, et les volcanites, à l'est. Ce complexe filonien n'est cependant pas étendu sur toute la longueur du massif. Dans les parties sud-ouest et nord-est aucune zone riche en filons n'a été identifiée. L'autre famille de dykes est présente à la grandeur du massif. Ces dykes basaltiques et andésitiques riches en minéraux titanifères se retrouvent dans les intrusions, dans le complexe filonien et dans les séquences volcaniques.

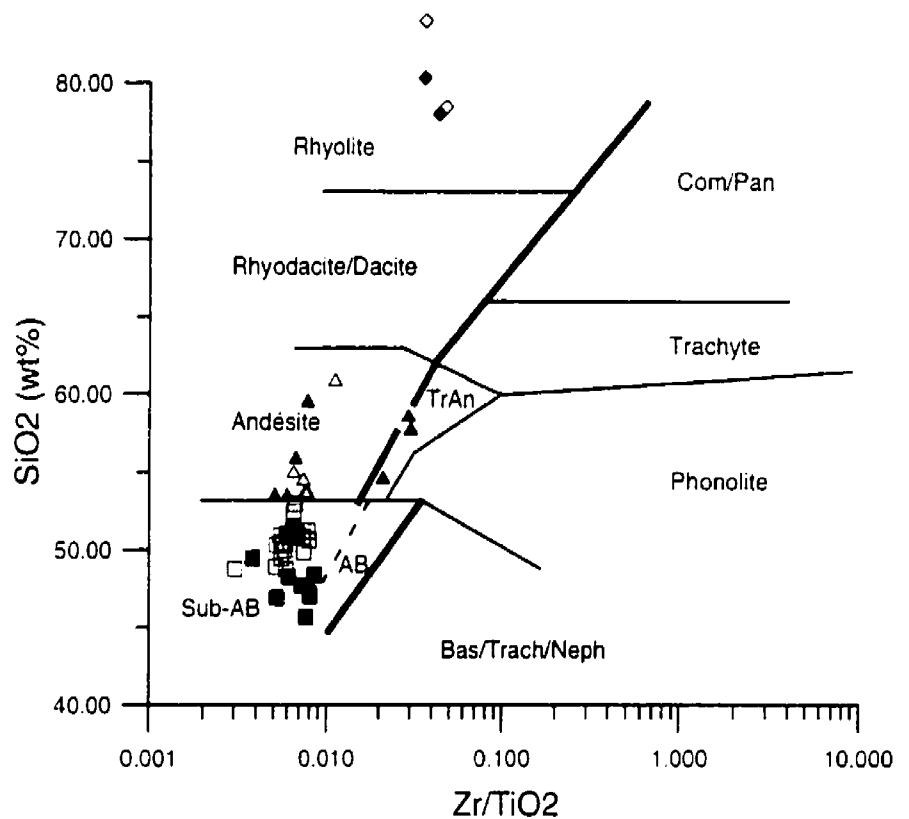
Des regroupements basés sur l'orientation des dykes ou sur les divers types de phénocristaux n'ont rien donné de concluant. Certaines épidosites riches en pistachite se retrouvent dans la partie intrusive de l'ophiolite mais elles ne seront pas décrites ici (voir Turcotte, (en préparation)).



**Fig. 13** Exemple d'un des nombreux dykes à texture diabasique observés dans la zone intrusive du massif. Ici la roche encaissante est une trondhémite (C-95-11).

#### 2.5.1 Dykes basaltiques et andésitiques

Ils représentent la très grande majorité des dykes répertoriés. Parmi ceux-ci, les dykes les plus abondants sont de composition basaltique. La distinction est basée sur le graphique  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr/TiO}_2$  de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 14). Voici les critères minéralogiques permettant de discriminer entre les deux principales familles.

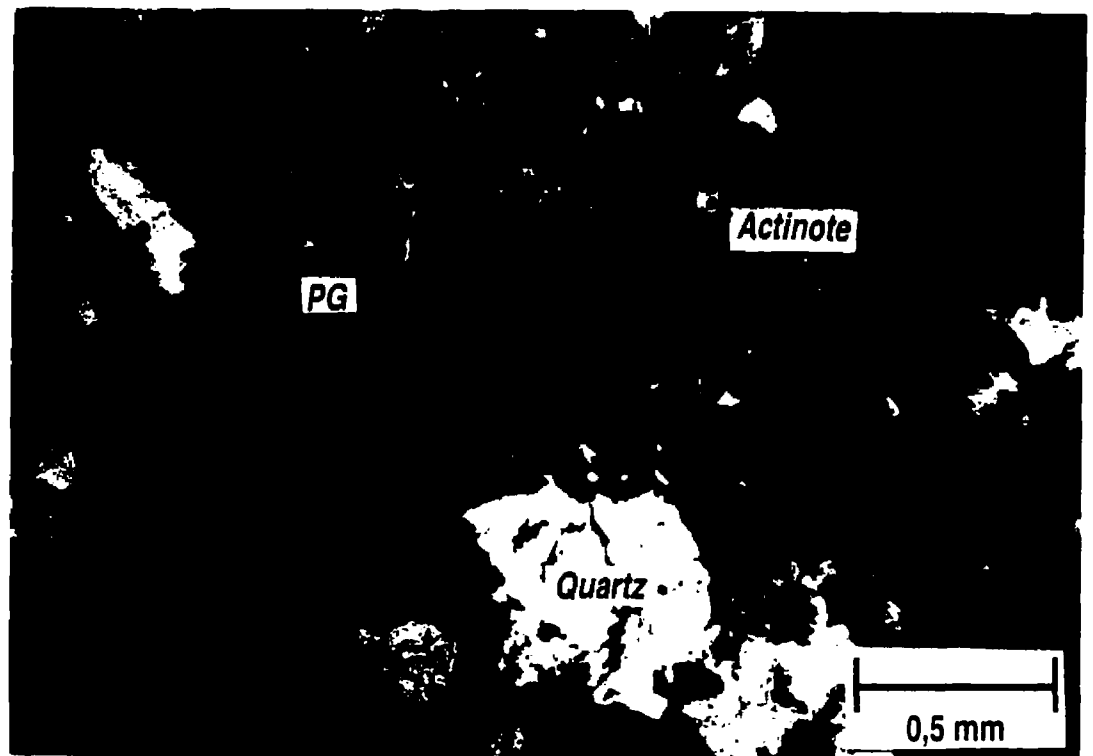


**Fig. 14** Diagramme  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr/TiO}_2$  (Winchester et Floyd, 1977) permettant de faire la distinction entre les dykes et les laves de composition basaltique, andésitique et rhyolitique du mont Chagnon. Les symboles pleins représentent les dykes; les symboles vides, les laves.

#### 2.5.1.1 Dykes pauvres en minéraux titanifères

Généralement de texture diabasique, ces dykes constituent le complexe filonien du mont Chagnon. La patine de couleur vert pâle à moyen les distinguent de l'autre famille à patine orangée. Dans les zones composées presque entièrement de dykes, les contacts intrusifs sont difficilement visibles entre les injections individuelles. Cependant leur texture diabasique diffère de celle des gabbros avoisinants. Des injections aphanitiques sont aussi présentes et la couleur de la patine devient alors le seul critère de discrimination pour l'appartenance à l'une des deux familles de dykes.

L'étude microscopique montre un remplacement important des phases primaires. Les minéraux titanifères (< 3%) sont souvent allotriomorphes et l'ilménite est remplacée par le leucoxène. À l'occasion, il est possible d'observer la forme squelettique de l'ilménite primaire. Dans la plupart des échantillons, les plagioclases, remplacés par l'épidote, la séricite et l'actinote, ont un habitus idiomorphe à subidiomorphe. Leur enchevêtrement forme une texture diabasique. En phase interstitielle entre le plagioclase, l'actinote allotriomorphe, de couleur vert pâle, remplace le clinopyroxène primaire. Lorsque le remplacement n'est que partiel, il est possible de voir le clinopyroxène magmatique de couleur incolore à vert pâle. Celui-ci a une couleur différente du pyroxène de la famille riche en minéraux titanifères. L'actinote commence à croître à partir de la bordure des clinopyroxènes et remplace, aussi, partiellement les plagioclases.



**Fig. 15** Texture diabasique dans un dyke pauvre en minéraux titanifères. Les cristaux allongés de couleur foncé sont des plagioclases complètement altérés. L'actinote (vert pâle) remplace d'anciens pyroxènes. Ce faciès peut contenir jusqu'à 10% de quartz primaire (FH-94-134, *Lum. Naturelle*).

Cette famille magmatique est particulière puisqu'elle contient du quartz primaire interstitiel à toutes les autres phases minéralogiques silicatées (Fig. 15). Dans l'échantillon FH-95-136B, il y a jusqu'à 10% de quartz xénomorphe. Sa présence explique l'absence d'olivine dans cette série pauvre en minéraux titanifères. L'ordre de cristallisation déduit pétrographiquement est:

Plagioclase  
Clinopyroxène  
Ilménite  
Quartz

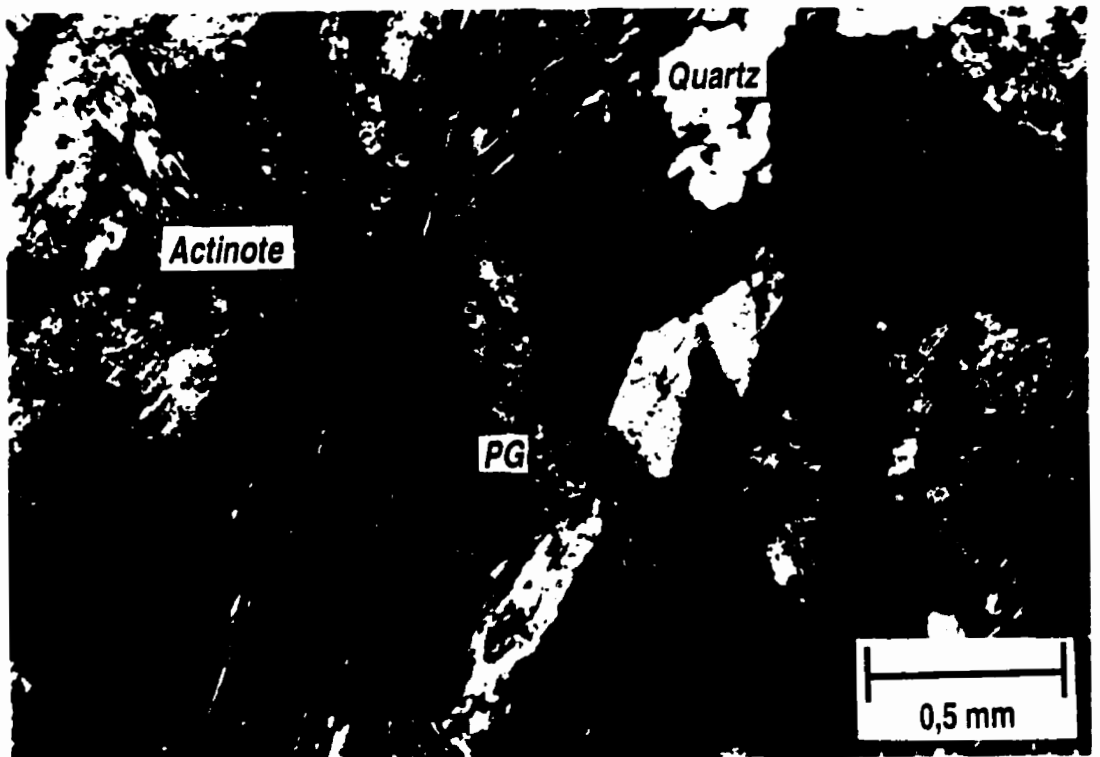


Fig. 16 Les actinotes aciculaires remplacent des pyroxènes qui ont cristallisé avant les plagioclases. Ces derniers sont interstitiels (C-95-22C, Lum. Polarisée).

Cependant dans l'échantillon C-95-22C l'ordre de cristallisation est inversé entre les plagioclases et les clinopyroxènes (Fig. 16). Les phases titanifères sont absentes. L'actinote et la hornblende remplacent complètement le pyroxène magmatique. Il est possible qu'il s'agisse de pseudomorphes d'un pyroxène riche en calcium. Il est très probable que certaines hornblendes soient tardi-magmatiques. Ces cristaux sont très bien formés et ne contiennent pas d'inclusions. Le plagioclase est interstitiel aux minéraux ferro-magnésiens. Encore une fois, le quartz est important dans cette unité. Dans la section portant sur la géochimie, nous verrons que les échantillons C-95-22C, BT-95-Si2 et BT-95-Si3 appartiennent à une série magmatique particulière.

### 2.5.1.2 Dykes riches en minéraux titanifères

En dehors des zones du complexe filonien et plus spécifiquement dans le flanc ouest du mont, les dykes les plus remarquables ont une texture diabasique et une granulométrie fine. Ces dykes à patine orangée ont été cartographiés jusque dans la partie supérieure des unités volcaniques. Leur teinte, en cassure fraîche, est violacée. Ces filons recoupent fréquemment les masses trondhjémiques et, parfois, il est possible d'observer des bordures de trempe en contact avec la roche encaissante. Leur présence marquée dans toutes les unités intrusives ainsi que dans toute la séquence de volcanites témoignent d'une mise en place assez tardive pour cette famille de dykes.

Microscopiquement, cette unité riche en minéraux titanifères est très bien conservée. L'ordre de cristallisation est homogène avec le plagioclase cristallisant avant le clinopyroxène. L'ilménite suit la cristallisation de ces minéraux silicatés. Le quartz est absent de cette série et aucune trace d'olivine n'a été observée.





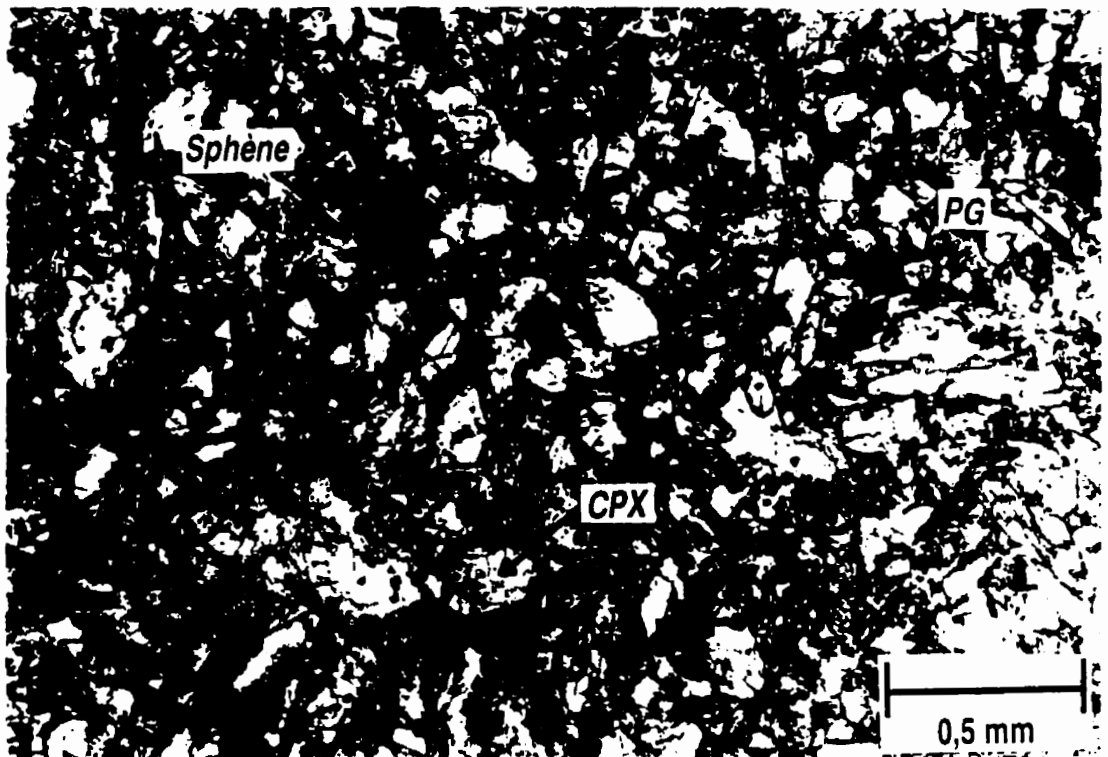


Fig. 17 Minéralogie magmatique très bien conservée dans un dyke riche en minéraux titanifères. À noter l'abondance de l'assemblage titanifère ( $\approx 5\%$ ) et la couleur brunâtre des clinopyroxènes (C-95-10G, Lum. Naturelle).

Les cristaux idiomorphes de plagioclase forment un enchevêtrement typique d'une texture diabasique. Celui-ci est partiellement altéré en chlorite ferrifère, en épidote et en actinote. Les clinopyroxènes, qui sont parfois remplacés partiellement en bordure par de l'actinote fibreuse, ont une teinte légèrement brunâtre (Fig. 17). Plusieurs cristaux de clinopyroxène sont zonés avec un coeur presque incolore et une bordure brunâtre. La zonation n'est pas très marquée mais elle est tout de même présente. La cristallisation tardive des clinopyroxènes par rapport aux plagioclases a permis la formation d'une texture sub-ophitique. Les minéraux titanifères forment souvent des cristaux squelettiques et une fois de plus le sphène métamorphique pseudomorphise l'ilménite magmatique.

### 2.5.2 Dykes rhyolitiques

Ces dykes de couleur vert-gris pâle se situent dans la zone intrusive et à la base de l'assemblage volcanique. Ils sont absents de la partie supérieure des volcanites. Leur détermination compositionnelle est basée sur le graphique  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr/TiO}_2$  (Fig. 14). Sur l'affleurement, outre leur couleur pâle, ces dykes sont caractérisés par leur dureté élevée causée par un pourcentage important de quartz. La matrice est aphanitique et ces injections contiennent des phénocristaux de plagioclase et, parfois, de quartz. Microscopiquement, les textures magmatiques sont très bien conservées. Les textures de cristallisation telles les sphérulites et les granophyres sont importantes. La texture granophyrique est habituellement restreinte aux faciès intrusifs et sa présence dans les dykes rhyolitiques est probablement étrangère. Il pourrait donc s'agir de xénocristaux provenant des granophyres de la zone intrusive. Néanmoins cette texture est typique du refroidissement rapide d'un magma dont la composition se situe près de l'eutectique entre le plagioclase et le quartz.

La minéralogie est relativement simple. La matrice finement grenue est composée d'un assemblage recristallisé de plagioclase et de quartz. Les phénocristaux atteignent jusqu'à 10% du volume de la roche. Habituellement ceux-ci sont des plagioclases sub-automorphes mais, comme dans le cas de FH-95-50, il peut s'agir de quartz et de plagioclase (Fig. 18). Les phénocristaux de quartz aux arêtes bien définies montrent des textures de résorption partielle. Il y a aussi de la recristallisation sous forme de sous-grain. Aucune phase ferro-magnésienne primaire n'a été identifiée. Le métamorphisme se limite à la formation de chlorite ferrifère (<4%), de calcite et à la présence de veinules millimétriques de silice. Les phases opaques (pyrite) sont inférieures à 1%.

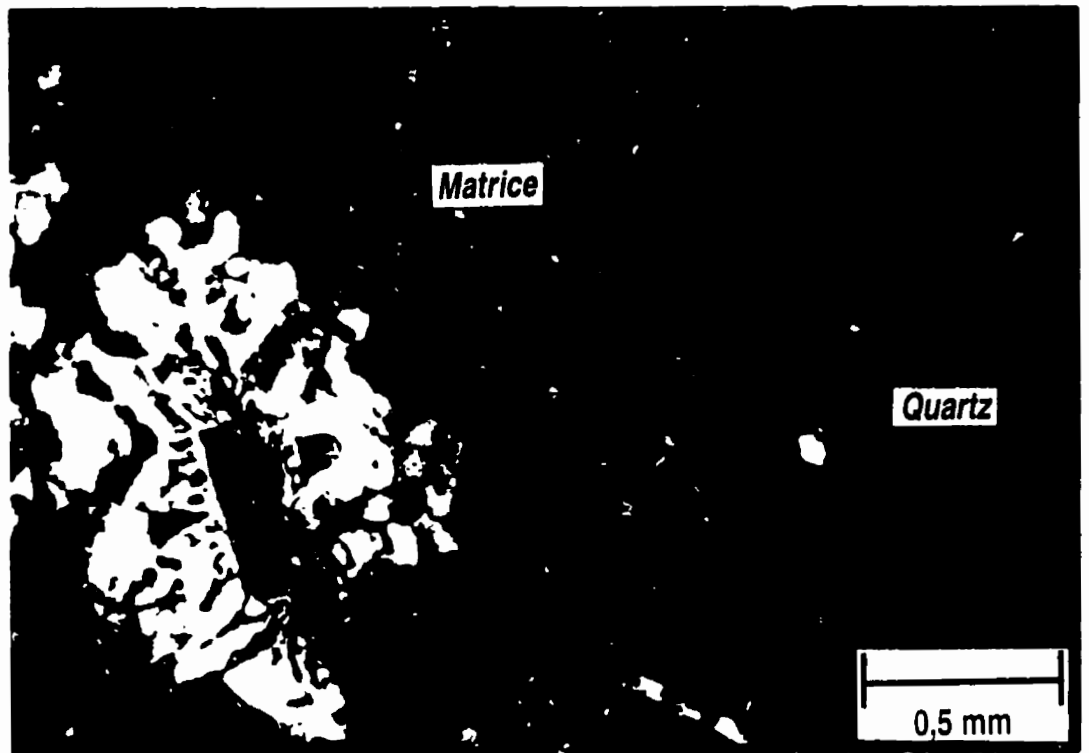


Fig. 18 Phénocristaux de quartz dans un dyke rhyolitique. La matrice micro-grenue est formée de plagioclase et de quartz. L'assemblage (à gauche) de texture granophyrique est probablement un xénocrystal provenant d'une unité intrusive felsique (FH-95-50, Lum. Polarisée).

## 2.6 Volcanites

Les unités extrusives du mont Chagnon occupent un volume apparent très important dans le massif (plus de 50%). D'un point de vue géographique, elles occupent le flanc est du mont ainsi que la presque totalité du secteur du mont Place. Un petit bouton situé à l'est du chemin North et au sud de l'autoroute 10 est constitué exclusivement de roches volcaniques de ce type. À l'échelle de l'ophiolite, on retrouve principalement des basaltes (Fig. 14). Cependant, des andésites, des rhyolites, des unités

détritiques à composantes volcanique ou sédimentaire, des horizons de chert et quelques niveaux pyroclastiques sont également observés.

Le contact inférieur (à l'ouest) semble graduel avec les dykes hypabyssaux ou les gabbros et les trondhjémites. Aucune évidence de contacts faillés n'a été observée à l'exception d'un contact près de la route 112 qui est clairement tectonique. Winner (1981) pense que les unités volcaniques sont en contact tectonique sur les intrusions. Son terrain d'étude situé entre l'autoroute et le sommet du mont contient beaucoup de copeaux faillés et il a probablement raison pour ce secteur. Cependant, dans la partie centrale du massif, il est possible d'observer une transition entre les dykes et les basaltes. En se dirigeant vers l'est, la proportion basaltes/dykes augmente graduellement. Dans la partie sud-ouest du massif ophiolitique (mont Place), à l'endroit où les roches volcaniques sont en contact direct avec les lithologies du Complexe structural de Brompton, il ne fait aucun doute qu'il s'agisse d'un contact faillé. Sur le terrain, la zone faillée n'a pas été aperçue mais, par contre, un grand linéament topographique NE-SO suggère cette interprétation.

Voici maintenant les descriptions des diverses unités extrusives observées sur le terrain et décrites en pétrographie.

### 2.6.1 Basaltes et andésites

Il s'agit des lithologies les plus importantes (Fig. 14). Les coulées basaltiques et andésitiques sont massives ou coussinées, vésiculaires ou non (Fig. 19). Généralement, la déformation y est pratiquement nulle et les coussins sont bien conservés lorsque présents. Il est rare d'observer des vésicules aplaties. En surface il est fréquent de voir des fentes de refroidissement.

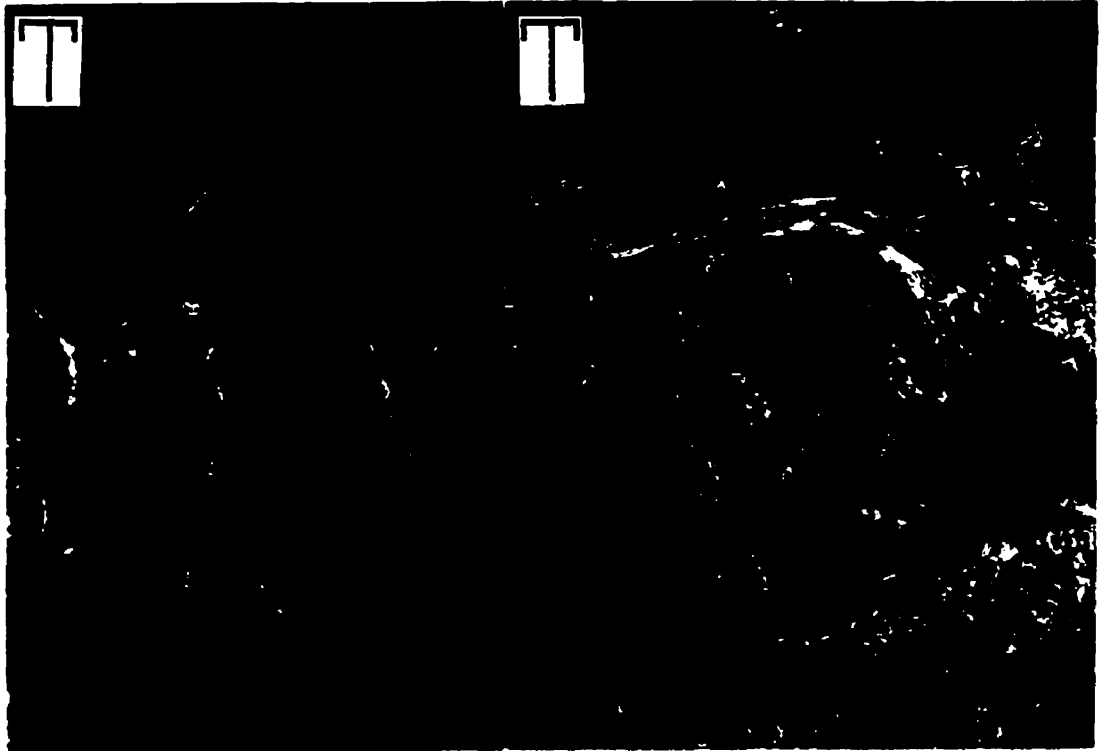
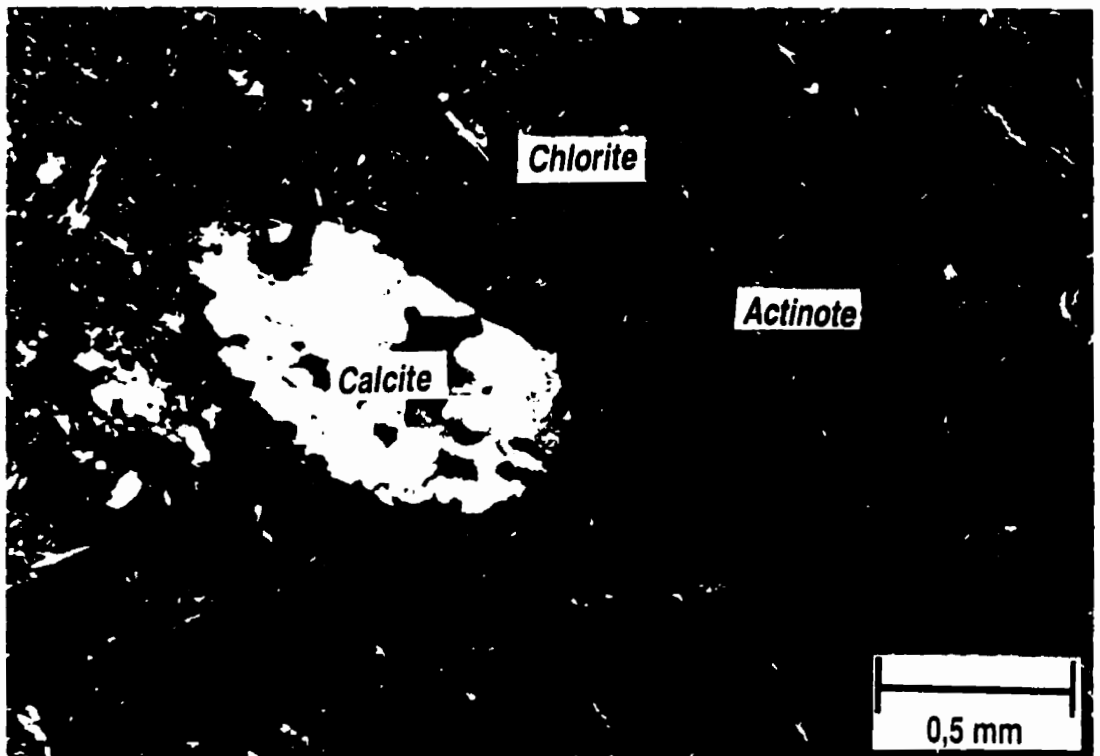


Fig. 19 Deux faciès principaux de laves coussinées du massif. À gauche, les laves de l'unité inférieure (FH-95-161); à droite, celles de l'unité supérieure (FH-96-304).

L'étude pétrographique a permis de distinguer quelques groupes basés sur la présence ou l'absence de certains types de phénocristaux. Les laves porphyriques à phénocristaux de plagioclase et plagioclase et clinopyroxène sont les plus fréquentes. Les phénocristaux sont rarement importants modalement («10%). Certaines roches peuvent contenir jusqu'à 30% de microphénocristaux. Comme dans le cas des gabbros et des dykes, cette classification n'a pas d'utilité dans la distinction des séries magmatiques. Le regroupement des familles de laves se fera sur la base de la quantité des minéraux titanifères.

### 2.6.1.1 Laves pauvres en minéraux titanifères



**Fig. 20** Minéralogie associée aux laves de l'unité inférieure. L'assemblage est surtout métamorphique avec une abondance d'actinote, d'épidote, de calcite et de chlorite. Les vésicules sont remplies de calcite (au centre) et de chlorite (en bordure) (FH-95-14, Lum. Polarisée).

Les coulées associées à ce groupe se situent, sans exception, dans la moitié inférieure de la pile volcanique. Aucune lave de ce type ne se trouve à l'est du chemin North. Macroscopiquement la roche est de couleur vert pâle sur la patine et en cassure fraîche. Massive ou coussinée, ces coulées sont généralement vésiculaires (5-10%). Elles peuvent être légèrement porphyriques en plagioclase et/ou clinopyroxène.

La minéralogie primaire est fortement remplacée par des minéraux métamorphiques du faciès faible (Fig. 20). Le clinopyroxène est remplacé presque entièrement par la chlorite ferrifère et l'actinote.

Le plagioclase subidiomorphe est assez bien conservé. L'actinote, l'épidote et la chlorite ferrifère le remplacent partiellement. En général, la matrice volcanique, très finement grenue, est composée d'actinote fibreuse, de chlorite, d'épidote (pistachite, clinozoïsite) et de petits grains de leucoxène allotriomorphes. L'enchevêtrement des actinotes forme une texture métamorphique diablastique. Les vésicules non déformées sont remplies par de la chlorite ferrifère en bordure et par de la calcite au centre. Certaines vésicules sont exclusivement composées de chlorite; d'autres, de calcite.

#### 2.6.1.2 Laves riches en minéraux titanifères

À l'opposé des laves pauvres en minéraux titanifères, celles-ci ne sont pas restreintes à une seule position stratigraphique. On peut en répertorier à tous les niveaux. Elles sont cependant plus présentes dans la partie supérieure des volcanites puisque l'autre famille n'existe pas à ce niveau. La patine orangée, la teinte violacée en cassure fraîche ainsi que la texture sub-ophitique les caractérisent. Il est parfois difficile de les distinguer des dykes de la même famille magmatique puisque même dans les laves, la granulométrie est importante. La présence de coussins et les fentes de refroidissement permettent d'éliminer tout doute. Les vésicules sont rares. Même habituellement dépourvues de phénocristaux de plagioclase, certaines laves peuvent en contenir jusqu'à 5%.

Les phases minéralogiques magmatiques sont bien conservées. Les remplacements métamorphiques quasi-absents permettent de déterminer avec précision l'ordre de cristallisation. Tout comme dans les gabbros et les dykes riches en minéraux titanifères, l'ordre est:



L'olivine, l'orthopyroxène et le quartz sont systématiquement absents. La texture magmatique «intersertale sub-ophitique» est représentée par les cristaux de clinopyroxène englobant des plagioclases allongés idiomorphes (Fig. 21).

L'actinote remplace le clinopyroxène en bordure. Certains plagioclases disparaissent au dépend de la chlorite ferrifère et de l'épidote. L'ilménite squelettique sub-idioblastique est remplacée par l'assemblage complexe de minéraux titanifères métamorphiques. Tous ces remplacements sont cependant mineurs. Cette famille magmatique correspond aux tholéiites de Rodrigue (1979), Winne (1981) et Laurent et Hébert (1989).



**Fig. 21** Texture ophitique dans une lave du groupe supérieur. Les inclusions de plagioclase dans les cristaux de clinopyroxène montrent leur cristallisation précoce dans la séquence magmatique (FH-95-232, *Lum. Naturelle*).

### 2.6.2 Rhyolites

Cette unité felsique est située à la base de la pile volcanique près du contact avec les roches intrusives. Aucune structure d'écoulement ou de bréchification in-situ typique de coulées rhyolitiques n'a été observée. Cependant les textures microscopiques (vésicules, sphérulites) confirment que ce sont



des rhyolites et non pas des faciès intrusifs. De plus, elles se situent à l'intérieur même des séquences basaltiques. Ces faciès rhyolitiques de couleur gris pâle regroupent plusieurs affleurements qui occupent deux zones distinctes de plus de 200 m<sup>2</sup>. La délimitation spatiale exacte de cette lithologie mériterait des travaux additionnels.

Pétrographiquement, ces laves contiennent une matrice aphanitique composée de plagioclase et de quartz. Elles sont légèrement porphyriques en plagioclase (<1%) et/ou en quartz. Ces phénocristaux sont très bien formés et baignent sans orientation préférentielle dans la matrice. Parfois, la rhyolite est légèrement vésiculaire (1%). Ces vésicules remplies de silice montrent un léger alignement probablement causé par la déformation régionale NE-SO.

Les événements métamorphiques sont très mineurs et se manifestent par la recristallisation des grains de quartz dans la matrice et par la présence d'une chlorite ferrifère sans forme propre. Les plagioclases sont très bien conservés. Il est à noter qu'aucun minéral ferro-magnésien primaire n'a été observé dans cette unité.

### 2.6.3 Faciès détritiques

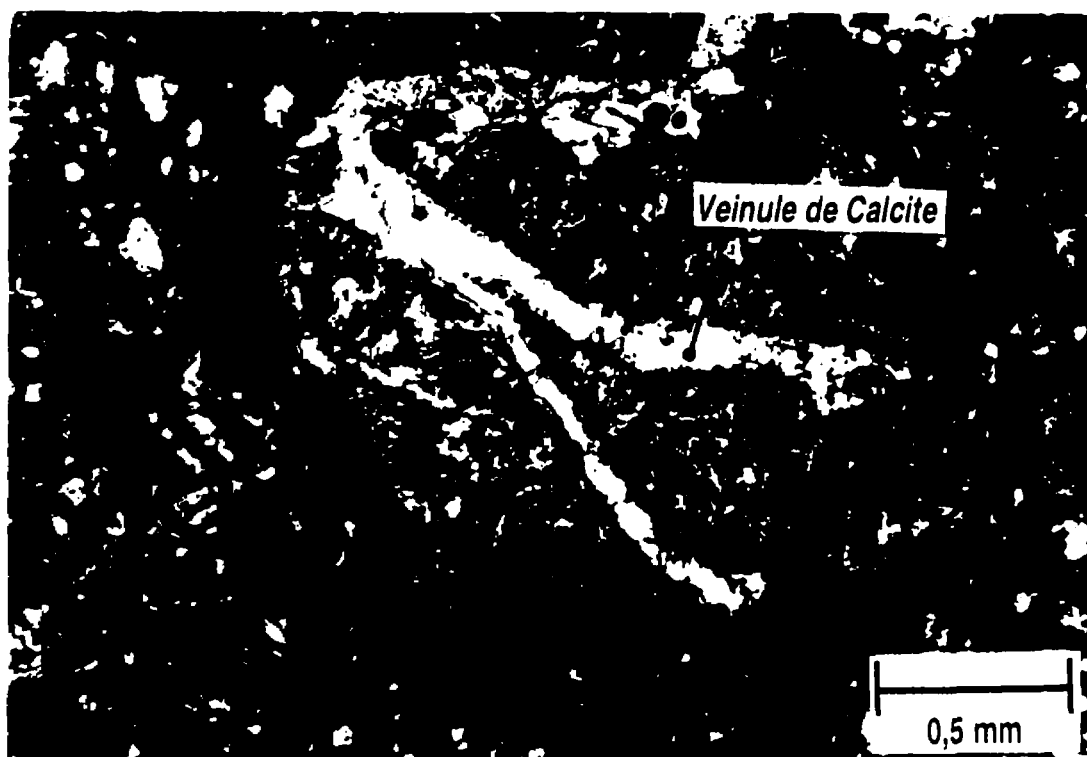
Intercalées aux diverses coulées magmatiques du massif ophiolitique se retrouvent des unités détritiques de nature variée. Elles sont volumétriquement mineures.

#### 2.6.3.1 Brèches de talus

Quelques affleurements comparables à des brèches de talus ont été cartographiés à la base de la pile volcanique à moins de 100 mètres du contact avec les intrusions gabbroïques et trondhjémiques. Ces lithologies à patine vert à gris pâle contiennent des fragments millimétriques à centimétriques arrondis à sub-anguleux. La matrice est très finement grenue avec des minéraux d'argile, d'épidote, de quartz et des microlites de plagioclase.

Les fragments arrondis occupent plus de 40% du volume de la roche et les plus abondants sont des albitites (Fig. 22). Ceux-ci sont composés de plus de 85% de plagioclase et ont une texture

intersertale. Les 15% restants sont de l'actinote, de la chlorite et un assemblage titanifère de sphène et de leucoxène. Une veinule de calcite-quartz est présente dans un fragment d'albite indiquant qu'il y a eu un métasomatisme ou une activité hydrothermale avant la formation de cette brèche de talus. Les fragments d'épidosite sont également un indicateur de ce phénomène d'altération. Il y a aussi quelques fragments monominéraliques contenant du clinopyroxène actinolitisé ou du plagioclase ou de l'épidote et de la chromite. Cette dernière, de couleur rouge foncé à noire n'est présente qu'à l'état de trace. La présence de cette unité à la base de la pile volcanique est intéressante pour l'élaboration du modèle pétrogénétique. Ceci rappelle les descriptions de Hébert (1981) au complexe ophiolitique d' Asbestos.

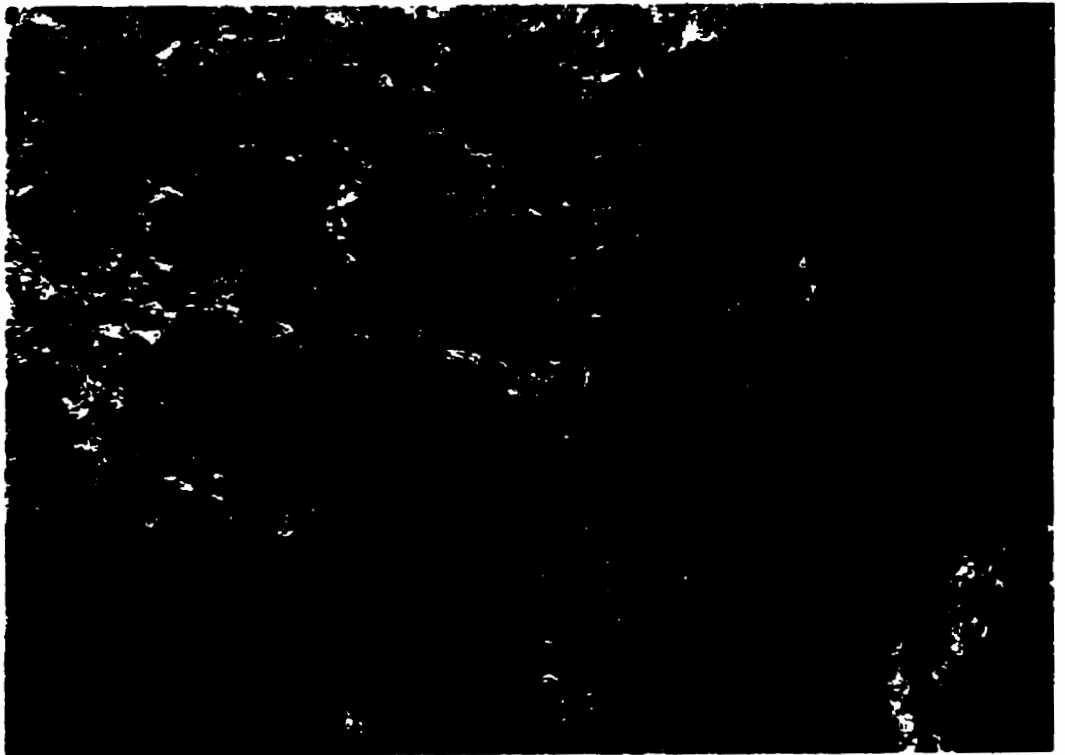


**Fig. 22** Fragments arrondis polygéniques dans l'unité de brèches de talus. À noter les veinules de calcite restreintes au fragment signifiant un métasomatisme avant la formation de la brèche (FH-95-80, Lum. Naturelle).

### 2.6.3.2 Brèches de coulée

L'exposition la plus spectaculaire de ce faciès est présente le long de l'autoroute 10 au niveau de la partie supérieure des volcanites. Il s'agit d'une unité d'épaisseur décamétrique, adjacente aux coulées basaltiques coussinées, qui présente un aspect chaotique (Fig. 23). Les fragments sont des débris anguleux de coussins de même composition que les coulées voisines. Schmincke et Bednarz (1990) attribuent la formation de ce faciès, soit au développement de failles postérieures à l'activité volcanique, soit à une bréchification des coussins dans la partie supérieure des coulées. L'explication la plus plausible dans le cas des brèches du mont Chagnon serait la deuxième hypothèse.

Un autre type de brèches de coulée contient des fragments centimétriques à décimétriques de lave rhyolitique compris dans une matrice finement grenue. Ce faciès n'a été vu qu'à un seul endroit.

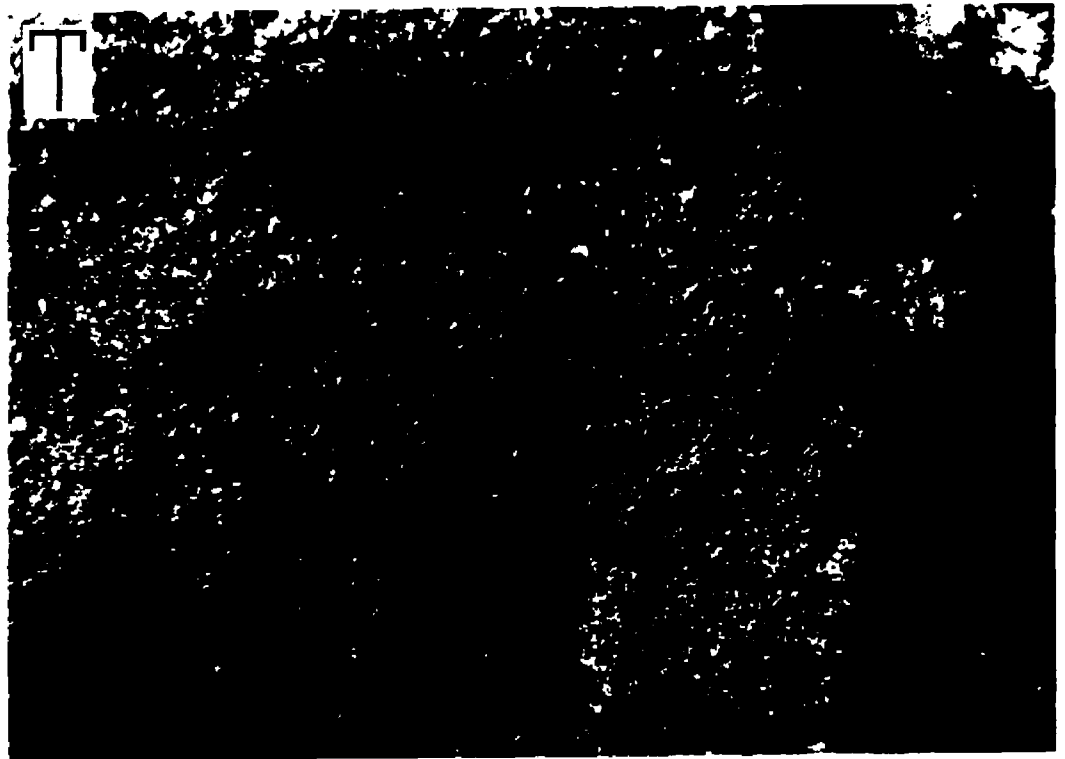


**Fig. 23** Brèche de coussins dans l'unité de volcanites supérieures (FH-96-323).

### 2.6.3.3 Tufs à lapilli et à cristaux

Ces horizons de volcanoclastites de faible épaisseur sont régulièrement observés dans l'ensemble des faciès extrusifs. Leur continuité latérale n'a pas été démontrée mais il est évident qu'ils se retrouvent à tous les niveaux stratigraphiques.

Les tufs à lapilli sont des faciès contenant >50% de fragments arrondis et étirés parallèlement à la schistosité (N020-025°). Ces fragments sont hautement vésiculaires et s'apparentent à des ponces. Aucune étude microscopique n'a été entreprise à ce sujet.



**Fig. 24** Laminations entrecroisées dans le tuf à cristaux de la séquence des volcanites supérieures (FH-96-331). Les «phénocristaux» sont des fragments de plagioclase. La polarité est vers l'ouest (haut de la photo).

Il y a aussi des tufs à cristaux très bien conservés appartenant surtout à la partie supérieure des volcanites. Sur un des affleurements à patine pâle, il est possible d'observer des laminations entrecroisées typiques de séquences mises en place sous forme de coulées pyroclastiques (Fig. 24). Les fragments millimétriques sont des cristaux de plagioclase automorphes parfois fracturés se retrouvant dans une matrice aphanitique. Il y a aussi quelques cristaux de clinopyroxène légèrement actinolitisés.

#### 2.6.3.4 Horizons cherteux

Au moins trois niveaux ont été décrits dans le massif. Des zones de rouille sont généralement associées à ces horizons. On note la présence de minéralisation en Py-Po±Cpy sans importance majeure. Un des niveaux cherteux (FH-95-64) contient un réseau de veinules millimétriques de pyrrhotite mais aucune valeur appréciable de Cu n'a été détectée. Ces faciès sont très limités en épaisseur (<3 mètres) et ils présentent un fin litage marqué par la présence ou l'absence de cristaux de plagioclase similaires à ceux décrits dans les tufs à cristaux. L'horizon le plus spectaculaire est situé dans la partie la plus orientale de la pile volcanique. Son étendue latérale a été suivie sur plus de 50 mètres.

### 2.7 Le conglomérat

Localisé dans le secteur du Lac Gilbert, au sud-est du massif ophiolitique, ce conglomérat polygénique affleure à quelques endroits sur une distance de plusieurs centaines de mètres. Son épaisseur est de l'ordre de 5 à 10 mètres. Le contact entre les laves et le conglomérat n'a pas été observé mais, à cet endroit, les roches sont schisteuses et probablement faillées. Une très faible linéation à pendage abrupt vers le sud est visible par l'alignement des nombreux fragments arrondis du conglomérat. Les fragments de quartz, de chert et de quartzite sont les plus nombreux (Fig. 25). Quelques fragments de grès, d'argile détritique et de diabase sont présents. Des grains de chromite fracturés de couleur rouge foncé représentent <1% de l'ensemble détritique. Aucune analyse n'a été faite sur ces chromites.

L'observation la plus importante est sans doute la facilité avec laquelle les fragments de chert moulent l'ensemble des autres fragments (Fig. 26). Ce phénomène est fréquent et suggère que le chert était encore mou lors de la formation de ce conglomérat. Dans la région de Thetford Mines, une unité lithologique similaire a été cartographiée tout juste au-dessus de l'ophiolite et serait génétiquement reliée à un milieu intra-océanique (Hébert, 1981). Cependant d'autres intervenants la perçoivent plutôt comme un assemblage distinct de l'ophiolite qui aurait été rattachée à celle-ci par des processus tectoniques. À Chagnon, l'unité conglomératique ne possède pas de fragments ultramafiques, ni gabbroïques. Il n'y a aucun fragment de chert rouge (hématifère). Lamothe (1978), qui a subdivisé le Mélange du Lac Montjoie en cinq unités, a identifié un conglomérat polygénique semblable à celui-ci.



**Fig. 25** Conglomérat polygénique au sommet du massif ophiolitique (FH-96-347). Notez l'abondance de fragments cherteux. L'observation au microscope a permis de déceler quelques fragments de chromite.

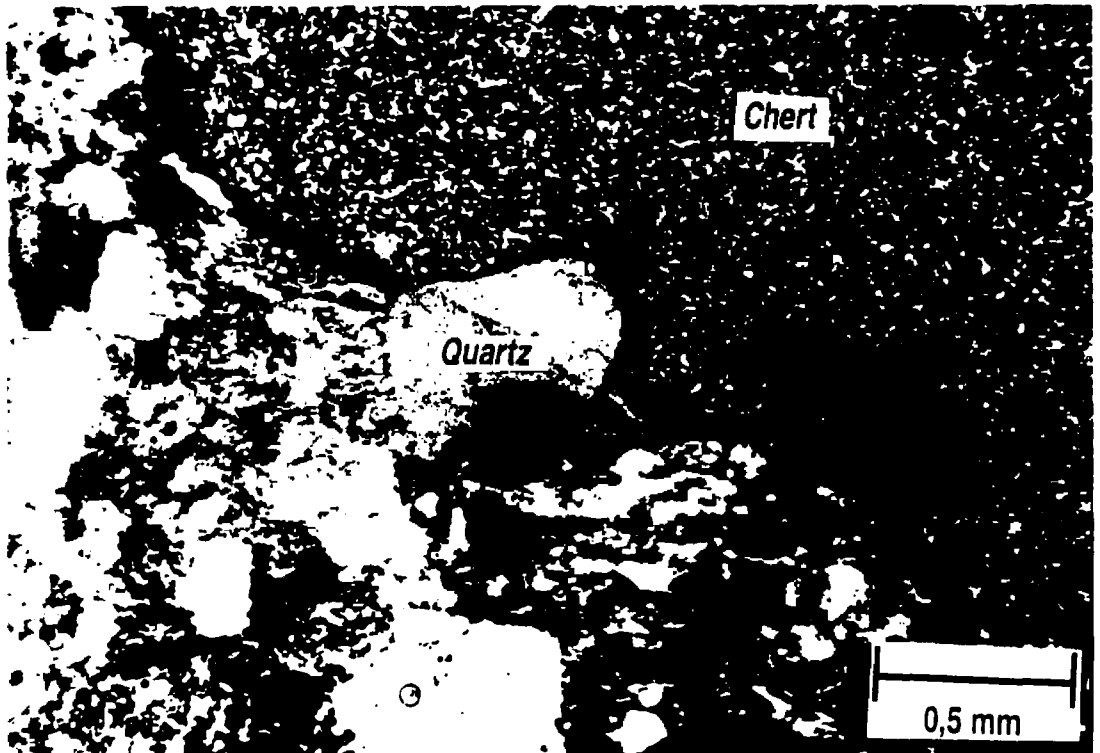


Fig. 26 Fragment de chert mouvant un fragment arrondi de quartz dans le conglomérat polygénique au sommet de la séquence ophiolitique (FH-96-347B, *Lum. Polarisée*).

## 2.8 Mélange de St-Daniel

Ce faciès sédimentaire constitué de fragments polygéniques est situé en-dessous et au-dessus des massifs ophiolitiques du Québec. Au mont Chagnon, l'unité sous-jacente au massif a été renommée Complexe structural de Brompton par Brodeur (1992). Le Mélange de St-Daniel, dans la zone d'étude se situe structuralement au-dessus de l'ophiolite. Le contact avec le St-Daniel (à l'est) ne fait pas l'unanimité. Certains proposent que les ophiolites sont interlitées dans le Mélange de St-Daniel (Ambrose, 1942; Ambrose, 1957; Doolan et al., 1982; Trottier, Gauthier et Brown, 1992) alors que

d'autres les perçoivent comme des copeaux tectoniques incorporés au mélange (Clarke et Fairbairn, 1936; Cooke, 1950; Lamothe, 1979, 1981; Mélançon et al., 1997). À Chagnon, il est clair qu'à l'approche du Mélange de St-Daniel, les basaltes et autres unités extrusives deviennent de plus en plus schisteuses ce qui suggèrent la présence d'une faille majeure. De plus le contact est marqué par un linéament topographique d'importance.

Le St-Daniel est une unité non fossilifère caractérisée par une grande variété de blocs et de copeaux d'affinités océanique et continentale dans une matrice d'ardoise noire (Pinet et Tremblay, 1995). Cette description est vérifiable pour les affleurements adjacents visités au massif ophiolitique concerné. Ce mélange représenterait l'équivalent d'un prisme d'accrétion étendu sur toute la longueur de la Ligne Brompton-Baie Verte. Avec une certaine incertitude, Lamothe (1979) a placé l'âge du St-Daniel à l'Ordovicien inférieur. Pinet et Tremblay (1995) croient plutôt qu'il s'est formé à l'Ordovicien moyen.



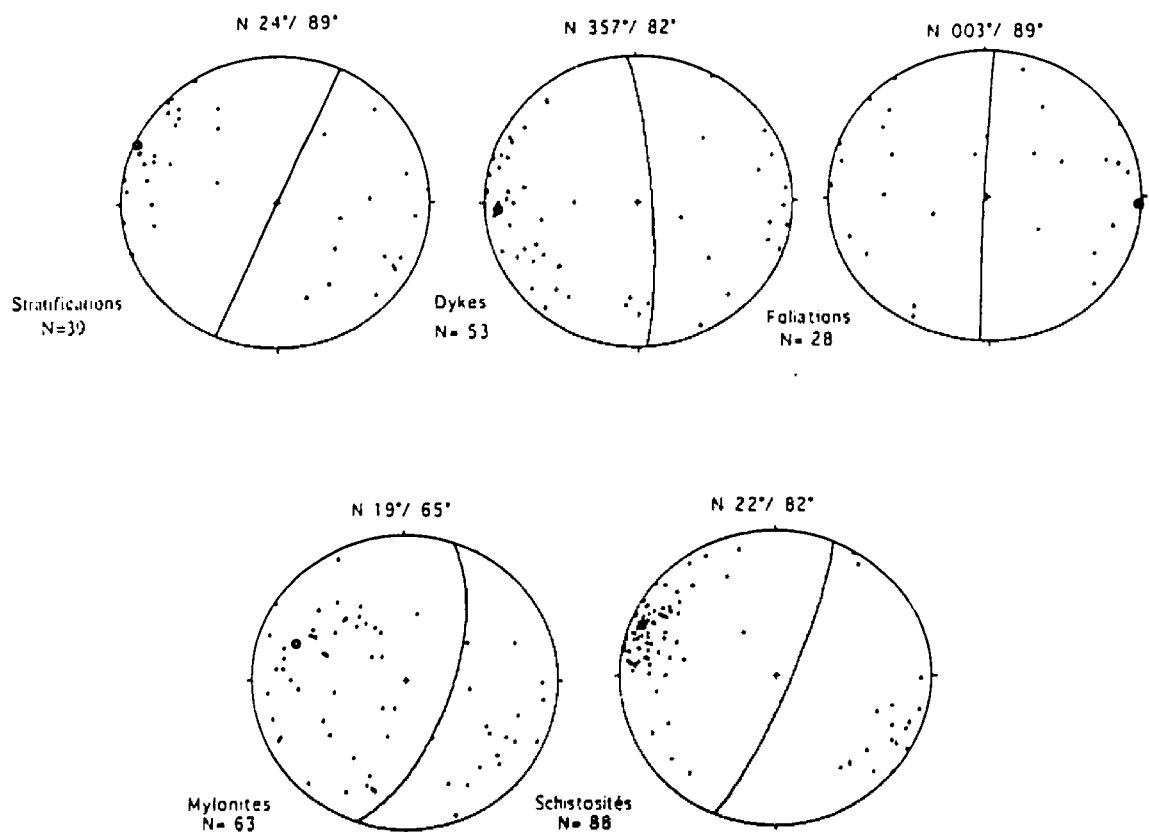
## CHAPITRE 3 DESCRIPTIONS DES STRUCTURES

Bien que l'étude structurale ne soit pas l'essence même de ce travail il est tout de même primordial de traiter de cet aspect géologique qui affecte le massif. Dans le cadre d'un projet de fin d'études, Houlé (1997) a divisé les différentes données structurales selon leurs relations temporelles par rapport à l'évolution de l'ophiolite. Parmi les structures précoces i.e. celles reliées à la formation de la croûte océanique, il a inclu les stratifications, les dykes, les foliations ainsi que les mylonites. Parmi les structures secondaires il a regroupé les schistosités et les cisaillements. Ces déformations secondaires se superposent aux structures primaires. Par manque de données, les cisaillements ne seront pas décrits davantage.

### 3.1 Les structures primaires

#### 3.1.1 Les contacts lithologiques et stratifications

Les données prélevées sur le terrain et compilées dans le stéréogramme (Fig. 27) ne concernent que les structures dans les volcanites. Les mesures incluent principalement des orientations de coussins dans les laves ainsi que des contacts entre des coulées et des faciès détritiques. Aucune mesure de contacts intrusifs n'a été compilée pour cette étude puisque leur orientation ne reflète pas l'orientation de la stratification des faciès extrusifs. L'orientation moyenne des contacts lithologiques est à  $N024^{\circ}/89^{\circ}$ . Dans la très grande majorité des cas la polarité des séquences volcaniques est vers l'est. Cependant dans la partie orientale de l'unité volcanique, plusieurs coulées coussinées ont une polarité vers l'ouest. Un horizon de tuf à cristaux avec laminations entrecroisées a aussi une polarité vers l'ouest. L'hypothèse d'un synclinal d'orientation NE-SO est envisagée pour expliquer cette observation (voir carte structurale). De futurs travaux pourraient être amorcés afin de mieux définir cette structure. Ce synclinal semble limité à la partie supérieure des volcanites.



**Fig. 27** Projections des données structurales du mont Chagnon obtenues lors des diverses campagnes cartographiques de '95 à '97. La mesure au-dessus de chaque stéréogramme correspond au plan moyen pour chaque type de structures.

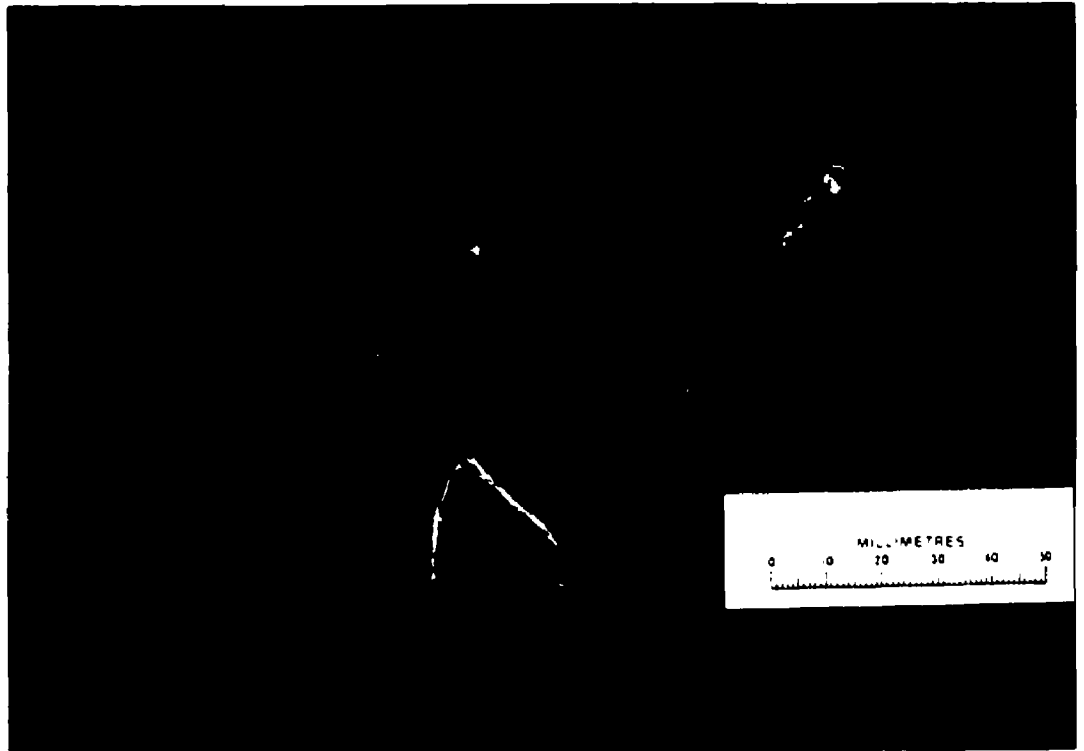
### 3.1.2 Les injections diabasiques

La moyenne des orientations des dykes est à N357°/82°. Les données sont assez dispersées par rapport à la moyenne. Puisque, d'un point de vue pétrographique les dykes sont divisés en deux groupes, la même chose a été faite dans le but de savoir si les orientations étaient différentes. La

moyenne des orientations des deux groupes est sensiblement la même à moins de 5° près et pour cette raison il n'y aura pas de distinction du point de vue structural.

Au mont Orford, Rodrigue (1979) a mentionné que les injections diabasiques font partie d'un complexe de sills puisque leur orientation est parallèle au contact avec les intrusions gabbroïques. Dans la présente étude la comparaison n'est pas fonction de l'angle avec les intrusions mais plutôt avec les volcanites. En moyenne, l'angle entre les stratifications et les injections diabasiques est de 27°. Cet angle est suffisant pour rejeter l'appellation de « complexe de sills ».

### 3.1.3 Les foliations



**Fig. 28** Gabbro folié provenant de la coupe de l'autoroute 10 (FH-96-321). Les veinules recoupant la foliation sont principalement composées de plagioclase, de quartz et d'épidote.

Ce type de structures se retrouve uniquement dans les intrusions gabbroïques et les unités ultramafiques. De plus, les foliations se concentrent surtout dans la partie basale du massif. Les plus belles observations ont été faites dans la coupe de l'autoroute à un endroit où les failles, démembrant le massif, sont très nombreuses (Fig. 28).

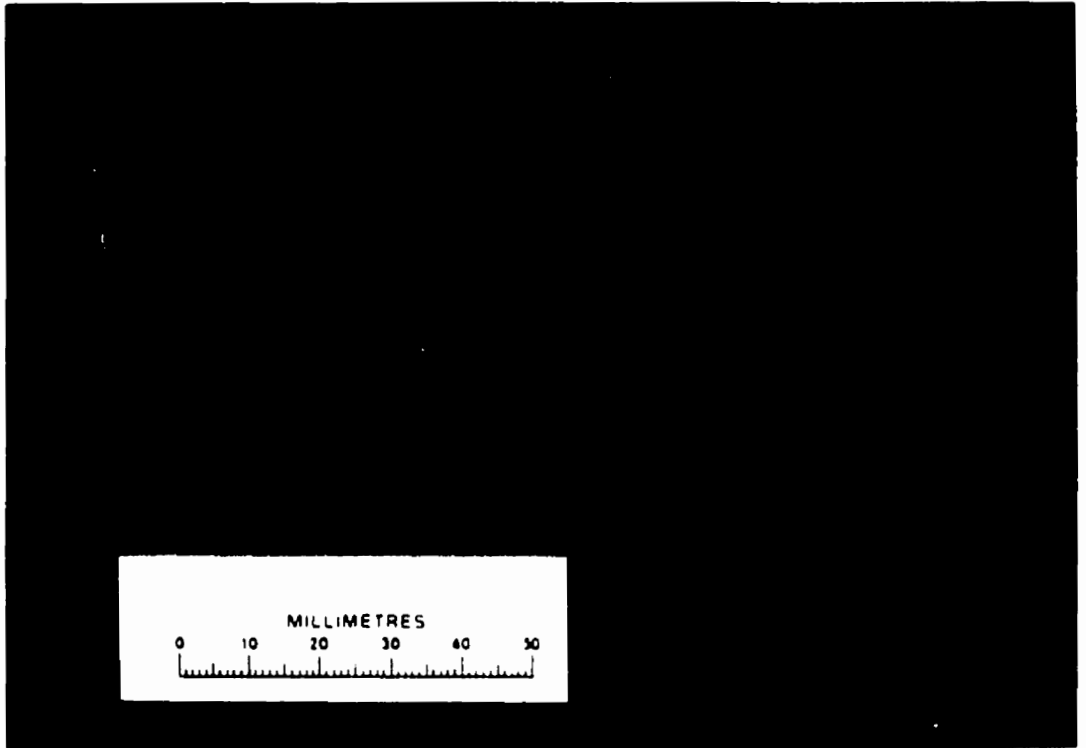
Les foliations ont une orientation moyenne de  $N003^{\circ}/89^{\circ}$  mais elles sont très dispersées (Fig. 27). Ce type de déformation d'origine intra-océanique (Houlé, 1997) pourrait faire l'objet d'une étude plus détaillée. Il est maintenant connu que la croûte océanique n'est pas homogène dans son ensemble. Elle peut se subdiviser en plusieurs blocs qui se déplacent indépendamment les uns des autres entraînant donc des orientations structurales spécifiques à chacun des blocs. Avec une plus grande base de données structurales il aurait été possible de tester cette hypothèse en vérifiant si le mont Chagnon pourrait être divisé en compartiments indépendants ayant tourné les uns par rapport aux autres. De plus si ces structures sont anciennes, elles ont peut-être été reprises par des événements tectoniques plus tardifs.

#### 3.1.4 Les mylonites

Cette structure de recristallisation est majoritairement présente à la base du massif dans la partie des intrusions (Fig. 29 et 30). Elle est spatialement associée aux foliations. Cependant il est fréquent de retrouver ces couloirs de déformations dans la partie supérieure de la croûte. Elles ont été observées dans les dykes, les laves et dans un faciès détritique. Les travaux de terrain ont permis de savoir que les mylonites ne sont pas présentes sur toute la longueur de la base du massif. Dans sa partie sud-ouest les intrusions gabbroïques et les laves sont en contact faillé sur le Complexe de Brompton, et ce, sans qu'il n'y ait de couloirs mylonitiques intenses.

À l'affleurement, les mylonites se manifestent par un mince couloir de déformation. Son épaisseur varie du millimètre à quelques centimètres. La zone déformée est de couleur vert pâle et contraste avec la roche encaissante. La réduction des grains est très importante. Il est parfois possible d'observer un entraînement des minéraux indiquant ainsi un sens de mouvement. À la base du massif les mylonites peuvent être très abondantes et d'une épaisseur pluri-métrique. L'affleurement FH-95-

185B, dans un escarpement, est le plus spectaculaire. À cet endroit, la déformation a atteint le stade d'ultramylonite et la roche a subi une importante silicification.



**Fig. 29** Mylonites dans un gabbro à la base apparente du massif ophiolitique (FH-95-185B).

Les mesures sont plutôt dispersées et la moyenne est à N019°/65°. Comme dans le cas des foliations, il est possible que les mylonites appartiennent à des blocs indépendants possédant leur propre orientation de couloirs mylonitiques. Il est également possible qu'il existe plusieurs réseaux mylonitiques.

Microscopiquement ces couloirs de déformation ont des bordures nettes et précises. Très souvent le stade de déformation est ultra-mylonitique et la distinction des minéraux n'est plus possible. Des veinules de chlorite ferrifère, d'épidote, de plagioclase et de quartz recourent, à fort angle, les couloirs de déformation.

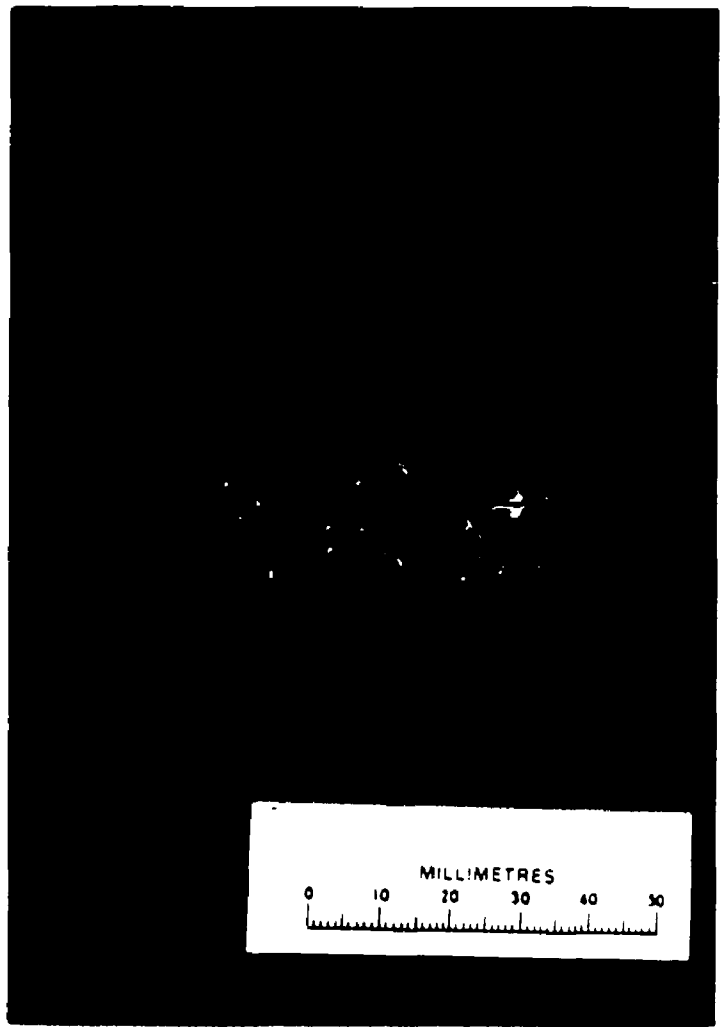


Fig. 30 Mylonites dans un gabbro de la partie supérieure de la croûte ophiolitique (FH-96-321).

### 3.2 Les structures secondaires

#### 3.2.1 Les schistosités

Les schistosités ont surtout été mesurées dans les roches extrusives. Habituellement, les roches intrusives ne montrent pas cette déformation. Il est remarquable d'observer que les schistosité augmentent à l'approche du contact avec le mélange de St-Daniel.

À l'opposé des foliations et des mylonites, les données de schistosité sont sensiblement les mêmes sur toute la longueur du massif (N022°/82°). Il semble que cet événement se soit produit en un seul épisode et ait affecté le massif en entier. Cette structure secondaire est attribuée à l'orogénèse taconienne de l'Ordovicien moyen (Pinet et Tremblay, 1995).

### 3.3 Conclusion sur les divers types de structures

Donc, en résumé, les structures primaires sont les stratifications (N024°/89°), les dykes (N357°/82°), les foliations (N003°/89°) et les mylonites (N019°/65°). Les grandes dispersions par rapport à la moyenne pour ces structures peuvent être le résultat de la fragmentation du massif en plusieurs blocs tectoniques aux mouvements indépendants les uns par rapport aux autres. D'autres hypothèses concernant la dispersion des mesures pourraient être l'orientation initiale des structures en question. Par exemple, l'orientation des stratifications est très variable pour les laves. Les dykes peuvent se mettre en place à des angles très variables. Peut-être que les mylonites et les foliations sont le résultat de plusieurs événements de déformation. Par contre la schistosité (N022°/82°), interprétée comme l'empreinte de l'orogénèse taconienne, est plutôt homogène et reflète un événement de déformation ayant affecté l'ensemble du massif simultanément.

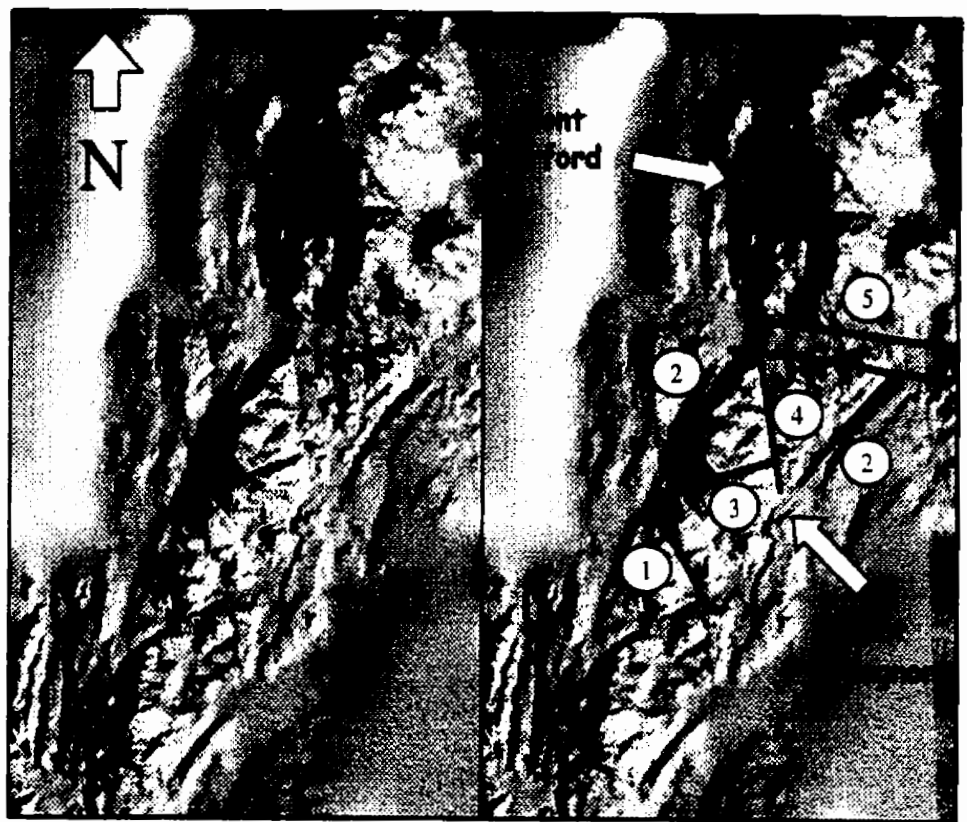
### 3.4 Étude des linéaments topographiques

L'interprétation des relations entre les linéaments a débuté par une étude des photos aériennes au 1:15 000. Par la suite, les cartes topographiques du secteur ont été digitalisées et traitées par le logiciel Surfer. Cet outil de travail a permis d'obtenir une carte à relief ombragé des monts Chagnon et Orford (Fig. 31). Les variations du relief sont alors amplifiées et des linéaments topographiques peuvent être imagés. Cinq réseaux principaux seront décrits en débutant par le plus ancien.

Les linéaments NO-SE ont une étendue restreinte au massif. Ils sont recoupés par les deux failles NE-SO délimitant la base et le sommet du massif. Ces dernières, parallèles à la LBBV, ont une

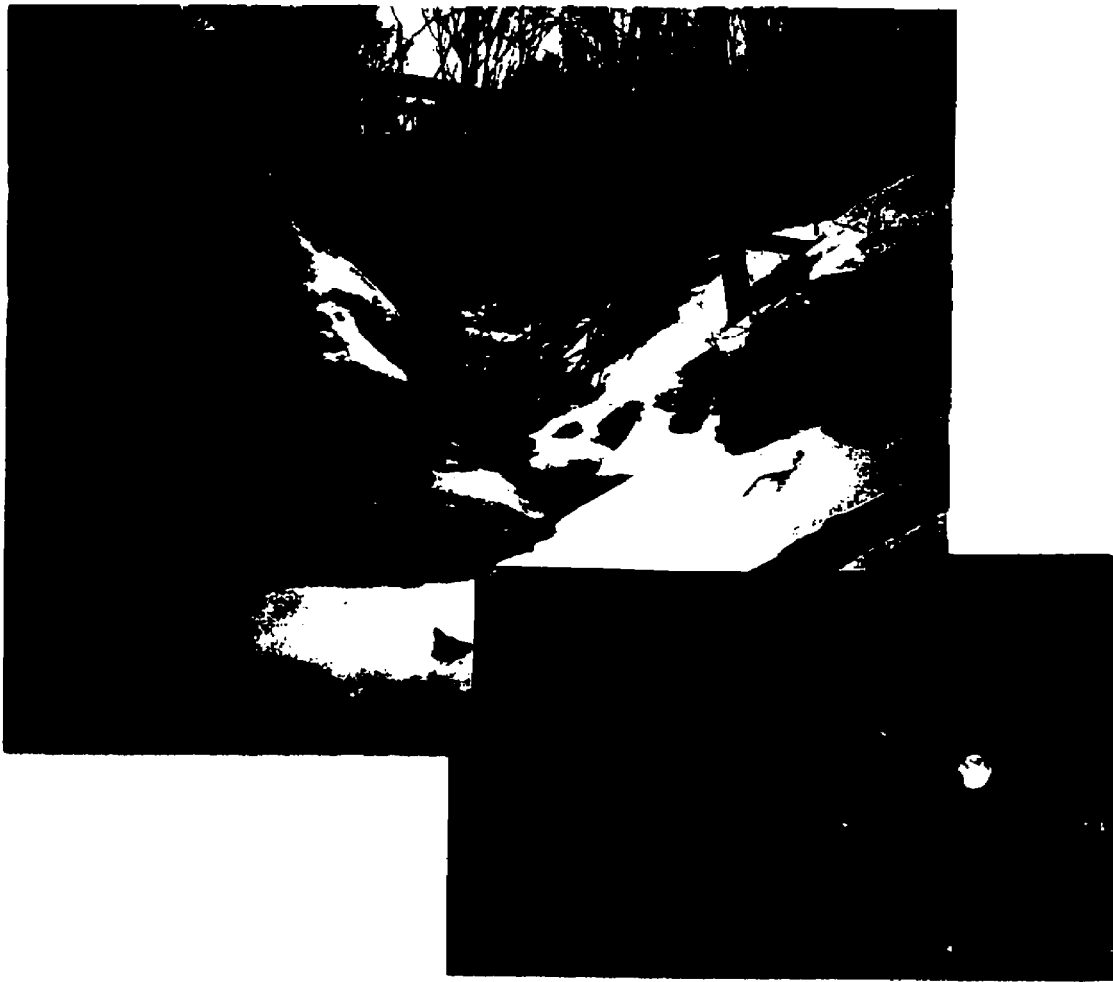
origine probable au Taconien. Le réseau NO-SE est donc plus ancien et pourrait avoir une origine intra-océanique. Les trois réseaux suivants sont tous tardi- à post-taconiques puisqu'ils décalent les linéaments parallèles à la LBBV. Le réseau NE-SO (Fig. 32) est très marqué sur le terrain. On y retrouve des fabriques de cisaillement. Par l'étude des photos aériennes, on observe un décalage de la LBBV. Le quatrième réseau est celui d'orientation NNO-SSE retrouvé dans les volcanites de Chagnon. Sa relation temporelle par rapport aux autres structures précédentes est moins certaine mais elle semble très tardive avec un mouvement apparent senestre. Le cinquième et dernier réseau (est-ouest) décale les massifs Orford et Chagnon dans un mouvement apparent dextre. Il se répète aussi entre les monts Chagnon et Place à quelques kilomètres plus au sud. À l'échelle régionale, d'autres linéaments est-ouest ont été identifiés à l'aide de cartes topographiques 1:50 000. Cette structure semble être acadienne. Selon R. Marquis (comm. pers., 1995), il est possible que ces zones de faiblesse dans le socle remontent au Précambrien Supérieur. Les déformations acadiennes auraient alors réactivé ces anciennes structures enracinées dans le socle grenvillien. Une des failles est-ouest peut, selon Marquis, être rattachée au graben de l'Ottawa-Bennechère qui date de l'ouverture de l'océan Iapetus au Précambrien Supérieur (Kumarapeli, 1993). La réactivation de ces zones de faiblesse pourrait aussi être le résultat de l'ouverture de l'Atlantique (Morin et al., 1996; Kumarapeli, 1970; Bédard, 1985).





- |   |   |
|---|---|
| <p>① <u>Réseau Nord-Ouest</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Pré-Taconique</li> </ul>  | <p>④ <u>Réseau NNO-SSE</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Décale les volcanites vers le nord (senestre)</li> </ul>                       |
| <p>② <u>Réseau // à la LBBV</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Délimite le massif</li> <li>•Taconique</li> </ul>             | <p>⑤ <u>Réseau Est-Ouest</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Décale les monts Chagnon et Orford (dextre)</li> <li>•Acadien (?)</li> </ul> |
| <p>③ <u>Réseau Nord-Est</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Décale la faille // à la LBBV</li> <li>•Post-Taconique</li> </ul> |   |

**Fig. 31** Carte ombragée des monts Orford et Chagnon en Estrie. Les variations dans le relief topographique permettent de définir différents réseaux de failles.



**Fig. 32** Faille du réseau NE-SO dans laquelle une fabrique de cisaillement (en bas à droite) a été observée (FH-95-191).

## CHAPITRE 4 GEOCHIMIE

L'objet de cette section concerne le comportement des éléments chimiques dans les séquences extrusives et intrusives. Après avoir évalué la mobilité et l'immobilité des éléments, l'interprétation des données géochimiques se fera principalement en abordant le cas des séries extrusives (basaltes, andésites et rhyolites) et hypabyssales (dykes mafiques, intermédiaires et felsiques). Une section concernera la géochimie des séquences intrusives. Évidemment les laves porphyriques causent un problème puisque leurs phénocristaux modifient la composition géochimique d'un liquide théorique. Ici, à Chagnon, les laves sont généralement peu porphyriques («10%») et les modifications chimiques ne sont pas majeures. Par contre la mobilité de certains éléments chimiques lors de processus d'hydrothermalisme et d'altération a probablement une grande influence.

### 4.1 Méthodes d'analyse

Trois bases de données ont été utilisées pour la caractérisation géochimique des lithologies du massif ophiolitique du mont Chagnon. La base de données la plus importante (69 données) est celle de l'été '95. Les échantillons ont été réduits en poudre dans un broyeur en agate. Les éléments majeurs, mineurs et les traces (Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, V, Y, Zn, Zr) ont été analysés par fluorescence X. Le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  correspond au fer total analysé. Le calcul du FeO a été effectué en supposant que 10%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  analysé égale  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  calculé. FeO a été déterminé selon le rapport  $\text{FeO} = 0,8999 * (\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total analysé} - \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ calculé})$ . Les teneurs ont été recalculées sur une base anhydre. Les terres rares (29 données) ont été détectées par la méthode ICP-MS. Toutes ces analyses ont été effectuées au laboratoire de l'INRS-Géoressources.

Les données de Winner (1981) proviennent de la méthode par fluorescence X. Elles incluent les oxydes majeurs et mineurs ainsi que les éléments traces Y, Sr, Rb, Tb, Pb et Ga. Le sodium est le seul élément analysé par le spectromètre d'absorption atomique.

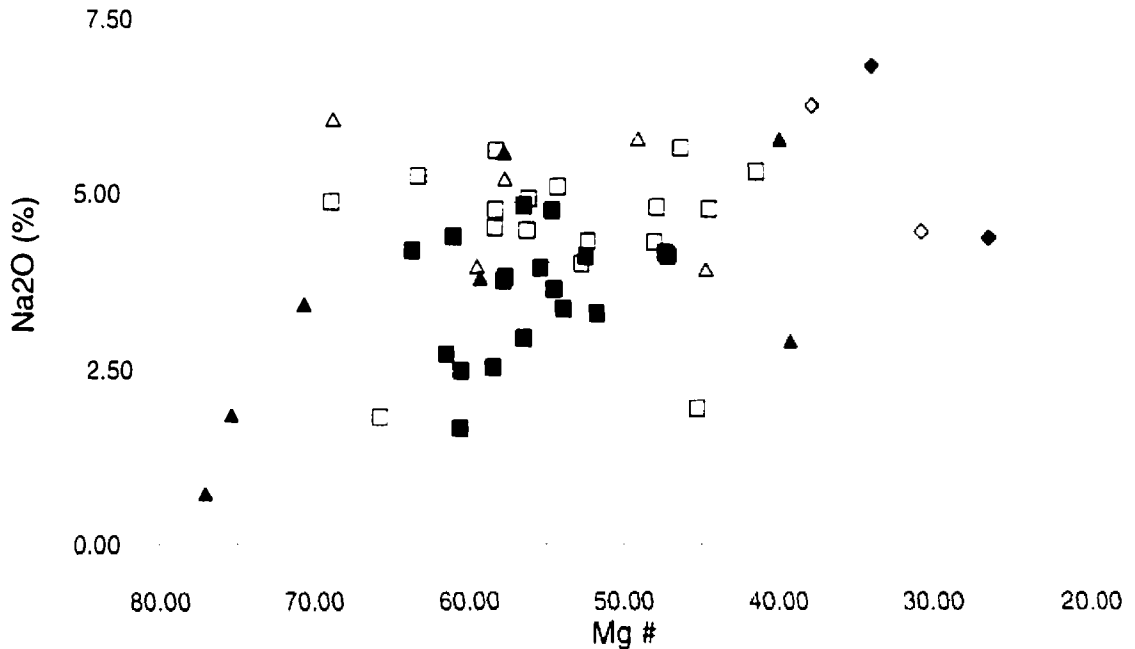
Cinq analyses de roche proviennent d'une campagne de cartographie effectuée à l'été '92 par Laszlo Imreh du Ministère de l'Énergie et des Ressources à laquelle l'auteur a participé. Les échantillons ont été analysés par le Centre de Recherches minérales (Service du Laboratoire d'analyse). Les éléments majeurs ont été détectés par fluorescence X, les éléments en traces, par spectrométrie d'émission atomique au plasma (SEAP) et les terres rares, par activation neutronique. Ces dernières sont données en annexe mais ne seront pas utilisées puisque les teneurs ne semblent pas assez précises.

#### 4.2 Mobilité versus Immobilité des éléments

Des processus chimiques post-magmatiques tels le métamorphisme et les altérations hydrothermales et météoriques sont reconnus pour leur capacité à modifier les propriétés géochimiques des roches. Les éléments majeurs, mineurs, et en traces ainsi que les terres rares seront plus ou moins modifiés en fonction de la facilité avec laquelle ils pourront entrer ou sortir du système que constitue la roche. La présence de veinules est indicatrice d'un transfert chimique. Par conséquent, la composition des minéraux des veines nous indiquera les éléments chimiques ayant été mobilisés. Plusieurs échantillons présentent des veinules remplies d'épidote donc il est fort probable que les CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> aient été mobilisés. La figure 33 montre un cas où il y a eu enrichissement en sodium. L'ensemble des laves contient des teneurs normalisées en Na<sub>2</sub>O compris entre 1,80% et 6,05% (Moyenne= 4,48%) tandis que les dykes ont des teneurs de 0,72% à 5,76% (Moyenne= 3,43%). Il s'agit du phénomène de spilitisation commun dans les volcanites des Appalaches (Rodrigue, 1979; Harnois et Morency, 1989). Cette constatation est certainement le résultat d'échanges chimiques entre l'eau de mer et les unités de laves et de dykes. Puisque les laves sont plus fracturées que les dykes, donc plus perméables, l'eau de mer a pu s'infiltrer davantage enrichissant donc plus les laves.

Selon Humphris (1984), trois types de fluides sont rattachés aux processus post-magmatiques. Les fluides hydrothermaux de composition variée sont les principaux responsables. Leur température peut entraîner un métamorphisme aussi élevé que le faciès des amphibolites dans la croûte océanique. Le deuxième fluide est celui caractéristique de l'eau de mer qui affecte l'interface entre l'eau et la roche. Ces deux types constituent un continuum puisque l'eau de mer devient elle-même hydrothermale en

pénétrant la croûte. Le troisième type est celui rattaché à l'altération de surface (halmyrolyse) lorsque la roche est mise à jour en milieu continental. Dans ce cas, les transformations chimiques sont limitées aux fractures de la roche (Humphris, 1984). Puisque les échantillons analysés ne contenaient pas de fracture ni d'altération superficielle ce type de phénomène post-magmatique ne sera pas étudié plus en détail.



**Fig. 33** Variations du  $\text{Na}_2\text{O}$  dans les dykes et les laves en fonction de l'indice de fractionnement ( $\text{Mg}\#$ ). Les laves sont généralement plus riches en  $\text{Na}_2\text{O}$  que les dykes. Ceci s'explique par le phénomène de spilitisation des volcanites appalachiennes. Les symboles pleins représentent les dykes; les symboles vides, les laves. Les carrés représentent les compositions basaltiques; les triangles, les compositions andésitiques; les losanges, les compositions felsiques.

Les éléments considérés immobiles sont le Ti, Zr, Y, Nb, Ga, Ce et Sc (Floyd et Winchester, 1978) ainsi que les V et le Cr (Humphris et Thompson, 1978). Les éléments Zr, Y et Ti sont particulièrement intéressants dans la discrimination des séries magmatiques (Pearce et Cann, 1973;

Frey et al., 1976; dans Humphris et Thompson, 1978). Selon Floyd et Winchester (1978) le  $\text{SiO}_2$  est souvent mobile et a tendance à être lessivé dans les spilites en comparaison avec les basaltes non-altérés.

Dans cette étude les terres rares sont considérés immobiles puisque...

*« le métamorphisme au faciès des schistes verts en milieu marin n'affecte pas significativement le patron des terres rares des roches. Ceci suggère que les minéraux secondaires peuvent accommoder les terres rares libérés lors de la déstabilisation de l'assemblage minéralogique primaire »*

*(Humphris, 1984).*

Menzies et al. (1977) ont également remarqué l'immobilité des terres rares dans les ophiolites.

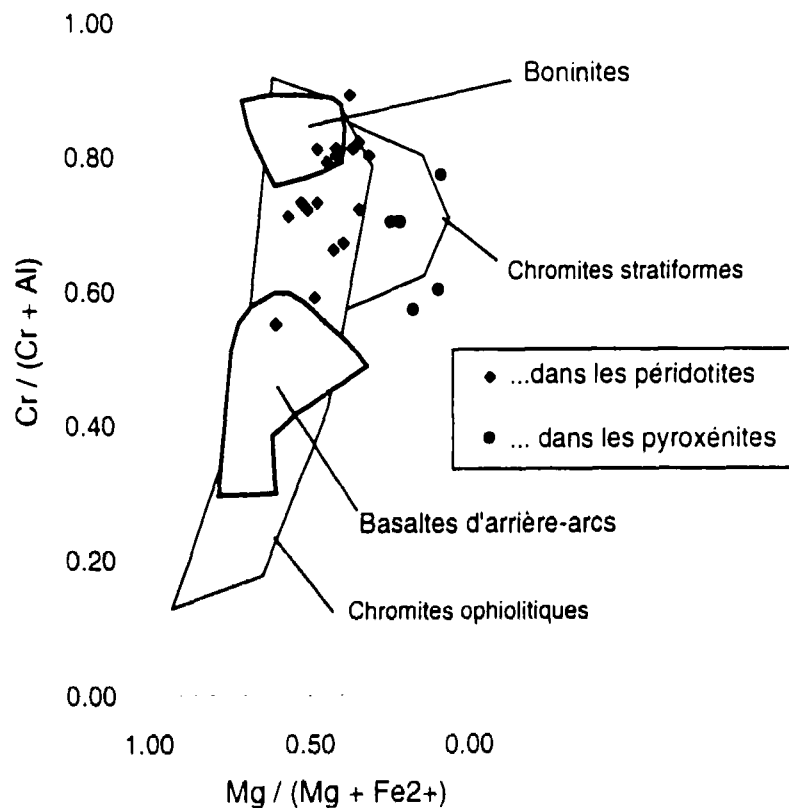
#### 4.3 Analyses à la micro-sonde

Parmi les échantillons récoltés, certains minéraux ont été analysés dans le but de connaître leur composition en oxydes majeurs et mineurs. Ces analyses ont été effectuées à l'université Laval à l'aide de la micro-sonde ARL. Pour cette étude de pétrologie magmatique, seules les compositions des chromites, des pyroxènes et des plagioclases seront interprétées. D'autres analyses sur des amphiboles, chlorites, épidotes et talc sont disponibles dans le mémoire de Turcotte (en prép.). Aucune analyse sur les olivines n'a été possible puisque, dans les unités ultramafiques, son remplacement est complet. Dans les unités mafiques, il n'y a pas de relique de ce minéral ferro-magnésien.

##### 4.3.1 Analyses des chromites

Les spinelles chromifères analysés proviennent exclusivement d'unités ultramafiques. La figure 34 met en relation le  $\text{Mg\#}$  ( $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ) et le  $\text{Cr\#}$  ( $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ ). Les champs correspondant aux compositions des chromites de complexes ophiolitiques et stratiformes y sont indiqués. Il est à noter que le  $\text{Cr\#}$  des spinelles est très élevé et certaines compositions occupent le champ des spinelles analysés

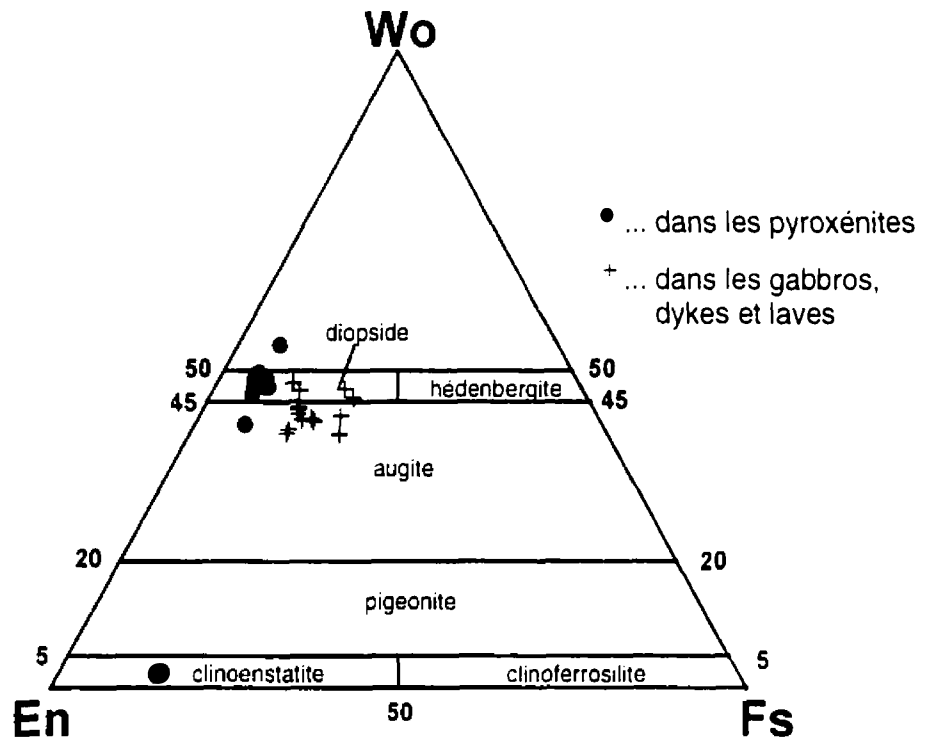
dans les boninites. Cette composition reflète certainement une teneur élevée en chrome dans le magma en équilibre avec ces chromites. Le Mg# des spinelles dans les pyroxénites est, comme prévu, plus faible que dans ceux des péridotites puisque ces dernières sont reliées à des magmas plus riches en MgO. Il est généralement reconnu que le rapport  $Cr/(Cr+Al)$  est insensible au ré-équilibrage sub-solidus puisque la solubilité du chrome dans les pyroxènes diminue lorsque la température diminue (Osawa, 1994 ; Nagata et al., 1983) alors que le  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  peut varier (R. Hébert, comm. pers.). Celui-ci aura tendance à diminuer puisque le spinelle s'enrichit en  $Fe^{2+}$ . Cet effet est certainement le cas pour les chromites du mont Chagnon puisqu'il est très fréquent d'observer de la magnétite en bordure et dans les fractures de l'oxyde de chrome.



**Fig. 34** Composition des spinelles chromifères analysés dans les péridotites et les pyroxénites du mont Chagnon. Les champs ombragés représentent les compositions des spinelles en équilibre avec les boninites ou les basaltes d'arrière-arc (Varfalvy et al., 1997). Les champs des chromites ophiolitiques et des complexes stratiformes sont de Irvine et Findlay (1972).

### 4.3.2 Analyses des pyroxènes

Des pyroxènes ont été analysés dans des pyroxénites et dans des roches mafiques que ce soit des gabbros, des dykes ou des laves (Fig. 35). La sélection des grains à analyser s'est faite en fonction du degré de fraîcheur des cristaux donc c'est pour cette raison que la majorité des analyses dans les roches mafiques s'est effectuée dans le groupe magmatique riche en minéraux titanifères. Ce groupe étant relativement peu affecté par le métamorphisme.



**Fig. 35** Projection En-Fs-Wo des compositions des pyroxènes analysés dans les pyroxénites, les gabbros, les dykes et les laves du mont Chagnon (Morimoto, 1989).

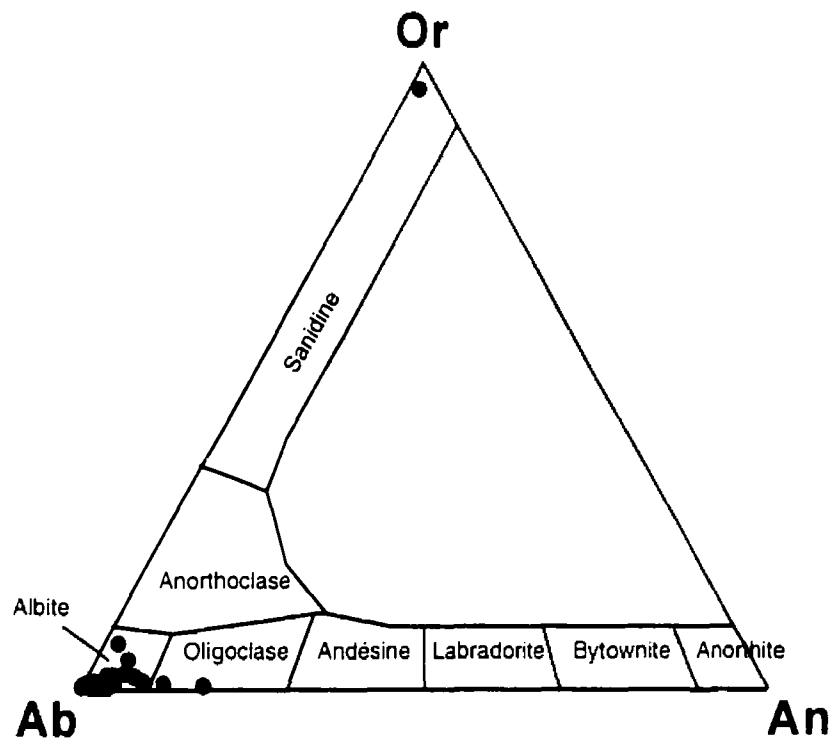
Seuls quelques orthopyroxènes ont pu être positivement observés pétrographiquement dans les pyroxénites de type « webstérite ». Ces roches ultramafiques contiennent aussi des cristaux intacts de clinopyroxènes en équilibre entre eux. Tout comme les orthopyroxènes ( $Mg\# = 0,85-0,86$ ), ils sont riches en magnésium ( $Mg\# = 0,86-0,90$ ) reflétant le caractère magnésien des pyroxénites relativement aux



roches mafiques. La composition des clinopyroxènes est cependant déplacée vers le pôle calcique (Lindsley, 1983). Habituellement l'analyse la moins riche en calcium est celle qui est la moins affectée par les processus métamorphiques ou de rééquilibration sub-solidus. Ce phénomène permet aussi d'expliquer les compositions riches en calcium pour les clinopyroxènes des roches mafiques. Aucun orthopyroxène n'a été analysé dans les gabbros, les dykes et les laves.

En extrapolant les tendances compositionnelles des pyroxènes, il est possible d'interpréter les compositions magmatiques de ces phases minéralogiques. Les clinopyroxènes des pyroxénites pourraient être  $Wo_{45}Fs_4En_{51}$  et ceux des roches mafiques de  $Wo_{45}Fs_{11}En_{44}$  à  $Wo_{45}Fs_{13}En_{42}$  tout dépendant du fractionnement du liquide magmatique. Le terme calcique représente le maximum et la «vraie» composition initiale est probablement plus pauvre en calcium.

#### 4.3.3 Analyses des plagioclases



**Fig. 36** Projection An-Ab-Or des compositions des plagioclases analysés dans les unités mafiques à felsiques du mont Chagnon.

Les plagioclases ont été analysés dans des gabbros, dykes, laves et trondhémities. La figure 36 indique que toutes les compositions sont près du pôle albitique peu importe la nature de la roche. Les plagioclases des gabbros sont de même composition que ceux des trondhémities. Il est clair que cette composition n'est pas magmatique. Il y a eu rééquilibrage sub-solidus et/ou métamorphique. La majorité des plagioclases a un  $An < 7$  correspondant au champ de stabilité reconnu pour le faciès des schistes verts (Deer et al., 1992). Deux des analyses se projettent dans le champ des oligoclases. L'albitisation est un phénomène marqué pour la presque totalité des plagioclases des complexes filoniens ainsi que pour ceux des gabbros supérieurs (Nehlig et Juteau, 1988).

#### 4.4 Analyses lithogéochimiques des liquides magmatiques

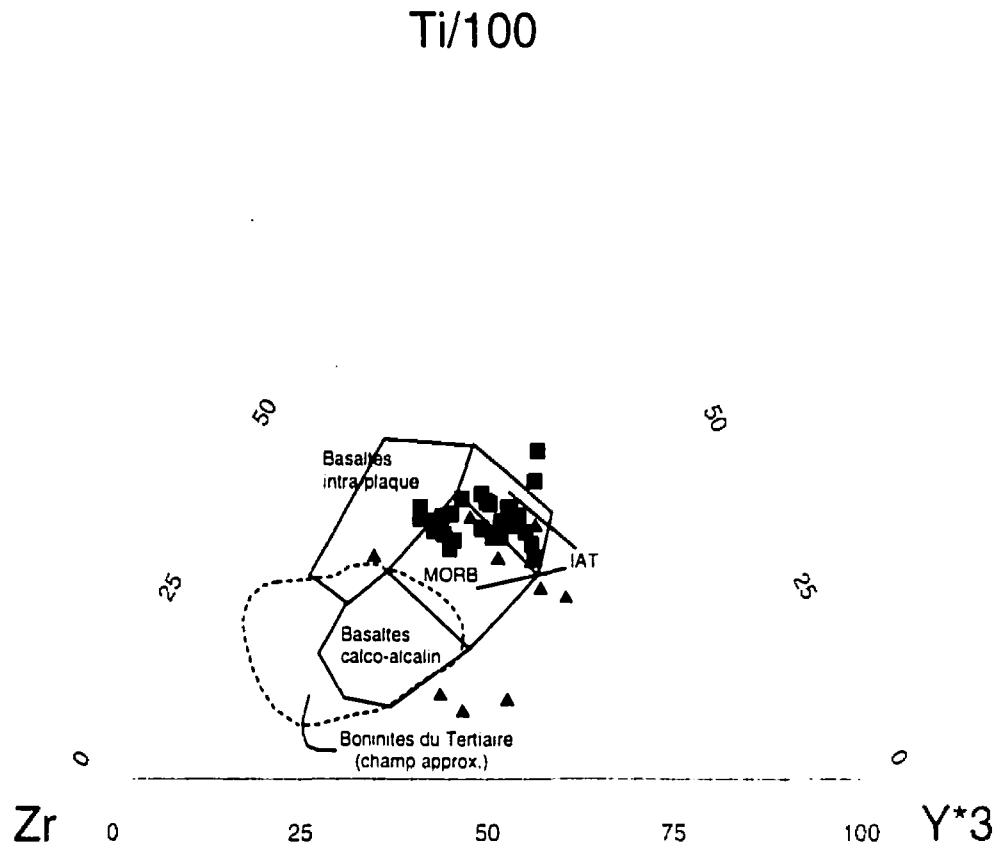
L'interprétation lithogéochimique a été essentiellement basée sur les dykes et les laves. Le terme « liquide magmatique » utilisé ici désigne toute unité magmatique non composée de cristaux cumulatifs. Pour cette raison, les intrusions mafiques à felsiques ne serviront pas à la discrimination entre les différentes séries magmatiques puisqu'elles contiennent un pourcentage variable de minéraux cumulatifs. Même dans les dykes et les laves, les phénocristaux constituent des minéraux cumulatifs mais leur faible importance, souvent inférieure à 10%, n'influencent pas vraiment les interprétations. Les données géochimiques sont présentées à l'annexe 2.

##### 4.4.1 Affinités sub-alkaline versus alcaline

Deux graphiques sont utilisés pour la détermination de l'affinité des magmas. Le premier permet de savoir si les lithologies sont alcalines ou sub-alkalines (Fig. 14). De plus, ce graphique fait la distinction entre les basaltes, andésites, dacites et rhyolites. Les données sur le diagramme correspondent aux analyses effectuées sur les dykes et les laves. Trois échantillons se projettent dans la partie « alcaline ». Ces analyses (C-95-22C, BT-95-Si2 et BT-95-Si3) appartiennent à une série magmatique très particulière.

Le diagramme discriminant Ti-Zr-Y (Fig. 37) permet de faire la distinction entre des magmas calco-alkalins et tholéitiques. À Chagnon, tous les magmas basiques appartiennent aux tholéites. La

zone pointillée correspond au champ approximatif des boninites d'âge Tertiaire (Brown et Jenner, 1989).  
 Les échantillons (C-95-22C, BT-95-Si2 et BT-95-Si3) se situent près de ce champ.

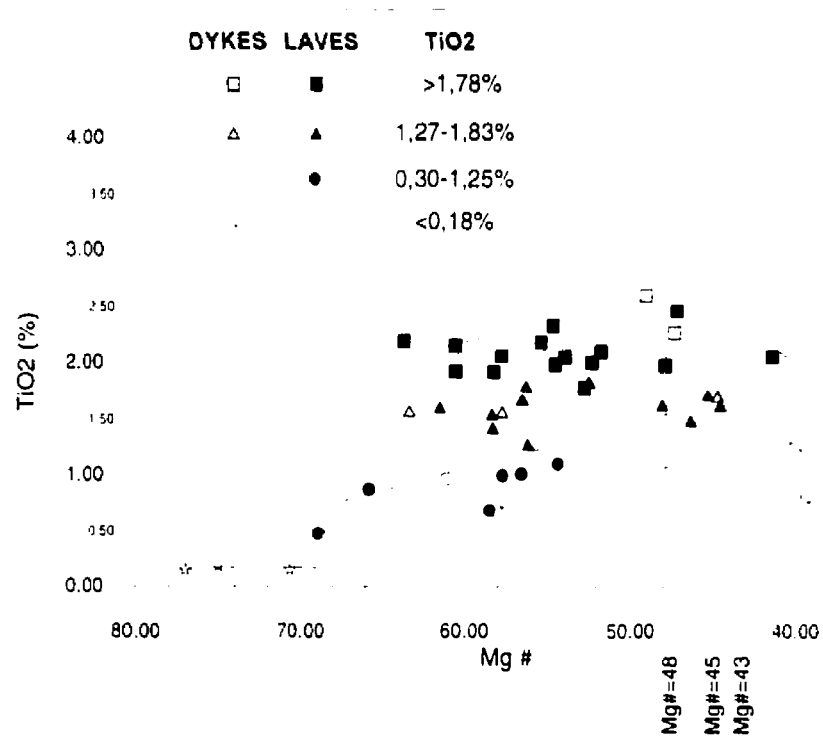


**Fig. 37** Diagramme discriminant Ti-Zr-Y ( modifié de Pearce et Cann, 1973). Les points projetés correspondent aux compositions des liquides basaltiques et andésitiques des dykes et des laves du mont Chagnon. Le champ des boninites est de Brown et Jenner (1989). ■ = Dykes/Laves basaltiques, ▲ = Dykes/Laves andésitiques

#### 4.4.2 Discrimination entre les séries magmatiques

Il est évident que, dans l'ensemble des injections hypabyssales et des volcanites, il existe plusieurs séries magmatiques. Le premier diagramme permettant de reconnaître cette situation fait intervenir l'oxyde  $TiO_2$  en fonction de l'indice de fractionnement  $Mg\#$  ( $100 \cdot Mg/(Mg+Fe)$ ) (Fig. 38). Le

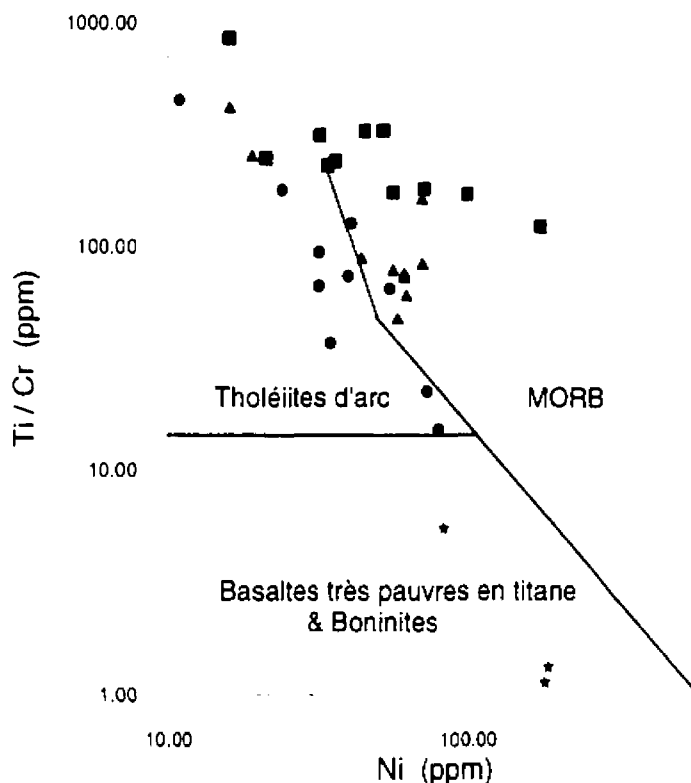
pourcentage en  $\text{TiO}_2$  est proportionnel à la quantité de minéraux titanifères dans les dykes et les laves. L'évolution magmatique d'une seule série ignée devrait produire un nuage de points groupés autour d'une courbe de fractionnement avec un point d'inflexion indiquant la précipitation d'ilménite. La précipitation des minéraux titanifères (ilménite, sphène, rutile) se produit lorsque les minéraux silicatés deviennent saturés en titane (van Baalen, 1993). Sur la figure 38, les points projetés ne définissent pas cette courbe simple. En réalité le spectre des données semble définir plusieurs courbes difficiles à différencier. À première vue, quatre groupes magmatiques peuvent être distingués selon les variations du  $\text{TiO}_2$  en fonction du  $\text{MgO}$ .



**Fig. 38** Diagramme  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{Mg}\#$  permettant d'observer les variations du titane dans les magmas au cours de leur fractionnement. Quatre groupes magmatiques sont distingués. Le point d'inflexion de chaque courbe indique le fractionnement de l'ilménite.

Groupes	TiO <sub>2</sub> (%)	Ti/Cr	Ni (ppm)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	V (ppm)	Zr/Y	Zr (ppm)
1	0,15-0,18	1,1-5,5	83-186	0,03-0,04	138-206	2,67-4,00	32-52
2	0,30-1,25	15,0-445,3	11-80	0,03-0,11	163-395	1,65-2,75	26-64
3	1,78-2,60	122,0-854,5	16-175	0,20-0,29	228-593	2,27-7,84	110-290
4	1,27-1,83	47,8-418,6	15-74	0,12-0,27	212-413	1,75-5,4	49-135

**Tableau 1** Rapports d'éléments considérés relativement immobiles servant à la distinction entre les quatre groupes magmatiques au mont Chagnon.

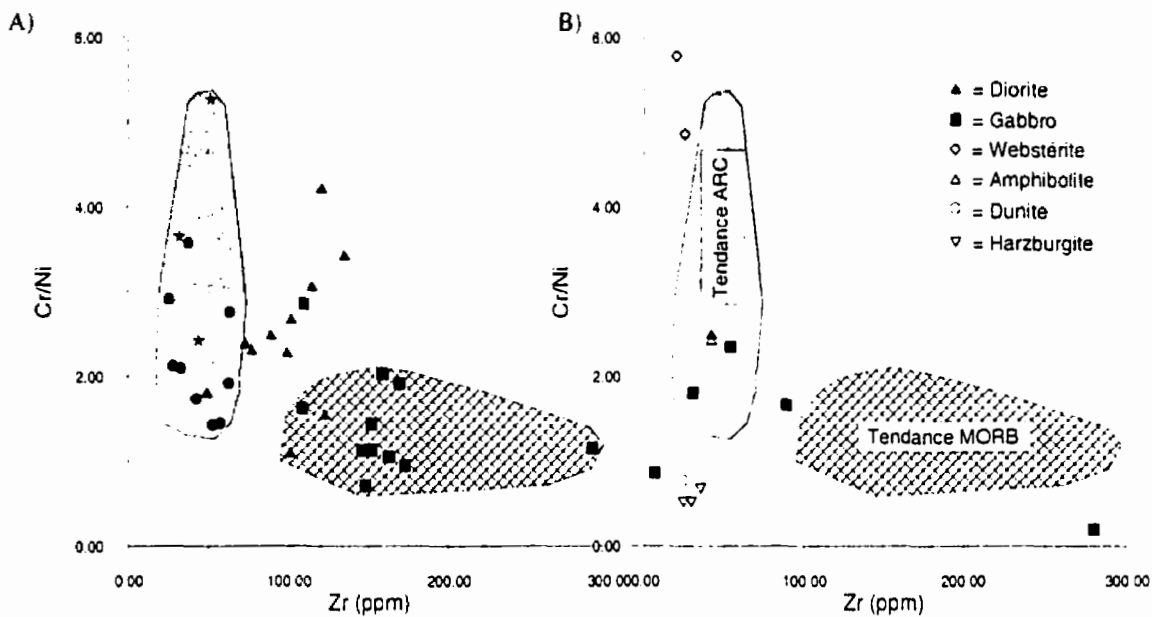


**Fig. 39** Diagramme discriminant Ti/Cr vs Ni (modifié de Beccaluva et al., 1979) pour les dykes et les laves de composition basaltique à andésitique. Les symboles sont fonction des séries magmatiques déterminées d'après le % de TiO<sub>2</sub> ( ■ >1,78%, ▲ = 1,27-1,83%, ● = 0,30-1,25%, ★ <0,18%).

Le diagramme discriminant modifié de Beccaluva et al. (1979), mettant en relation les éléments traces Ti/Cr vs Ni (Fig. 39), indique effectivement que plusieurs séries magmatiques sont présentes. Trois séries (boninites, tholéiites d'arc et MORB) sont distinguées sur la base de ces éléments et selon  $P_2O_5$ , V et Zr/Y (Tableau 1). Il sera démontré plus tard (Section 4.4.3) que d'autres éléments, dont les terres rares, respectent cette distinction.

#### 4.4.2.1 Affinité magmatique des roches ultramafiques, des gabbros et des diorites

Bien que ce travail soit plutôt porté sur l'étude des lithologies hypabyssales et extrusives, il est de mise d'aborder le cas de la signature géochimique des roches intrusives du massif Chagnon. La figure 40A permet de visualiser l'évolution du rapport Cr/Ni au cours du fractionnement (Zr) pour les dykes et les laves. Les séries pauvres en  $TiO_2$  (0,15-1,25%) occupent un champ contrôlé par une grande variation du rapport Cr/Ni. Ces données correspondent aux tholéiites d'arc et aux boninites. La série la plus riche en  $TiO_2$  (>1,78%) est surtout contrôlée par l'indice de fractionnement Zr. Cette série appartient aux MORBS (Fig.39). Les données intermédiaires aux deux champs ombragés sont majoritairement les analyses appartenant au groupe ayant des teneurs de  $TiO_2$  comprises entre 1,27% et 1,83%. Les mêmes champs sont projetés dans la figure 40B cependant les analyses proviennent de roches ultramafiques, de gabbros et de diorites. Les valeurs très élevées en Cr/Ni pour les pyroxénites sont compatibles avec les observations microscopiques. En effet, les valeurs en Ni dans les webstérites (226 et 254 ppm) sont très inférieures à celles des péridotites (1029-2181 ppm) et ceci s'explique par l'absence d'olivine dans les pyroxénites étudiées. Bien que peu de roches intrusives aient été analysées, il semble y avoir, selon ces rapports d'éléments, des appartenances à au moins deux séries magmatiques. Tout comme pour les laves et les dykes, les intrusions sont certainement regroupables selon leur appartenance aux magmas boninitique, arc et MORB. De futurs travaux sont à prévoir afin de définir l'affinité magmatique des différents types d'intrusions.



**Fig. 40** Graphiques Cr/Ni vs l'indice de fractionnement Zr. A) Variations observées dans les dykes et les laves. Les symboles sont les mêmes qu'à la figure 38. Les champs représentent les tendances évolutives des différents groupes distingués par leur teneur en  $\text{TiO}_2$ . B) Variations observées pour les roches ultramafiques, les gabbros et les diorites du massif du mont Chagnon. Les symboles sont explicités par la légende.

#### 4.4.3 Étude des spectres des terres rares

L'interprétation de ces données s'est révélée complémentaire à la subdivision des séries magmatiques effectuée à partir des éléments majeurs et en traces. Les profils normalisés à la chondrite (Sun et McDonough, 1989) sont vraiment distincts d'une série à l'autre.

	C1	N-MORB		C1	N-MORB
<b>La</b>	0,237	2,50	<b>Ho</b>	0,0566	1,01
<b>Ce</b>	0,612	7,50	<b>Er</b>	0,1655	2,97
<b>Pr</b>	0,095	1,32	<b>Tm</b>	0,0255	0,456
<b>Nd</b>	0,467	7,30	<b>Yb</b>	0,170	3,05
<b>Sm</b>	0,153	2,63	<b>Lu</b>	0,0254	0,455
<b>Eu</b>	0,058	1,02	<b>Rb</b>		0,56
<b>Gd</b>	0,2055	3,680	<b>Ba</b>		6,30
<b>Tb</b>	0,0374	0,670	<b>Nb</b>		2,33
<b>Dy</b>	0,2540	4,550	<b>K</b>		600

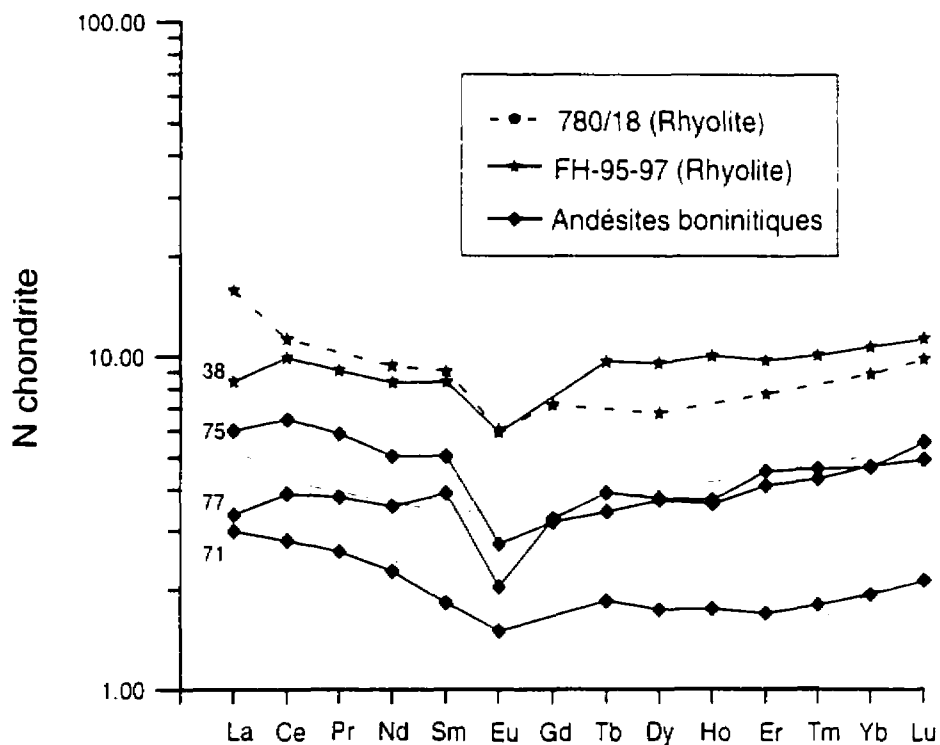
**Tableau 2** Valeurs de normalisation utilisées pour la lithogéochimie des terres rares et de certains éléments traces dans les liquides magmatiques (dykes et laves) du mont Chagnon (Sun et McDonough, 1989).

##### 4.4.3.1 La série boninitique

Quatre profils sont typiques de cette série assez particulière. Leur caractéristique principale est leur forme concave, c'est-à-dire en U (Fig. 41). Les valeurs absolues sont très faibles (2-3 fois chondrite) pour les dykes de composition intermédiaire. Le profil FH-95-97 provient d'une rhyolite (10X chondrite). La petite fosse en Eu est attribuable à un fractionnement en plagioclase. L'enrichissement en terres rares légères ( $La/Sm \approx 1,59$ ) dans les boninites est habituellement interprété comme une contamination provenant de la couverture sédimentaire de la croûte océanique en subduction (Crawford et al., 1989; Van der Laan et al., 1989). Celle-ci enrichit la source mantellique péridotitique sous-jacente



en terres rares légères «LREE», en éléments à large rayon ionique «LILE» et aussi en H<sub>2</sub>O et en volatils (Crawford et al., 1989). Certains magmas boninitiques contiennent jusqu'à 3,0 % de H<sub>2</sub>O (Crawford et al., 1989).

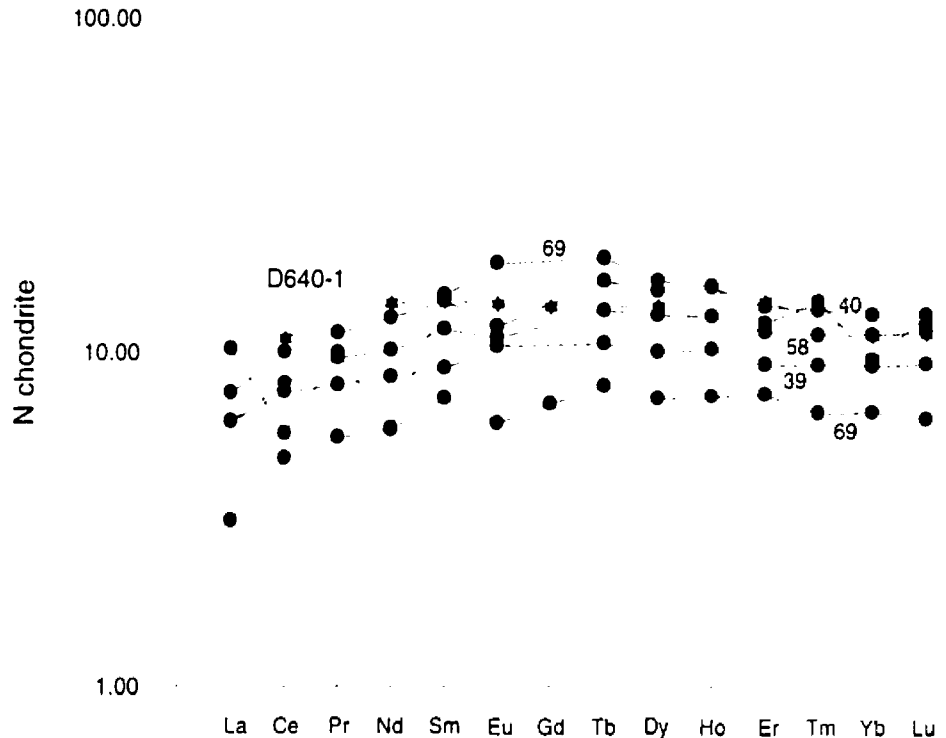


**Fig. 41** Profils des terres rares pour les séries boninitiques du mont Chagnon et de Chichijima. La région ombragée correspond à la compilation de 12 boninites andésitiques de Chichijima (Taylor et al., 1994). Le profil pointillé correspond à une rhyolite de ce même environnement géodynamique. Valeurs de normalisation (Sun et McDonough, 1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#).

Le processus de contamination de la péridotite réfractaire peut se faire par au moins trois processus distincts (Saunders et Tarney, 1979). Le premier implique une contamination par des liquides magmatiques provenant de la plaque subductée. Ce processus nécessite une fusion partielle de la croûte en subduction. L'enrichissement peut aussi se faire par des fluides métasomatiques. Ceux-ci

ajoutent les K, Rb, Sr et Ba aux magmas. Le troisième processus est celui impliquant seulement l'ajout de H<sub>2</sub>O.

#### 4.4.3.2 Les tholéiites d'arc



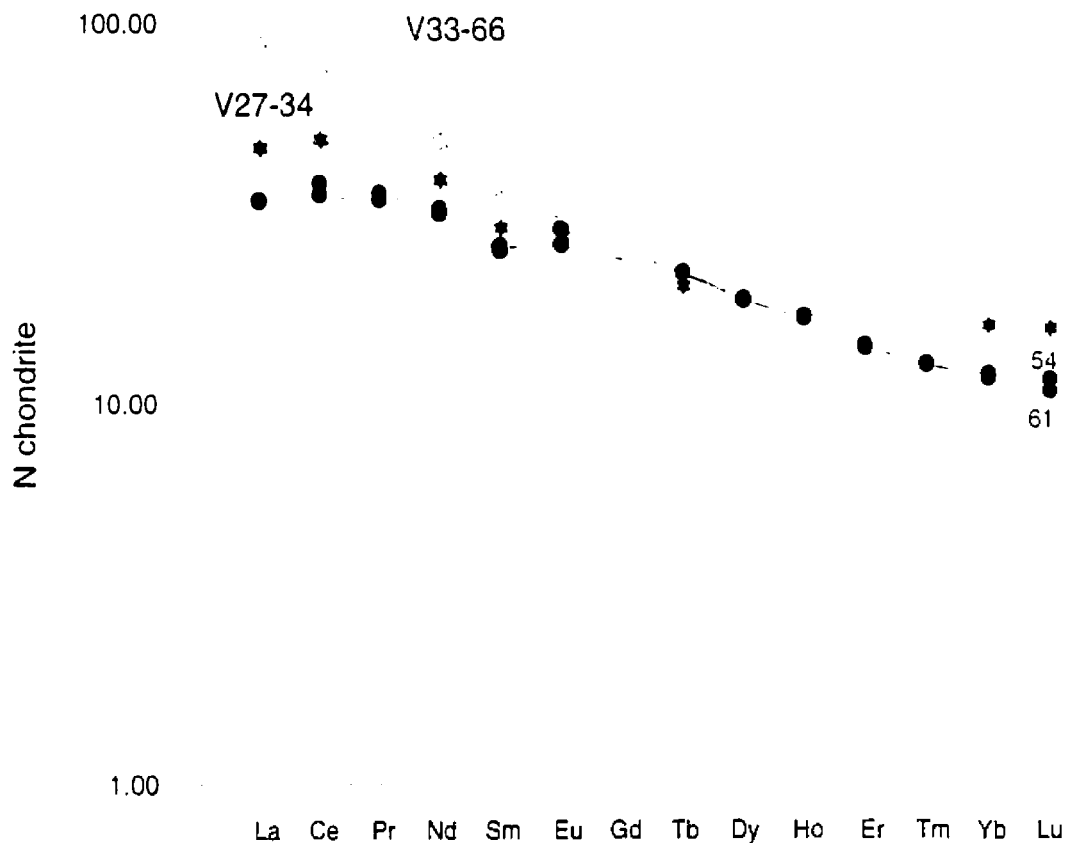
**Fig. 42** Profils des terres rares pour les tholéiites d'arc du mont Chagnon. Le profil pointillé correspond à l'échantillon D640-1 du Shichito Ridge dans la zone Izu-Bonin (Ikeda et Yuasa, 1989). Valeurs de normalisation (Sun et McDonough, 1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#).

Cinq échantillons analysés pour leur contenu en terres rares ont des profils similaires à des tholéiites d'arc (Fig. 42). Contrairement aux magmas boninitiques, ces liquides sont appauvris en terres rares légères ( $La/Sm = 0,51-0,67$ ). Les valeurs absolues sont de 10 à 13 fois chondrites à l'exception des « LREE » qui sont de 6 à 10 fois chondrites. Deux des profils ont une fosse en Eu indiquant le fractionnement de plagioclase. Le chiffre juxtaposé aux différentes courbes représente le Mg#. Cet indice de fractionnement devrait diminuer pour les courbes de plus en plus riches en terres rares. Ce n'est pas le cas. Une des explications à cette observation pourrait être la présence de plus d'une lignée

évolutive de tholéïites d'arc. Celles-ci pourraient être produites par différents taux de fusion partielle de la source mantellique.

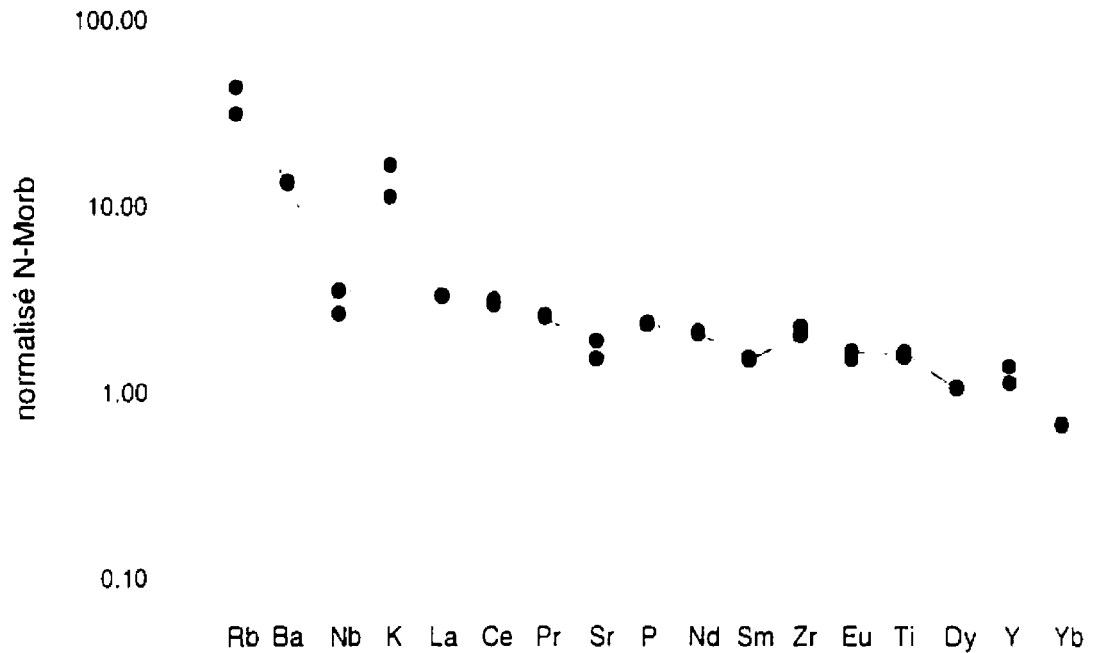
#### 4.4.3.3 Les MORBS transitionnels

Deux échantillons (FH-95-207 et FH-95-210) analysés pour les terres rares ont des profils typiques de MORBS transitionnels (Fig. 43). Les analyses proviennent de deux dykes métriques à patine orangée recoupant les trondhjémites. Les profils ont les caractéristiques suivantes. Ils sont enrichis en terres rares légères ( $La/Sm=1,27-1,30$ ). Les teneurs normalisées sont relativement élevées (20-30 fois chondrites pour les «LREE»).



**Fig. 43** Profils des terres rares pour les MORBS transitionnels du mont Chagnon. Les profils pointillés correspondent aux échantillons V27-34 et V33-66 dans la région de la plume mantellique de Bouvet (le Roex et al., 1985). Valeurs de normalisation (Sun et McDonough, 1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#).

Les terres rares lourdes ont des teneurs relativement faibles par rapport aux terres rares légères et ceci pourrait être la conséquence du fractionnement causé par la présence du grenat dans la source mantellique. Ce minéral a tendance à incorporer les terres rares lourdes dans sa structure cristalline. En comparaison avec les tholéiites d'arc, les profils des deux séries sont semblables pour la partie concernant les terres rares lourdes donc l'hypothèse de la présence de grenat dans la source des magmas T-MORBS n'est pas requise pour expliquer leur formation. Le diagramme «Spider» (Fig. 44) ne montre pas de pic négatif en terres rares lourdes (par rapport à un N-MORB) habituellement indicateur de grenat dans la source mantellique.

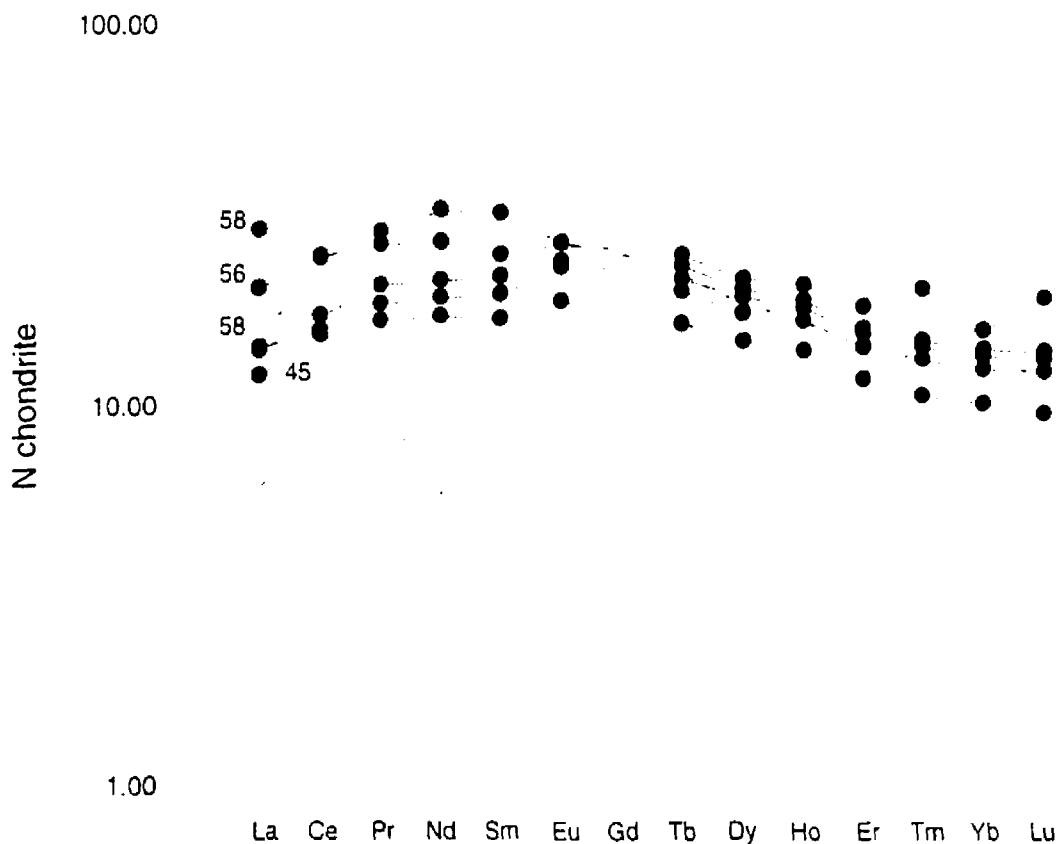


**Fig. 44** Diagramme «Spider» pour les T-MORBS du mont Chagnon. Valeurs de normalisation (Sun et McDonough, 1989).

#### 4.4.3.4 Les magmas intermédiaires (entre tholéiite d'arc et T-MORB)

Les cinq profils associés à ce type de magmas sont très similaires aux profils des tholéiites d'arc (Fig. 45). Ils sont, eux aussi, appauvris en terres rares légères. Par contre les valeurs absolues sont plus élevées que celles des tholéiites d'arc. Ces profils s'apparentent aussi à des basaltes MORBS normaux formés dans les dorsales médio-océaniques. La distinction basée strictement sur ces profils

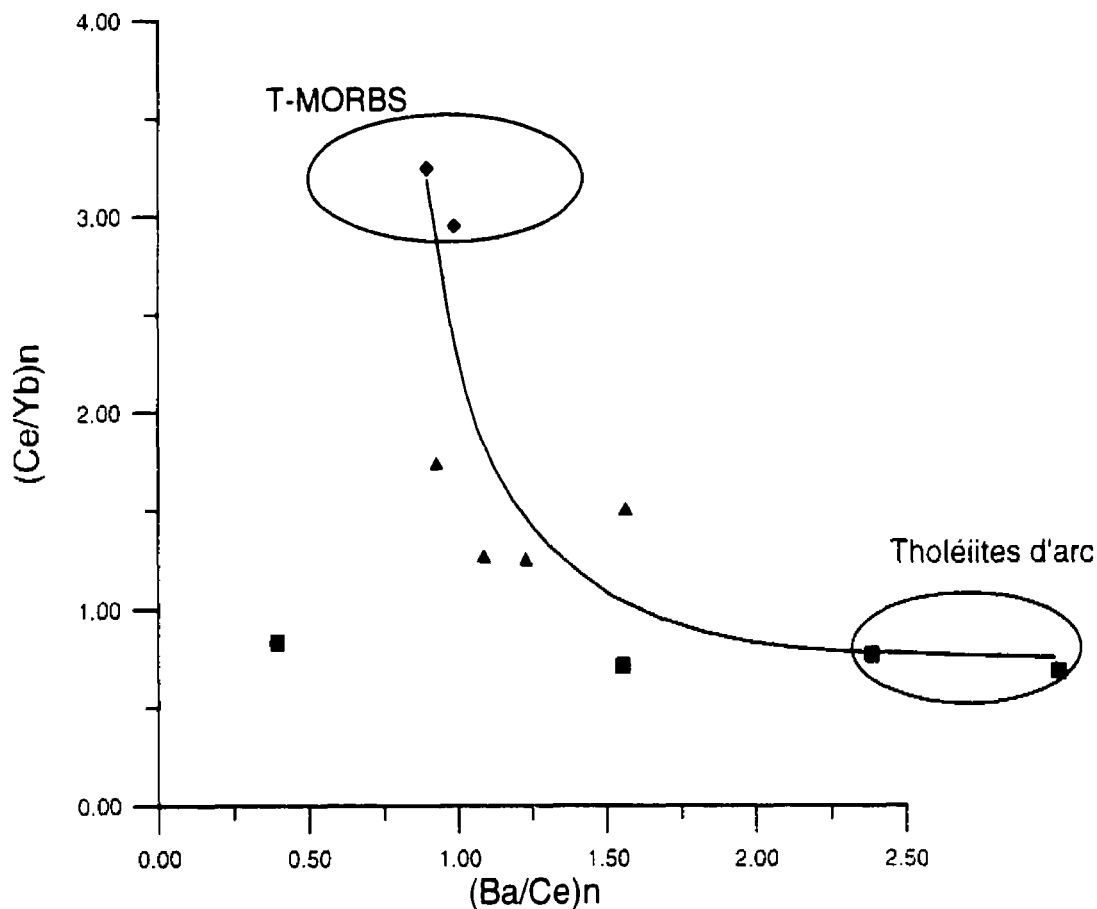
n'est pas possible. Cependant nous avons vu à la section précédente que plusieurs éléments ou rapports d'éléments sont parfois typiques de tholéiites d'arc, et parfois, de MORBS transitionnels. Ici aussi le Mg# ne varie pas systématiquement en fonction des différentes courbes. Les échantillons correspondant aux tholéiites d'arc (4.4.3.2) et aux MORBS transitionnels (4.4.3.3) sont eux-aussi légèrement hybrides mais leur signature géochimique se rapporte plus à la série magmatique qui leur a été attribuée.



**Fig. 45** Profils des terres rares pour les magmas hybrides du mont Chagnon. Les profils pointillés correspondent aux profils des T-MORBS et des tholéiites d'arc. Valeurs de normalisation (Sun et McDonough, 1989). Les chiffres associés aux diverses courbes indiquent l'indice de fractionnement (Mg#).

Le graphique  $(Ce/Yb)_N$  vs  $(Ba/Ce)_N$  (Fig. 46) a été utilisé par Ikeda et Yuasa (1989) dans le but de tester un cas de mélange entre des magmas MORBS et des magmas ARCS. La courbe représente

l'évolution d'un liquide en fonction de l'importance des composants E-MORB et ARCS. Pour les échantillons du mont Chagnon, les magmas intermédiaires, pouvant être définis comme « hybrides », se projettent près de cette courbe de mélange. Par « magma hybride » on entend tout magma formé par le mélange de liquides appartenant à des séries magmatiques différentes. Cette hypothèse est supportée par le fait que les magmas ARCS, T-MORB et hybrides sont interdigués dans la séquence volcanique ce qui suggère la présence simultanée de plusieurs types de magmas. La grande variation selon l'axe X pour les rapports des tholéiites d'arc est causée par la grande mobilité du Ba lors des processus de métasomatisme.



**Fig. 46** Graphique  $(Ce/Yb)_N$  vs  $(Ba/Ce)_N$  pour les liquides magmatiques du mont Chagnon (Ikeda et Yuasa, 1989). La courbe représente l'évolution des rapports d'éléments en fonction des proportions de mélange entre les pôles MORB et ARC. Deux échantillons sont manquants puisque les teneurs en Ba n'ont pas été déterminées.  
 ■ = tholéiites d'arc, ● = T-MORB, ▲ = hybrides.

#### 4.5 Comparaisons avec des environnements géodynamiques récents

Dans cette section, les données recueillies au mont Chagnon seront comparées à des données provenant d'environnements géodynamiques modernes susceptibles de produire de potentielles séquences ophiolitiques. Cette section est primordiale avant de traiter du modèle pétrogénétique. À l'instar du mont Chagnon, il est fréquent de retrouver dans les milieux récents la présence simultanée de tholéiites d'arc et de boninites. Un des exemples de cette réalité est le système de supra-subduction Izu-Bonin dans le Pacifique Ouest (Fig. 47).

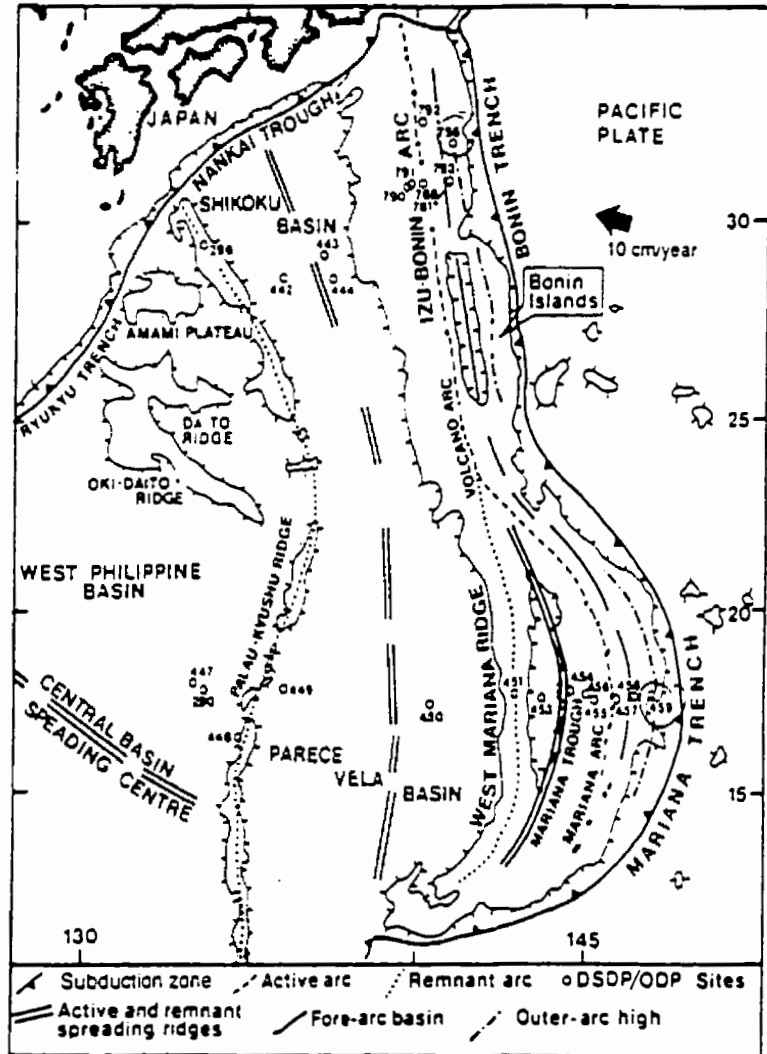
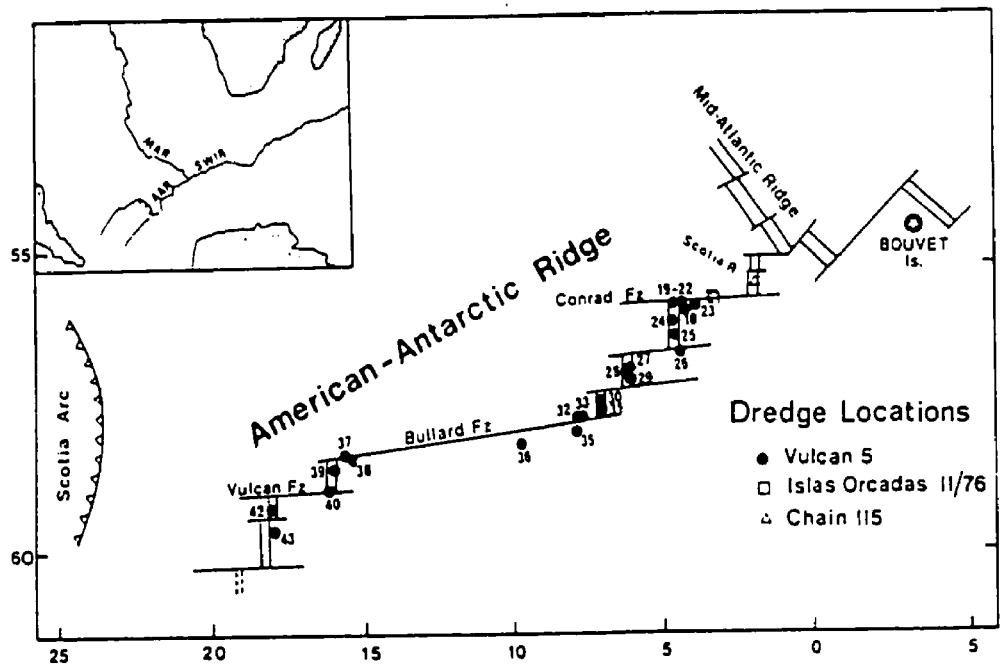


Fig. 47 Contexte géologique de la zone de supra-subduction Izu-Bonin dans le Pacifique Ouest (Taylor et al., 1994).

De plus, dans ce même environnement, Ikeda et Yuasa (1989) ont proposé un cas de mélange entre les tholéïtes d'arc et un événement de plume de composition MORB enrichi pour expliquer les compositions des laves des dépressions arrière-arc. À la section 4.5.3, le problème du mélange magmatique sera abordé. La plume mantellique qui sera utilisée pour la comparaison sera celle de Bouvet située à l'extrémité sud de la dorsale intra-océanique Atlantique (Fig. 48).



**Fig. 48** Contexte géologique de la région à proximité de la plume mantellique de Bouvet à l'extrémité sud de la dorsale médio-Atlantique (le Roex et al., 1985).



L'étude comparative se fera à l'aide de rapports d'éléments immobiles et par l'analyse qualitative des différents profils de terres rares pour chacune des séries.

#### 4.5.1 Les Boninites

Chichijima, située aux îles Bonins, est la localité type des laves andésitiques riches en magnésium appelées «Boninites». Les îles Bonins représentent une section émergée de la région avant-arc du système Izu-Bonin-Mariannes. Cette série particulière peut évoluer par cristallisation fractionnée vers des termes plus felsiques. Elle formera, par différenciation, des boninites, des andésites boninitiques à bronzite et des dacites boninitiques à hypersthène (Taylor et al., 1994).

Douze échantillons boninitiques de composition andésitique provenant de Chichijima ont été compilés. Leur profil est représenté par le champ ombragé dans la figure 41. Les profils concaves en trait plein correspondent aux échantillons du mont Chagnon. L'allure de ces profils est très semblable. Certaines analyses de Taylor et al. (1994) sont des rhyolites boninitiques et une d'entre elles (780/18) est comparée avec une rhyolite de la séquence en Estrie. Il est remarquable d'observer les ressemblances avec Chichijima. Les deux montrent des fosses en Eu.

	Boninites (sensu stricto)		Rhyolites	
	Mont Chagnon	Chichijima	FH-95-97	Chichijima
TiO <sub>2</sub> (%)	0,15-0,18	0,13	0,25	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,03-0,04	0,02	0,05	0,11
Zr (ppm)	32-52	20	117	39
Zr/Y	2,67-4,00	4,79	4,9	1,94
(La/Sm) n	0,86-1,64	1,54	1,00	2,05
(Ce/Sm) n	0,99-1,54	1,31	1,18	1,46
Sm (ppm)	0,28-0,77	0,42	1,28	1,18

**Tableau 3** Comparaison géochimique des boninites (sensu-stricto) et des rhyolites entre le mont Chagnon et l'environnement géodynamique de Chichijima.

Les concentrations en éléments incompatibles  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , et Zr sont très faibles dans ces roches (Tableau 3). Les teneurs absolues en terres rares, également faibles, indiquent bien une source mantellique déjà appauvrie. Le zirconium est souvent plus faible dans les rhyolites boninitiques que dans les basaltes de type MORB du mont Chagnon. Les rapports  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  et  $(\text{Ce}/\text{Sm})_n > 1$  indiquent un enrichissement en terres rares légères. D'après Coish (1989) les faibles teneurs en Ti, Zr, Y,  $\epsilon\text{Nd}$ ,  $\text{Ti}/\text{Zr}$  et terres rares ainsi que les teneurs élevées en MgO, Cr et Ni de même que les patrons de terres rares concaves sont des aspects chimiques que les échantillons appalachiens ont en commun avec les boninites modernes des arcs insulaires du Pacifique Ouest.

#### 4.5.2 Les tholéiites d'arc

Des tholéiites d'arc et des boninites associées ont été récoltées dans le haut topographique séparant la fosse Izu-Bonin/Mariannes et le bassin avant-arc (Taylor et al, 1994). Un peu plus au nord, Ikeda et Yuasa (1989) ont, eux-aussi, étudié des tholéiites d'arc du Quaternaire. Le «Shichito Ridge» situé dans la zone nord de ce système de supra-subduction correspond à un arc volcanique actif. À cette latitude le bassin avant-arc n'est pas développé. La géochimie des volcanites et des unités intrusives du «Shichito Ridge» est typique de tholéiites d'arc. Certaines roches du mont Chagnon ont cette signature géochimique (Tableau 4). La comparaison est effectuée avec l'échantillon D640-1 de la zone Izu-Bonin.

	$\text{TiO}_2$ (%)	$\text{P}_2\text{O}_5$ (%)	Zr (ppm)	Zr/Y	$(\text{La}/\text{Sm})_n$	$(\text{Ce}/\text{Sm})_n$	Sm (ppm)
<b>Chagnon</b>	0,30-1,25	0,03-0,11	26-64	1,65-2,75	0,43-0,67	0,38-0,85	1,11-2,27
<b>Shichito</b>	1,09	0,11	51	2,68	?	0,77	2,18

**Tableau 4** Comparaison géochimique des tholéiites d'arc du mont Chagnon et de «Shichito Ridge» de l'environnement géodynamique Izu-Ogazawara.

### 4.5.3 Les MORBS transitionnels

Dans l'environnement géodynamique Izu-Bonin, les basaltes et andésites récoltés dans les dépressions arrières-arc s'apparentent selon certains éléments, à des tholéiites d'arc et selon d'autres, à des MORBS enrichis. Ikeda et Yuasa (1989) ont noté des rapports élevés en Sr/Zr, Sr/Nd & Rb/Zr et faibles en K/Rb typiques des tholéiites d'arc ainsi que des rapports faibles en Ba/Sr, Ba/Ce et des patrons enrichis en « LREE » typiques des MORBS.

Certains profils de terres rares apparentés à des T-MORBS à Izu-Bonin s'apparentent à ceux de Chagnon. Cependant leur teneur de TiO<sub>2</sub> (0,86%-1,21%) est largement inférieure à celles de la présente étude (TiO<sub>2</sub>≈2%). Puisque la classification des familles magmatiques est basée sur les teneurs en titane, la comparaison devait d'abord et avant tout respecter cette prémisse. C'est pour cette raison que le terme MORB enrichi est comparé à un autre environnement.

Le meilleur exemple provient de la plume mantellique Bouvet à l'extrémité Sud de la dorsale médio-Atlantique. À cet endroit la plume E-MORB se mélange aux magmas N-MORB pour former des magmas hybrides (le Roex et al., 1985). Cette idée d'interpréter la présence des liquides riches en TiO<sub>2</sub> par la remontée d'une plume mantellique dans le milieu de supra-subduction a déjà été amenée par Laurent et al. (1989) et par Laurent et Hébert (1989) pour le massif d'Orford. L'échantillon (V27-34) de comparaison a les caractéristiques géochimiques d'un MORB transitionnel mais en réalité il s'agit d'un magma hybride. Une fois de plus, le profil des terres rares mime ceux des échantillons du mont Chagnon. Il en va de même pour les autres éléments de comparaison (tableau 5). Dans une éventuelle étude sur l'hypothèse de mélange magmatique le profil V33-66 (Fig.43) pourrait servir comme composant E-MORB.

	TiO <sub>2</sub> (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	Zr (ppm)	Zr/Y	(La/Sm) n	(Ce/Sm) n	Sm (ppm)
<b>Chagnon</b>	1,78-2,60	0,20-0,29	110-290	2,27-2,84	1,27-1,30	1,40-1,46	3,8-3,9
<b>Bouvet</b>	1,78	0,28	137	4,7	1,53	1,70	4,42

**Tableau 5** Comparaison géochimique des MORBS transitionnels entre le mont Chagnon et la zone adjacente à la plume mantellique de Bouvet (V27-34).

## Chapitre 5 COMPARAISONS AVEC LE MASSIF OPHIOLITIQUE DU MONT ORFORD

Un des objectifs du travail est de comparer les massifs des monts Chagnon et Orford afin de déterminer si leurs caractères lithologique, pétrologique et géochimique sont similaires. Même si les deux massifs sont proximaux il n'est pas évident qu'il s'agisse de la même ancienne croûte océanique. En effet il y a, entre les monts concernés, un linéament topographique orienté est-ouest qui décale les unités lithologiques dans un mouvement apparent dextre.

Les travaux de terrain sur le mont Orford se sont limités à la cartographie des affleurements sous la ligne hydro-électrique longeant, au nord, la route 112. La description de ce massif ophiolitique sera donc basée sur les travaux de Rodrigue (1979) et sur les quelques affleurements décrits à l'été '95. La comparaison se fera en utilisant les données géochimiques déjà publiées (Rodrigue, 1979; Harnois et Morency, 1989; Laurent et Hébert, 1989) et les nouvelles données de la présente étude.

### 5.1 Géologie du massif ophiolitique du mont Orford (Rodrigue, 1979)

#### 5.1.1 Mélange ophiolitique serpentinisé et intrusions

La base du massif comprend un mélange à matrice de serpentine incluant des blocs d'amphibolites, de méta-gabbros, de méta-clinopyroxénites et de méta-wehrrites. Par la suite, reposant tectoniquement sur ce mélange serpentinisé, il y a une série d'unités cumulatives. Ces « cumulats » varient en composition. Il y a des dunites, des pyroxénites et des gabbros. Rodrigue mentionne qu'il a observé des litages typiques de cumulats magmatiques. Au mont Chagnon, cette observation n'a pas été faite. Les pseudo-litages induits par la déformation ont tendance à créer des structures similaires aux cumulats magmatiques. L'observation microscopique montre de la déformation à l'échelle des grains. Certaines illustrations de webstérite et de dunite à texture cumulat telles que décrites par Rodrigue (1979) ressemblent plutôt à de la recristallisation et/ou du recuit avec des angles à 120° très

marqués. Même s'il peut y avoir de véritables cumulats, il faut réaliser qu'ils sont très mineurs en importance.

Le massif du mont Orford est caractérisé par la présence de gabbros dont la composition et la granulométrie sont variables. Rodrigue a noté l'alternance de gabbros leucocrates et mélanocrates ainsi que des injections irrégulières de gabbros pegmatitiques à hornblende. Il attribue les variations texturales à des changements rapides des conditions contrôlant la cristallisation pouvant être indicatrices d'un régime tectonique dynamique avec une chambre magmatique instable. Cependant l'hypothèse voulant qu'il y ait des alternances lithologiques à l'intérieur d'intrusions magmatiques est difficilement applicable à la formation de la croûte océanique. En effet les premiers modèles pétrogénétiques impliquaient la formation d'une croûte océanique à partir de la cristallisation fractionnée d'une grande chambre magmatique comme dans le cas des complexes stratiformes. Cependant Sinton et Detrick (1992) ont montré par différents profils sismiques que ces grandes chambres magmatiques n'existent pas. Celles-ci sont, en réalité, très restreintes (<2 km en diamètre). C'est par analogie que la présence de cumulats n'est pas favorisée dans les unités intrusives.

Il est vrai, comme dans le cas du mont Chagnon, que les gabbros varient en composition et en granulométrie mais l'idée d'interpréter ces différents faciès comme une rythmicité à l'intérieur d'une seule chambre magmatique est certainement douteuse. Il s'agit plus probablement d'intrusions multiples, de dimension restreinte, à diverses positions dans la croûte.

#### 5.1.1.1 Diorites à quartz très silicifiées ou trondhémities?

Dans sa partie descriptive des unités lithologiques du mont Chagnon, Rodrigue (1979) n'a jamais fait mention des trondhémities qui sont des intrusions plagiogranitiques pauvres en potassium. Ces intrusions felsiques, typiques des environnements océaniques, peuvent être formées par la différenciation extrême d'un magma basaltique ou par la fusion partielle de la croûte nouvellement formée. Dans son mémoire de maîtrise, Rodrigue (1979) a décrit ces unités comme des diorites à quartz qui ont subi un enrichissement intense en silice. Son explication est basée sur la présence de quartz allotriomorphe et sur le fait que les variations du contenu en quartz sont graduelles depuis une diorite sensu-stricto jusqu'à une roche contenant 85% de quartz.

L'observation microscopique de cette lithologie, généralement peu affectée par le métamorphisme, montre de très belle texture magmatique. On note la présence très répandue de la texture granophyrique impliquant le plagioclase et le quartz. Cette texture est typique de la cristallisation d'un magma felsique. De plus, dans certains échantillons, le quartz montre des faces bien développées. Il est donc magmatique. Aucun minéral ferro-magnésien primaire n'a été décrit ce qui réfute tout protolithe intermédiaire ou mafique. La géochimie des éléments majeurs, traces et des terres rares est aussi caractéristique de liquide felsique évolué. Ces observations favorisent la présence de trondhjemites d'origine magmatique. La silicification est tout de même un type de métasomatisme observé au mont Chagnon et il est probablement présent au mont Orford également.

### 5.1.2 Diabases et volcanites

Le faciès diabasique formant le complexe de sills est bien développé au sommet du mont Orford. Les contacts de la diabase avec le gabbro sous-jacent et avec les roches volcaniques superposées sont toujours concordants. Plusieurs variétés de diabase ont été décrites et regroupées en deux populations principales selon le contenu en minéraux titanifères (sphène et ilménite). Ces deux groupes sont similaires à ceux du mont Chagnon. Les diabases riches en  $TiO_2$  dérivent probablement de tholéiites tandis que les diabases pauvres en  $TiO_2$  dérivent probablement de tholéiites à olivine (Laurent et Hébert, 1977). Le terme de « Complexe de sills » a été déduit d'après le parallélisme marqué entre les diabases et les contacts gabbros-diabases. Pour le massif de Chagnon, il est suggéré d'utiliser le terme de « Complexe de dykes » pour les raisons évoquées à la section 3.1.2.

Rodrigue (1979) a divisé les faciès volcaniques en une unité inférieure et une unité supérieure. La division se fait approximativement au niveau de l'argillite rouge. L'unité inférieure, d'une épaisseur de 400 mètres, a une texture porphyrique intersertale. Selon lui, certains phénocristaux idiomorphes et hexagonaux remplacés par chlorite, actinote, carbonate±épidote pourraient être des pseudomorphes d'olivine. Pour l'unité supérieure, la texture est également porphyrique intersertale. À l'opposé des volcanites supérieures du mont Chagnon, celles-ci sont vésiculaires. Les phénocristaux sont des plagioclases altérés en actinote et calcite. L'amphibole est abondante (20%). La matrice (50%) est constituée de chlorite et d'épidote. Les vésicules (10-20%) sont remplies de carbonate et d'épidote. Le sphène, parfois, est abondant et en association avec de l'ilménite.

À l'exception de l'abondance du sphène, tous les autres critères sont caractéristiques des volcanites inférieures du mont Chagnon. Il ne s'agit cependant pas d'un problème majeur puisque de simples variations latérales d'un point de vue volcanique (taux de refroidissement, % en volatils) ou métamorphique peuvent expliquer ces différences mésoscopiques. Rodrigue a noté que le degré de métamorphisme est de plus faible importance dans les volcanites que dans les unités sous-jacentes. Cette description est similaire à celle du massif de Chagnon.

Un point de vue important dans les différences entre les deux massifs est l'absence de rhyolite au mont Orford. S'agit-il d'une unité qui n'a pas été cartographiée ou bien d'un faciès vraiment absent?

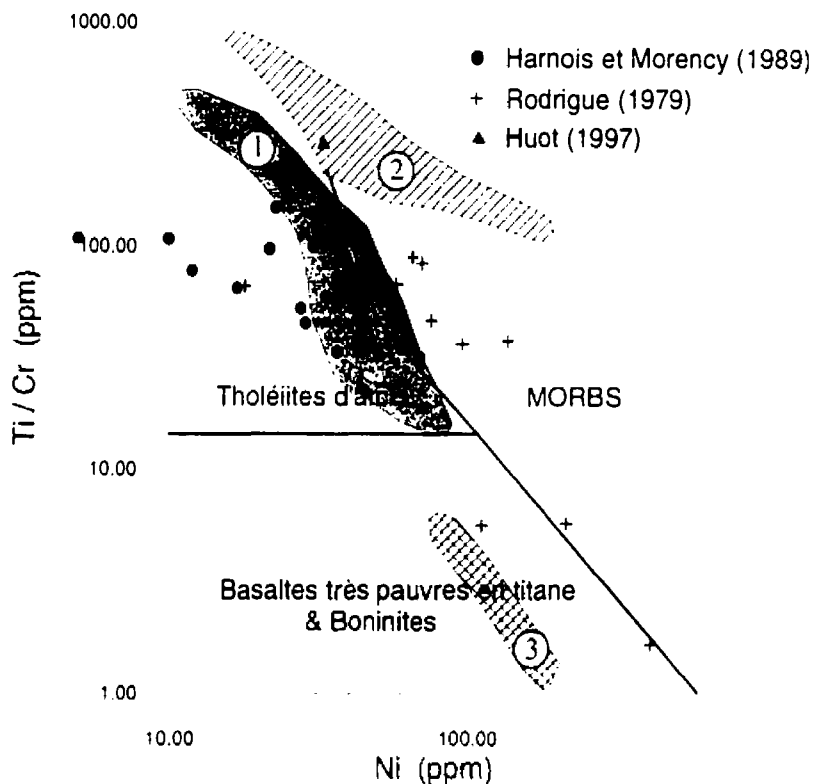
## 5.2 Géochimie comparative

La description des lithologies du massif ophiolitique d'Orford est similaire à celle du mont Chagnon. Rodrigue a, lui aussi, observé dans les unités intrusives et les volcanites deux suites magmatiques différentes par leur contenu en minéraux titanifères.

La présente section permettra une comparaison basée essentiellement sur la géochimie des terres rares. En 1989, Harnois et Morency ont publié les premières données de terres rares provenant du mont Orford. Cette étude comparative se limitera aux « liquides » magmatiques c'est-à-dire les dykes et les laves tels que décrits par Harnois et Morency. L'échantillon 0-95-34, prélevé dans une diabase mafique à patine brun-orangé d'Orford, provient de la cartographie de 1995.

Le diagramme Ti/Cr vs Ni (modifié de Beccaluva et al., 1979) est intéressant pour distinguer les différentes séries magmatiques (Fig. 49). Les données de Rodrigue (1979) ont été ajoutées pour fins de comparaison. Cependant, après analyse de l'ensemble des données, il a paru évident que les teneurs publiées par Harnois et Morency, pour un  $TiO_2$  spécifique, sont plus faibles en Ni que celles de Rodrigue. Cette caractéristique projette donc artificiellement les échantillons de Harnois et Morency dans le champ des tholéïtes d'arc. C'est pour cette raison que seuls les spectres des terres rares serviront pour fins de comparaison. Il faut cependant mentionner que la composition de trois

échantillons de Rodrigue (1979) ont des teneurs semblables aux boninites. Aucun de ces échantillons n'a été analysé pour la détermination des terres rares.

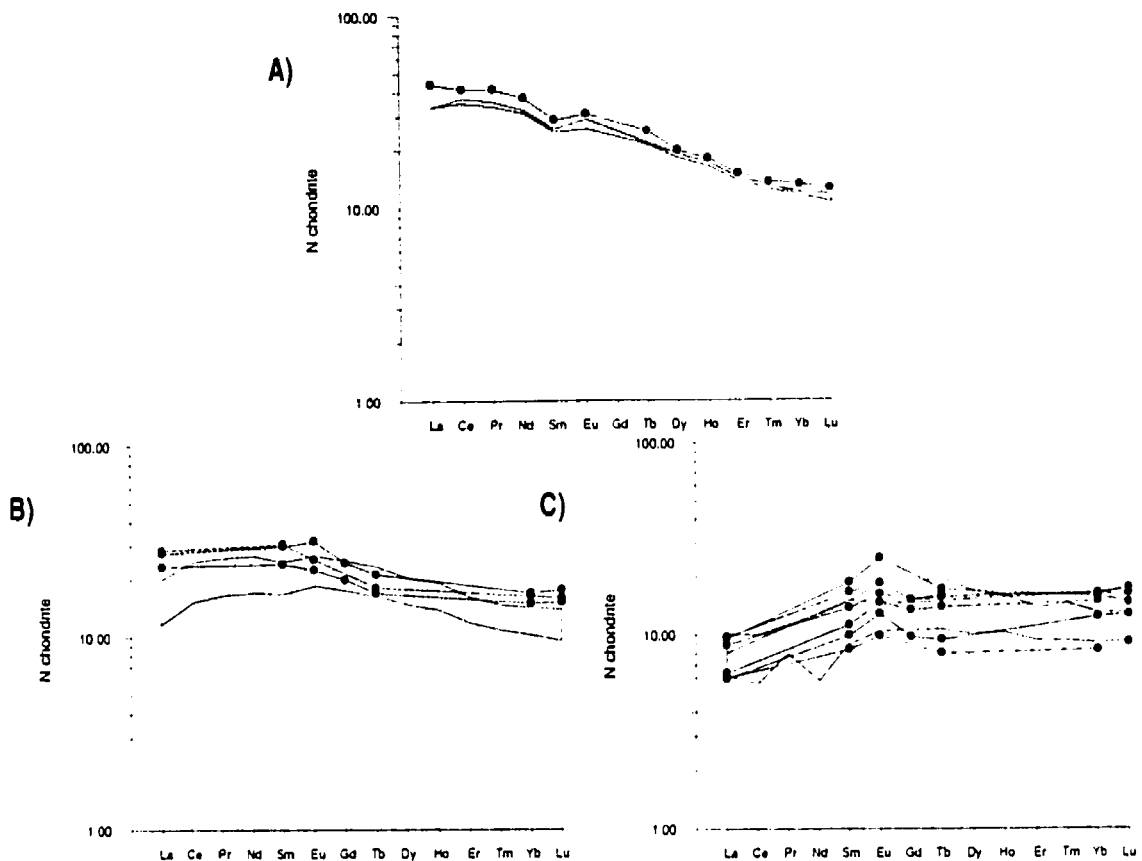


**Fig. 49** Diagramme discriminant Ti/Cr vs Ni (modifié de Beccaluva et al., 1979) pour les dykes et les laves du mont Orford. Les différents champs ombragés correspondent aux données du mont Chagnon.

① = Tholéiites d'arc    ② = MORBS    ③ = Boninites

Les trois diagrammes (Fig. 50 A, B & C) ont un champ ombragé correspondant à l'aire occupée par les profils du massif de Chagnon. Il est remarquable d'observer la similitude entre les analyses des deux massifs pour les tholéiites d'arc et les MORBS transitionnels.





**Fig. 50** Profils des terres rares des laves du mont Orford en comparaison avec ceux du mont Chagnon (champs ombragés). Valeurs de normalisation (Sun et McDonough, 1989). **A)** Profils des T-MORB **B)** Profils des magmas hybrides **C)** Profils des tholéiites d'arc.

### 5.3 Nature du décalage entre les deux massifs et significations

Dans la section consacrée à l'étude structurale, le linéament topographique séparant les deux massifs a été décrit comme une faille à mouvement apparent dextre. Quel en est son importance?

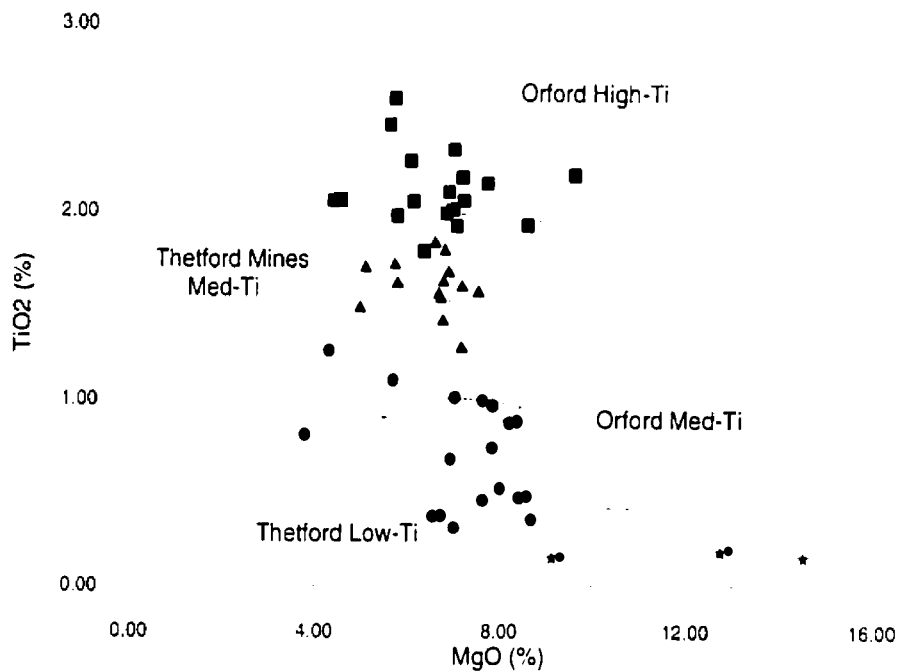
D'après les comparaisons géochimiques et les quelques observations effectuées sur le mont Orford, il n'y a aucune raison de croire qu'il s'agit de deux massifs ophiolitiques distincts accolés par des processus tectoniques. En effet, ces deux monts doivent être considérés comme une seule et même séquence ophiolitique. L'appellation du massif ophiolitique Orford-Chagnon est donc appropriée.

## CHAPITRE 6 DISCUSSION SUR LE MODELE PETROGENETIQUE

En 1989, Harnois et Morency ont conclu à un environnement d'arc comme environnement pétrogénétique pour le massif du mont Orford. Leur affirmation est basée sur l'utilisation des diagrammes discriminants Zr-Ti-Y (Pearce et Cann, 1973) et  $TiO_2$  vs Zr et Zr/Y vs Zr (Pearce, 1980). Laurent et Hébert (1989) précisent davantage la position originale de l'ophiolite en spécifiant que le massif d'Orford, avec ses roches alcalines, est considéré comme le vestige d'une croûte arrière-arc alors que l'ophiolite de Thetford Mines représente la partie avant-arc. Par la découverte de dykes andésitiques, de rhyolites et de trondhjémites d'affinité boninitique, cette présente étude amène des faits nouveaux par rapport aux travaux précédents.

La stratigraphie des volcanites du mont Chagnon semble différer de celle mentionnée par Laurent (1977) et Laurent et Hébert (1977). Ces auteurs mentionnent que les volcanites inférieures sont typiques des MORBS alors que l'unité supérieure est similaire à des roches d'affinité arc. À Chagnon, la partie inférieure des laves est constituée de tholéiites d'arc et de boninites alors que la partie supérieure est représentée par des magmas hybrides et des MORBS transitionnels.

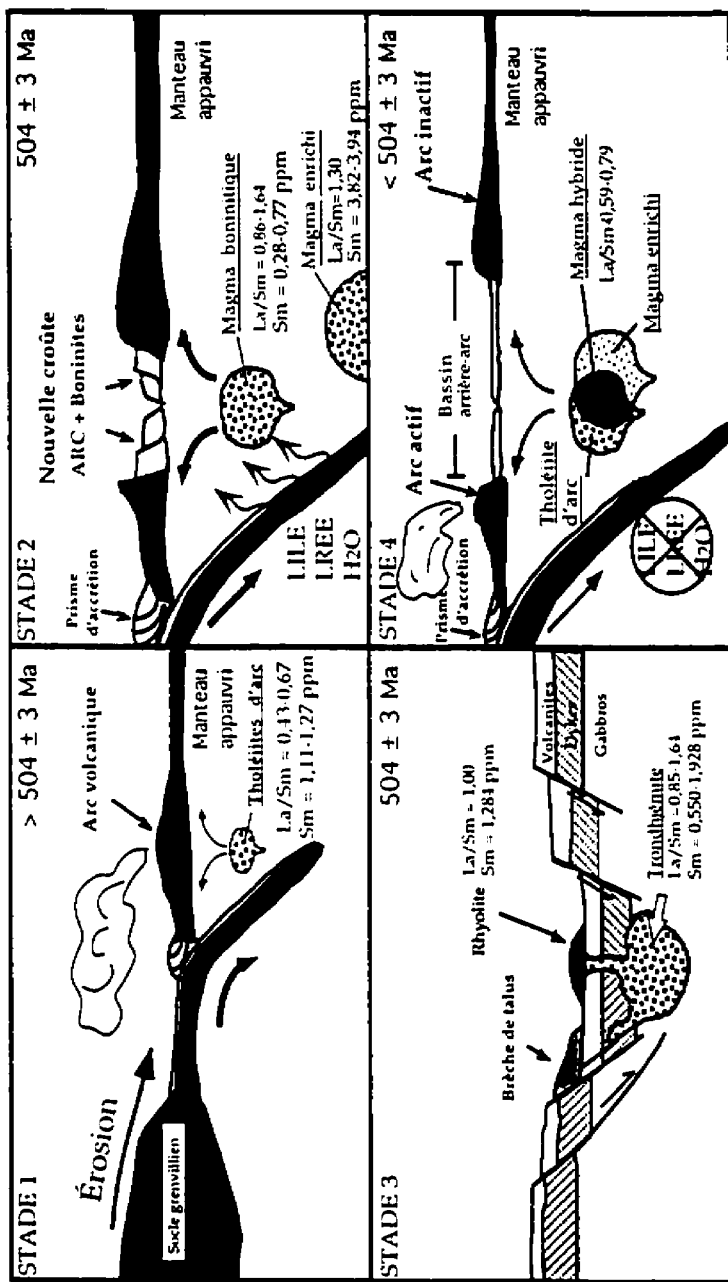
En réalité, la séquence stratigraphique ne peut être comparée puisque la différence d'âge entre les deux ophiolites, depuis lors connue, diffère par environ 26 Ma ce qui est énorme en terme d'évolution géodynamique. En effet, l'âge de l'ophiolite de Thetford Mines est contrainte à  $479 \pm 3$  Ma (Dunning et Pedersen, 1988) alors que celle de l'ophiolite Orford-Chagnon est restreinte à  $504 \pm 3$  Ma (David et Marquis, 1994). La série riche en  $TiO_2$  ( $> 1,78\%$ ) est inconnue à Thetford Mines (Fig. 51).



**Fig. 51** Variation du TiO<sub>2</sub> (%) vs MgO (%) pour les séries magmatiques du mont Chagnon. Les divers champs proviennent d'une compilation par Mélançon (1992). Les symboles sont ceux de la figure 39.

### 6.1 Étapes de la formation du massif ophiolitique Orford-Chagnon (Figure 52)

Les relations spatiales et temporelles reliées aux différentes lithologies du mont Chagnon permettent d'interpréter un ordre de mise en place et par la suite d'élaborer un modèle pétrogénétique hypothétique. Les modèles tectoniques du Paléozoïque précoce doivent tenir compte de la formation des ophiolites près des zones de subduction (Coish, 1989). Le modèle retenu pour la formation du massif Orford-Chagnon fait intervenir la subduction vers le sud-est d'une croûte océanique (St-Julien et Hubert, 1975; Stanley et Ratcliffe, 1985; Pinet et Tremblay, 1995). La séquence des événements interprétés appelle un intervalle de temps relativement court pour la formation de la séquence du mont Chagnon.



**Fig. 52** Illustrations des quatre stades pétrogénétiques interprétés pour la formation de la croûte océanique du mont Chagnon. 1) Amorçage de la subduction vers le sud-est avec apport de zircons de la croûte grenvillienne. 2) Événement intrusif et extrusif boninitique de composition andésitique à rhyolitique. Mise en place des trondhjémites et des rhyolites. 3) Période d'extension amagmatique avec formation de talus de débris. 4) Événement riche en  $\text{TiO}_2$  probablement relié à une plume mantellique. Mélange de magmas très plausible. À ce stade le liquide magmatique formé n'est plus influencé par la plaque subductée.

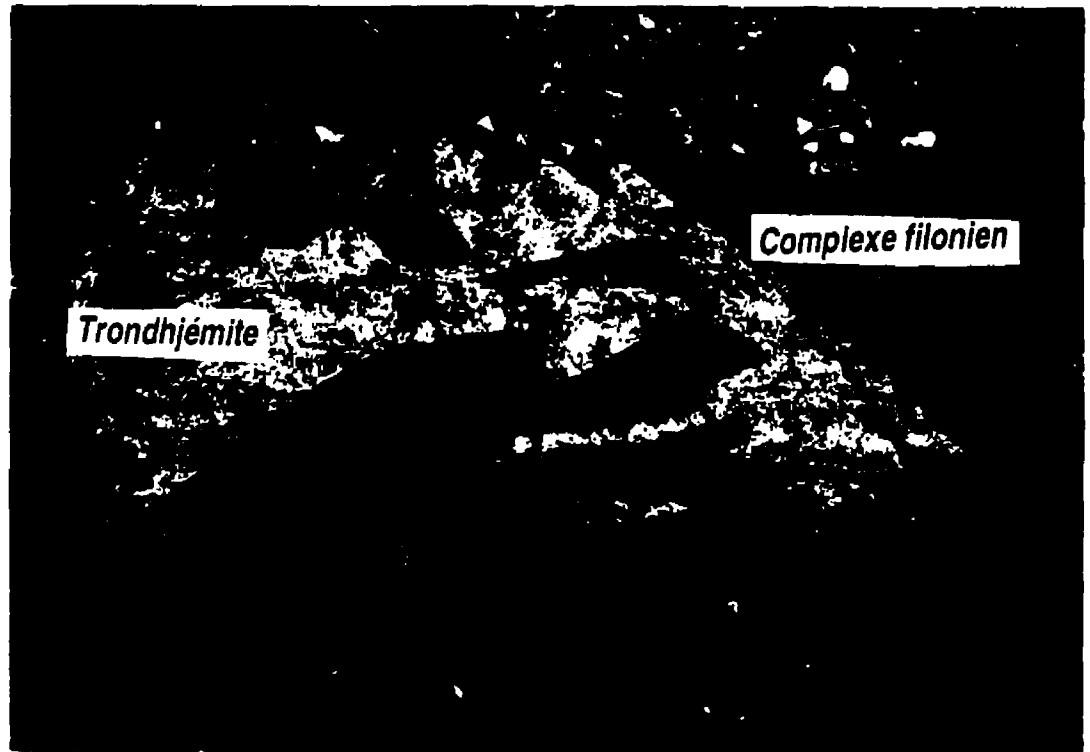
## Stade 1

Les premiers événements magmatiques sont l'édification d'un complexe filonien de composition d'arc ( $\text{TiO}_2 = 0,5-1,25\%$ ) et l'épanchement de laves de même affinité. Ce stade évolutif correspond probablement à l'édification du front d'un arc volcanique semblable au «Shichito Ridge» dans le Pacifique Ouest (Ikeda et Yuasa, 1989). Dans une révision de l'évolution tectonique des Appalaches du segment Maine-Québec, Laurent et Hébert (1979) proposent un milieu intra-océanique pour la formation des roches ophiolitiques du sud du Québec et du Maine occidental. Leur conclusion est basée sur l'absence d'arc magmatique d'âge Ordovicien inférieur en Nouvelle-Angleterre. L'arc Bronson Hill est daté à  $444 \pm 2$  Ma tandis que l'Ascot, dans la région de Sherbrooke, est daté à  $460 \pm 3$  Ma (domaine de Stoke) et  $441^{+7}_{-12}$  Ma (domaine de Sherbrooke) d'après David et Marquis (1994). Jusqu'à présent aucune roche magmatique d'arc d'affinité calco-alcaline n'est associée temporellement à l'ophiolite Orford-Chagnon ( $504 \pm 3$  Ma) mais la présence de tholéiites d'arc et de boninites dans les stades initiaux de la formation de ce massif suppose l'amorce d'un milieu d'arc immature.

## Stade 2

Dans le complexe filonien des dykes andésitiques d'affinité boninitique ont été échantillonnés. Les laves rhyolitiques dans la partie inférieure des volcanites ainsi que les dykes felsiques sont géochimiquement reliés à cette série. Leur profil concave pour les terres rares ainsi que leur faible contenu en éléments incompatibles (ex:  $\text{Zr} = 55-117$  ppm) les distinguent des autres types de magmas. Au moins deux zones de trondhémites ont été cartographiées. Celles-ci sont aussi rattachées aux boninites. Les relations de terrain sont claires par rapport à la mise en place de cette unité. En bordure des masses trondhémiques il est fréquent d'observer des brèches intrusives. La matrice felsique est de même composition que les masses trondhémiques. Les fragments anguleux sont des diabases mafiques à intermédiaires d'affinité d'arc constituant le complexe filonien (Fig. 53). C'est cette trondhémite qui a été datée à  $504 \pm 3$  Ma (David et Marquis, 1994). Ces auteurs y ont noté la présence de plusieurs zircons hérités d'âge et de provenance grenvilliens (1.14, 1.27 et 1.29 Ga). Leur identification aide à l'élaboration du modèle puisqu'il est probable que ces zircons aient fait partie de la couverture sédimentaire de la plaque subductée, elle-même, alimentée par l'érosion du socle grenvillien

au nord-ouest. Dans ce cas, les processus à l'origine de la contamination (LREE, LILE, etc...) de la source mantellique réfractaire ont nécessité une certaine fusion partielle de l'ancienne croûte océanique en subduction. Cette idée rejoint une des trois hypothèses de contamination énoncées par Saunders et Tarney (1979) pour l'origine des magmas en contexte d'arc (Section 4.4.3.1.).



**Fig. 53** Injection trondhémitique dans le complexe filonien formé de tholéiites d'arc. Les fragments ont la même composition que la roche hôte (FH-95-125).

Karig (1982) a noté, dans les jeunes systèmes d'arcs actuels (<10Ma), que l'amorce de la zone de subduction se produit généralement à l'interface entre une croûte continentale et océanique. Selon lui, aucun arc actuel n'a pris naissance dans une plaque lithosphérique océanique. Si ce phénomène s'applique au massif Orford-Chagnon, alors la subduction serait vers le nord-ouest en considérant que la plaque océanique disparaît sous celle de nature continentale. Cette hypothèse est cependant contradictoire avec les autres modèles postulés pour l'évolution de la chaîne appalachienne. Aucun magmatisme d'arc n'est observé au nord-ouest.

Selon Pinet et Tremblay (1995) l'amorce de la zone de subduction s'est produite entre 505 et 490 Ma. Cependant l'âge de cristallisation de la trondhémite précise encore plus cet événement de convergence. La formation du complexe filonien prédate la mise en place de la trondhémite et, par conséquent, l'âge de  $504 \pm 3$  Ma (Cambrien tardif) n'est qu'un âge minimum pour le début de la subduction. Donc le début de la fermeture de l'ancien océan Iapetus serait antérieure à la fin de l'Ordovicien inférieur comme l'a mentionné Williams (1979) mais quand même postérieure à 540 Ma (Pinet et Tremblay, 1995) ou 550 Ma (Kumarapeli, 1993) qui est l'âge estimé pour le stade de transition « rifting-drifting » de l'océan Iapetus.

### **Stade 3**

La présence d'horizons détritiques à moins de 100 mètres du contact gabbros-laves laisse croire qu'il y a eu une période d'instabilité à l'origine de ces lithologies. L'étude microscopique révèle des fragments arrondis de nature magmatique dans une matrice aphanitique riche en argiles et quartz. Les fragments les plus communs sont des albitites et des épidosites. Ces unités pourraient bien être des talus de débris formés le long de failles normales associées à une période d'extension magmatique et hydrothermale comme l'ont proposé Francheteau et al. (1990) pour la structure Hess Deep dans le Pacifique Est. Ce remaniement est postérieur ou contemporain à une activité hydrothermale ayant affecté les roches crustales. Ce modèle, dans notre cas, est purement spéculatif puisqu'à part la position stratigraphique de l'unité et la nature intrusive des fragments aucune autre observation ne permet d'appuyer avec certitude ce stade d'évolution de l'ophiolite.

### **Stade 4**

Cette étape est la plus importante en abondance dans la stratigraphie volcanique. Elle est exagérée, en épaisseur, par la présence d'un synclinal restreint à l'unité supérieure. Celui-ci répète ce faciès riche en titane en inversant les polarités stratigraphiques (vers l'ouest). Ce stade, constitué des laves riches en  $\text{TiO}_2$ , laisse croire que le bassin avant-arc est suffisamment large et distal par rapport à la zone subductée pour empêcher la formation de liquides boninitiques. L'intercalation de magmas

hybrides et de MORBS transitionnels suggère que la partie conservée au mont Chagnon pourrait représenter une zone spécifique où la croûte a subi l'influence des deux types de magmas. Cette situation peut se comparer à une ouverture asymétrique d'un bassin arrière-arc à proximité du milieu avant-arc. Analogiquement ce phénomène s'observe actuellement dans le système des Mariannes. La propagation vers le nord de la zone d'accrétion arrière-arc interfère avec le régime magmatique avant-arc (Yamazaki et al., 1993).

Un exemple additionnel est celui de l'arc Izu-Ogasawara. La naissance du bassin arrière-arc derrière le front volcanique Shichito Ridge entraîne un mélange entre les magmas de tholéiites d'arc et les diapirs mantelliques de source E-MORB (Ikeda et Yuasa, 1989). Les magmas hybrides qui en résultent sont similaires à ceux du mont Chagnon. Les teneurs plus élevées en  $\text{TiO}_2$  pour les liquides de Chagnon peuvent s'expliquer par un diapir mantellique différent de celui du milieu Izu-Ogasawara. C'est pour cette raison que la composante E-MORB a été comparée avec la plume de Bouvet dans l'Atlantique Sud qui est plus riche en titane.

## 6.2 Mise en place de l'ophiolite

*«Most of the Taconian deformation of the southern Quebec Appalachians may thus be attributed to ophiolite emplacement rather than to the collision with a magmatic arc.»*

*(Pinet et Tremblay, 1995)*

Cette conclusion est basée sur la relation temporelle entre la déformation taconienne et la formation du Complexe d'Ascot considéré comme le vestige d'un arc. Ces auteurs mentionnent que la déformation taconienne dans les Appalaches du Sud du Québec est synchrone à celle enregistrée en Nouvelle-Angleterre. L'intensité maximale du métamorphisme, estimée à  $465 \pm 10$  Ma (Drake et al., 1989; dans Pinet et Tremblay, 1995), précède la formation de l'Ascot datée entre  $460 \pm 3$  et  $441 \pm 12$  Ma (David et Marquis, 1994). La mise en place des nappes ophiolitiques serait donc la cause majeure de la déformation et du métamorphisme lors de cet orogène. Tel que mentionné précédemment, le massif ophiolitique Orford-Chagnon représente lui-même, du moins en partie, un vestige d'un arc immature de



composition tholéitique et non pas calco-alcalin comme le Complexe d'Ascot. Donc la collision arc-continent reste plausible comme l'avait mentionné Tucker (1990).

Des travaux plus détaillés seraient nécessaires pour expliquer la déformation associée à la mise en place du massif ophiolitique. Est-ce que la base mylonitisée du massif a été déformée en milieu intra-océanique ou lors de l'obduction? Sur le terrain, deux observations frappantes peuvent être faites:

1- La déformation à la base du massif est mineure à l'exception d'un corridor d'ultramylonites d'une dizaine de mètres dans l'unité gabbroïque (ou ultramafique si présente) en contact avec le mélange ophiolitique serpentinisé. L'étude microscopique des mylonites démontre qu'il s'agit de structures précoces (intra-océaniques). Des veinules d'épidote, de plagioclase et de quartz, typiques de métasomatisme océanique, recourent les mylonites.

2- Les blocs du mélange ophiolitique mériteraient une meilleure description. Certains d'entre eux sont des amphibolites / gabbros foliés alors que d'autres sont des volcanites relativement bien conservées sans déformation apparente ni métamorphisme prononcé. Leur nature et leur état de conservation supposent que l'emplacement du massif ophiolitique n'a probablement pas causé de déformation majeure. La matrice de serpentinite cisillée du mélange ophiolitique a certainement encaissé la majorité des contraintes d'obduction. Puisque des blocs métriques n'ont pas été déformés dans le mélange, jusqu'à quel point un bloc kilométrique (massif ophiolitique) pourrait-il l'être dans le Mélange de St-Daniel?

## CONCLUSION

Voici les principales conclusions qui ressortent de cette étude...

- 1) Du point de vue de la géologie locale, certaines lithologies jamais cartographiées au mont Chagnon ont été mises à jour. Les rhyolites qui n'apparaissent sur aucune carte forment deux étendues d'au moins 200 m<sup>2</sup> à la base de la pile volcanique. Plusieurs unités, spatialement associées aux rhyolites, semblent être des brèches de talus à matrice sédimentaire. Telle que décrite dans des travaux antérieurs, la partie mantellique est très restreinte et ne se poursuit pas dans la partie sud-ouest de l'ophiolite.
- 2) Il a été démontré qu'il existe plusieurs séries magmatiques dans les volcanites du mont Chagnon. Ces séries sont surtout fonction de la présence plus ou moins importante d'assemblages de minéraux titanifères (sphène-leucoxène-ilménite-rutile). Trois séries majeures ont été interprétées. Les boninites, très pauvres en TiO<sub>2</sub>, sont dépourvues de minéraux titanifères. Cette série est décrite pour la première fois à Chagnon. Les tholéiites d'arc contiennent peu de minéraux titanifères tandis que les T-MORBS peuvent en contenir jusqu'à 8%. L'interdigitation stratigraphique des tholéiites d'arc et des T-MORBS laisse croire que ces séries sont contemporaines. L'hypothèse du mélange des deux liquides pourrait expliquer les magmas hybrides du mont Chagnon. En fait, les T-MORBS sont probablement, eux-aussi, des magmas hybrides. Le mélange entre les tholéiites d'arc et le liquide E-MORB (plume mantellique) expliquerait la présence de T-MORB.
- 3) Des structures ont été définies comme précoces et d'autres, comme secondaires. Parmi les précoces, il y a les stratifications, les foliations et les mylonites. Parmi les structures secondaires, il y a les schistosités et les cisaillements. Selon les travaux de terrain et les descriptions microscopiques, il semblerait que les mylonites aient été formées en milieu océanique et non lors de l'orogénèse taconienne. Les déformations lors de l'obduction de l'ophiolite auraient été encaissées par le mélange ophiolitique serpentinisé.

- 4) La formation de cette ancienne croûte océanique peut s'expliquer en quatre stades bien distincts. Dans un premier temps, il y a eu la formation d'un complexe filonien de composition arc (tholéiite). La séquence inférieure des laves est associée à ce stade évolutif. Par la suite (Stade 2), le magma boninitique s'est mis en place. Celui-ci se manifeste par la présence de dykes andésitiques et rhyolitiques, de trondhjémites et de rhyolites de la série boninitique. Des évidences de terrain placent précisément cet événement comme post-tholéiite d'arc et pré-MORB transitionnel. Le 3<sup>ème</sup> stade est plutôt spéculatif et représenterait un événement d'instabilité ou de hiatus magmatique. Celui-ci serait à l'origine des unités de brèches de talus près de la base de la pile volcanique. Les fragments, compris dans la matrice sédimentaire, proviennent d'unités intrusives déjà métasomatisées. Le 4<sup>ème</sup> et dernier événement est celui impliquant la plume mantellique. Ce magma, très semblable aux E-MORBS, donne naissance aux magmas hybrides du massif du mont Chagnon. Les laves qui en résultent occupent la majeure partie de la pile volcanique.
- 5) Une étude comparative entre les lithologies, la lithogéochimie ainsi que l'ensemble des faciès magmatiques aux monts Chagnon et Orford amène la conclusion que ces deux massifs sont issus d'une même croûte océanique. Il s'agit donc de la même séquence ophiolitique. L'utilisation du terme Orford-Chagnon pour désigner cette ophiolite est fortement recommandée.

## BIBLIOGRAPHIE

- Ambrose, J. W. (1942).** Preliminary map of Mansonville Map-area, Québec: Geological Survey of Canada, Paper 42-1.
- Ambrose, J. W. 1957.** The Age of the Bolton lavas, Memphremagog District, Québec. *Le Naturaliste Canadien* **84**, 161-170.
- Bédard, J. H. 1985.** The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous Province, and mechanisms of continental break-up. *Tectonophysics* **113**, 209-232.
- Bednarz, U. et Schmincke, H. U. 1994.** Petrological and Chemical Evolution of the Northeastern Troodos Extrusive Series, Cyprus. *Journal of Geology* **35**, 489-523.
- Brodeur, É. 1992.** Géologie de la région d'Orford, Cantons de l'Est, Québec. Mémoire de maîtrise, UQAM, 130 p. (non publié).
- Cameron, W. E. 1989.** Contrasting boninite-tholeiite association from New-Caledonia. Dans *Boninites*, édité par A. J. Crawford, Unwin Hyman, pp.314-338.
- Cas, R. A. F. et Wright, J. V. 1988.** Volcanic Successions Modern and Ancient, publié par Chapman and Hall, 528 p.
- Church, W. R. 1987.** The geochemistry and petrogenesis of ophiolitic volcanic rocks from Lac de l'Est. Thetford Mines Complex, Québec, Canada: Discussion. *Journal canadien des sciences de la Terre* **24**, 1270-1272.
- Clark, T. H. 1934.** Structure and stratigraphy of southern Québec, *Geological Society of America Bulletin* **45**, 1-20.

- Clark, T. H. et Fairbairn, H. W. 1936.** The Bolton Igneous Group of Southern Québec: Transcript of the Royal Society of Canada **30**, 13-18.
- Coish, R.A. 1989.** Boninites lavas in Appalachian ophiolites: a review. Dans Boninites, édité par A. J. Crawford, Unwin Hyman, pp. 264-287.
- Coleman, R. G. et Peterman, Z. E. 1975.** Oceanic Plagiogranite. Journal of Geophysical Research **80**: 1099-1108.
- Cooke, H. C. 1948.** Age of the Bolton lavas, Memphremagog District, Quebec. Transcript of the Royal Society of Canada **42**, 17-27.
- Cooke, H. C. 1950.** Geology of a southwestern part of the Eastern Townships of Québec: Commission géologique du Canada, Mémoire 257, 42 p.
- Crockett, J. H. et Oshin, I. O. 1987.** The geochemistry and petrogenesis of ophiolitic volcanic rocks from Lac de l'Est, Thetford Mines Complex, Québec, Canada: Reply. Journal canadien des sciences de la Terre **24**, 1273-1275.
- David, J. et Marquis, R. 1994.** Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec: application aux roches de la zone de Dunnage. Revue géologique du Québec **1**, 16-20.
- Deer, W. A., Howie, R. A. et Zussman, J. 1992.** An introduction to the Rock-Forming Minerals. 2<sup>ème</sup> édition. Longman Scientific and Technical, 696 p.
- Doolan, B. L., Gale, M. H., Gale, P. N. et Hoar, R. S. 1982.** Geology of the Quebec Reentrant: Possible constraints from early rifts and the Vermont- Quebec Serpentinite Belt, Dans Major structural zones and faults of the Northern Appalachians, édité par P. St-Julien et J. Béland, Association géologique du Canada, Special Paper **24**, 187-216.

- Dresser, J. 1906.** Igneous Rocks of the Eastern Townships of Quebec. *Bulletin of Geological Society of America* **17**, 509-510.
- Dunning, G. R. et Pedersen, R. B. 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.
- Floyd, P. A. et Winchester, J. A. 1978.** Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology* **21**, 291-306.
- Harnois, L. et Morency, M. 1989.** Geochemistry of Mount Orford ophiolite complex. Northern Appalachians, Canada. *Chemical Geology* **77**, 133-147.
- Hébert, R. 1981.** Conglomérats polygéniques ophiolitiques: anciens éboulis ou talus de fond océanique? *Journal canadien des sciences de la Terre* **18**, 619-623.
- Houlé, M. 1996.** Interprétation des déformations du massif du Mont Chagnon (Ophiolite d'Orford): Une origine océanique ou orogénique. *Projet de Fin d'Études, Université Laval*. 41 p. (non publié).
- Humphris, S. E. et Thompson, G. 1978.** Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **42**, 127-136.
- Humphris, S. E. 1984.** The mobility of the rare earth elements in the crust. Dans *Rare earth element geochemistry*, édité par Henderson, P. Amsterdam, Elsevier, pp.317-342.
- Hynes, A. 1980.** Carbonatization and Mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation Metabasalts, SE, Québec. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **75**, 79-87.

- Ikeda, Y. et Yuasa, M. 1989.** Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito Ridge and adjacent areas in the Izu-Ogazawara arc, northwest Pacific: evidence for mixing between E-type MORB and island arc magmas at the initiation of back-arc rifting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101**, 377-393.
- Irvine, T. N. et Findlay, T. C. 1972.** Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex. Dans the ancient oceanic lithosphere. *Publications of the Earth Physics Branch* **42**. Department of Energy, Mines and Resources, Canada. pp. 97-128.
- Karig, D. E. 1982.** Initiation of subduction zones: implications for arc evolution and ophiolite development. Dans *Trench-Forearc Geology*, édité par J. K. Leggett, Blackwell Scientific Publications, pp. 563-576.
- Kumarapeli, P. S. 1970.** Montereian alkalic magmatism and the St-Lawrence rift system in space and time. Dans *Alkaline rocks: the Montereian Hills*, édité par G. Perrault. Mineralogical Association of Canada, pp. 421-431.
- Kumarapeli, P. S. 1993.** A plume-generated segment of the rifted margin of Laurentia, Southern Canadian Appalachians, seen through a completed Wilson Cycle. *Tectonophysics* **219**, 47-55.
- Lamothe, D. 1978.** Analyse structurale du mélange ophiolitique du Lac Montjoie. Mémoire de maîtrise. Université Laval, Québec, Canada, 67 p. (non publiée).
- Lamothe, D. 1979.** Région de Bolton - Centre: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport préliminaire, DPV-687, 14 p.
- Lamothe, D. 1981.** Région du Mont Sugar Loaf: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport préliminaire, DPV-839, 12 p.
- Laurent, R. 1975.** Occurrences and origin of the ophiolites of Southern Québec, Northern Appalachians. *Journal canadien des sciences de la Terre* **12**, 443-455.

- 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., Hébert, R. et Dostal, J. 1989.** Geochemistry of Ordovician island-arc and ocean-floor rock assemblages from Quebec ophiolites, Canadian Appalachians. Résumé de conférences. Congrès international de Géologie, Washington, 2-262.
- Le Roex, A.P. et al. 1985.** Petrology and geochemistry of basalts from the American- Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **90**, 367-380.
- Lindsley, D. H. 1983.** Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* **68**, 477-493.
- Mélançon, B., Hébert, R., Laurent, R. et Dostal, J. 1997.** Petrological and geochemical characteristics of the Bolton Igneous Group, Southern Québec Appalachians. *American Journal of Science* **297**, 527-549.
- Menzies, M., Blanchard, D. et Jacobs, J. 1977.** Rare earth and trace element geochemistry of metabasalts from the Point Sal ophiolite, California. *Earth and Planetary Science Letters* **37**, 203-215.
- Morimoto, N. 1989.** Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* **27**, 143-156.
- Morin, D., Marquis, R. et Jébrak, M. 1996.** Un diatrème phréatomagmatique montréalais dans les Appalaches du Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre* **33**, 649-655.
- Nagata, J., Goto, A. et Obata, M. 1983.** The parabolic pattern of chromium partitioning observed between pyroxenes and spinel in ultramafic rocks and its petrologic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **82**, 42-51.



- Nehlig, P. et Juteau, T. 1988.** Deep crustal seawater penetration and circulation at ocean ridges: evidence from the Oman ophiolite. *Marine Geology* **84**, 209-228.
- Olive, V., Hébert, R. et Loubet, M. 1997.** Isotopic and trace element constraints on the genesis of a boninitic sequence in the Thetford Mines ophiolitic complex, Quebec, Canada. *Revue canadienne des sciences de la Terre* **34**: 1258-1271.
- Oshin, I. O. et Crockett, J. H. 1986.** The geochemistry and petrogenesis of ophiolitic volcanic rocks from Lac de l'Est, Thetford Mines Complex, Québec, Canada. *Journal canadien des sciences de la Terre* **23**, 202-213.
- Ozawa, K. 1994.** Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone : evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori Ophiolite Complex, Northeastern Japan. *Journal of Petrology* **35**, 647-678.
- Pearce, J. A. et Cann, J. R. 1973.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* **19**, pp. 290-300.
- Pinet, N. et Tremblay, A. 1995.** Tectonic evolution of the Quebec-Maine Appalachians: from oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachians. *American Journal of Science* **295**, 173-200.
- Rodrigue, G. 1979.** Étude pétrologique des roches ophiolitiques du mont Orford, Québec. Mémoire de maîtrise. Université Laval. 171 p. (non publié).
- Saunders, A.D. et Tarney, J. 1979.** The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **43**. 555-572.
- Schmincke, H. U. et Bednarz, U. 1990.** Pillow, Sheet flow and breccia flow volcanoes and volcano-tectonic hydrothermal cycles in the extrusive series of the northeastern Troodos ophiolite (Cyprus). Dans *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, édité par J. Malpas, E. Moores, A.

Panayiotou et C. Xenophontos. Proceedings of the Symposium «Troodos 1987». Geological Survey Department, Cyprus. pp. 185-206.

**Sinton, J. M. et Detrick, R. S. 1992.** Mid-ocean Ridge Magma Chambers. *Journal of Geophysical Research* **97**, 97-216.

**Spencer et al. 1989.** The extension of Grenville basement beneath the Northern Appalachians: results from the Québec-Maine reflection and refraction surveys. *Tectonics* **8**, 677-696.

**St-Julien, P., et Hubert, C. 1975.** Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science* **275 A**, 337-362.

**Sun, S. S. et McDonough, W. F. 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processus. Dans *Magmatism in the Ocean Basins*, édité par Saunders, A. D. et Norry, M. J. Geological Society Special Publication **42**, pp. 313-345.

**Taylor, R. N. et al. 1994.** Mineralogy, Chemistry, and Genesis of the Boninite Series Volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology* **35**, 577-617.

**Tremblay, A et Pinet, N. 1994.** Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. *Geological Society of America Bulletin* **106**, 1172-1181.

**Trottier, J., Gauthier, M. et Brown, A. C. 1992.** An Ordovician rift environment for the Memphremagog polymetallic massive sulphide deposit, Appalachian Ophiolite Belt, Québec: *Revue canadienne des sciences de la Terre* **28**, 1887-1904.

**Van Baalen, M. R. 1993.** Titanium mobility in metamorphic systems: a review. *Chemical Geology* **110**, 233-249.

**Van der Laan, S. R. , Flower, M. F. J. et Van Cross, A. F. K. 1989.** Experimental evidence for the origin of boninites: near-liquidus phase relations to 7.5 kbar. Dans *Boninites*, édité par A. J. Crawford. Unwin Hyman, pp. 112-147.

- Van der Laan, S. R. et al. 1992.** Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin Forearc. Dans Proceedings of the Ocean Drilling Program 125, Texas A & M University, College Station, pp. 171-201.
- Varfalvy, V., Hébert, R., Bédard, J. H. et Lafleche, M. R. 1997.** Petrology and geochemistry of pyroxenite dykes in upper mantle peridotites of the North Arm mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland : implications for the genesis of boninitic and related magmas. The Canadian Mineralogist **35**, 543-570.
- 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.
- Winchester, J. A., et Floyd, P.A. 1977.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Geochemical Geology **20**: 325-347.
- Winner, P. S. 1981.** Petrology of Chagnon mountain, Quebec, with implications to selected ultramafic, gabbroic and volcanic rocks near North Troy, Vermont. Mémoire de maîtrise, Université du Vermont. 272 p. (non publié)
- Williams, H. 1979.** Appalachian Orogen in Canada. Journal canadien des sciences de la Terre **16**: 792-807.
- Williams, H. et St-Julien, 1982.** The Baie Verte-Brompton Line: Early paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians, dans Major Structural zones and faults of the Northern Appalachians, édité par P. St-Julien et J. B.land. Association géologique du Canada. Special Paper **24**, pp. 177-207.
- Yamazaki, T., Murakami, F. et Saito, E. 1993.** Mode of seafloor spreading in the northern Mariana Trough. Tectonophysics **221**: 207-222.

# **ANNEXES**

DESCRIPTIONS MICROSCOPIQUES

ROCHES ULTRAMAFIQUES.....PP. 108-121  
ROCHES INTRUSIVES MAFIQUES À FELSIQUES.....PP. 122-139  
DYKES MAFIQUES À FELSIQUES..... PP. 140-162  
LAVES-VOLCANOCLASTITES-SÉDIMENTS..... PP. 163-189

**ACRONYMES**

<b>I. C.</b> = Indice de coloration	<b>OPX</b> = Orthopyroxène
<b>(minéral)</b> = Phénocristal [ex : (PG)]	<b>PG</b> = Plagioclase
<b>CL</b> = Chlorite	<b>PO</b> = Pyrrhotite
<b>CPX</b> = Clinopyroxène	<b>PY</b> = Pyrite
<b>ÉP</b> = Épidote	<b>QZ</b> = Quartz
<b>HB</b> = Hornblende	<b>HÉ</b> = Hématite
<b>MG</b> = Magnétite	
<b>OL</b> = Olivine	

**Affleurement:** FH-95-01

**Nom:** Amphibolite

**Protolithe:** Webstérite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive granulaire	<b>I. C.:</b>	~ 100%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2-3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle à moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

Chromite = 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OPX = 80%	Approx.
CPX = 15%	
PG = 3%	
OL = 1%	
Chromite = 1%	

#### **Minéralogie métamorphique:**

Trémolite = 75%  
Hornblende = 15%  
Cummingtonite = 5%  
Chlorite = 2-3%

#### **Remarques particulières:**

Repousse de cummingtonite sur la hornblende (Prograde)  
Croissance partielle d'actinote sur cummingtonite (Rétrograde)  
La chlorite ferrifère pourrait remplacer des phases interstitielles de plagioclase

**Affleurement:** FH-95-21

**Nom:** Webstérite

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	- 100%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert foncé	<b>Magnétisme:</b>	léger

---

### Microscopie

**Texture:** Granulaire

#### **Minéralogie primaire:**

CPX = 20%  
OPX = 0%  
PG = 0%  
Chromite = 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OPX = 76%  
CPX = 20%  
PG = 3%  
Chromite = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Trémolite = 76%  
Chlorite = 3%  
Magnétite = 1%

#### **Remarques particulières:**

Altération complète des OPX en trémolite  
CPX très frais  
Chlorite en remplacement des PG  
Séquence de cristallisation = Chromite - OPX - CPX - PG  
Joints triples fréquents entre les pyroxènes  
Veinules de chlorite ferrifère  
Veinule de talc

**Affleurement:** FH-95-24

**Nom:** Webstérite

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	~ 100%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Granulaire

#### **Minéralogie primaire:**

OPX = 10%  
CPX = 57%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OPX = 40%  
CPX = 60%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Trémolite = 20%  
Chlorite ferrifère = 13%  
Magnétite = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation OPX - CPX  
Recristallisation indiquée par la présence de joints triples  
Altération partielle des OPX en Fe-chlorite et trémolite  
CPX très frais mais très légèrement altérés en trémolite  
Veinules de chlorite ferrifère  
Exsolutions de CPX (amphibolitisés) dans OPX



**Affleurement:** FH-95-33

**Nom:** Serpentine

**Protolithe:** Dunite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	100%
<b>Granulométrie:</b>	fine	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	noire	<b>Magnétisme:</b>	oui

---

### **Microscopie**

**Texture:** Granulaire / Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

OL = 0%  
OPX = 0%  
Chromite = 2%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Olivine = 97%  
Chromite = 2%  
OPX = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Lizardite = 95%  
Magnétite = 3%  
Trémolite < 1%

#### **Remarques particulières:**

La chromite est soit en inclusion ou autour de l'OL  
OPX interstitiel altéré en trémolite et magnétite  
Les joints triples sont très fréquents "texture adcumulat"  
ou recristallisation métamorphique  
Séquence de cristallisation Chromite - OL - OPX  
La magnétite remplace la chromite en bordure et dans les fractures  
La magnétite est sous forme de petits grains ou en veinules  
autour d'anciens grains d'OL

**Affleurement:** FH-95-44

**Nom:** Webstérite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	100%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2-3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	oui (localement)

---

### **Microscopie**

**Texture:** Granoblastique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

OPX =25%  
CPX = 60%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OPX =40%  
CPX =60%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Trémolite = 11%  
Chlorite = 3%  
Magnétite =1%

#### **Remarques particulières:**

CPX frais avec exsolutions continues d'OPX  
OPX presque complètement altérés par la chlorite et la trémolite  
Il y a de la magnétite dans les clivages  
Recristallisation importante puisqu'il y a beaucoup de joints triples  
Les exsolutions de CPX dans l'OPX ont été amphibolitisées  
Séquence de cristallisation OPX - CPX  
Aucune déformation  
Veinule de chlorite provoquant la chloritisation des OPX

**Affleurement:** FH-95-138

**Nom:** Amphibolite

**Protolithe:** Gabbro

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	Massive	<b>I. C.:</b>	95%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2-3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyroblastique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

QZ = 3%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Composition d'un gabbro  
Hornblende = ?

#### **Minéralogie métamorphique:**

Hornblende = 70%  
Cummingtonite = 23 %  
Quartz = 2%  
Trémolite = 1%  
Mg-chlorite < 1%  
Magnétite < 1%

#### **Remarques particulières:**

La hornblende métamorphique (vert pâle) est entourée par de la cummingtonite (incolore)

La déformation est post-cummingtonite

Hornbl. - Cummingtonite - Déformation - Quartz

Réaction métamorphique possible: CPX + QZ → HB

Problème ?

Minéral gris (biaxe), en inclusion dans la hornblende, analysé comme de la calcite. Aucune caractéristique optique typique de ce carbonate. Pourrait être un orthopyroxène

**Affleurement:** FH-95-145

**Nom:** Serpentinite

**Protolithe:** Harzburgite

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	mylonitique	<b>I. C.:</b>	~ 100%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert très foncé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Protomylonitique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

Chromite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Olivine = 74%

OPX = 25%

Chromite = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Serpentinite = 80% (incluant bastite)

Chlorite = 15% (?)

Carbonates = 2% (dolomite)

Magnétite = 1%

Trémolite = 1%

Talc < 1%

#### **Remarques particulières:**

OPX déformés ductilement et remplacés par de la bastite

Les spinelles chromifères sont déformés ductilement et remplacés presque entièrement par de la magnétite

Il semble y avoir de la chlorite (bleutée) même si non déterminée à la micro-sonde

Beaucoup de veinules de chrysotile

Veinules de chlorite ferrifère et trémolite

Plusieurs générations

**Affleurement:** FH-95-147

**Nom:** Serpentine

**Protolithe:** Harzburgite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	100%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2-3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert foncé	<b>Magnétisme:</b>	oui

---

### **Microscopie**

**Texture:** Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

OL = 0%  
OPX = 0%  
Chromite < 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OPX = 20%  
OL = 79%  
Chromite < 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Serpentine = 79%  
Bastite = 16%  
Magnétite = 4%

#### **Remarques particulières:**

Aucun minéral silicaté conservé  
La chromite est légèrement fracturée  
La magnétite pousse en bordure de la chromite et dans ses fractures  
OPX remplacé par bastite et magnétite (surtout le long des clivages)  
Veinules (mm.) de chrysotile  
Séquence de cristallisation Chromite - Olivine - OPX  
Aucune relique de pyroxène ne contient de calcite ce qui témoigne de la présence de pyroxènes pauvres en calcium.

**Affleurement:** FH-95-245

**Nom:** Roche ultramafique  
carbonatisée

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	< 5%
<b>Granulométrie:</b>	fine	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	blanc	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Granoblastique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

Chromite < 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Chromite = 1%

Olivine = ?

Pyroxène = ?

#### **Minéralogie métamorphique:**

Magnésite = 80%

Talc = 8%

Chlorite = 8-9%

Magnétite = 1%

Pyrite = 1%

Quartz = 1-2%

#### **Remarques particulières:**

Chromites fracturées

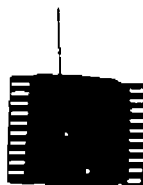
Altération très importante causée par des fluides riches en CO<sub>2</sub>

La chlorite est très magnésienne et remplace d'anciens pyroxènes

Venules (mm.) de quartz

Grain de pyrite idioblastique avec ombres de pression très  
marquées remplies par des fibres de quartz

Pyrite



Fibres de quartz

**Affleurement:** FH-95-281

**Nom:** Serpentine  
**Protolithe:** Harzburgite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	foliation (légère)	<b>I. C.:</b>	100%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert foncé à noire	<b>Magnétisme:</b>	oui

---

### **Microscopie**

**Texture:** Granulaire / Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

OL = 0%  
OPX = 0%  
Chromite = 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OL = 84%  
OPX = 15%  
Chromite = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Antigorite = 79%  
Bastite = 10%  
Magnétite = 5%  
Chlorite = 5%

#### **Remarques particulières:**

Altération des OPX en bastite avec repousse de chlorite en bordure du grain / interstitiels aux olivines  
Les spinelles chromifères sont rouge foncé et non déformés  
Aucun signe de pyroxène calcique  
Séquence de cristallisation Chromite - OL - OPX  
Magnétite dans les fractures (mm.) et associée avec la chromite  
Très peu de déformation sauf dans quelques grains d'OPX qui ont des clivages déformés

**Affleurement:** BT-95-14A

**Nom:** Webstérite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	~ 100%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	oui

---

### **Microscopie**

**Texture:** granoblastique

#### **Minéralogie primaire:**

CPX = 50%  
OPX = trace  
Chromite < 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

CPX = 54%  
OPX = 45%  
Chromite = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 40%  
Chlorite = 5%  
Magnétite = 3%

#### **Remarques particulières:**

CPX = encore frais et xénomorphes à sub-idiomorphes  
OPX = très altérés en actinote, chlorite et magnétite  
Veinules de chlorite ferrifère  
Recristallisation importante (joints triples)  
Séquence de cristallisation OPX - CPX



**Affleurement:** BT-95-15

**Nom:** Wehrlite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	- 100%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (sur ex-CPX)
<b>Couleur:</b>	vert foncé à noire	<b>Magnétisme:</b>	oui

---

### **Microscopie**

**Texture:** Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

OL = 0%  
CPX = 0%  
Chromite = 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OL = 89%  
CPX = 10%  
Chromite = 1%  
OPX = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Serpentine = 85%  
Bastite = 4%  
Chlorite magnésienne = 1-2%  
Carbonate = 5%  
Magnétite = 3%  
Pyrite = trace

#### **Remarques particulières:**

Magnétite entre les grains d'OL et dans les micro-fractures  
CPX transformé en bastite, carbonates et opaques  
Veinules de chrysotile recoupant les CPX altérés et les  
veinules de magnétite  
Grain de chromite xénomorphe p/r à un CPX (?)

**Affleurement:** BT-95-19

**Nom:** Dunite à chromite

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	100%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert foncé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

OL = 0%  
OPX = 0%  
Chromite = 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

OL = 95%  
OPX < 5%  
Chromite 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Serpentine = 88%  
Bastite = 5%  
Chlorite = 3%  
Magnétite = 3%

#### **Remarques particulières:**

Quelques OPX transformés en bastite  
Veinules de chrysotile et de chlorite magnésienne

**Affleurement:** BT-95-20

**Nom:** Serpentine

**Protolithe:** Dunite à chromite

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	100%
<b>Granulométrie:</b>	fin (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert foncé à noire	<b>Magnétisme:</b>	oui

---

### Microscopie

**Texture:** Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

Olivine = 0%  
Chromite = 7%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Olivine = 92%  
Chromite = 8%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Serpentine = 88%  
Magnétite = 5%  
Chlorite = trace  
Talc = trace

#### **Remarques particulières:**

La chromite -est très souvent xénomorphe  
-parfois avec inclusion d'OL (?) serpentinisée  
Parfois la chromite a tendance à être idiomorphe p/r à l'olivine  
Zones mylonitiques (mm) de serpentine, ± chlorite et ± talc  
Niveaux (mm) riches en chromite

**Affleurement:** C-95-10T

**Nom:** Trondhjémite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	< 5%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2-5 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	beige, rosée	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Allotriomorphe avec myrmékites

#### **Minéralogie primaire:**

(QZ) = 1%  
QZ = 56%  
PG = 39%  
Zircon = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(QZ) = 1%  
QZ = 59%  
PG = 40%  
Pas de minéraux mafiques  
Zircon = trace

#### **Minéralogie métamorphique:**

Pistachite = 2%  
Quartz = 1-2%  
Chlorite < 1%  
Pyrite = trace  
Magnétite = trace

#### **Remarques particulières:**

Présence de myrmékites  
Aucun minéral ferro-magnésien primaire  
Plusieurs quartz semblent avoir cristallisés avant les PG  
Recristallisation mise en évidence par les contacts irréguliers,  
le développement de sous-grains et par la présence  
de quartz métamorphique  
Zone bréchifiée avec réduction des grains  
La chlorite ferrique est présente sous forme de veinules

**Affleurement:** C-95-18A

**Nom:** Trondhjemite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	bréchique	<b>I. C.:</b>	10%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (localement)
<b>Couleur:</b>	blanc à vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Granophyrique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 55%  
QZ = 30%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 65%  
QZ = 35%  
Pas de minéraux mafiques

#### **Minéralogie métamorphique:**

Quartz = 7%  
Chlorite ferrifère = 5%  
Pistachite = 1%  
Calcite = 1%  
Pyrite < 1%  
Magnétite < 1%

#### **Remarques particulières:**

Beaucoup de myrmékites et de phénomènes granophyriques  
Recristallisation mise en évidence par des bordures de grains irrégulières et par le développement de sous-grains dans le quartz  
Veinule de quartz et de calcite  
Veinule de QZ et de Fe-chlorite  
Veinule de pistachite

**Affleurement:** C-95-28B

**Nom:** Gabbro mylonitisé

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	mylonitique	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (local)
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Protomylonitique

#### **Minéralogie primaire:**

glomé(PG) < 1%  
PG = 25%  
CPX = 35%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

glomé(PG) = 5%  
PG = 55%  
CPX = 35%  
Ilménite = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération des PG = 20%	
Chlorite magnésienne = 10%	Calcite = trace
Pistachite = 2%	Quartz = trace
Clinozoïsite = 1%	
Sphène + Leucoxène = 4%	
Pyrite < 1%	

#### **Remarques particulières:**

CPX légèrement brunâtre avec zonation marquée  
Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
Texture magmatique = intersertale ophitique  
PG altéré en clinozoïsite et autres phases sub-microscopiques  
Veinules anastomosées de Mg-chlorite, Quartz, Épidote ± Pyrite  
Veinule tardive de quartz recoupant la mylonite  
Veinule tardive de calcite recoupant la mylonite

**Affleurement:** O-95-30B**Nom:** Gabbro à HB + QZ**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	75%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Porphyroblastique à protomylonitique (par endroit)**Minéralogie primaire:**

Quartz = 3%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

PG		?
QZ		
CPX		

**Minéralogie métamorphique:**

Hornblende = 45%  
 Actinote = 37%  
 Quartz = 12%  
 Clinozoïsite = 2-3%

**Remarques particulières:**

La hornblende est métamorphique puisqu'elle contient plusieurs inclusions de PG & QZ (Poeciloblastique)

**Réaction métamorphique :**

La hornblende métamorphique est mylonitisée

Épisode tardif permettant la cristallisation d' EP & Qz

L'actinote remplace d'anciens PG

**Affleurement:** O-95-38A**Nom:** Trondhjémite**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive et hétérogène	<b>I. C.:</b>	5%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	rosée, beige	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** allotriomorphique avec myrmékites**Minéralogie primaire:**

PG = 60%

QZ = 30%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 65%

QZ = 35%

Pas de minéraux mafiques

Opaques = trace

**Minéralogie métamorphique:**

Chlorite = 3%

Altération des PG = 3%

Quartz = 2%

Pistachite = 1%

Magnétite = trace

**Remarques particulières:**Réseaux très irréguliers de veinules de chlorite ferrifère +  
pistachite ± magnétiteLes plagioclases sont légèrement altérés en actinote et  
clinozoïsite

Contacts métamorphiques entre les grains de QZ et de PG

Myrmékites fréquentes

Quelques petites zones de broyage mécanique



**Affleurement:** FH-95-33F

**Nom:** Gabbronorite

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	45%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle moucheté	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** équigranulaire / pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

CPX = 26%  
OPX = 8%  
PG = 0%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

CPX = 49%  
PG = 40%  
OPX = 10%  
Olivine = trace (?)

#### **Minéralogie métamorphique:**

Hydrogrenat = 33%  
Actinote = 24%  
Chlorite magnésienne = 5%  
Quartz = trace  
Chlorite ferrique = 2%  
Magnétite = 1% (?)

Leucoxène = trace

#### **Remarques particulières:**

Transformation complète des PG en hydrogrenat et Fe-chlorite  
Certains CPX et PG contiennent des inclusions arrondies pouvant être d'anciens cristaux d'OL  
Séquence de cristallisation OPX - CPX - PG  
Minéraux titanifères presque inexistantes  
Actinolitisation partielle des CPX  
Veinules discontinues de chlorite magnésienne et quartz

**Affleurement:** FH-95-36**Nom:** Gabbro à quartz**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive mylonitique	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** hypidiomorphe équi-granulaire / Granoclastique (métamorphique)**Minéralogie primaire:**

PG = 50%  
 Ilménite = 2%  
 CPX = 0%  
 Quartz = 10%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 55%  
 CPX = 35%  
 Quartz = 8%  
 Ilménite = 2%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 20%  
 Quartz = 5%  
 Pistachite = 5%  
 Hornblende = 4%  
 Chlorite ferrifère = 1-2%  
 Leucoxène < 1%

**Remarques particulières:**

L'ilménite est associée au sphène  
 Plusieurs PG sont déformés avec des bordures irrégulières  
 Recristallisation partielle du quartz primaire  
 Veinules de pistachite (+ vieille)  
 Veinules de clinozoïsite  
 Veinules de quartz (+ jeune)  
 Corridor mylonitique (mm.) tronquant toutes les phases  
 métamorphiques (ex: Actinote)

**Affleurement:** FH-95-86

**Nom:** Leuco-gabbro à quartz

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	30%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	gris verdâtre	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Granulaire

#### **Minéralogie primaire:**

Hornblende = 30%  
QZ = 10%  
PG = 5%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 55%  
Hornblende = 35%  
QZ = 10%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération des PG = 50%  
Chlorite = trace  
Clinozoïsite = 2%  
Quartz = 1%  
Actinote = 1%  
Magnétite = trace

Pyrite = trace  
Calcite = trace

#### **Remarques particulières:**

Recristallisation indiquée par la présence de joints triples dans les hornblendes et par la recristallisation du quartz  
Le quartz est toujours interstitiel aux autres phases  
Séquence de cristallisation PG - HBL - QZ  
Évidence de hornblende primaire (parfois actinolitisée)  
PG altérés en séricite, calcite et autres minéraux à haute biréfringence (sub-microscopique)  
Petite veinule de clinozoïsite

**Affleurement:** FH-95-129

**Nom:** Gabbro à quartz

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	50%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Équigranulaire

#### **Minéralogie primaire:**

Hornblende = 38%  
QZ = 25%  
PG = 22%  
Pyrite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Hornblende = 45%  
PG = 30%  
Quartz = 25%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération des PG = 12%  
Chlorite ferrifère = 5%  
Actinote = 4%  
Clinozoisite = 2%  
Hornblende = 1-2%  
Leucoxène < 1%

Py, Po, Mg = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - HB - QZ  
Grain de zircon dans une hornblende  
Il y a de la résorption sur une des hornblendes magmatiques  
Quelques inclusions de PG dans les hornblendes (poécilitiques)  
PG altérés en clinozoisite, pistachite et actinote  
La zone mylonitique (mm) ainsi que la veine d'extension recoupent  
la hornblende verte  
Veinules (en extension) de clinozoisite, quartz et actinote

**Affleurement:** FH-95-140

**Nom:** Gabbro à hornblende

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive hétérogène	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen moucheté	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Poécilitique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 35%  
Ilménite = 2%  
CPX = 1%  
Hornblende = (?)

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 60%  
HB - CPX = 35%  
Ilménite = 5%  
Hornblende = (?)

#### **Minéralogie métamorphique:**

Hornblende = 20%  
Clinozoisite = 13%  
Chlorite ferrifère = 11%  
Actinote = 7%  
Pistachite = 5%  
Leucoxène = 4%

Opaques = 2%  
Calcite = trace

#### **Remarques particulières:**

La hornblende contient des inclusions de PG automorphes  
et est actinolitisée en bordure (poécilitique)  
CPX = xénomorphe et remplacé par chlorite ferrifère et hornblende  
Séquence de cristallisation PG - HB - Ilménite  
Remplacement important des PG en clinozoisite et chlorite  
Le sphène, l'ilménite et le rutile sont en association  
Les minéraux titanifères tendent à être remplacés par de la chlorite  
Veinule de clinozoisite, pistachite et quartz

**Affleurement:** FH-95-142C

**Nom:** Gabbro à hornblende

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	foliée	<b>I. C.:</b>	50%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen moucheté	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Granonématoblastique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 46%  
Hornblende = 35%  
CPX = 10%  
Ilménite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 60%  
Hornblende = 30%  
CPX = 10%  
Ilménite < 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération des PG = 5%  
Clinozoisite = 3%  
Chlorite magnésienne = 1%  
Leucoxène <1%

#### **Remarques particulières:**

Jointes triples très fréquents (Équilibre métamorphique)  
Les CPX sont remplacés, en bordure, par de l'actinote  
Altération des PG en clinozoisite et actinote (au centre du cristal)  
Plusieurs hornblendes semblent magmatiques et sont en position interstitielle par rapport aux CPX  
Séquence de cristallisation CPX et PG - Hornblende  
Veinule de clinozoisite recoupant la hornblende

**Affleurement:** FH-95-186**Nom:** Amphibolite foliée**Protolithe:** Gabbro**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	foliée	<b>I. C.:</b>	80-90%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert foncé - noire	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Nématoblastique à proto-mylonitique**Minéralogie primaire:**

Ilménite = trace (?)

**Minéralogie primaire reconstituée:**

Probablement un gabbro

**Minéralogie métamorphique:**

Hornblende = 60%  
 Clinozoïsite = 20%  
 Actinote = 10%  
 Chlorite magnésienne < 10%  
 Leucoxène <1%  
 Pyrite <1%

**Remarques particulières:**

Bloc d'amphibolite foliée dans le mélange ophiolitique serpentinisée  
 La hornblende est fracturée et déformée (extinction roulante). Ses  
 fractures sont remplies de Mg-chlorite et de clinozoïsite.  
 La hornblende semble légèrement transformée en actinote  
 Circulation de fluide (ÉP & Mg-CL) après la formation de la foliation  
 Certaines amphiboles sont des tschermakites et des pargasites  
 Aucune trace des PG

**Affleurement:** FH-96-329

**Nom:** Gabbro

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	65%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinules)
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Granulaire

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 60%  
CPX = 20%  
Ilménite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 75%  
CPX = 20%  
Ilménite = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite ferrifère = 10%  
Sphène - Leucoxène = 4-5%  
Actinote = 2%  
Pistachite/Clinozoïsite = 1-2%  
Calcite = 1-2%

#### **Remarques particulières:**

Actinote en bordure des CPX  
Quelques zonations dans les plagioclases  
Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
Sphène squelettique métamorphique  
PG peu remplacé par actinote, clinozoïsite, calcite et chlorite ferrifère  
Veinules discontinues de calcite



**Affleurement:** FH-96-330

**Nom:** Gabbro à amphibole

**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2-3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie**

**Texture:** Équigranulaire

**Minéralogie primaire:**

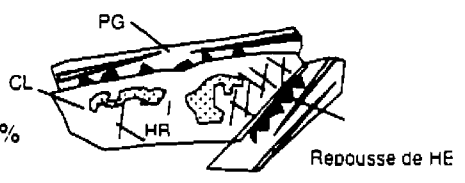
PG = 25%  
 CPX = 5%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 35%  
 CPX = 57%  
 Ilménite = 8%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 30%  
 Hornblende = 15%  
 Chlorite ferrifère = 15%  
 Sphène - Leucoxène = 8%  
 Opaque (Po?) = 2%



**Remarques particulières:**

Cristallisation quasi-simultanée de PG - CPX - Ilménite  
 Séquence de remplacement CPX - Actinote + Fe-chlorite - HB  
 PG = sub-automorphe à automorphe / en inclusion dans la HB  
 Actinolitisation très importante

**Affleurement:** FH-96-350

**Nom:** Amphibolite

**Protolithe:** Inconnu

### **Macroscopie**

**Structure:** foliation (légère)

**I. C.:** 95%

**Granulométrie:** fine

**Réaction (HCL):** oui (local)

**Couleur:** vert moyen

**Magnétisme:** non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Nématoblastique

#### **Minéralogie primaire:**

PG < 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Composition gabbroïque

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 85%

Pyrite < 1%

Épidote = 10%

Leucoxène = 1-2%

Chlorite = 1%

Calcite < 1%

Quartz < 1%

#### **Remarques particulières:**

Beaucoup de veinules de quartz ou actinote, clinzoïsite et quartz  
ou clinzoïsite, pistachite, calcite et actinote

Essentiellement de l'actinote fibreuse très fine remplaçant les CPX

Très peu d'évidence de PG dans la roche primaire

Cristaux idiomorphiques de calcite

Ressemble à BT-95-13

**Affleurement:** BT-95-Si1**Nom:** Trondhjemite**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive et bréchique	<b>I. C.:</b>	1%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	blanc	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** allotriomorphe avec myrmékites**Minéralogie primaire:**

QZ = 63%  
PG = 19%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

QZ = 65%  
PG = 35%  
Pas de minéraux mafiques

**Minéralogie métamorphique:**

Quartz = 10%  
Pistachite = 8%  
Chlorite = trace

**Remarques particulières:**

QZ = Développement de sous-grain & extinction roulante généralisée  
Pistachite en remplacement partiel du PG  
Présence de myrmékite  
Broyage mécanique avec réduction de grain (incluant la pistachite)  
Pas de zircon  
Le broyage cataclastique est post-métamorphique

**Affleurement:** BT-95-Si4

**Nom:** Trondhjemite

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive hétérogène	<b>I. C.:</b>	1%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (3 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	blanc	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique granophyrique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 14%  
Assemblage  
granophyrique = 66%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 15%  
Assemblage  
granophyrique = 85%  
Opaques = trace

#### **Minéralogie métamorphique:**

Quartz = 15%  
Chlorite ferrifère = 3%  
Pistachite = 1%  
Calcite < 1%

#### **Remarques particulières:**

Texture granophyrique abondante (PG & QZ en intercroissance)  
Aucune déformation  
Recristallisation évidente (bordures de grains irrégulières)

**Affleurement:** BT-95-13**Nom:** Amphibolite**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	foliée	<b>I. C.:</b>	85-90%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinules)
<b>Couleur:</b>	gris-vert	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Nématoblastique**Minéralogie primaire:**

PG &lt; 1%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

Composition mafique

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 65% (85% en excluant les veinules)  
 Pistachite = 10% Quartz < 1%  
 PG (veinules) = 15%  
 Chlorite = 5%  
 Calcite = 4%  
 Opaques = 2%

**Remarques particulières:**

Foliation donnée par l'actinote (ressemble à FH-96-350)  
 Beaucoup de veinules de PG et calcite sur lesquelles poussent  
 l'actinote et la pistachite  
 1 réseau (PG, Pistachite et Calcite) // à la foliation  
 1 autre réseau (PG, Calcite, Fe-chlorite et Opaques) qui recoupe  
 cette foliation

**Affleurement:** C-95-10C**Nom:** Dyke mafique**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	65-70%
<b>Granulométrie:</b>	fine	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle à moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Intersertale**Minéralogie primaire:**

CPX = 30%  
PG = 60%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

CPX = 30%  
PG = 67%  
Ilménite = 2%  
QZ = 1%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 5%  
Chlorite ferrifère = 3%  
Épidote (pistachite, zoisite) = 1%  
Sphène - Leucoxène = 2%

**Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite - Quartz  
Repousse d'actinote sur CPX  
Sphène métamorphique remplaçant de l'ilménite  
PG très altérés  
CPX légèrement vert pâle à incolore

**Affleurement:** C-95-10G

**Nom:** Dyke maïque (PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	70%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 0,3 mm)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen (mauve)	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique intersertale

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 2%  
PG = 20%  
CPX = 35%  
Sphène = 2%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 5%  
PG = 57%  
CPX = 35%  
Ilménite = 2%  
Opaque < 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération sur PG = 30%  
Chlorite = 4%  
Clinozoisite = 2%  
Actinote = trace  
Pyrrhotite = trace

#### **Remarques particulières:**

Altération importante des plagioclases en actinote ± chlorite  
± clinozoisite ± opaques (pas de calcite)  
Sphène métamorphique remplaçant de l'ilménite  
Chlorite vert pâle  
CPX légèrement brunâtre avec légère zonation  
Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
Veinules de chlorite et de clinozoisite

**Affleurement:** C-95-20B

**Nom:** Diabase mafique

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	50%
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Diablastique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

CPX = 0%  
PG = 50%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

CPX = 35%  
PG = 64%  
Ilménite = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 40%  
Chlorite ferrifère = 3%  
Clinozoisite = 2%  
Pistachite = 2%  
Leucoxène = 1-2%  
Pyrrhotite = 1%

Quartz = 1%  
Calcite = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation CPX (?) - PG  
Transformation des CPX en actinote  
L'amphibole croît aussi sur les PG  
Veinules de chlorite ferrifère et pistachite recoupant les CPX  
actinolitisés  
Amas irréguliers d'épidote mal formée



**Affleurement:** C-95-22C

**Nom:** Diabase mafique

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	65%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Diabasique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 30%  
Quartz = 5%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 55%  
Pyroxène = 40%  
Quartz = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 33%  
Altération des PG = 25%  
Hornblende = 5%  
Quartz = 1-2%  
Clinozoïsite < 1%  
Leucoxène = trace

#### **Remarques particulières:**

Actonites très allongées remplaçant, par pseudomorphisme,  
un pyroxène pauvre en calcium

Séquence de cristallisation OPX - PG - QZ

Pas d'olivine ni de minéraux titanifères

Altération partielle des PG en actinote- clinozoïsite - calcite

Réaction métamorphique:

Ca-Plagio + OPX + H<sub>2</sub>O → Na-Plagio + Actinote

Veinules de QZ - clinozoïsite ± opaques

**Affileurement:** O-95-34

**Nom:** Dyke mafique

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	fine	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert violacé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Intersertale

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) gloméro. < 1%  
PG = 35%  
CPX = 25%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) gloméro. < 1%  
CPX = 25%  
PG = 70%  
Ilménite = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération sur PG = 35%  
Sphène - Leucoxène = 5%  
Clinozoisite = 1-2%  
Chlorite = 1-2%  
Actinote < 1%

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
CPX légèrement brunâtre avec zonation  
PG altérés  
Un peu d'actinolitisation en bordure des CPX  
Vésicules (« 1% ) remplies de chlorite ferrifère  
Veinules de chlorite ferrifère

**Affleurement:** FH-95-50

**Nom:** Dyke rhyolitique (QZ-PG)

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	gris pâle verdâtre	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** porphyrique micro-grenue

#### **Minéralogie primaire:**

(QZ) = 4%  
(PG) = 2%  
matrice QZ-PG = 90%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

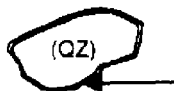
(QZ) = 4%  
(PG) = 2%  
matrice felsique  
Pyrite <1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite = 3%  
Pyrite < 1% (recristallisée)  
Calcite = trace

#### **Remarques particulières:**

(Quartz) = évidence de résorption sur les phénocristaux  
(PG) = idiomorphe  
Xénolithe granophyrique (?)  
Recristallisation du quartz (extinction ondulante / développement de sous-grain) dans la matrice et dans quelques phénocristaux  
Quelques veinules discontinues remplies de quartz  
Le contact matrice - phénocristaux est souvent recristallisé



**Affleurement:** FH-95-56

**Nom:** Schiste à chlorite  
**Protolithe** Dyke albitique

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	schisteuse	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui
<b>Couleur:</b>	vert moyen à foncé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Intersertale / Diablastique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

PG= 60%  
Quartz = 1-2%  
Ilménite = 1%  
Opaques = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG > 90%  
CPX < 5% (?)  
Ilménite = 2%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite ferrifère = 28%  
Stilpnomélane = 8%  
Leucoxène = 2%

#### **Remarques particulières:**

Altération marquée en calcite  
Texture diablastique donnée pas le stilpnomélane en croissance sur  
toutes les phases métamorphiques  
Ilménite transformée en leucoxène ( $\pm$  sphène)  
Aucune évidence de pyroxène primaire  
Bréchification

**Affleurement:** FH-95-72B

**Nom:** Dyke rhyolitique (PG)

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	gris vert-pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** gloméroporphyrique microlitique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 3%  
PG = 56%  
QZ = 33%  
Opaques = 2%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 3%  
Matrice microlitique = 95%  
Opaques = 2%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Quartz = 5% (vésicules + veinules)  
Chlorite ferrifère = 1%  
Calcite = trace (vésicules + veinules)

#### **Remarques particulières:**

Aucune phase magmatique ferro-magnésienne  
Microlites abondants de PG dans la matrice  
Vésicules (2%) et veinules remplies de silice  
Léger alignement des vésicules

**Affleurement:** FH-95-88B

**Nom:** Dyke mafique (CPX & PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	30%
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique à très fine	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	gris violacé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique intersertale

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 3%  
(CPX) = 5%  
PG = 50%  
CPX = 30%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 3%  
(CPX) = 5%  
PG = 52%  
CPX = 37%  
Ilménite = 3%  
Opaque < 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Leucoxène = 6%  
Chlorite = 3%  
Épidote = 1%  
Actinote = 1%  
Opaques < 1%  
Altération sur PG = trace

Quartz = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
CPX légèrement brunâtre avec zonation  
Très peu d'actinote en bordure des CPX  
Veinules de chlorite ferrifère, clinzoïsite ± quartz ± opaques

**Affleurement:** FH-95-97

**Nom:** Rhyolite (PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Variolitique micro-grenue

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 2%  
Matrice = 90%  
Opaques = 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 2%  
PG = 40%  
QZ = 57%  
Opaques = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite ferrifère = 5%  
Quartz = 1% (veinules)  
Pistachite < 1%

#### **Remarques particulières:**

30% de sphérolites (intercroissance de PG & QZ)  
Matrice recristallisée (micro-grenue) de PG & QZ  
Amas irréguliers de chlorite ferrifère  
Évidence de recristallisation des phases opaques  
Veinules de chlorite ferrifère  
Veinules de silice

**Affleurement:** FH-95-98

**Nom:** Dyke mafique diabasique  
(PG & CPX)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	70%
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (local)
<b>Couleur:</b>	vert violacé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Intersertale doléritique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 7%  
(CPX) = 0%  
CPX = 44%  
PG = 37%  
Ilménite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 8%  
(CPX) = 3%  
CPX = 45%  
PG = 40%  
Ilménite = 4%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite ferrifère = 4%  
Sphène - Leucoxène = 3%  
Clinozoïsite = 1-2%  
Opaques = 1%  
Calcite < 1%  
Quartz = trace (veinules)

#### **Remarques particulières:**

Les (PG) sont zonés et sont légèrement remplacés en actinote, calcite et clinozoïsite  
Les (CPX) sont remplacés en totalité par Fe-chlorite, clinozoïsite calcite et opaques  
Zonations brunâtres marquées de CPX  
Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
Vésicules (« 1% ») remplies de Fe-chlorite  
Veinule de Fe-chlorite, clinozoïsite, calcite et quartz



**Affleurement:** FH-95-134

**Nom:** Diabase à quartz

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	45%
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Intersertale sub-ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 0%  
Quartz = 5%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 45%  
CPX = 50%  
QZ = 4-5%  
Ilménite < 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 40%  
Altération sur PG = 45%  
Clinozoïsite = 10%  
Leucoxène-Opaque = 1%  
Hornblende = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - QZ  
Texture diabasique donnée par les PG  
QZ xénomorphe avec extinction roulante et développement  
de sous-grain  
Aucune relique de PG intact

**Affleurement:** FH-95-135**Nom:** Diabase mafique**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	35%
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Hypidiomorphique**Minéralogie primaire:**

PG = 30%  
Ilménite < 1%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 45%  
CPX = 40%  
Ilménite = 3-4%  
Opaques = 1%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 40%  
Altération sur PG = 20%  
Chlorite = 2-3%  
Épidote = 2%  
Opaques = 2%  
Sphène - Leucoxène = 1%

Quartz = trace

**Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
Pas de quartz primaire  
Aucun CPX conservé  
Altération des PG en actinote - chlorite - clinzoïsité - quartz  
Veinule de chlorite ferrifère avec bordure de pistachite  
Veinule de quartz, zoïsité et chlorite ferrifère (tardive)

**Affleurement:** FH-95-136B

**Nom:** Diabase mafique à quartz  
(CPX)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	40%
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique intersertale

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 45%  
QZ = 10%  
Ilménite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(CPX) = 3%  
PG = 55%  
CPX = 30%  
QZ = 10%  
Ilménite = 2%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 30%  
Pistachite = 2-3%  
Séricite = 10% (sur PG)  
Chlorite = 1-2%  
Opaques = 1%

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite - Quartz  
Présence de quartz  
Aucun CPX conservé  
Le quartz est interstitiel à PG et CPX  
(CPX) transformés en actinote - chlorite ± leucoxène ± opaques ±  
pistachite ± pumpellyite (?)  
Veinule de pistachite - quartz ± chlorite

**Affleurement:** FH-95-137C

**Nom:** Dyke mafique (CPX & PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	20-25%
<b>Granulométrie:</b>	fine	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (localement)
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique microlitique

#### **Minéralogie primaire:**

(CPX) = 5%  
(PG) = 2%  
PG = 50%  
CPX = 15%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

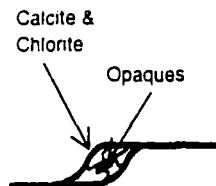
(CPX) = 7%  
(PG) = 2%  
PG = 60%  
CPX = 25%  
Ilménite = 5%  
Opaque <1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération sur PG = 10%  
Sphène-Leucoxène = 8-9%  
Actinote = 5%  
Chlorite = 5%  
Pyrrhotite < 1%  
Calcite/Épidote/QZ < 1%

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
Légère actinolitisation en bordure des CPX et remplacement partiel par chlorite  
Très légère teinte brunâtre des CPX  
Veinule de chlorite ferrifère, clinozoïsite et calcite entraînant un lessivage du fer  
La calcite est concentrée dans une zone de transpression de la veinule de clinozoïsite



**Affleurement:** FH-95-177

**Nom:** Dyke mafique (PG & CPX)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	50%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinule)
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Pseudomorphique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 15%  
(CPX) = 5%  
PG = 50%  
CPX = 15%  
Opaque = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 15%  
(CPX) = 5%  
PG = 60%  
CPX = 15%  
Ilménite = 4%  
Opaque = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite = 10%  
Sphène = 4%  
Pargasite = 1%  
Calcite < 1%  
Quartz < 1%

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
CPX légèrement brunâtre  
Sphène métamorphique remplaçant l'ilménite  
Veinule de chlorite ferrifère, calcite et quartz

**Affleurement:** FH-95-177B

**Nom:** Dyke matique

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	homogène	<b>I. C.:</b>	70%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 1%  
CPX = 30%  
PG = 56%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 1%  
CPX = 30%  
PG = 64%  
Ilménite = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite ferrifère = 10%  
Pargasite ferrifère = 3%  
Épidote = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
CPX légèrement brunâtre et sans zonation  
Sphène squelettique métamorphique  
PG remplacé partiellement par Fe-chlorite, pargasite et quartz  
Pas d'actinote en bordure des CPX  
La ferro-pargasite est tardive à toutes les phases métamorphiques  
Aucune déformation / Aucune veinule

**Affleurement:** FH-95-207

**Nom:** Dyke mafique diabasique  
(PG)

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massif	<b>I. C.:</b>	40%
<b>Granulométrie:</b>	fin (=1mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert violacé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Porphyrique intersertale doléritique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 6%  
CPX = 25%  
PG = 25%  
Ilménite = 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 10%  
CPX = 30%  
PG = 55%  
Ilménite = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération sur PG = 14%  
Épidote = 10%  
Actinote = 10%  
Chlorite = 5%  
Sphène + Leucoxène = 4%  
Pyrrhotite < 1%

#### **Remarques particulières:**

CPX légèrement brunâtre avec très légère zonation  
Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite (parfois avant CPX)  
Sphène squelettique métamorphique  
Altération partielle des PG en actinote et clinozoisite

**Affleurement:** FH-95-210

**Nom:** Dyke mafique diabasique

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinules)
<b>Couleur:</b>	violacée	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Intersertale sub-ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 45%  
CPX = 30%  
Ilménite < 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 60%  
CPX = 35%  
Ilménite = 3-4%  
Opaque = trace

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération des PG = 15%  
Chlorite magnésienne = 3%  
Chlorite ferrifère = 1%  
Actinote = 1-2%  
Clinozoïsite = 1%

Calcite < 1%  
Opaque = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
CPX brunâtre avec zonation peu marquée  
Un peu d'actinote en bordure des CPX  
Inclusions de PG dans CPX (magmatique)  
Altération partielle des PG en actinote et minéraux sub-  
microscopiques  
Petits corridors mylonitiques  
Veinule de Mg-chlorite, calcite ± clinozoïsite



**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive *	<b>I. C.:</b>	> 80%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert foncé	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Granoblastique**Minéralogie primaire:**

PG = 15%  
QZ = 10%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

Approximatif	Pyroxène = 40-70%
	PG = 20-40%
	QZ = 10-20%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 65%  
Quartz = 5%  
Hornblende = 5%  
Fe-chlorite = 1%  
Épidote = trace

Approximatif

**Remarques particulières:**

\* Beaucoup de zones mylonitiques anastomosées (mm.)  
Recristallisation du QZ primaire en QZ métamorphique  
Minéraux titanifères absents  
De la hornblende remplace de l'actinote et ± QZ  
L'actinote remplace entièrement d'anciens pyroxènes et  
partiellement les PG & le QZ  
Les mylonites sont tardives à toutes les phases métamorphiques

**Affleurement:** BT-95-Si3

**Nom:** Gabbro / Dyke mylonitisé

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	mylonitique	<b>I. C.:</b>	> 80%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Blastomylonitique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 15%  
QZ = 8%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Composition gabbroïque

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 50%  
Hornblende = 5%  
Calcite = 20%  
QZ = 2%

#### **Remarques particulières:**

Il s'agit d'une zone mylonitique dans un gabbro  
ou l'équivalent sous forme de dyke

Pas de minéraux titanifères

La calcite est présente dans l'ensemble du corridor mylonitique;  
elle est synchrone à la mylonitisation

Protolithe identique à BT-95-Si2 mais avec un stade de déformation  
plus avancé

La hornblende est déformée (extinction roulante et clivages tordus)

**Affleurement:** BT-95-Si5

**Nom:** Diabase intermédiaire

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	50%
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle à moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Intersertale

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 55%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 65%

CPX = 35%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 42%

Épidote = 2% (Clinozoïsite/Pistachite)

Opaques = trace

Leucoxène = trace

Chlorite = trace

Calcite = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX

Minéraux titanifères quasi-absents

L'actinote remplace totalement les pyroxènes et, partiellement, les plagioclases

Amas irréguliers d'épidote remplaçant les phases primaires et l'actinote

Veinules de clinozoïsite, pistachite et chlorite isolant des fragments anguleux de la roche hôte (post-métamorphique)

**Affleurement:** BT-95-Si7

**Nom:** Diabase riche en PG  
"Albitite"

### **Macroscopie**

**Structure:** massive

**I. C.:** 45-50%

**Granulométrie:** fine (< 1 mm.)

**Réaction (HCL):** non

**Couleur:** vert pâle

**Magnétisme:** oui (sur pyrrhotite)

---

### **Microscopie**

**Texture:** Intersertale

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 68%  
Ilménite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 85% (?)  
Ilménite = 5%  
CPX = 10% (?)

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 28%  
Chlorite = 1-2%  
Épidote (Clinozoïsite) = 1%  
Opaques (Po) = 1%

#### **Remarques particulières:**

Aucune évidence de CPX primaire  
Texture diabasique des PG  
Les actinotes forment une texture métamorphique "diablastique"  
Veinules de chlorite ferrifère et clinozoïsite

**Affleurement:** FH-95-14

**Nom:** Basalte

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	Schisteuse	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (vésicules)
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Diablastique

#### **Minéralogie primaire:**

micro(CPX) = aucun  
micro(PG) = aucun  
PG = 35%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

micro(CPX) = 2%  
micro(PG) = trace  
verre volcanique = 98%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Mélange sub-microscopique

Actinote = 40%

Chlorite ferrifère = 7%

Chlorite magnésienne = 3%

Pistachite = 6%

Leucoxène = 5%

essentiellement

Calcite = 3%

Opaques = trace

#### **Remarques particulières:**

Lave vésiculaire (10-15%) avec vésicules remplies de chlorite ferrifère et chlorite ferrifère + calcite

Aucun minéral primaire conservé

Alignement des vésicules causé par la coulée



Vésicule

Calcite non déformée donc post-déformation de la vésicule

**Affleurement:** FH-95-15

**Nom:** Basalte (CPX & PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	bréchique	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinules)
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Intersertale sub-ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

(CPX) = 2%  
(PG) = 1%  
PG = 50%  
CPX = 5%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(CPX) = 2%  
(PG) = 1%  
PG = 60%  
CPX = 37%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 20%  
Mg - Chlorite = 15%  
Calcite = 4%  
Épidote = 2%  
Leucoxène = 1-2%  
Opaques = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation = PG - CPX  
Bordures de CPX actinolitisées  
1% de vésicules remplies de chlorite magnésienne  
Aspect bréchique isolant des fragments non déformés  
Déformation de basses températures  
Les zones (mm.) de déformation sont riches en calcite et épidote

**Affleurement:** FH-95-45

**Nom:** Grès lithique

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	schisteuse	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert brun	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

#### **Nature des fragments:**

65%	Matrice de muscovite - chlorite - quartz
30%	Quartz = arrondi
2%	Plagioclase = mâcles polysynthétiques
2%	Quartzite = composée de petits grains de quartz métamorphique
1%	Micas = détritiques et déformés / Muscovite
< 1%	Chromite = sub-arrondi / rouge foncé à noire

#### **Minéralogie métamorphique:**

Muscovite  
Chlorite  
Quartz

#### **Remarques particulières:**

La majorité des fragments sont très arrondis  
La schistosité donnée par muscovite & chlorite contourne les fragments.



**Affleurement:** FH-95-46

**Nom:** Basalte (PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (très local)
<b>Couleur:</b>	violacée	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique intersertale arborescente (CPX squelettiques)

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 3%  
PG = 61%  
CPX = 26%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 5%  
PG = 65%  
CPX = 30%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite = 5%  
Épidote = 2-3%  
Opaques = 1-2%  
Quartz < 1%  
Calcite = trace

#### **Remarques particulières:**

Les CPX ont une teinte brunâtre  
Pas de sphène métamorphique ni d'ilménite magmatique  
Les CPX ont une forme squelettique  
(PG) fortement remplacés par clinozoïsite et chlorite  
Vésicules (< 1%) de calcite et chlorite



**Affleurement:** FH-95-52

**Nom:** Basalte (PG & CPX)

**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinules)
<b>Couleur:</b>	vert pâle à moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie**

**Texture:** Porphyrique microgrenue

**Minéralogie primaire:**

(PG) = 14%  
 (CPX) = 0%  
 PG = 13%  
 CPX = 0%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 15%  
 (CPX) = 10%  
 CPX + PG = 75%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 50%  
 Chlorite ferrifère = 9%  
 Pistachite/Clinozoisite = 8%  
 Leucoxène = 3%  
 Pyrrhotite = 2%  
 Calcite = 1%

Pyrite = trace

**Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX  
 (CPX) remplacés par Fe-chlorite et actinote  
 Vésicules (2%) remplies de chlorite ferrifère, épidote et calcite  
 Aucune déformation  
 Petites veinules (mm) de calcite

**Affleurement:** FH-95-64

**Nom:** Horizon cherteux

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	gris	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** microgrenue

#### **Minéralogie primaire:**

QZ = 87%  
Opaques = 5%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

Silice = 95%  
Pyrrhotite = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Quartz = 5%  
Actinote = 3%

#### **Remarques particulières:**

Matrice très finement grenue avec recristallisation de la silice  
Pyrrhotite disséminée et dans les veinules  
Veinules de QZ et pyrrhotite  
Veinules d'actinote et pyrrhotite (la plus tardive)

**Affleurement:** FH-95-70**Nom:** Basalte vésiculaire  
(PG & CPX)**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Porphyrique microlitique**Minéralogie primaire:**

(PG) = 1%  
 (CPX) = 1%  
 micro(PG) = 8%  
 micro(CPX) = 5%  
 PG = 36%  
 Ilménite < 1%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

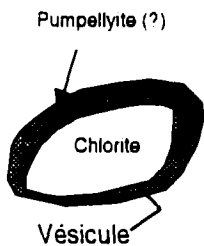
(PG) = 2%  
 (CPX) = 1%  
 micro(PG) = 10%  
 micro(CPX) = 6%  
 PG = 50%  
 CPX = 25%  
 ilménite = 4-5%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 30%  
 Chlorite ferrifère = 10%  
 Leucoxène = 4-5%  
 Pistachite = 3%  
 Calcite = 1%

**Remarques particulières:**

CPX brunâtre  
 Léger alignement des plagioclases  
 Lave vésiculaire (2-3%) remplies de chlorite ferrifère, actinote, épidote et opaques  
 Veinules de pistachite, chlorite ferrifère, calcite, opaques  
 N.B. La pistachite associée à la veinule envahit une des vésicules remplies de Fe-chlorite. Donc Pistachite et Fe-chlorite sont deux épisodes distincts.



**Affleurement:** FH-95-78

**Nom:** Andésite (PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui
<b>Couleur:</b>	vert pâle - jaunâtre	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Pseudomorphique et microdiablastique (métamorphique)

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 0%  
PG = 7%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 10%  
PG et CPX = ?

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 55%  
Épidote = 18%  
Chlorite magnésienne = 15%  
Leucoxène = 1-2%  
Quartz = 1%  
Calcite = 1%

Po - Py = 1%

#### **Remarques particulières:**

Remplacement pseudomorphique en épidote presque complet des phénocristaux de PG et par la suite actinolitisation  
Beaucoup d'actinotes fibreuses (faiblement colorées) dans la matrice en association avec de la chlorite magnésienne

Épisodes métamorphiques:

- 1- Épidotisation de la roche (Épidosite)
- 2- Actinolitisation

**Affleurement:** FH-95-80**Nom:** Unité détritique**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	hétérogène	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine à moyenne	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (localisé)
<b>Couleur:</b>	vert pâle à moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Nature des fragments:**

60%	Matrice aphanitique (argile, quartz, microlites de PG, épidote)
20%	Albite = Texture intersertale (PG > 85%, Sphène-Leucoxène = 5%)
14%	Épidosite = > 95% de pistachite / généralement arrondis
5%	Mono-minéraliques = CPX, PG & pistachite
< 1%	Chromite = rouge foncé à noire / arrondis à sub-anguleux

**Minéralogie métamorphique:**Faciès des schistes verts

Actinote

Quartz

**Remarques particulières:**

Les fragments ont déjà été métasomatisés avant la formation de l'unité détritique. Évidence provenant de la présence d'une veine de calcite dans une albite.

Aucune déformation / Pas de schistosité développée

**Affleurement:** FH-95-84

**Nom:** Rhyolite

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	gris (très pâle)	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** microgrenue

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) < 1%  
Matrice PG-QZ = 88%  
Opaques < 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) < 1%  
Matrice felsique = 98%  
Opaques < 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Quartz = 7%  
Chlorite ferrifère = 3%  
Calcite = trace

#### **Remarques particulières:**

Aucun minéral ferro-magnésien primaire  
Vésicules (1%) remplies de silice  
Recristallisation importante de la matrice incluant les opaques  
Beaucoup de veinules (mm.) remplies de quartz métamorphique  
avec un peu de calcite

**Affleurement:** FH-95-116**Nom:** Unité détritique**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	mylonitique	<b>I. C.:</b>	~ 40%
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** mylonitique (proto à ultra...)**Minéralogie primaire:**

PG = 20%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

Beaucoup de fragments  
arrondis et fracturés

- Albite
- CPX
- PG

**Minéralogie métamorphique:**

Matière sub-microscopique = 45%  
 Clinozoïsite = 10%  
 Chlorite magnésienne = 10%  
 Actinote = 10%  
 Calcite = 5%

**Remarques particulières:**

Totalement mylonitisé avec quelques fragments conservés plus  
ou moins intacts où les PG primaires sont altérés en calcite  
 Les fragments ressemblent à ceux de l'unité FH-95-80  
 Au moins deux générations de mylonites  
 (la plus vieille contient de l'épidote)

**Affleurement:** FH-95-160

**Nom:** Basalte (PG & CPX)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	homogène	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	très fine	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (répandu)
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique microgrenue

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 2%  
(CPX) = 0%  
micro(PG) = 6%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 3%  
(CPX) = 3%  
micro(PG) = 7%  
matrice mafique = 87%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Souvent difficile à déterminer à cause de la granulométrie

Matière sub-microscopique = 55%	Calcite = 3%
Chlorite ferrifère = 10%	Séricite (sur PG) = trace
Actinote = 10%	
Épidote = 10%	
Leucoxène = 3-4 %	

#### **Remarques particulières:**

Lave vésiculaire (<1%) / Vésicules remplies de chlorite ferrifère  
Séquence de cristallisation PG - CPX  
Transformation pseudomorphique complète des CPX  
en chlorite ferrifère et actinote  
Léger alignement des cristaux allongés  
Veinules microscopiques de calcite



**Affleurement:** FH-95-222

**Nom:** Basalte grenu

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (répandu)
<b>Couleur:</b>	violacée verdâtre	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Intersertale sub-ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 2%  
PG = 40%  
CPX = 40%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 2%  
CPX = 50%  
PG = 45%  
Ilménite = 2-3%  
Opaque = < 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Calcite = 5%  
Chlorite = 5%  
Pistachite = 3%  
Sphène-Leucoxène = 3%  
Opaque = 2%

#### **Remarques particulières:**

CPX légèrement brunâtre avec zonation  
Séquence de cristallisation = PG - CPX  
La pyrrhotite est cubique et remplace la pyrite magmatique  
Texture de symplectite entre CPX et PG



**Affleurement:** FH-95-229B

**Nom:** Basalte grenu

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	60%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (1-2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	violacée	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Intersertale ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

gloméro (PG) < 1%  
PG = 49%  
CPX = 40%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

gloméro (PG) < 1%  
PG = 53%  
CPX = 42%  
Ilménite = 3-4%  
Opaque = 1%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite = 4%  
Épidote = 2%  
Pyrrhotite = 1%  
Sphène-Leucoxène = 2%

#### **Remarques particulières:**

CPX légèrement brunâtre (zonations très marquées) avec inclusions de PG  
Séquence de cristallisation = PG - CPX - Ilménite

**Affleurement:** FH-95-232

**Nom:** Basalte grenu (PG)

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	40%
<b>Granulométrie:</b>	moyenne (2 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	violacée	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Intersertale ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 2%  
PG = 52%  
CPX = 35%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 3%  
PG = 59%  
CPX = 35%  
Ilménite = 3-4%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite ferrifère = 5%  
Sphène-Leucoxène = 3-4%  
Clinozoïsite = 1%  
Quartz < 1%  
Pyrrhotite < 1%  
Pyrite = trace

#### **Remarques particulières:**

Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
CPX brunâtre avec zonations  
Pas d'actinote en bordure des CPX  
Remplacement partiel des PG en chlorite ferrifère, clinozoïsite et QZ  
Aucune déformation

**Affleurement:** FH-95-285B

**Nom:** Basalte vésiculaire (PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	schisteuse	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	très fine	<b>Réaction (HCL):</b>	oui
<b>Couleur:</b>	vert très pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Gloméroporphyrique microgrenue

#### **Minéralogie primaire:**

gloméro (PG) = 3%  
micro(PG) = 7%  
micro(CPX) = 0%  
PG = 35%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

gloméro (PG) = 3%  
micro(PG) = 7%  
micro(CPX) = 2%  
PG = 84%  
CPX = trace  
Ilménite = 4-5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 30%  
Chlorite = 17%  
Leucoxène = 8%  
Épidote = trace

#### **Remarques particulières:**

Vésicules (15%) remplies de calcite et de Fe-chlorite  
Il n'y a aucune trace de CPX primaire  
Pseudomorphes de (CPX) transformé en Fe-chlorite et actinote  
L'actinote n'est pas orientée. Elle a une texture "microdiablastique"  
Les vésicules sont légèrement étirées et leur déformation est pré-actinolitisation.

**Affleurement:** FH-95-289**Nom:** Basalte**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique à très fin	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (localement)
<b>Couleur:</b>	vert pâle à moyen	<b>Magnétisme:</b>	oui (Po)

---

**Microscopie****Texture:** Intersertale microlitique**Minéralogie primaire:**

micro(PG) = 30%  
 PG = 18%  
 CPX = 1%

**Minéralogie primaire reconstituée:**

micro(PG) = 30%  
 matrice volcanique = 70%

**Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 30%  
 Leucoxène = 7%  
 Épidote = 5%  
 Chlorite = 3%  
 Calcite = 3%  
 Pyrrhotite = 3%

**Remarques particulières:**

Porphyroblaste de pyrrhotite avec inclusions de minéraux métamorphiques  
 Actinolitisation et épidotisation de la matrice volcanique  
 Veinules de calcite et de chlorite ferrifère

**Affleurement:** FH-96-302B

**Nom:** Basalte (CPX & PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinules)
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique microgrenue

#### **Minéralogie primaire:**

(CPX) = 7%  
(PG) = 4%  
PG = 20%  
CPX = 5%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(CPX) = 7%  
(PG) = 5%  
Matrice (CPX, PG...) = 88%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Altération sub-microscopique = 40%	Opaques = trace
Actinote = 10%	
Chlorite = 5%	
Leucoxène = 5%	
Clinozoïsite = 2%	
Calcite = 1%	

#### **Remarques particulières:**

CPX résorbés  
Séquence de cristallisation PG - CPX  
Présence de gloméroporphyres de PG et CPX  
Légère actinolitisation en bordure des CPX  
Veinules de chlorite ferrifère, calcite et clinozoïsite

**Affleurement:** FH-95-304

**Nom:** Basalte (PG & CPX)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine (<1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinule et matrice)
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique microgrenue

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 8%  
(CPX) = 8%  
CPX = 10%  
PG = 12%  
Ilménite = trace

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 10%  
(CPX) = 10%  
CPX = 25%  
PG = 50%  
Ilménite = 5%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 25%  
Chlorite ferrifère = 20%  
Leucoxène = 10%  
Épidote = 4%  
Calcite = 2%  
Pyrrhotite = 1% (±PY)

#### **Remarques particulières:**

CPX légèrement actinolitisés et chloritisés (partiellement)  
CPX presque incolore à l'exception d'une mini-bordure brunâtre  
Séquence de cristallisation PG - CPX  
Veinules de pyrrhotite, pistachite, calcite ± Py ± Chlorite

**Affleurement:** FH-96-311B

**Nom:** Basalte (CPX & PG)

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert pâle - brunâtre	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

**Texture:** Porphyrique microlitique

#### **Minéralogie primaire:**

(CPX) = 6%  
(PG) = 2%  
PG = 52%  
CPX = 15%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(CPX) = 6%  
(PG) = 2%  
PG = 74%  
CPX = 15%  
Ilménite = 2-3%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 15%  
Chlorite ferrifère = 7%  
Leucoxène = 3%

#### **Remarques particulières:**

Roche très fraîche comprise dans le mélange ophiolitique  
CPX très légèrement brunâtre avec zonations  
Séquence de cristallisation PG - CPX - Ilménite  
Très légère actinolitisation des CPX en bordure  
Aucune déformation  
Veinules de chlorite ferrifère



**Affleurement:** FH-96-323

**Nom:** Basalte (CPX)

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine (< 1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	oui (pyrrhotite)

---

### **Microscopie**

**Texture:** Porphyrique microlitique

#### **Minéralogie primaire:**

(CPX) = 3%  
(PG) = 1%  
micro(PG) = 1-2%  
CPX = 30%  
PG = 30%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(CPX) = 3%  
(PG) = 1%  
micro(PG) = 13%  
CPX = 30%  
PG = 40%  
matrice = 13%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Minéraux non identifiables = 15%  
Leucoxène = 5%  
Chlorite = 2-3%  
Pyrrhotite = 1%

#### **Remarques particulières:**

Les (CPX) sont partiellement résorbés et ils contiennent des inclusions de PG  
(CPX) presque incolore avec une mince bordure brune très pâle  
Les petits cristaux de CPX sont bruns homogènes (sans zonation)  
Séquence de cristallisation PG - CPX  
Veinules de Fe-chlorite  
La pyrrhotite est métamorphique avec des inclusions et des bordures rectilignes

**Affleurement:** FH-96-327**Nom:** Unité détritique**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive litée	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui
<b>Couleur:</b>	gris verdâtre	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie****Texture:** Détritique**Minéralogie primaire:**

Fragments PG = (15%)

**Minéralogie primaire reconstituée:**

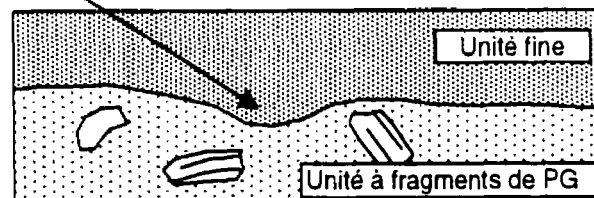
PG = 25%  
 CPX = quasi-absent  
 matrice très fine

**Minéralogie métamorphique:***Qualitatif***Métamorphisme typique du faciès des schistes verts**

Chlorite  
 Épidote  
 Actinote  
 Séricite (PG)  
 Carbonates = beaucoup

**Remarques particulières:**

Structure de charge entre deux niveaux de granulométrie différente



Aucun fragment de CPX. Il y a seulement des PG

**Affleurement:** FH-96-337

**Nom:** Basalte (PG & CPX)

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (vésicules & veinules)
<b>Couleur:</b>	vert pâle	<b>Magnétisme:</b>	oui (pyrrhotite)

---

### **Microscopie**

**Texture:** Porphyrique

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 7%  
(CPX) = 1%  
PG = 54%  
  
% difficile à estimer

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 8%  
(CPX) = 2%  
PG & CPX = ?  
Ilménite = 4%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Actinote = 15%  
Leucoxène = 5-6%  
Épidote = 5%  
Calcite = 4%  
Chlorite = 3-4%  
Pyrrhotite = 1-2%

Quartz = 1%

#### **Remarques particulières:**

Les phénocristaux de CPX contiennent des inclusions de PG  
CPX légèrement actinolités en bordure + remplacés par chlorite  
Vésicules (5%) surtout remplies de calcite (non déformée)  
et aussi de chlorite, épidote et pyrrhotite  
Veinules de Quartz - Épidote - Chlorite  
" " " Calcite  
" " " Quartz  
Pas de déformation

**Affleurement:** FH-96-339

**Nom:** Basalte (PG ± CPX)

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	massive	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	aphanitique	<b>Réaction (HCL):</b>	oui (veinules)
<b>Couleur:</b>	brun rougeâtre	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Porphyrique intersertale divergente

#### **Minéralogie primaire:**

(PG) = 5%  
(CPX) = 0%  
micro(PG) = 15%  
CPX | 65%  
PG

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

(PG) = 6%  
(CPX) = 1%  
micro(PG) = 20%  
matrice = 73%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Matrice sub-microscopique = 7%  
Chlorite ferrifère = 2%  
Calcite = 2%  
Quartz = 2%  
Clinozoïsite = 1%  
Pyrrhotite < 1%

#### **Remarques particulières:**

CPX très brun & squelettique dans la matrice (titane élevé)  
(PG) légèrement altérés en chlorite ferrifère, clinozoïsite ± calcite  
Pseudomorphes de CPX (1%) comme phénocristaux  
remplacés par Fe-chlorite et clinozoïsite  
Lave non vésiculaire et non déformée  
Veinules de quartz, calcite ± chlorite

**Affleurement:** FH-96-343

**Nom:** Unité détritique

### **Macroscopie**

<b>Structure:</b>	bréchique	<b>I. C.:</b>	70%
<b>Granulométrie:</b>	fine (1 mm.)	<b>Réaction (HCL):</b>	oui
<b>Couleur:</b>	vert moyen	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### **Microscopie**

**Texture:** Intersertale sub-ophitique

#### **Minéralogie primaire:**

PG = 50%  
CPX = 3%  
Ilménite < 1%

#### **Minéralogie primaire reconstituée:**

PG = 60%  
CPX = 36%  
Ilménite = 4%

#### **Minéralogie métamorphique:**

Chlorite = 25%  
Actinote = 12%  
Calcite = 5%  
Opaques = 1% (pyrite)  
Leucoxène - Sphène = 3-4%

#### **Remarques particulières:**

Fragments à texture diabasique riche en sphène (3-4%)  
La matrice est composée des mêmes minéraux mais ils sont  
fracturés

Veinule de calcite

#### **Hypothèses:**

Peut-être un dyke qui a subi un broyage mécanique  
produisant des fragments arrondis de différentes grosseurs.  
Peut-être une unité détritique.

**Affleurement:** FH-96-347B

**Nom:** Conglomérat polygénique

### Macroscopie

<b>Structure:</b>	schisteuse hétérogène	<b>I. C.:</b>	non applicable
<b>Granulométrie:</b>	fine à grossière	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	brune	<b>Magnétisme:</b>	non

---

### Microscopie

#### **Nature des fragments:**

Abondant	Quartzite = arrondis / 100% de quartz métamorphique
Abondant	Chert = Quartz recristallisé et très fin
Commun	Quartz = arrondis et mono-minéraliques légèrement recristallisé avec développement de sous-grains
Peu	Aussi fragments diabasiques et shale
Trace	Chromite = rouge foncé / fracturé
15-20%	Matrice de séricite et quartz

#### **Minéralogie métamorphique:**

Quartz  
Dolomite

#### **Remarques particulières:**

Les fragments de chert moulent les fragments de quartz et de quartzites  
Aucun fragment gabbroïque ni ultramafique  
La séricite de la matrice est alignée ce qui donne la structure  
schisteuse

**Macroscopie**

<b>Structure:</b>	bréchique	<b>I. C.:</b>	variable
<b>Granulométrie:</b>	fine à moyenne	<b>Réaction (HCL):</b>	non
<b>Couleur:</b>	beige - blanc	<b>Magnétisme:</b>	non

---

**Microscopie**

<b>Texture:</b>	Hétérogène	Matrice = détritique
		Fragments = porphyrique

**Minéralogie primaire:**

Fragment rhyolitique = gloméro(PG) = 3-4% / matrice felsique  
légèrement vésiculaire

Fragment mafique = (CPX) à bordures actinolitisées  
Sphène - Leucoxène (5%)  
matrice = mélange d'actinote & PG

Matrice cisailée avec fragments de rhyolite et de PG

**Minéralogie métamorphique:**

*Qualitatif*

Métamorphisme typique du faciès des schistes verts

Clinozoïsite

Chlorite ferrifère

Séricite (?)

Actinote

**Remarques particulières:**

Faciès détritique avec des fragments de laves et des fragments à  
cristaux de PG

Les fragments de PG (dans la matrice) sont fracturés

## ANNEXE 2

### ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES

INCLUANT

ÉLÉMENTS MAJEURS, MINEURS ET TERRES RARES



Échantillon	FH-95-24	FH-95-33	FH-95-44	FH-95-138	FH-95-145	FH-95-147	FH-95-281
	Webstérile	Dunite	Webstérile	Amphibolite	Harzburgite	Harzburgite	Harzburgite
SiO2	52.71	40.57	51.58	60.47	45.23	47.06	42.76
TiO2	0.04	0.02	0.05	0.17	0.16	0.01	0.01
Al2O3	1.87	0.02	1.38	2.85	3.91	0.37	0.64
Fe2O3	6.44	8.26	6.32	10.91	9.73	8.60	7.94
CaO	16.34	0.02	18.31	6.11	0.30	0.01	0.06
MgO	22.04	50.57	21.86	18.42	40.09	43.27	47.87
MnO	0.16	0.17	0.17	0.30	0.10	0.14	0.16
Na2O	0.19	0.13	0.16	0.61	0.09	0.13	0.14
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
PTF	2.50	15.33	3.18	2.03	13.16	11.81	15.01
total	98.01	98.17	97.46	98.48	99.90	98.79	97.80
Ba	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Co	30	59	33	48	60	64	51
Cr	1470	788	1099	767	1149	1129	1089
Cu	25	5	<3	<3	14	6	16
Ga	3	4	<3	7	<3	5	3
Nb	<3	<3	4	3	5	4	<3
Ni	254	1029	226	315	1717	2181	2106
Pb	<5	<5	9	6	10	5	<5
Rb	6	4	5	3	7	3	<3
Sr	6	<3	7	8	21	4	<3
V	101	<4	89	55	57	13	18
Y	8	6	8	12	10	9	3
Zn	23	30	22	88	32	35	41
Zr	20	24	25	42	35	29	24
Rb	n.a.	n.a.	0.179	0.188	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	n.a.	n.a.	5.766	5.236	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	n.a.	n.a.	0.062	0.032	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	n.a.	n.a.	5.989	3.48	n.a.	n.a.	n.a.
La	n.a.	n.a.	0.085	0.518	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	n.a.	n.a.	0.146	1.63	n.a.	n.a.	n.a.
Pr	n.a.	n.a.	0.036	0.248	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	n.a.	0.123	1.274	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	n.a.	0.07	0.394	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	n.a.	0.038	0.153	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	0.177	0.753	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	0.032	0.116	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	0.219	0.755	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	0.052	0.178	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	0.14	0.532	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	0.021	0.088	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	0.139	0.62	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	0.023	0.109	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	0.644	0.432	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	n.a.	0.046	0.173	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	n.a.	0.003	0.111	n.a.	n.a.	n.a.
Fe2O3c	0.64	0.83	0.63	1.09	0.97	0.86	0.79
FeOc	5.21	6.68	5.11	8.83	7.87	6.96	6.42
Mq#	88	93	88	79	90	92	93

## Lithogéochimie des roches ultramafiques du mont Chagnon

Echantillon	FH-95-33F	FH-95-38	FH-95-57	FH-95-86B	FH-95-88	FH-95-129
	Gabbro	Gabbro	Trondhj.	Trondhj.	Trondhj.	Diorite
SiO <sub>2</sub>	45.30	48.80	76.71	74.83	73.00	60.93
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.73	0.08	0.30	0.29	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.30	17.41	12.81	13.49	13.36	10.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.77	12.50	2.66	3.37	4.68	11.81
CaO	15.46	9.15	1.28	2.20	3.32	7.18
MgO	8.65	8.15	0.37	0.81	0.82	6.32
MnO	0.16	0.20	0.06	0.07	0.09	0.26
Na <sub>2</sub> O	1.13	2.82	5.12	4.23	4.21	1.88
K <sub>2</sub> O	0.01	0.09	0.84	0.61	0.14	0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.06	0.03	0.07	0.07	0.08
PTF	3.22	3.33	1.03	1.40	1.45	1.63
Total	100.42	99.70	98.12	95.59	99.53	96.80
Ba	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Co	36	56	<5	<5	7	44
Cr	54	123	18	18	19	100
Cu	114	20	10	8	13	24
Ga	14	18	9	13	6	7
Nb	<3	5	<3	3	3	3
Ni	63	68	<5	8	7	40
Pb	<5	7	<5	<5	<5	5
Rb	<3	7	15	21	7	11
Sr	244	86	66	76	70	63
V	184	290	4	12	9	93
Y	<3	21	18	15	12	25
Zn	35	83	24	41	32	102
Zr	6	30	180	57	41	42
Rb	1 063	n.a.	13 787	n.a.	2 814	7 467
Sr	241 571	n.a.	63 998	n.a.	60 249	58 936
Cs	0.099	n.a.	0.204	n.a.	0.22	0.09
Ba	5.137	n.a.	98.449	n.a.	21.653	50.336
La	0.101	n.a.	1.59	n.a.	1.279	1.858
Ce	0.227	n.a.	3.797	n.a.	3.067	5.946
Pr	0.049	n.a.	0.509	n.a.	0.422	0.946
Nd	0.224	n.a.	2.468	n.a.	1.829	4.586
Sm	0.114	n.a.	0.784	n.a.	0.55	1.563
Eu	0.103	n.a.	0.425	n.a.	0.492	0.391
Gd	0.233	n.a.	1.65	n.a.	1.008	2.959
Tb	0.038	n.a.	0.223	n.a.	0.132	0.453
Dy	0.274	n.a.	1.496	n.a.	0.786	2.996
Ho	0.063	n.a.	0.36	n.a.	0.176	0.685
Er	0.172	n.a.	1.063	n.a.	0.468	1.9
Tm	0.027	n.a.	0.176	n.a.	0.075	0.304
Yb	0.185	n.a.	1.389	n.a.	0.513	2.09
Lu	0.031	n.a.	0.245	n.a.	0.086	0.349
Pb	1.006	n.a.	2.615	n.a.	1.065	2.233
Th	-0.054	n.a.	0.974	n.a.	0.13	0.122
U	0.006	n.a.	0.537	n.a.	0.084	0.076
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> c	0.88	1.25	0.27	0.34	0.47	1.18
FeOc	7.09	10.12	2.15	2.72	3.79	9.56
Mg#	68	59	24	35	28	54

Lithogéochimie des roches intrusives mafiques à felsiques  
(mont Chagnon et mont Orford)

Echantillon	FH-95-142C	FH-95-275	FH-96-330	C-95-10T	C-95-18A
	Gabbro	Trondhj.	Gabbro	Trondhj.	Trondhj.
SiO <sub>2</sub>	51.80	75.29	50.36	77.17	75.22
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.16	3.88	0.08	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	13.38	13.07	12.41	10.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.69	2.79	18.09	2.33	8.41
CaO	9.70	2.04	6.77	2.43	0.18
MgO	7.99	0.54	7.76	0.39	1.40
MnO	0.18	0.05	0.27	0.04	0.17
Na <sub>2</sub> O	3.61	4.91	3.45	5.04	3.60
K <sub>2</sub> O	0.26	0.75	0.33	0.04	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.04	0.25	0.04	0.08
PTF	1.88	1.19	4.38	1.24	2.35
total	98.79	98.52	99.03	98.55	98.57
Ba	<50	<50	58	<50	<50
Co	42	<5	N.D.	<5	25
Cr	167	20	41	19	23
Cu	44	<3	130	7	1194
Ga	14	10	n.a.	10	10
Nb	<3	<3	n.a.	5	<3
Ni	71	<5	210	5	7
Pb	<5	<5	n.a.	<5	<5
Rb	8	11	n.a.	3	4
Sr	108	97	90	122	17
V	224	6	701	6	40
Y	35	29	39	30	13
Zn	54	26	74	20	46
Zr	54	84	280	98	74
Rb	3.522	9.743	n.a.	1.033	n.a.
Sr	105.513	88.983	n.a.	113.124	n.a.
Cs	0.174	0.185	n.a.	0.018	n.a.
Ba	28.938	70.854	n.a.	11.962	n.a.
La	2.058	4.904	n.a.	3.74	n.a.
Ce	10.209	12.192	n.a.	9.629	n.a.
Pr	1.262	1.669	n.a.	1.396	n.a.
Nd	6.604	6.867	n.a.	6.08	n.a.
Sm	2.368	1.928	n.a.	1.786	n.a.
Eu	0.675	0.461	n.a.	0.462	n.a.
Gd	4.393	3.783	n.a.	3.248	n.a.
Tb	0.682	0.505	n.a.	0.449	n.a.
Dy	4.408	3.116	n.a.	2.904	n.a.
Ho	0.984	0.719	n.a.	0.653	n.a.
Er	2.592	1.986	n.a.	1.837	n.a.
Tm	0.389	0.313	n.a.	0.298	n.a.
Yb	2.54	2.129	n.a.	2.085	n.a.
Lu	0.383	0.352	n.a.	0.332	n.a.
Pb	2.1	1.928	n.a.	2.049	n.a.
Th	0.126	1.017	n.a.	1.049	n.a.
U	0.075	0.528	n.a.	0.483	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3c</sub>	1.07	0.28	1.81	0.23	0.84
FeO <sub>c</sub>	8.65	2.26	14.63	1.89	6.80
Mq#	62	30	49	27	27

Lithogéochimie des roches intrusives mafiques à felsiques  
(mont Chagnon et mont Orford)

Echantillon	C-95-28B	O-95-30B	O-95-38A	BT-95-SI-1	BT-95-SI4
	Gabbro	Gabbro	Trondh.	Trondh.	Trondh.
SiO2	48.95	49.35	75.37	80.60	73.97
TiO2	1.49	0.12	0.12	0.14	0.31
Al2O3	16.65	18.06	13.54	9.62	13.08
Fe2O3	10.52	10.25	2.80	2.26	3.95
CaO	9.05	11.58	0.94	4.73	1.85
MgO	8.59	7.70	0.97	0.12	1.04
MnO	0.18	0.17	0.05	0.03	0.07
Na2O	4.13	2.69	5.90	2.43	5.62
K2O	0.16	0.00	0.23	0.00	0.00
P2O5	0.14	0.01	0.05	0.05	0.08
PTF	3.24	2.75	1.21	0.78	1.44
total	98.40	100.21	98.29	99.58	99.20
Ba	337	<50	<50	<50	<50
Co	47	46	<5	<5	12
Cr	170	39	18	18	10
Cu	61	55	<3	<3	31
Ga	17	15	8	11	11
Nb	<3	<3	4	<3	<3
Ni	102	43	5	10	13
Pb	<5	8	<5	<5	<5
Rb	<3	<3	9	<3	<3
Sr	379	110	90	217	71
V	208	264	8	<4	62
Y	26	4	27	18	20
Zn	70	49	24	<5	31
Zr	89	12	144	58	88
Rb	n.a.	0.392	n.a.	0.241	n.a.
Sr	n.a.	103.792	n.a.	225.502	n.a.
Cs	n.a.	0.013	0.550	0.042	n.a.
Ba	n.a.	8.517	n.a.	6.298	n.a.
La	n.a.	0.267	15.018	1.52	n.a.
Ce	n.a.	0.471	29.202	4.322	n.a.
Pr	n.a.	0.078	4.041	0.685	n.a.
Nd	n.a.	0.369	16.700	3.331	n.a.
Sm	n.a.	0.131	5.182	1.147	n.a.
Eu	n.a.	0.116	1.029	0.394	n.a.
Gd	n.a.	0.194	4.788	2.193	n.a.
Tb	n.a.	0.039	0.967	0.321	n.a.
Dy	n.a.	0.227	6.055	2.082	n.a.
Ho	n.a.	0.061	1.485	0.473	n.a.
Er	n.a.	0.186	4.533	1.298	n.a.
Tm	n.a.	0.034	0.593	0.199	n.a.
Yb	n.a.	0.235	4.463	1.402	n.a.
Lu	n.a.	0.044	0.755	0.223	n.a.
Pb	n.a.	0.766	n.a.	0.991	n.a.
Th	n.a.	0.028	n.a.	0.377	n.a.
U	n.a.	0.004	n.a.	0.239	n.a.
Fe2O3c	1.05	1.03	0.28	0.23	0.39
FeOc	8.51	8.29	2.27	1.83	3.19
Mg#	64	62	43	11	37

Lithogéochimie des roches intrusives mafiques à felsiques  
(mont Chagnon et mont Orford)

Echantillon	FH-95-50	FH-95-56	FH-95-72B	FH-95-88B	FH-95-97	FH-95-98
	felsique	intermédi.	felsique	mafique	felsique	mafique
SiO2	80.33	53.59	78.01	48.40	78.47	49.56
TiO2	0.16	1.25	0.21	1.98	0.25	1.60
Al2O3	10.43	16.10	12.94	15.60	12.06	16.39
Fe2O3	2.23	14.31	1.21	12.56	1.97	10.75
CaO	0.59	3.99	0.34	10.43	0.35	9.88
MgO	0.37	4.32	0.28	6.84	0.54	6.79
MnO	0.03	0.20	0.01	0.23	0.04	0.20
Na2O	4.36	5.76	6.82	3.62	6.24	4.52
K2O	1.41	0.29	0.07	0.02	0.00	0.03
P2O5	0.05	0.10	0.08	0.22	0.05	0.17
PTF	0.92	5.34	0.68	2.22	0.74	2.35
total	99.27	99.25	99.57	98.63	98.29	97.51
Ba	156	<50	<50	<50	<50	<50
Co	6	57	<5	54	<5	45
Cr	11	21	23	65	18	102
Cu	13	53	14	52	59	58
Ga	10	18	8	21	6	18
Nb	3	<3	<3	15	3	<3
Ni	8	11	<5	34	7	53
Pb	<5	<5	<5	11	<5	<5
Rb	13	13	3	8	3	<3
Sr	48	78	43	158	37	439
V	9	395	16	258	7	219
Y	14	32	20	42	24	34
Zn	60	92	18	79	17	72
Zr	58	63	92	169	117	99
Rb	n.a.	11.045	n.a.	n.a.	0.267	n.a.
Sr	n.a.	80.088	n.a.	n.a.	32.050	n.a.
Cs	n.a.	3.979	n.a.	n.a.	0.046	1.049
Ba	n.a.	57.587	n.a.	n.a.	6.695	n.a.
La	n.a.	1.786	n.a.	n.a.	1.992	6.828
Ce	n.a.	6.128	n.a.	n.a.	6.063	14.921
Pr	n.a.	1.085	n.a.	n.a.	0.863	2.712
Nd	n.a.	5.925	n.a.	n.a.	3.906	15.209
Sm	n.a.	2.187	n.a.	n.a.	1.284	4.878
Eu	n.a.	0.691	n.a.	n.a.	0.344	1.542
Gd	n.a.	4.117	n.a.	n.a.	2.410	4.187
Tb	n.a.	0.613	n.a.	n.a.	0.361	0.926
Dy	n.a.	3.89	n.a.	n.a.	2.430	5.459
Ho	n.a.	0.889	n.a.	n.a.	0.569	1.175
Er	n.a.	2.278	n.a.	n.a.	1.613	3.014
Tm	n.a.	0.342	n.a.	n.a.	0.258	0.518
Yb	n.a.	2.211	n.a.	n.a.	1.821	2.687
Lu	n.a.	0.309	n.a.	n.a.	0.288	0.487
Pb	n.a.	1.167	n.a.	n.a.	1.012	n.a.
Th	n.a.	0.17	n.a.	n.a.	0.963	n.a.
U	n.a.	0.071	n.a.	n.a.	0.525	n.a.
Fe2O3c	0.22	1.43	0.12	1.26	0.20	1.08
FeOc	1.80	11.58	0.98	10.16	1.59	8.70
Mq#	27	40	34	55	38	58

Lithogéochimie des dykes mafiques à felsiques du mont Chagnon et du mont Orford

Echantillon	FH-95-134	FH-95-135	FH-95-136B	FH-95-137C	FH-95-177	FH-95-197B
	malique	malique	intermed.	malique	malique	malique
SiO2	51.38	51.04	56.00	51.12	48.26	47.01
TiO2	0.67	0.98	0.80	1.83	1.67	2.14
Al2O3	16.30	15.50	15.51	15.15	17.34	17.11
Fe2O3	10.90	12.36	12.96	13.15	11.68	11.08
CaO	10.79	8.14	7.73	7.58	6.85	9.50
MgO	6.96	7.65	3.81	6.59	6.89	7.72
MnO	0.17	0.20	0.16	0.22	0.21	0.19
Na2O	2.51	3.79	2.89	4.09	4.81	1.65
K2O	0.20	0.20	0.00	0.01	0.00	3.25
P2O5	0.06	0.07	0.08	0.16	0.18	0.25
PTF	2.43	2.55	2.62	3.19	3.54	3.12
total	98.13	97.38	98	100.54	100.29	98.81
Ba	<50	<50	<50	<50	<50	84
Co	40	54	52	55	47	48
Cr	69	59	34	56	77	49
Cu	7	3	6	47	80	49
Ga	17	15	14	13	16	20
Nb	<3	3	<3	<3	<3	14
Ni	40	41	24	36	70	52
Pb	<5	13	<5	<5	<5	7
Rb	8	6	<3	<3	<3	61
Sr	114	90	115	63	381	77
V	232	275	339	336	241	242
Y	21	28	25	43	27	37
Zn	34	40	36	92	84	72
Zr	43	58	53	123	101	173
Rb	n.a.	3.706	0.33	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	n.a.	83.631	102.183	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	n.a.	0.088	0.022	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	n.a.	30.113	7.265	n.a.	n.a.	n.a.
La	n.a.	1.464	1.458	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	n.a.	4.924	4.648	n.a.	n.a.	n.a.
Pr	n.a.	0.913	0.758	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	4.727	3.935	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	1.792	1.366	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	0.64	0.603	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	3.173	2.545	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	0.489	0.397	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	3.284	2.545	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	0.727	0.578	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	1.911	1.522	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	0.288	0.233	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	1.924	1.549	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	0.295	0.235	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	0.822	0.761	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	0.126	0.23	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	0.047	0.136	n.a.	n.a.	n.a.
Fe2O3c	1.09	1.24	1.30	1.31	1.17	1.11
FeOc	8.82	10.00	10.48	10.64	9.45	8.96
Mg#	58	58	39	52	57	61

Lithogéochimie des dykes mafiques à felsiques du mont Chagnon et du mont Orford

Echantillon	FH-95-207	FH-95-210	C-95-10C	C-95-10G	C-95-20B	C-95-22C
	mafique	mafique	mafique	mafique	intermed.	intermed.
SiO2	47.19	45.66	49.47	47.70	59.64	57.85
TiO2	2.04	1.92	1.00	1.60	0.36	0.15
Al2O3	17.83	17.56	16.02	18.08	13.24	13.94
Fe2O3	11.53	12.34	11.95	9.91	9.94	8.38
CaO	10.64	9.78	10.83	10.71	5.74	5.91
MgO	6.12	8.60	7.06	7.18	6.57	9.15
MnO	0.19	0.22	0.22	0.16	0.16	0.15
Na2O	3.34	2.46	2.93	2.70	3.77	3.42
K2O	0.79	1.16	0.33	1.71	0.47	0.93
P2O5	0.20	0.21	0.10	0.15	0.03	0.04
PTF	2.64	3.49	3.12	3.38	2.81	3.38
total	100.45	99	99.36	100.41	99.86	98.97
Ba	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Co	47	59	53	41	37	31
Cr	47	80	114	135	74	201
Cu	71	60	21	64	8	18
Ga	20	21	14	19	18	12
Nb	6	8	<3	4	<3	<3
Ni	45	71	32	44	35	83
Pb	5	<5	5	9	<5	<5
Rb	23	27	8	37	9	12
Sr	186	132	227	163	104	85
V	231	228	301	221	215	138
Y	38	31	20	26	14	11
Zn	77	85	76	61	25	44
Zr	163	146	38	115	28	44
Rb	17.099	23.831	n.a.	n.a.	n.a.	5.307
Sr	165.571	132.445	n.a.	n.a.	n.a.	42.555
Cs	0.312	0.511	n.a.	n.a.	n.a.	0.181
Ba	82.936	80.965	n.a.	n.a.	n.a.	35.594
La	7.973	8.036	n.a.	n.a.	n.a.	0.71
Ce	21.417	22.996	n.a.	n.a.	n.a.	1.717
Pr	3.235	3.366	n.a.	n.a.	n.a.	0.247
Nd	14.587	15.04	n.a.	n.a.	n.a.	1.061
Sm	3.821	3.94	n.a.	n.a.	n.a.	0.279
Eu	1.655	1.502	n.a.	n.a.	n.a.	0.087
Gd	6.563	6.914	n.a.	n.a.	n.a.	0.581
Tb	0.817	0.823	n.a.	n.a.	n.a.	0.069
Dy	4.69	4.747	n.a.	n.a.	n.a.	0.442
Ho	0.953	0.941	n.a.	n.a.	n.a.	0.099
Er	2.345	2.296	n.a.	n.a.	n.a.	0.281
Tm	0.319	0.323	n.a.	n.a.	n.a.	0.046
Yb	2.016	1.968	n.a.	n.a.	n.a.	0.329
Lu	0.291	0.27	n.a.	n.a.	n.a.	0.054
Pb	5.183	2.287	n.a.	n.a.	n.a.	0.454
Th	0.466	0.487	n.a.	n.a.	n.a.	0.094
U	0.249	0.23	n.a.	n.a.	n.a.	0.049
Fe2O3c	1.15	1.23	1.19	0.99	0.99	0.84
FeOc	9.33	9.99	9.67	8.02	8.05	6.78
Mg#	54	61	57	61	59	71

Lithogéochimie des dykes mafiques à felsiques du mont Chagnon et du mont Orford

Echantillon	O-95-34	BT-95-13	BT-95-Si2	BT-95-Si3	BT-95-Si5	BT-95-Si7
	malique	malique	intermédi.	intermédi.	intermédi.	malique
SiO2	48.28	46.89	58.67	54.69	53.56	50.85
TiO2	2.26	2.10	0.18	0.15	0.67	2.32
Al2O3	16.25	14.12	9.54	7.36	16.42	14.93
Fe2O3	11.77	14.15	9.16	9.51	10.72	12.80
CaO	9.61	11.97	6.86	12.60	5.94	6.75
MgO	7.02	6.90	12.75	14.53	6.65	7.01
MnO	0.22	0.20	0.17	0.18	0.20	0.19
Na2O	3.89	3.29	1.85	0.72	5.56	4.74
K2O	0.36	0.02	0.61	0.09	0.12	0.05
P2O5	0.25	0.20	0.04	0.03	0.06	0.25
PTF	2.55	4.26	3.47	8.25	2.56	3.46
total	99.37	99.23	98.78	99.60	99.25	100.36
Ba	<50	125	139	<50	52	130
Co	49	78	53	48	53	65
Cr	47	91	953	678	63	73
Cu	51	112	25	11	5	75
Ga	20	19	10	8	16	12
Nb	13	3	5	<3	<3	7
Ni	33	56	181	186	55	36
Pb	8	<5	13	9	11	<5
Rb	11	3	17	9	7	5
Sr	120	236	31	27	99	148
V	301	593	169	206	305	393
Y	34	48	15	12	21	39
Zn	70	120	68	50	86	97
Zr	165	109	52	32	40	159
Rb	7.524	n.a.	7.723	2.136	n.a.	n.a.
Sr	123.482	n.a.	23.232	26.088	n.a.	n.a.
Cs	0.129	n.a.	0.345	0.14	n.a.	n.a.
Ba	36.952	n.a.	94.487	12.987	n.a.	n.a.
La	10.425	n.a.	1.422	0.794	n.a.	n.a.
Ce	25.449	n.a.	3.965	2.372	n.a.	n.a.
Pr	3.952	n.a.	0.557	0.36	n.a.	n.a.
Nd	17.413	n.a.	2.348	1.661	n.a.	n.a.
Sm	4.386	n.a.	0.77	0.596	n.a.	n.a.
Eu	1.779	n.a.	0.159	0.118	n.a.	n.a.
Gd	7.514	n.a.	0.657	0.671	n.a.	n.a.
Tb	0.934	n.a.	0.128	0.146	n.a.	n.a.
Dy	5.011	n.a.	0.944	0.955	n.a.	n.a.
Ho	1.009	n.a.	0.205	0.21	n.a.	n.a.
Er	2.471	n.a.	0.68	0.752	n.a.	n.a.
Tm	0.343	n.a.	0.11	0.118	n.a.	n.a.
Yb	2.219	n.a.	0.802	0.793	n.a.	n.a.
Lu	0.315	n.a.	0.125	0.141	n.a.	n.a.
Pb	1.7	n.a.	0.241	0.278	n.a.	n.a.
Th	0.578	n.a.	0.488	0.232	n.a.	n.a.
U	0.275	n.a.	0.22	0.092	n.a.	n.a.
Fe2O3c	1.18	1.42	0.92	0.95	1.072499741	1.28
FeOc	9.53	11.45	7.41	7.70	8.677595408	10.35
Mq#	57	52	75	77	58	55

Lithogéochimie des dykes mafiques à felsiques du mont Chagnon et du mont Orford



Echantillon	22	70	71	72	73	FH-95-204	BT-95-17
	mafique	mafique	mafique	mafique	intermed	Epidosite	Epidosite
SiO2	49.07	50.28	50.39	50.41	52.35	44.13	41.80
TiO2	2.17	2.05	2.45	2.19	0.95	1.28	0.85
Al2O3	16.25	14.11	13.93	14.82	15.46	15.13	21.65
Fe2O3	12.74	11.62	13.84	12.09	11.07	9.11	8.09
CaO	8.12	10.53	9.00	6.07	7.45	23.21	21.42
MgO	7.19	7.22	5.61	9.62	7.87	6.54	5.61
MnO	0.18	0.19	0.24	0.19	0.19	0.17	0.12
Na2O	3.93	3.74	4.09	4.17	4.37	0.21	0.13
K2O	0.12	0.04	0.16	0.16	0.19	0.00	0.00
P2O5	0.23	0.22	0.29	0.28	0.10	0.12	0.18
PTF	3.09	2.02	1.3	3.73	3.15	2.61	3.02
total	99.35	99.06	99.09	99.67	99.68	99.35	100.1
Ba	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	80	132
Co	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	43	37
Cr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	126	85
Cu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	34	39
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15	23
Nb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8	<3
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	58	59
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	14	<5
Rb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5	<3
Sr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	168	541
V	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	243	210
Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	28	17
Zn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	59	103
Zr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	91	122
Rb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe2O3c	1.27	1.16	1.38	1.21	1.11	0.91	0.81
FeOc	10.31	9.40	11.19	9.78	8.95	7.37	6.54
Mg#	55	58	47	64	61	61	60

Lithogéochimie des dykes mafiques à felsiques du mont Chagnon et du mont Orford

Echantillon	FH-95-15	FH-95-46	FH-95-67	FH-95-70	FH-95-78	FH-95-84
	malique	malique	malique	malique	interméd.	felsique
SiO2	50.34	49.45	48.74	48.77	54.59	83.98
TiO2	0.46	1.79	1.09	1.62	0.45	0.15
Al2O3	17.42	15.41	15.70	16.80	18.16	9.08
Fe2O3	8.40	11.64	10.57	15.85	7.66	1.11
CaO	9.39	9.85	12.58	5.57	4.78	0.47
MgO	8.44	6.81	5.71	5.78	7.65	0.22
MnO	0.15	0.19	0.17	0.23	0.18	0.01
Na2O	4.88	4.46	5.08	4.77	6.05	4.45
K2O	0.49	0.09	0.16	0.25	0.35	0.49
P2O5	0.03	0.17	0.11	0.27	0.06	0.04
PTF	4.05	2.13	6.04	3.15	3.17	0.55
total	99.18	99.96	98.75	99.00	99.00	98.86
Ba	131	<50	<50	<50	<50	65
Co	43	51	40	68	25	<5
Cr	232	160	88	29	152	10
Cu	73	84	62	48	13	12
Ga	12	14	12	19	13	5
Nb	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ni	80	70	32	16	73	10
Pb	9	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	11	<3	6	7	3	8
Sr	97	316	186	167	124	62
V	245	294	219	337	163	5
Y	12	34	24	28	20	12
Zn	59	72	63	125	119	38
Zr	26	99	64	49	33	55
Rb	n.a.	3.191	n.a.	2.396	2.680	n.a.
Sr	n.a.	321.627	n.a.	148.691	99.744	n.a.
Cs	0.6005	0.251	n.a.	0.045	0.184	n.a.
Ba	n.a.	54.753	n.a.	57.691	34.651	n.a.
La	2.421	4.803	n.a.	3.37	0.738	n.a.
Ce	3.4697	15.026	n.a.	9.375	2.930	n.a.
Pr	0.9454	2.514	n.a.	1.587	0.525	n.a.
Nd	2.7216	12.512	n.a.	8.009	2.740	n.a.
Sm	2.2708	3.797	n.a.	2.582	1.109	n.a.
Eu	1.0718	1.538	n.a.	1.087	0.353	n.a.
Gd	3.3606	6.356	n.a.	4.678	1.432	n.a.
Tb	0.7177	0.869	n.a.	0.612	0.296	n.a.
Dy	4.1669	5.137	n.a.	3.75	1.842	n.a.
Ho	0.8957	1.068	n.a.	0.788	0.416	n.a.
Er	2.0277	2.64	n.a.	1.943	1.236	n.a.
Tm	0.3635	0.379	n.a.	0.271	0.167	n.a.
Yb	1.6172	2.395	n.a.	1.724	1.123	n.a.
Lu	0.3303	0.352	n.a.	0.242	0.160	n.a.
Pb	n.a.	1.503	n.a.	1.975	0.786	n.a.
Th	n.a.	0.249	n.a.	0.436	0.123	n.a.
U	n.a.	0.159	n.a.	0.339	0.175	n.a.
Fe2O3c	0.84	1.16	1.06	1.58	0.77	0.11
FeOc	6.80	9.42	8.55	12.82	6.20	0.90
Mq#	69	56	54	45	69	31

### Lithogéochimie des laves mafiques à felsiques du mont Chagnon

Echantillon	FH-95-160	FH-95-178	FH-95-222	FH-95-229B	FH-95-285B	FH-95-289
	mafique	mafique	mafique	intermédi.	mafique	mafique
SiO2	50.31	48.89	49.97	52.46	50.61	49.86
TiO2	1.49	1.42	1.54	1.57	1.91	2.05
Al2O3	17.27	17.30	15.38	14.67	16.88	16.11
Fe2O3	12.67	10.67	10.58	9.61	11.16	13.66
CaO	7.14	9.70	10.89	8.51	6.06	8.05
MgO	4.96	6.77	6.72	7.53	7.07	4.39
MnO	0.17	0.20	0.19	0.18	0.16	0.17
Na2O	5.63	4.75	4.49	5.23	5.59	5.29
K2O	0.11	0.06	0.00	0.01	0.23	0.02
P2O5	0.16	0.13	0.12	0.13	0.22	0.26
PTF	4.37	3.05	2.41	2.17	5.01	3.74
total	98.63	98.94	97.91	100.21	99.69	99.88
Ba	<50	<50	<50	<50	<50	99
Co	51	47	44	40	42	71
Cr	44	146	152	150	46	18
Cu	17	73	86	74	41	42
Ga	21	16	18	13	16	23
Nb	<3	<3	<3	<3	8	5
Ni	19	61	61	56	32	16
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	4	<3	3	<3	6	<3
Sr	254	437	394	264	267	354
V	332	219	212	216	236	364
Y	31	30	36	38	39	34
Zn	84	72	57	62	84	109
Zr	77	73	89	102	152	152
Rb	n.a.	1.521	0.248	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	n.a.	446.419	385.769	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	n.a.	0.055	0.015	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	n.a.	46.5	45.038	n.a.	n.a.	n.a.
La	n.a.	2.835	3.297	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	n.a.	9.622	10.534	n.a.	n.a.	n.a.
Pr	n.a.	1.755	1.967	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	8.962	9.923	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	2.996	3.333	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	1.333	1.382	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	5.172	5.609	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	0.746	0.803	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	4.45	4.897	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	0.946	1.019	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	2.365	2.567	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	0.338	0.364	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	2.128	2.298	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	0.313	0.336	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	1.81	2.36	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	0.127	0.079	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	0.087	0.075	n.a.	n.a.	n.a.
Fe2O3c	1.27	1.07	1.06	0.96	1.12	1.37
FeOc	10.25	8.63	8.56	7.77	9.03	11.05
Mg#	46	58	58	63	58	41

### Lithogéochimie des laves mafiques à felsiques du mont Chagnon

Échantillon	FH-95-304	FH-96-323	FH-96-337	FH-96-339	FH-96-350	LI-92-03
	mafique	mafique	interméd.	interméd.	mafique	interméd.
SiO2	50.33	50.82	60.97	53.77	51.20	55.09
TiO2	1.97	2.00	2.60	1.56	1.71	1.70
Al2O3	14.73	13.60	17.83	16.22	15.06	14.94
Fe2O3	13.83	14.02	13.06	10.77	15.22	13.85
CaO	7.95	10.08	11.94	7.91	11.83	5.02
MgO	5.77	6.99	5.71	6.68	5.72	5.09
MnO	0.20	0.21	0.21	0.16	0.19	0.21
Na2O	4.79	4.30	5.76	5.19	1.93	3.91
K2O	0.08	0.10	0.59	0.11	0.04	0.04
P2O5	0.23	0.23	0.27	0.24	0.18	0.15
PTF	2.85	2.48	19.09	2.77	3.20	7.39
total	99.38	98.88	98.61	98.82	98.70	99.78
Ba	91	40	168	83	16	39
Co	73	2	47	115	n.a.	27
Cr	60	123	115	245	213	n.a.
Cu	66	169	33	159	159	45
Ga	17	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	20
Nb	<3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5
Ni	21	175	100	58	62	15
Pb	14	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<12
Rb	5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3
Sr	122	190	224	352	222	190
V	534	391	322	245	325	346
Y	46	27	37	24	25	32
Zn	94	49	84	60	n.a.	92
Zr	110	148	290	121	135	110
Rb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3
Sr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	190
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1
Ba	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	39
La	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	7
Ce	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	20
Pr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<10
Nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<25
Sm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<2
Eu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe2O3c	1.38	1.40	1.31	1.08	1.52	1.39
FeOc	11.19	11.35	10.56	8.72	12.32	11.21
Mg#	48	52	49	58	45	45

Lithogéochimie des laves mafiques à felsiques du mont Chagnon

Echantillon	LI-92-04	LI-92-05	LI-92-32	LI-92-35	44	81	77	78	80
	interméd.	mafique	mafique	interméd.	mafique	mafique	interméd.	interméd.	interméd.
SiO <sub>2</sub>	52.95	50.45	50.88	53.81	50.63	48.48	52.80	59.12	55.18
TiO <sub>2</sub>	2.26	1.62	1.27	0.73	1.78	0.86	0.51	0.30	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.07	15.29	17.34	16.37	15.77	19.74	17.01	13.47	14.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.85	16.14	12.33	11.78	12.53	9.44	10.09	11.18	11.47
CaO	4.21	4.94	5.43	5.20	8.28	7.35	6.76	5.75	4.62
MgO	6.06	6.78	7.18	7.85	6.35	8.23	8.03	7.04	8.71
MnO	0.20	0.19	0.18	0.18	0.19	0.16	0.13	0.13	0.15
Na <sub>2</sub> O	4.13	4.29	4.91	3.94	3.98	1.80	4.32	2.40	4.85
K <sub>2</sub> O	0.06	0.18	0.34	0.09	0.29	3.84	0.27	0.53	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.14	0.14	0.03	0.20	0.10	0.09	0.07	0.03
PTF	7.04	5.65	4.68	4.32	3.95	4.13	2.93	3.40	3.35
total	99.96	99.81	100.40	100.21	97.96	99.86	99.91	99.96	98.88
Ba	48	63	68	19	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Co	39	40	42	44	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	69	77	96	85	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ga	22	20	17	14	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	5	4	3	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	30	33	74	50	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	<12	<12	<12	<12	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	14	5	7	<3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	150	110	120	90	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
V	391	413	343	289	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	48	30	22	20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	95	114	125	101	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr	150	90	69	55	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	14	5	7	<3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	150	110	120	90	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	1	3	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	48	63	68	19	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La	6	5	4	<2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	19	21	15	11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pr	<10	<10	<10	<10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	<25	<25	<25	<25	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	<2	<2	<2	<2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	<1	<1	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3c</sub>	1.49	1.61	1.23	1.18	1.25	0.94	1.01	1.12	1.15
FeO <sub>c</sub>	12.02	13.06	9.97	9.53	10.13	7.64	8.16	9.05	9.28
Mg#	47	48	56	59	53	66	64	58	63

### Lithogéochimie des laves mafiques à felsiques du mont Chagnon

## ANNEXE 3

ANALYSES MINÉRALOGIQUES  
À LA MICRO-SONDE ET  
AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE

LAME	FH-05-01	FH-05-21	FH-05-21	FH-05-145	FH-05-145	FH-05-145	FH-05-214	FH-05-214
Point d'analyse	6	6	4	8	9	11	1	4
Oxydes								
FeO	41.21	36.66	39.34	57.16	50.29	49.65	29.45	24.05
Cr2O3	46.16	43.11	42.23	34.57	36.08	26.83	50.24	44.75
TiO2	0.20	1.03	1.51	1.31	0.47	1.08	0.31	0.00
Al2O3	0.27	12.72	11.65	1.30	10.41	1.74	12.53	20.71
MgO	3.16	4.50	5.07	0.75	3.76	0.79	1.17	10.48
Cations								
Fe2+	1.03	0.89	0.86	1.24	1.15	1.40	0.70	0.55
Fe3+	0.25	0.27	0.29	0.61	0.42	1.01	0.13	0.09
Cr	1.34	1.20	1.17	1.08	1.12	0.86	1.33	1.13
Ti	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
Al	0.10	0.51	0.50	0.32	0.45	0.10	0.53	0.78
Mg	0.09	0.02	0.27	0.05	0.04	0.05	0.16	0.50
O	4.10	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.10	4.00

LAME	FH-05-214	FH-05-214	FH-05-214	FH-05-245	FH-05-245	BT-05-14A	BT-05-14A	BT-05-15
Point d'analyse	8	6	7	1	2	2	1	1
Oxydes								
FeO	23.64	26.34	26.91	15.65	17.03	54.05	41.26	21.17
Cr2O3	49.47	25.22	46.51	45.48	51.48	26.08	22.95	53.91
TiO2	1.67	0.25	0.28	0	0.4	2.72	1.55	0
Al2O3	17.44	4.98	15.59	25.59	0.6	13.2	10.03	14.35
MgO	6.66	6.53	6.44	13.3	3.43	3.96	2.21	10.58
Cations								
Fe2+	1.95	0.72	1.63	3.4	0.97	1.05	1.21	0.51
Fe3+	1.05	0.09	1.10	0	0.46	0.61	0.76	0.06
Cr	1.25	1.53	1.28	1.09	1.5	3.75	3.65	1.39
Ti	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.07	0.06	0
Al	0.66	0.37	0.63	0.21	0.03	0.57	0.46	0.55
Mg	0.43	0.33	0.41	0.6	0.03	1.22	0.12	0.51
O	4.00	4.10	4.30	4	4	4	4	4

LAME	FH-05-245	FH-05-245	BT-05-14A	BT-05-14A	BT-05-15	BT-05-15	BT-05-15	BT-05-16
Point d'analyse	1	2	2	1	1	2	2	1
Oxydes								
FeO	15.65	17.33	54.05	41.26	21.17	21.2	21.2	28.14
Cr2O3	45.48	51.48	25.08	45.94	22.95	45.15	45.15	57.99
TiO2	0	0.4	0.22	1.55	0	0.14	0.14	0
Al2O3	25.59	0.6	11.2	13.03	14.35	11.54	11.54	6.75
MgO	13.3	3.43	3.96	2.21	10.58	6.74	6.74	11.1
Cations								
Fe2+	3.4	0.97	1.05	1.21	0.51	0.54	0.55	0.67
Fe3+	0	0.46	0.61	1.06	0.06	0.74	0.74	0.11
Cr	1.09	1.5	1.5	0.69	1.30	1.43	1.43	1.58
Ti	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0
Al	0.21	0.03	0.57	0.46	0.55	0.52	0.52	0.37
Mg	0.6	0.03	0.22	0.12	0.51	0.48	0.48	0.37
O	4	4	4	4	4	4	4	4

LAME	BT-05-19	BT-05-19	BT-05-19	BT-05-20	BT-05-20	BT-05-20	BT-05-20
Point d'analyse	2	4	5	5	3	4	6
Oxydes							
FeO	26.19	25.72	28.38	24.15	23.51	22.52	25.36
Cr2O3	56.38	57.74	56.43	57.42	57.17	56.06	56.52
TiO2	0	0	0	0.35	0	0.34	0.25
Al2O3	6.8	1.28	4.4	3.42	4.98	4.23	4.38
MgO	6.83	1.27	4.79	4.68	4.37	4.76	4.44
Cations							
Fe2+	1.71	1.67	1.7	1.68	1.58	1.543	1.62
Fe3+	0.11	0.07	0.12	1.02	1.08	1.042	1.1
Cr	1.55	1.56	1.54	1.54	1.52	1.54	1.52
Ti	0	0	0	0.15	0	0.206	0.14
Al	0.34	0.17	0.34	0.42	0.4	0.37	0.37
Mg	0.16	0.27	0.36	0.56	0.45	0.46	0.43
O	4	4	4	4	4	4	4

Compositions minéralogiques des chromites analysées dans les roches ultramafiques (Microscope électronique à balayage)

LAME	FH-95-33	FH-95-33	FH-95-33	FH-95-147	FH-95-147
Point d'analyse	1	2	5	4	8
<b>Oxydes</b>					
FeO	27.24	27.69	28.1	14.6	18.81
MnO	0.14	0.14	0.15	0.66	0.84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61.38	61.3	60.79	55.69	55.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.08	4.95	5.18	15.57	13.54
MgO	0.6	0.66	0.49	11.72	10.73
<b>Cations</b>					
Fe <sup>2+</sup>	0.67	0.67	0.66	0.4413	0.68
Fe <sup>3+</sup>	0.13	0.13	0.14	0.0248	0.04
Mn	0.004	0.004	0.0043	0.02	0.02
Cr	1.67	1.67	1.65	1.39	1.44
Al	0.2	0.2	0.68	0.58	0.52
Mg	0.11	0.19	0.4	0.55	0.53
O	4	4	4	4	4

Compositions minéralogiques des chromites analysées dans les roches ultramafiques  
(Micro-sonde)



LAME	FH-85-21	FH-85-21	FH-85-21	FH-85-24	FH-85-24	FH-85-24	FH-85-24	FH-85-24
Point d'analyse	3	5	8	1	2	4	6	8
<b>Oxydes</b>								
FeO	1.56	1.29	1.75	2.57	2.52	4.72	3.55	3.11
MnO	0.17	0.19	0.24	0.31	0.31	0.19	0.16	0.19
Cr2O3	0.34	0.31	0.37	0.24	0.24	0.33	0.29	0.30
TiO2	0.26	0.26	0.26	0	0	0	0	0
CaO	21.22	21.17	23.39	1.21	1.11	21.27	25.21	25.05
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO2	52.89	52.17	52.14	46.23	55.79	53.07	52.59	52.71
Al2O3	1.48	1.58	1.86	1.43	1.45	1.9	1.84	1.84
MgO	14.11	15.29	16.04	31	31.15	19.07	16.7	17.34
Na2O	0.23	0.19	0.21	0	0	0.12	0.15	0.14
Total	100.66	100.15	100.1	100	100.81	100.68	100.83	101.38
<b>Cations</b>								
Si	1.95	1.94	1.93	1.98	1.97	1.93	1.92	1.92
Al	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.14	0.13	0.15	0.28	0.28	0.44	0.33	0.31
Mg	0.89	0.89	0.89	1.64	1.64	1.03	0.91	0.93
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	0.92	0.96	1.03	0.05	0.04	0.93	1.09	1.09
Na	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
WO	47.18	48.41	47.16	2.32	2.13	41.19	49.12	48.33
EN	45.35	44.57	44.98	82.86	83.16	51.39	45.25	45.77
FS	7.47	7.01	7.86	14.82	14.71	7.43	5.63	5.90
Mg#	0.86	0.87	0.86	0.85	0.85	0.88	0.89	0.89

LAME	FH-85-24	FH-85-24	FH-85-24	FH-85-24	FH-85-44	FH-85-44	FH-85-44	FH-85-44
Point d'analyse	9	10	11	12	1	2	3	8
	Websterite	Websterite	Websterite	Websterite	Websterite	Websterite	Websterite	Websterite
<b>Oxydes</b>								
FeO	1.45	1.47	1.19	1.32	1.94	1.35	1.22	1.22
MnO	0.16	0.19	0.16	0.21	0.19	0.19	0.17	0.15
Cr2O3	0.42	0.41	0.41	0.2	0.27	0.33	0.3	0.31
TiO2	0	0.03	0.03	0	0.05	0.07	0.07	0.07
CaO	25.64	25.3	25.42	1.7	23.29	24.21	24.58	24.44
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO2	53.12	52.21	53.88	58.11	54.17	53.95	52.83	54.1
Al2O3	1.47	1.43	1.75	1.29	1.35	1.34	1.33	1.28
MgO	16.8	17.12	16.85	31.64	17.43	16.74	16.4	16.72
Na2O	0.11	0.05	0.05	0	0.11	0.08	0.08	0.08
Total	100.7	100.3	101.03	99.9	100.89	100.21	99.34	100.72
<b>Cations</b>								
Si	1.92	1.92	1.92	1.97	1.98	1.97	1.95	1.96
Al	0.08	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.12	0.11	0.10	0.27	0.42	0.10	0.10	0.10
Mg	0.94	0.92	0.91	1.88	1.04	0.91	0.92	0.91
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Ca	0.94	0.97	0.99	0.03	0.99	0.94	0.97	0.96
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
WO	49.31	48.81	49.24	1.74	45.94	48.19	48.55	48.62
EN	45.23	45.68	45.40	83.93	47.84	46.38	46.22	46.19
FS	5.46	5.51	5.36	14.33	6.22	5.43	5.24	5.20
Mg#	0.90	0.90	0.90	0.86	0.89	0.90	0.90	0.90

Compositions minéralogiques des pyroxènes dans les webstérites du mont Chagnon. (Micro-sonde)

LAME	FH-85-44	FH-85-44	FH-85-44	FH-85-44	FH-85-44
Point d'analyse	9	10	11	12	13
<b>Oxydes</b>					
FeO	1.64	1.61	1.59	1.33	1.68
MnO	0.15	0.24	0.17	0.15	0.19
Cr2O3	0.3	0	0.31	0.28	0.31
TiO2	0.07	0.05	0.07	0.05	0.05
CaO	23.65	26.17	23.68	24.37	24.12
K2O	0	0	0	0	0
SiO2	54.12	53.26	52.93	53.62	53.52
Al2O3	1.33	0	1.4	1.38	1.35
MgO	17.04	14.13	16.89	16.64	16.74
Na2O	0.11	0	0.13	0.08	0.13
Total	100.39	97.66	99.17	99.9	100.11
<b>Cations</b>					
Si	1.27	2.01	1.25	1.96	1.96
Al	1.06	0.00	1.06	0.96	0.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11
Mg	0.92	0.74	1.23	1.21	1.21
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	1.52	1.57	1.24	1.26	1.25
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
WO	47.00	53.77	47.25	48.51	47.81
EN	47.12	40.10	46.89	46.00	46.19
FS	5.87	6.13	5.86	5.41	6.00
Mg#	0.89	0.87	0.89	0.90	0.89

Compositions minéralogiques des pyroxènes dans les webstérites du mont Chagnon. (Micro-sonde)

LAME	C-95-10G	C-95-10G	C-95-10G	C-95-28B	C-95-28B	C-95-28B	C-95-28B	C-95-28B
Point d'analyse	7	8	4	4	5	6	8	9
<b>Oxydes</b>								
SiO2	48.66	50.2	50.19	52.22	49.42	51.38	50.26	49.43
Al2O3	2.98	2.33	4.4	1.91	4.24	2.18	1.94	4.34
TiO2	1.61	1.06	0.99	0.78	1.32	0.71	1.22	1.34
Cr2O3	0	0	0	0.08	0.11	0.06	0.12	0.25
MgO	11.37	13.64	13.7	16.5	14.89	16.46	15	15.02
FeO	10.91	7.22	6.34	8.6	8.24	8.66	8.31	7.71
MnO	3.25	0.18	0.12	0.19	0.19	3.21	2.16	2.15
CaO	21.73	21.75	22.2	19.88	21.68	20.4	21.35	20.58
Na2O	1.5	1.26	0.28	0.26	1.45	1.28	1.45	1.36
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	106.1	106.93	106.22	100.42	100.45	100.33	100.75	100.61
<b>Cations</b>								
Si	1.99	1.93	1.85	1.73	1.94	1.90	1.88	1.84
Al	0.13	0.11	0.20	0.08	0.19	0.10	0.11	0.19
Ti	0.05	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.04
Fe	0.35	0.23	0.25	0.27	0.26	0.27	0.26	0.28
Mg	1.66	1.78	1.77	1.71	1.63	1.61	1.63	1.61
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.90	0.90	0.95	0.75	0.86	0.81	0.85	0.82
Na	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
WO	46.96	46.77	47.94	40.00	44.14	40.61	43.76	42.22
EN	34.21	40.82	41.16	46.19	42.40	45.61	42.71	42.89
FS	18.83	12.42	10.91	13.81	13.46	13.78	13.53	14.89
Mg#	0.65	0.77	0.79	0.77	0.76	0.77	0.76	0.75

LAME	C-95-28B	FM-95-140	FM-95-177B	FM-95-177B	FM-95-207	FM-95-207
Point d'analyse	11	1	5	12	7	8
<b>Oxydes</b>						
SiO2	49.76	52.1	49.75	50.45	51.11	51.33
Al2O3	3.76	0.94	1.45	2.34	2.9	1.71
TiO2	1.22	0.25	1.3	1.24	0.99	0.53
Cr2O3	0.12	0	0	0	0	0
MgO	15.04	12	14.65	13.5	14.51	12.97
FeO	8.54	12.41	10.26	12.95	12.51	12.06
MnO	3.16	2.71	2.31	1.53	3.37	2.65
CaO	21.32	22.96	20.71	19.4	20.75	20.59
Na2O	0.49	0.19	0.38	0.49	0.51	0.45
K2O	0	0	0	0	0	0
Total	100.11	101.25	100.81	100.72	101.04	100.96
<b>Cations</b>						
Si	1.86	1.96	1.86	1.80	1.89	1.73
Al	0.17	0.04	0.15	0.10	0.13	0.08
Ti	0.03	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03
Fe	0.27	0.39	0.32	0.40	0.30	0.38
Mg	1.84	1.67	1.82	1.76	1.81	1.71
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Ca	0.84	0.91	0.83	0.78	0.82	0.84
Na	0.04	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WO	43.14	45.68	41.97	39.89	42.32	42.76
EN	42.93	33.66	41.31	38.62	41.46	36.94
FS	13.93	20.66	16.72	21.49	16.22	20.30
Mg#	0.76	0.63	0.72	0.65	0.73	0.66

Compositions minéralogiques des pyroxènes dans les gabbros et les dykes  
du mont Chagnon. (Micro-sonde)

LAME	C-05-18A	C-05-18A	FH-05-36	FH-05-36	FH-05-36
Point d'analyse	1	4	7	8	10
<b>Oxydes</b>					
FeO	1.32	1.64	0.17	0.09	1.09
CaO	0.31	0.29	0.62	0.66	1.65
K <sub>2</sub> O	0.06	0.12	0.03	0.14	0.35
SiO <sub>2</sub>	44.65	46.25	55.28	67.16	67.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.27	19.23	21.56	21.14	20.50
MgO	0.16	0.20	0.19	0.12	0.13
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.06	0.17	0.64	0.57
Total	64.94	66.59	69.41	100.38	100.13
<b>Cations</b>					
Fe	0.05	0.10	0.02	0.01	0.01
Ca	0.06	0.06	0.15	0.16	0.12
K	0.01	0.03	0.01	0.08	0.08
Si	11.83	11.77	11.57	11.72	11.84
Al	4.37	4.17	4.48	4.35	4.22
Mg	0.10	0.21	0.05	0.03	0.03
Na	0.15	0.04	0.79	1.60	1.58
O	32	32	32	32	32

LAME	FH-05-129	FH-05-142C	FH-05-142C	FH-05-142C	FH-05-142C
Point d'analyse	6	1	8	9	14
<b>Oxydes</b>					
FeO	1.44	0.64	0.02	0.00	0.21
CaO	0.89	0.53	0.55	0.36	0.18
K <sub>2</sub> O	0.10	0.04	0.05	0.06	0.40
SiO <sub>2</sub>	65.45	66.75	66.30	67.31	64.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.17	19.42	19.28	19.75	21.77
MgO	0.79	0.11	0.11	0.03	0.16
Na <sub>2</sub> O	0.61	0.09	0.11	0.25	0.51
Total	89.56	86.38	86.14	86.86	89.23
<b>Cations</b>					
Fe	0.21	0.01	0.00	0.00	0.01
Ca	0.17	0.11	0.11	0.07	0.22
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.09
Si	11.79	11.46	11.62	11.89	11.45
Al	4.22	4.15	4.20	4.13	4.59
Mg	0.21	0.03	0.03	0.01	0.09
Na	0.31	0.02	0.04	0.17	0.41
O	32	32	32	32	32

Compositions minéralogiques des plagioclases dans les roches intrusives du mont Chagnon. (Micro-sonde)

LAME	C-85-10T	C-85-10T	C-85-10G	C-85-22C	C-85-22C	FH-85-52	FH-85-52
Point d'analyse	1	2	3	4	7	4	5
<b>Oxydes</b>							
FeO	3.00	3.00	1.11	0.13	0.14	0.04	1.24
CaO	3.21	3.42	1.24	3.74	3.41	3.39	3.12
K <sub>2</sub> O	3.23	3.02	10.63	3.08	3.77	3.16	5.17
SiO <sub>2</sub>	66.45	68.22	48.17	57.82	66.42	68.24	68.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.66	12.66	36.24	20.17	20.29	20.16	19.47
MgO	3.24	3.24	3.09	3.15	3.37	3.03	3.08
Na <sub>2</sub> O	10.24	11.37	1.16	10.75	10.43	11.50	10.28
Total	117.51	119.15	112.24	119.31	110.45	110.43	111.18
<b>Cations</b>							
Fe	3.00	3.00	1.18	0.02	0.01	0.21	1.11
Ca	3.04	3.02	3.05	1.14	1.08	3.07	3.04
K	3.05	3.01	2.70	3.32	3.02	3.11	3.17
Si	11.50	11.58	1.80	11.84	11.91	11.46	11.25
Al	4.15	4.07	7.28	4.20	4.15	4.12	4.11
Mg	3.01	3.01	3.29	3.04	3.02	3.01	3.02
Na	3.80	3.77	3.68	3.64	3.68	3.63	3.71
O	32	32	32	32	32	32	32

LAME	FH-85-52	FH-85-56	FH-85-72B	FH-85-72B	FH-85-72B	FH-85-72B	FH-85-72B
Point d'analyse	6	7	1	2	3	4	5
<b>Oxydes</b>							
FeO	0.55	1.15	0.30	0.30	3.00	0.02	0.02
CaO	3.81	1.77	3.07	3.06	3.04	3.15	3.17
K <sub>2</sub> O	3.05	3.17	1.39	3.04	0.05	3.05	3.14
SiO <sub>2</sub>	69.44	67.55	68.96	68.86	68.70	68.71	69.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.23	19.68	20.10	20.11	20.19	20.10	19.66
MgO	3.41	3.15	3.02	3.02	3.03	3.04	3.03
Na <sub>2</sub> O	10.48	11.55	10.86	11.00	11.30	10.21	11.25
Total	111.75	109.07	110.12	110.36	110.65	109.21	109.10
<b>Cations</b>							
Fe	0.68	1.02	1.10	1.10	3.00	0.09	0.02
Ca	3.11	3.32	3.01	3.07	3.02	3.11	3.11
K	3.11	3.14	1.02	3.01	0.01	3.11	3.11
Si	11.91	11.50	11.48	11.37	11.95	11.44	11.46
Al	4.29	4.11	4.12	4.12	4.14	4.16	4.16
Mg	3.16	3.11	3.11	3.11	3.01	3.11	3.11
Na	3.69	3.26	3.67	3.71	3.71	3.44	3.44
O	32	32	32	32	32	32	32

LAME	FH-85-177B	FH-85-177B	FH-85-177B	FH-87-207	FH-85-207	FH-85-232	FH-85-232
Point d'analyse	1	4	13	4	5	1	3
<b>Oxydes</b>							
FeO	1.20	1.25	1.22	1.14	3.29	1.12	1.14
CaO	3.15	3.47	3.51	3.48	3.55	3.44	3.46
K <sub>2</sub> O	3.02	3.14	3.04	3.32	3.13	3.07	3.12
SiO <sub>2</sub>	68.15	69.23	68.18	68.35	67.68	69.32	68.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.01	20.34	21.25	21.27	21.12	19.44	20.55
MgO	3.04	3.06	3.03	3.07	3.07	3.05	3.05
Na <sub>2</sub> O	11.21	11.31	11.98	11.12	11.24	10.99	11.12
Total	111.69	111.70	110.40	111.25	112.06	109.97	109.91
<b>Cations</b>							
Fe	1.10	0.04	1.04	1.02	3.74	1.12	1.11
Ca	3.07	3.09	3.10	3.07	3.48	3.08	3.08
K	3.01	3.01	3.01	3.07	3.03	3.02	3.01
Si	11.31	11.50	11.47	11.31	11.68	11.37	11.22
Al	4.13	4.12	4.18	4.23	4.28	4.18	4.23
Mg	3.01	3.01	3.01	3.02	3.02	3.02	3.01
Na	3.40	3.27	3.74	3.35	3.42	3.44	3.27
O	32	32	32	32	32	32	32

Compositions minéralogiques des plagioclases dans les dykes et les laves du mont Chagnon. (Micro-sonde)

## **NOTE TO USERS**

**Oversize maps and charts are microfilmed in sections in the following manner:**

**LEFT TO RIGHT, TOP TO BOTTOM, WITH SMALL OVERLAPS**

**The following map or chart has been microfilmed in its entirety at the end of this manuscript (not available on microfiche). A xerographic reproduction has been provided for paper copies and is inserted into the inside of the back cover.**

**Black and white photographic prints (17"x 23") are available for an additional charge.**

**UMI**





10

- 8710
- 8773
- 2
- 8714
- 203
- 8715
- 8716
- 188.7
- 8717
- 8718
- 8719
- 187.8
- 186.9
- 185.0

A.36

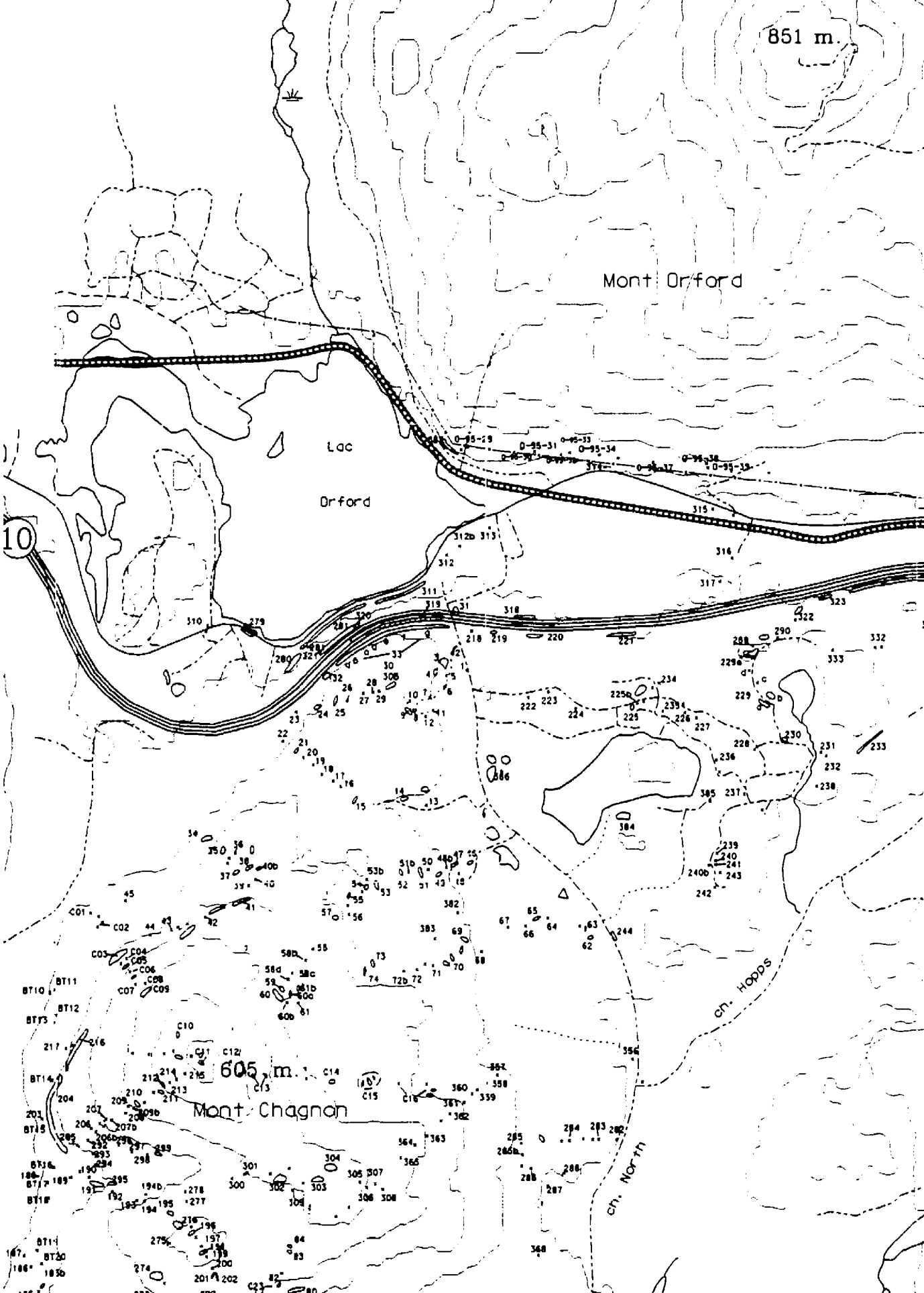


851 m.

Mont Orford

Lac  
Orford

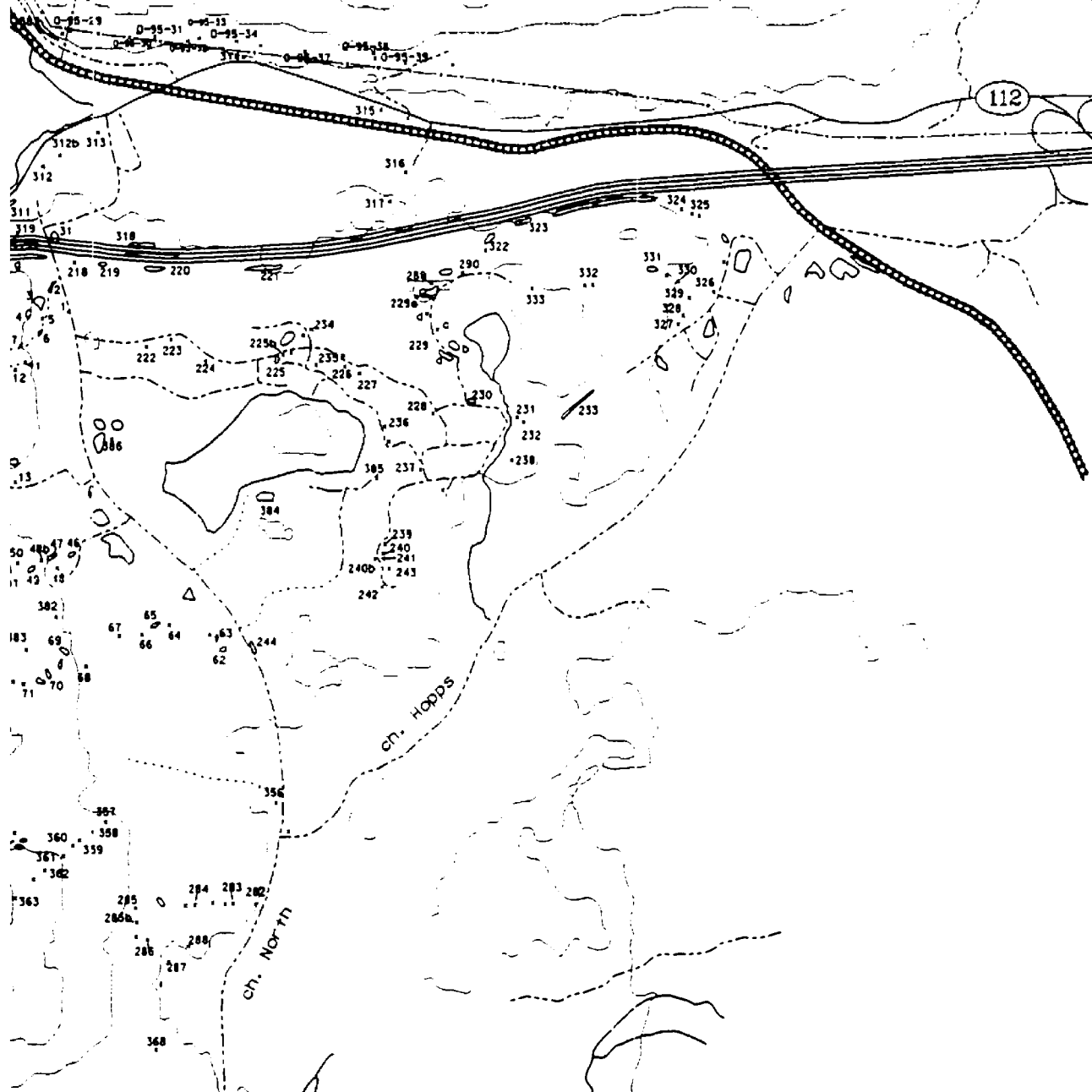
10



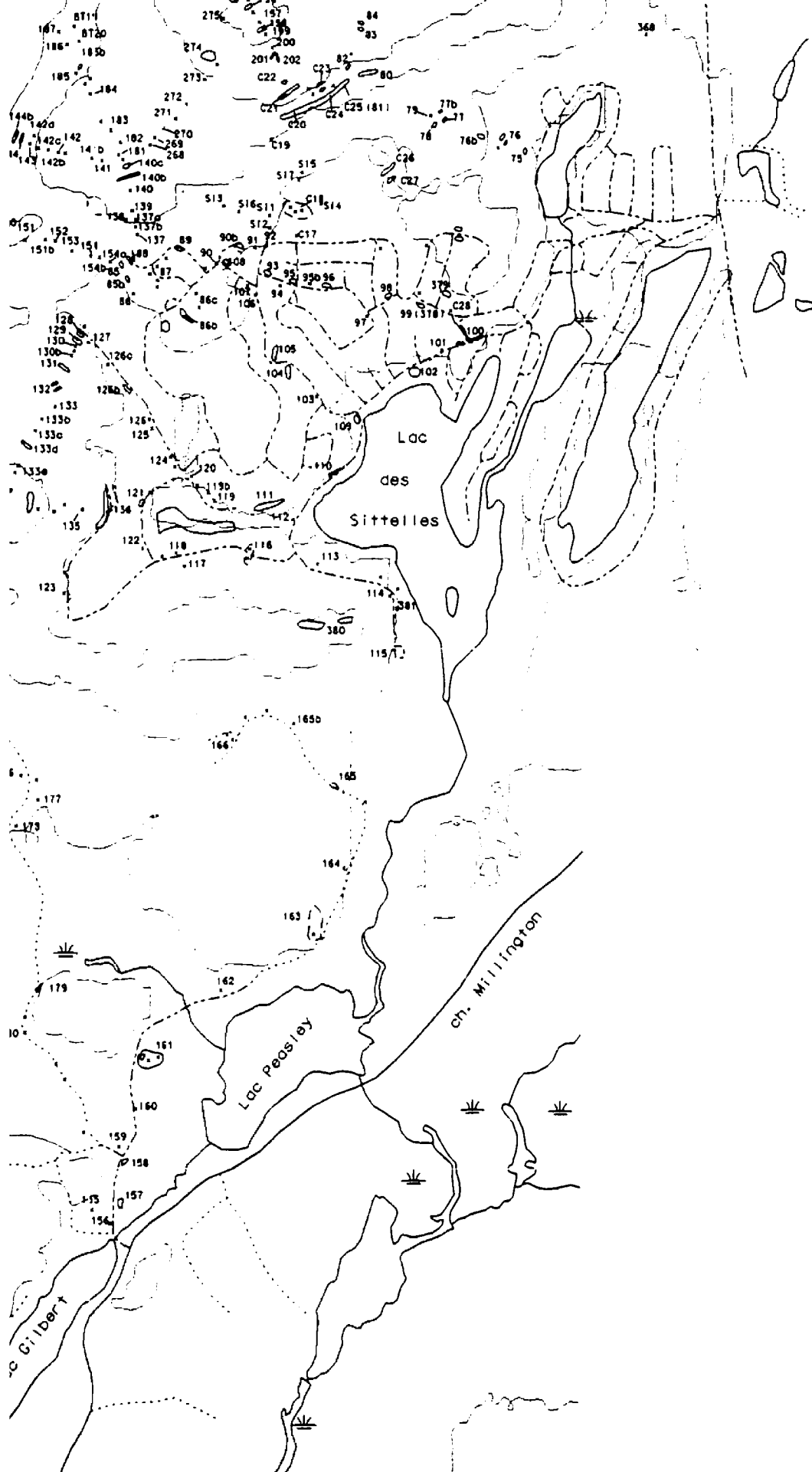
851 m.

Mont Orford

112

















Carte dessinée




# LÉGENDE

-  = Autoroute
-  = Route principale
-  = Route non pavée
-  = Sentier pédestre
-  = Chemin de fer
-  = Ligne d'électricité
-  = Courbe d'isocontour (50 m.)

## Réseau hydrographique

- a)  a) Rivières & Ruisseaux
- b)  b) Lacs & Étangs
-  Zone marécageuse

## Affleurement

- a) x a) Petit
- b)  b) Grand

0 0.5 1.0 Kilomètre



Carte dessinée par: François Huot (1997)  
 Département de Géologie et Génie géologique  
 Université Laval  
 Sainte-Foy, QC

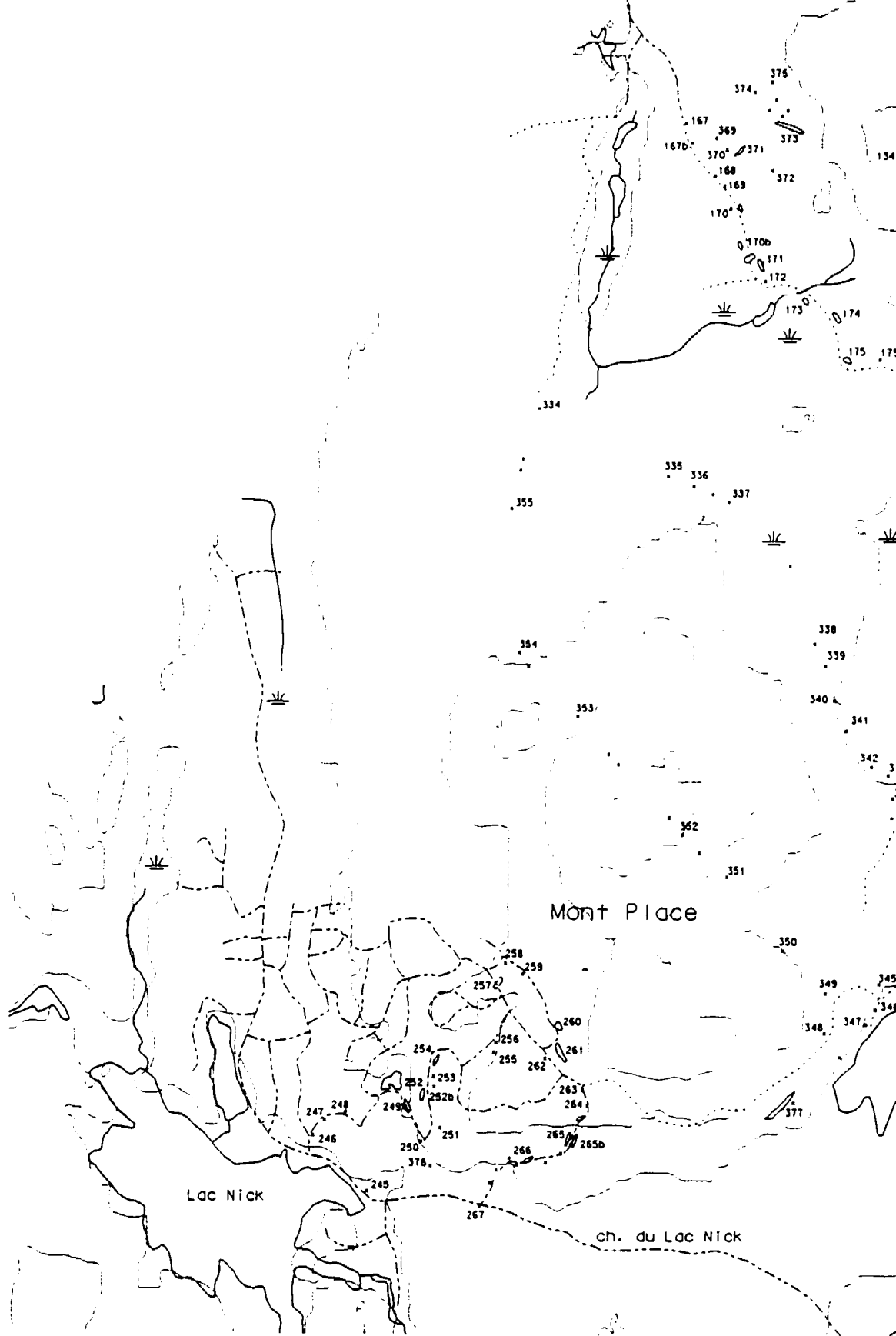
Carte géologique

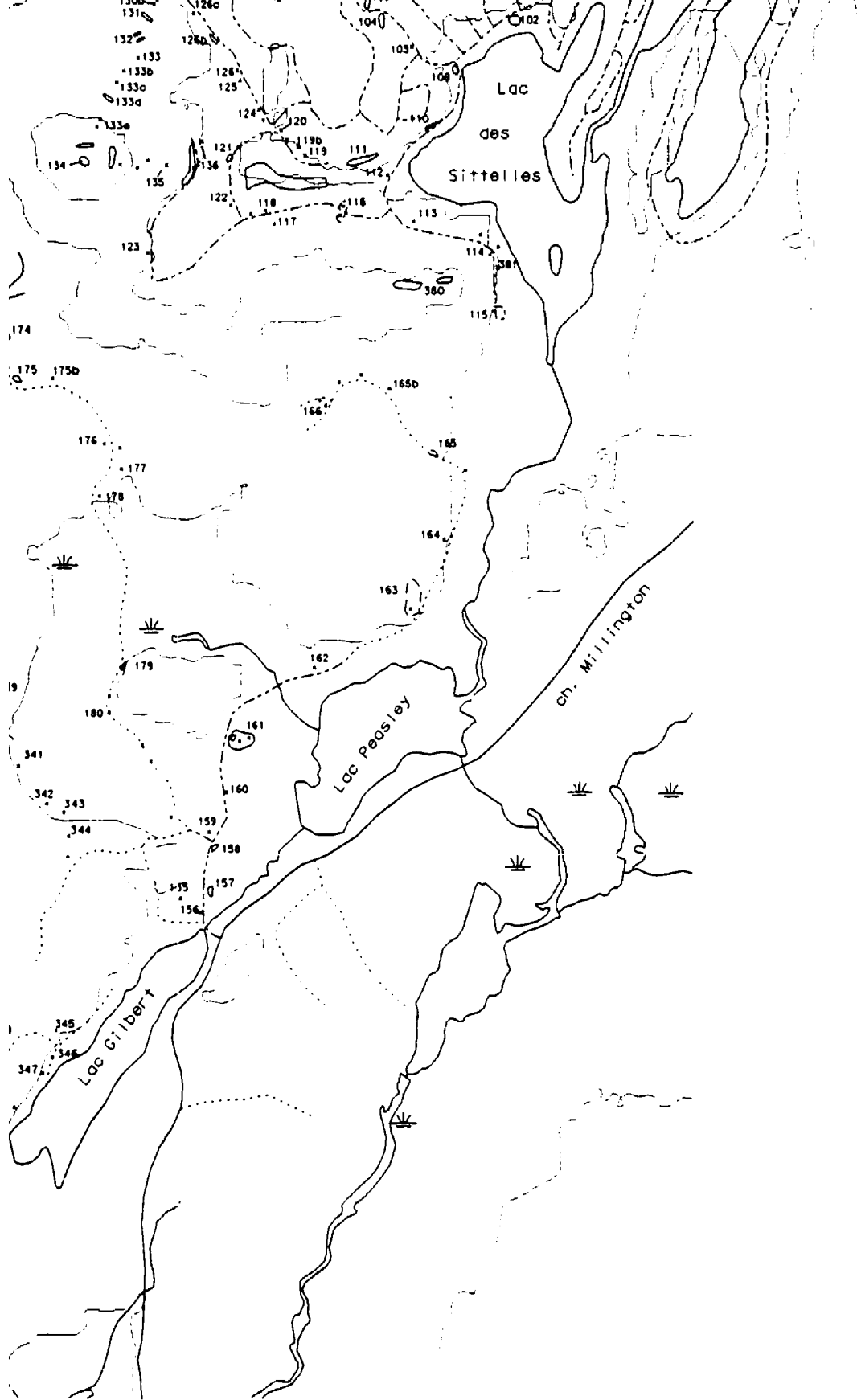
5 010 000

5 008 000

396 000

398 000












Carte dess

Compl  
Feuillet




400 000

402 000


# LÉGENDE

-  = Autoroute
-  = Route principale
-  = Route non pavée
-  = Sentier pédestre
-  = Chemin de fer
-  = Ligne d'électricité
-  = Courbe d'isocontour (50 m.)

## Réseau hydrographique

- a)  a) Rivières & Ruisseaux
- b)  b) Lacs & Étangs
-  Zone marécageuse

## Affleurement

- a) x a) Petit
- b)  b) Grand

0 0.5 1.0 Kilomètre



Carte dessinée par: François Huot (1997)

Département de Géologie et Génie géologique

Université Laval

Sainte-Foy, QC

## Carte géologique

Complexe ophiolitique Orford-Chagnon

Feuillet 1 Localisation des affleurements



## **NOTE TO USERS**

**Oversize maps and charts are microfilmed in sections in the following manner:**

**LEFT TO RIGHT, TOP TO BOTTOM, WITH SMALL OVERLAPS**








**The following map or chart has been microfilmed in its entirety at the end of this manuscript (not available on microfiche). A xerographic reproduction has been provided for paper copies and is inserted into the inside of the back cover.**

**Black and white photographic prints (17"x 23") are available for an additional charge.**




**UMI**




# LÉGENDE

-  = Autoroute
-  = Route principale
-  = Route non pavée
-  = Sentier pédestre
-  = Chemin de fer
-  = Ligne d'électricité
-  = Courbe d'isocontour (50 m.)


## Réseau hydrographique

- a)  a) Rivières & Ruisseaux
- b)  b) Lacs & Étangs
-  Zone marécageuse

## Affleurement

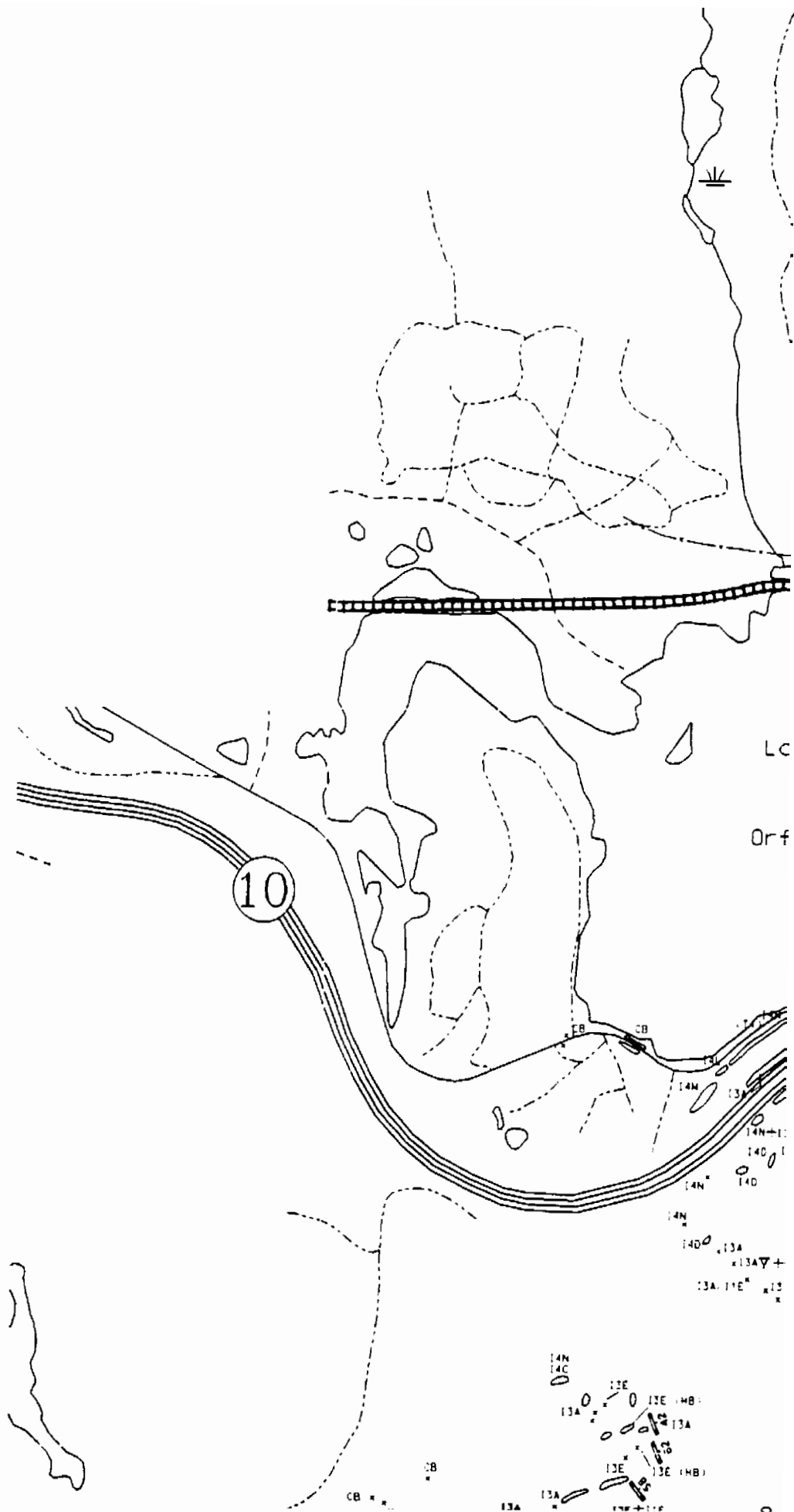
- a) x a) Petit
- b)  b) Grand

0 0,5 1,0 Kilomètre



Carte dessinée par: Francois Huot (1997)

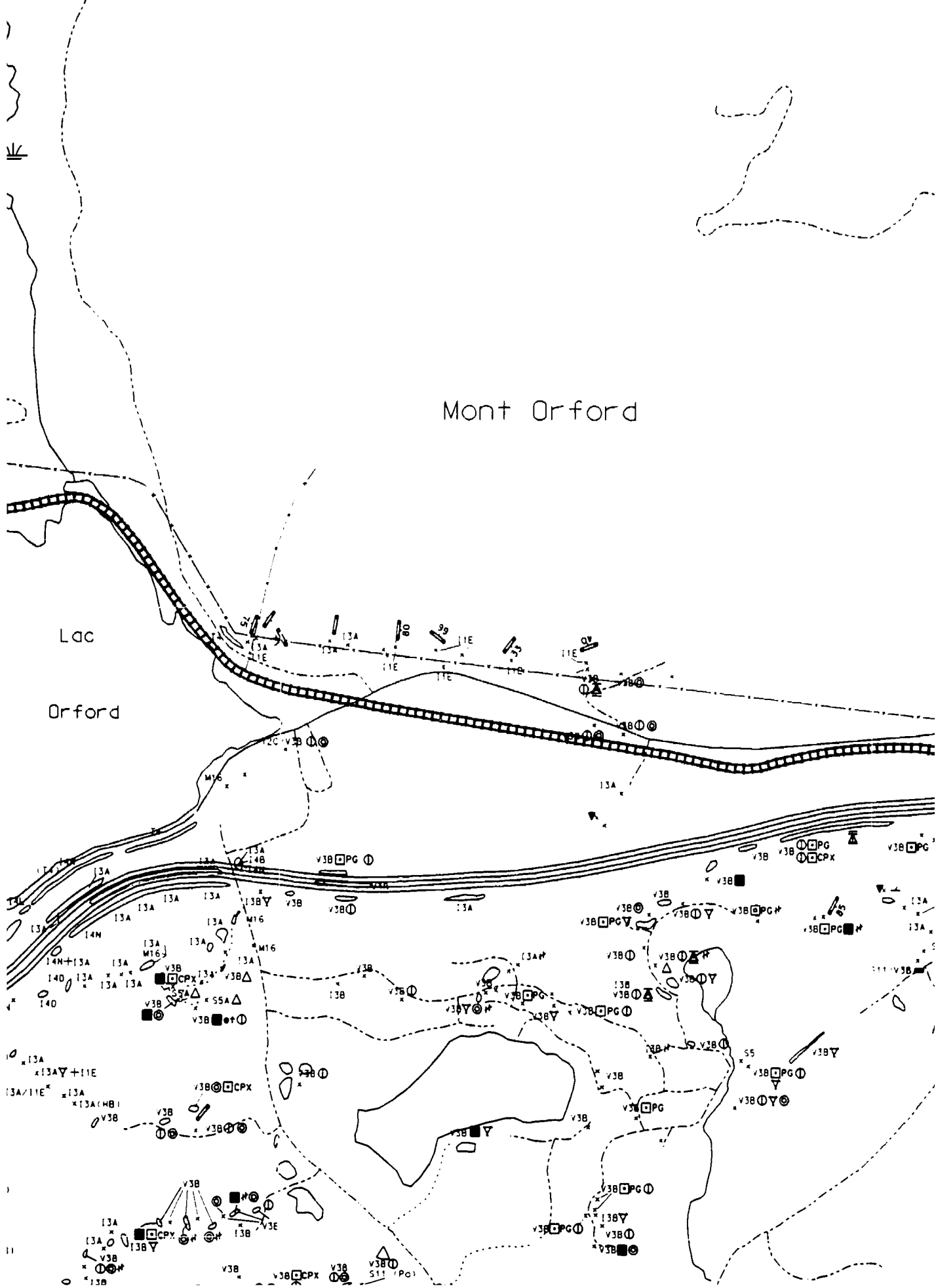
Département de Géologie et Génie géologique  
Université Laval  
Sainte-Foy, QC



Lc  
 Orf

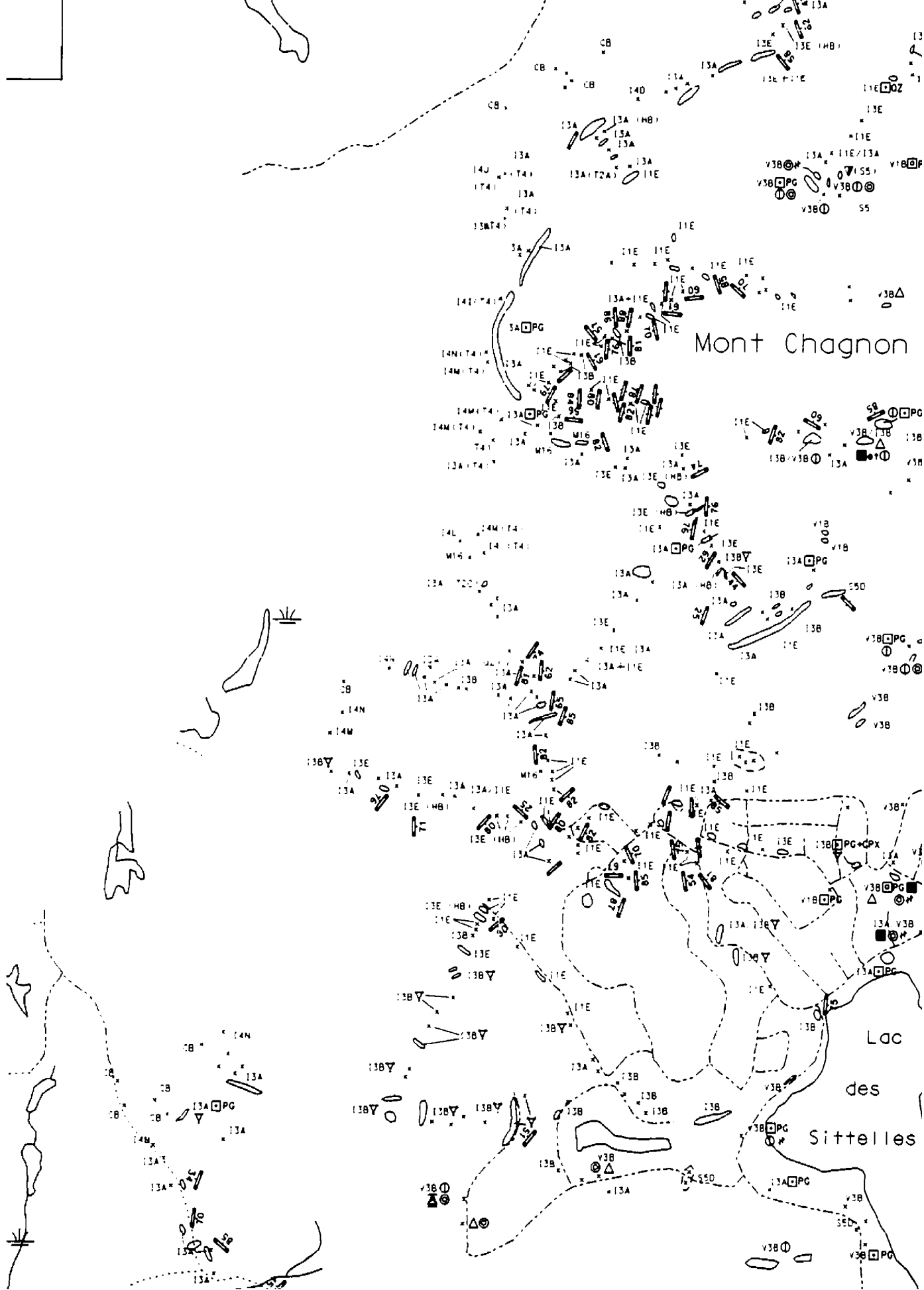
ique

# Mont Orford

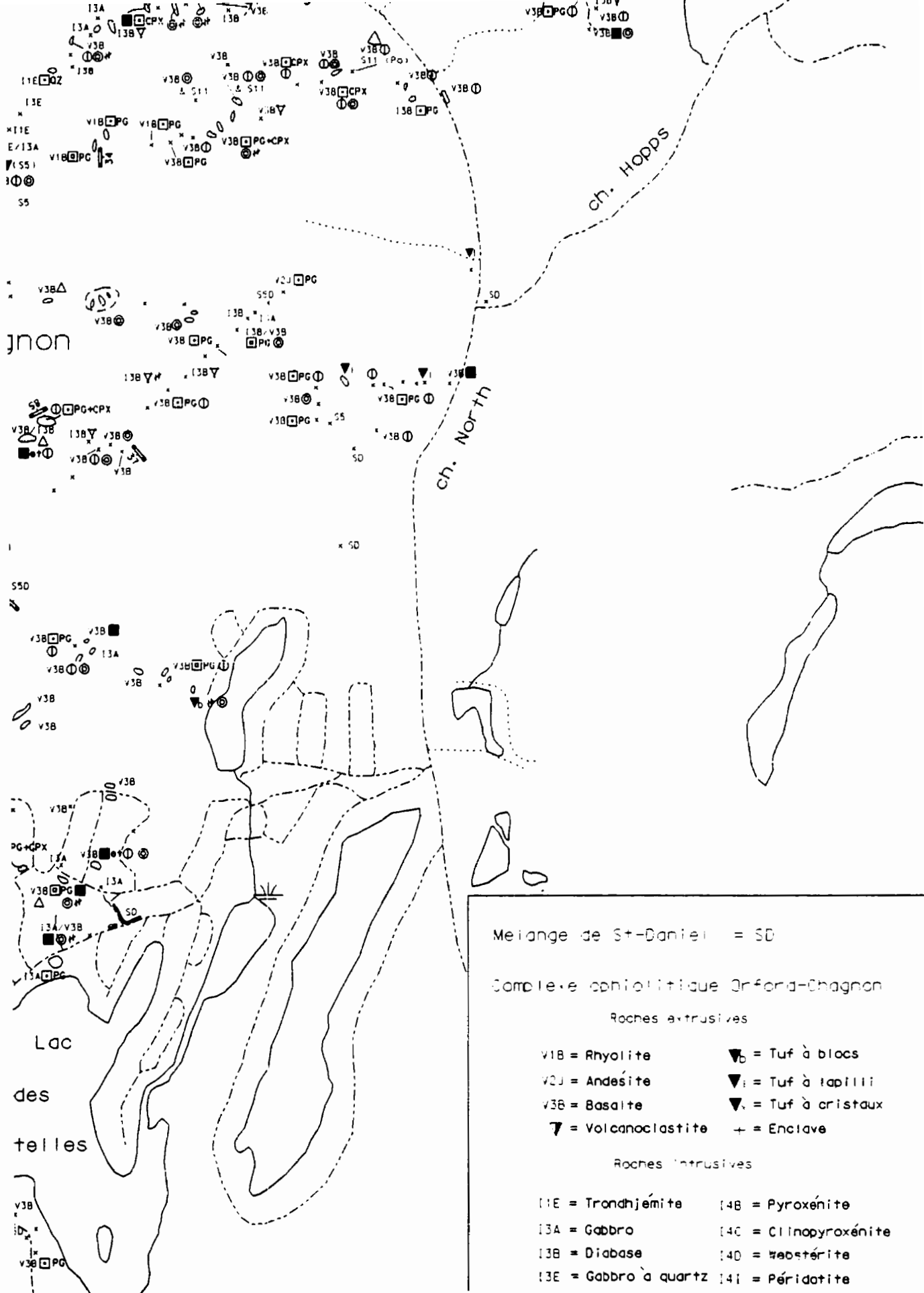


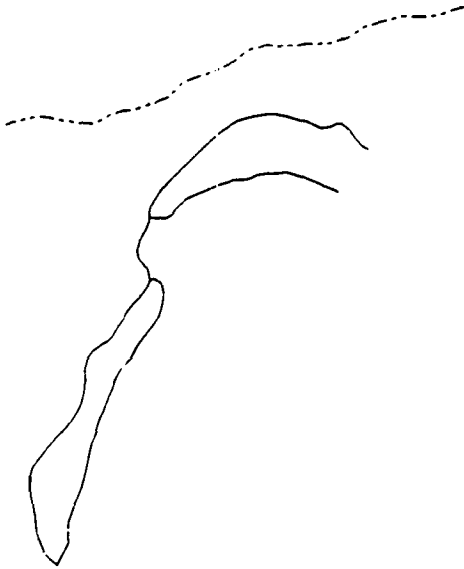
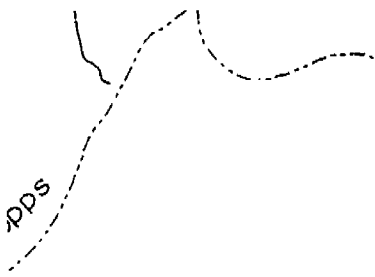












Daniel = SD

Litique Grford-Chagnon

as extrusives

- ▼<sub>b</sub> = Tuf à blocs
- ▼<sub>i</sub> = Tuf à lapilli
- ▼<sub>x</sub> = Tuf à cristaux

clastite + = Enclave

es intrusives

- 14B = Pyroxénite
- 14C = Clinopyroxénite
- 14D = Websterite
- 14I = Périodite
- 14J = Wehrlite

### Facès

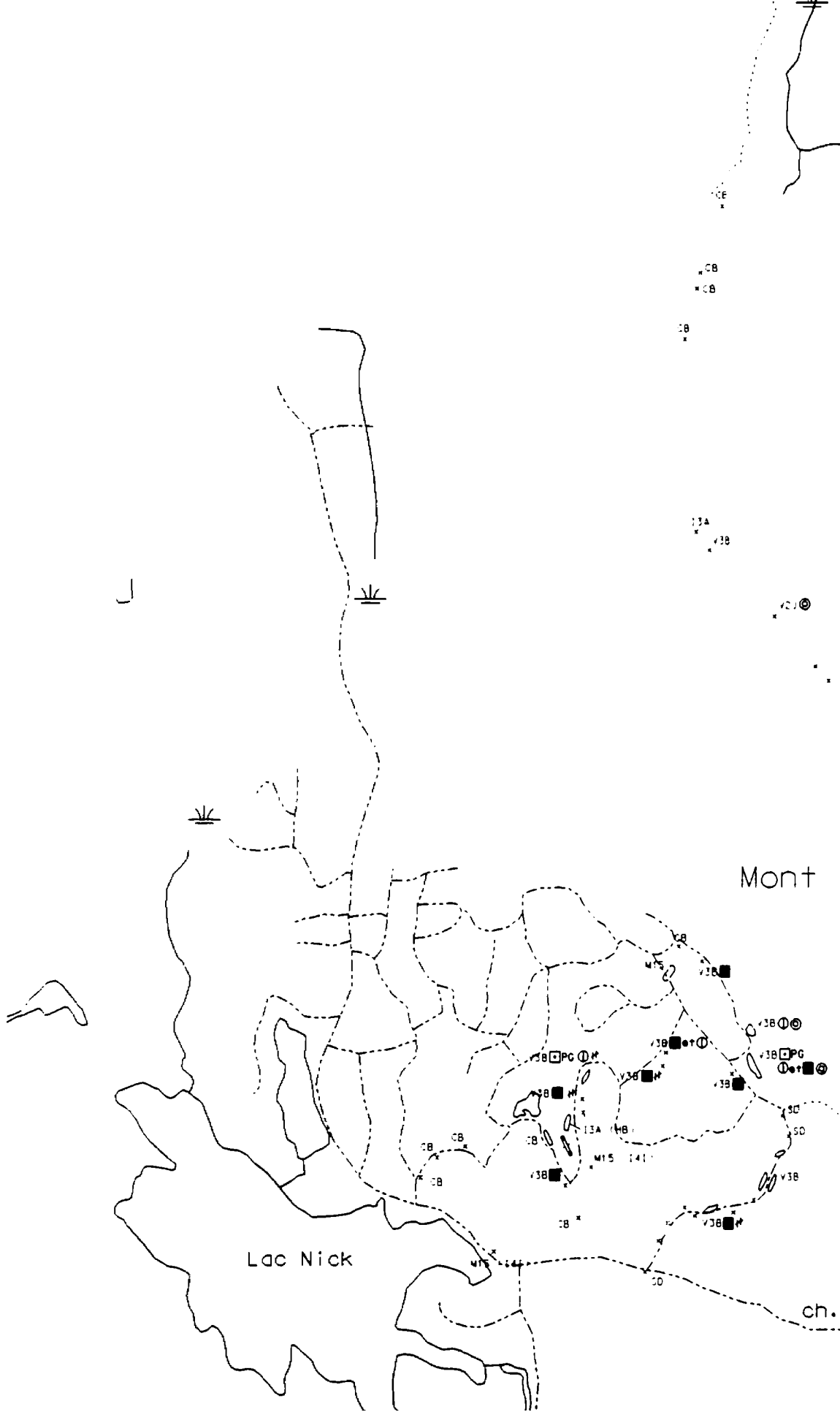
- △ = Brèche de coulée
- ⊠ = Brèche de coussins fragmentés
- ⊡ = Hyaloclastite
- = Coulée massive
- ⊙ = Coulée coussinée
- ⊞ = Gloméroporphyrrique
- ⊠ = Porphyrique
- PG = Plagioclase
- CPX = Clinopyroxène
- HB = Hornblende
- OZ = Quartz
- PD = Pyrrhotite
- ℞ = Zone de rouille

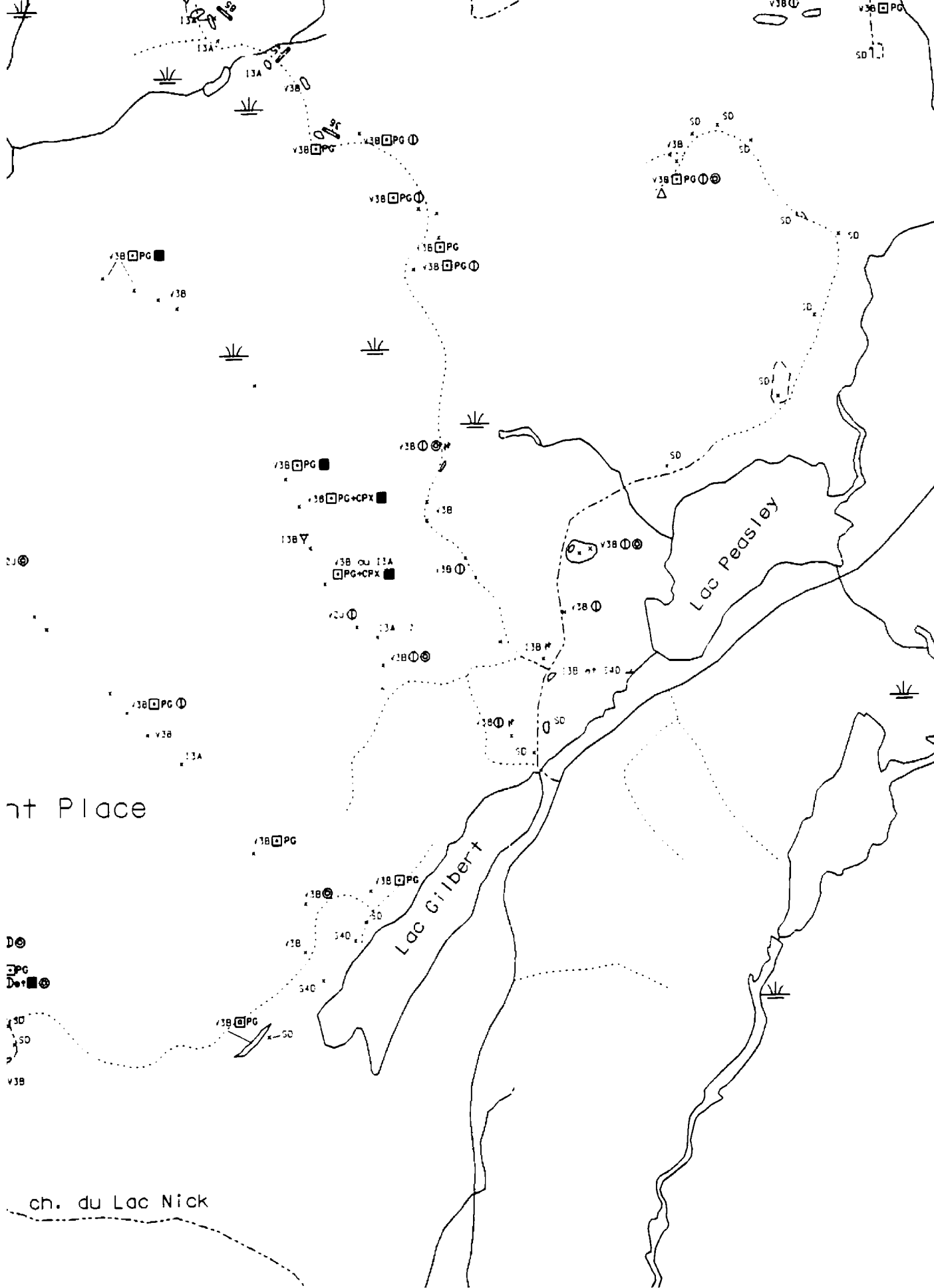
### Textures et Structures

- ▽ = Diabasique
- ✦ = Fentes de refroidissement
- ⊙ = Vésiculaire
- ∟ = Laminations obliques
- ▬ = Laminations parallèles

000

5 010 000





nt Place

- D ⊙
- PG
- D ⊙ M ⊙ SD ⊙

ch. du Lac Nick



- I3B = Diabase
- I3E = Gabbro à quartz
- I40 = Websterite
- I41 = Péridotite
- I4J = Wehrllite
- I4L = Harzburgite
- I4M = Dunite
- I4N = Serpentinite

Roches sédimentaires et métamorphiques

- M15 = Roche métagénétique
- M16 = Amphibolite
- S40 = Conglomérat polygénique
- S5 = Brèche
- S50 = Brèche polygénique
- T2 = Mylonite
- T20 = Ultramylonite
- T4 = Mélange tectonique

Complexe structural de Brampton = CB

Co

ite [4B = Pyroxénite  
 [4C = Clinopyroxénite  
 [4D = Websterite  
 quartz [4I = Péridotite  
 [4J = Wehrlite  
 [4L = Harzburgite  
 [4M = Dunite  
 [4N = Serpentinite

PO = Pargasite  
 CPX = Clinopyroxène  
 HB = Hornblende  
 QZ = Quartz  
 PO = Pyrrhotite  
 R = Zone de rouille

ntaires et métamorphiques

isomatique

ie

it polygénique


ogénique

lite

ictonique

ind de Brimpton = CB

---

 = Dykes (1) pendage inconnu  
 (1) (2) (3) (2) pendage incliné  
 (3) pendage vertical

## Carte géologique

### Complexe ophiolitique Orford-Chagnon

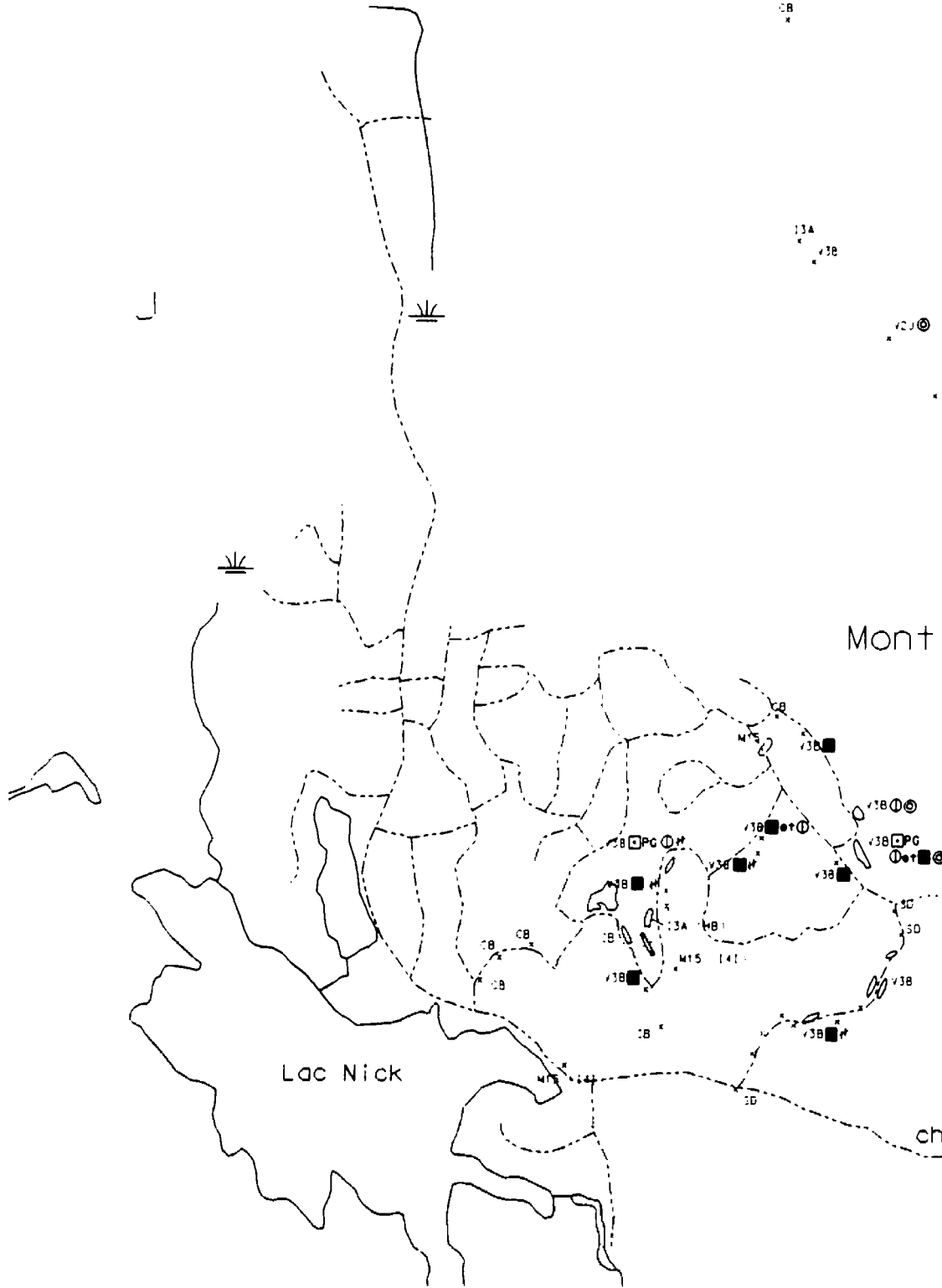
#### Feuille 2 Faciès lithologiques

5 010 000

5 008 000

396 000

398 000



CB

CB

3A

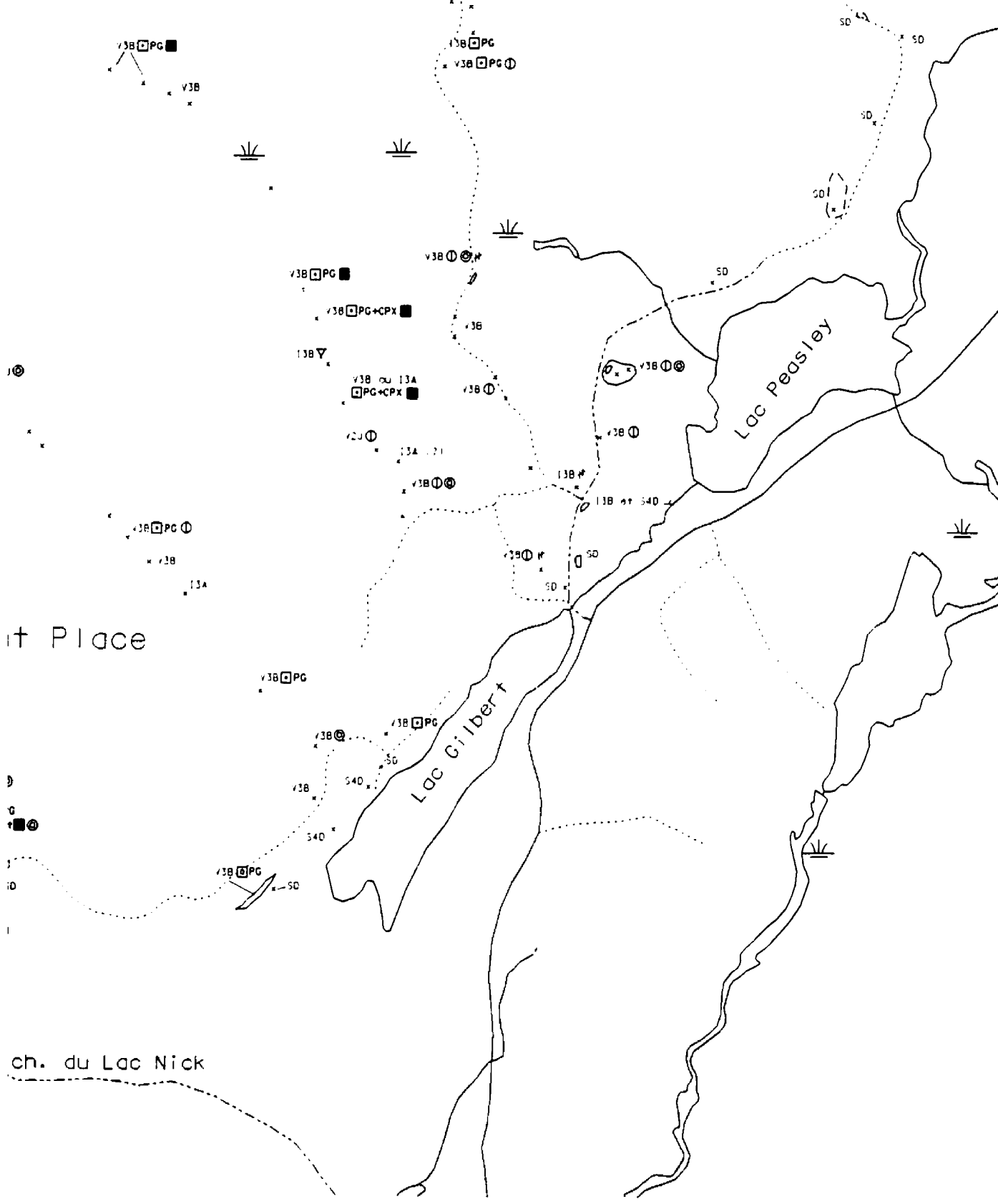
38

20

Mont

Lac Nick

ch



it Place

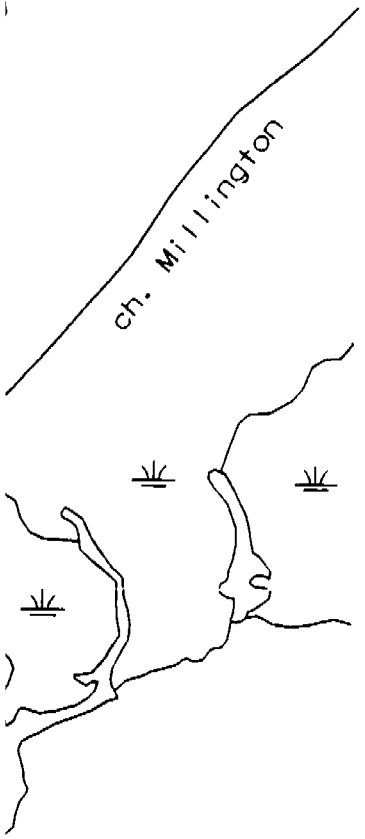
ch. du Lac Nick

400 000



- M16 = Amphibolite
- S40 = Conglomerat polygénique
- S5 = Brèche
- S50 = Brèche polygénique
- T2 = Mylonite
- T20 = Ultramylonite
- T4 = Mélange tectonique

Complexe structural de Brompton = CB



Cc

402 000

ite  
it polygénique

(3) pendage vertical

ogénique

ite  
ctonique

inal de Brompton = CB

Carte géologique  
Complexe ophiolitique Orford-Chagno  
Feuille 2 Faciès lithologiques

## **NOTE TO USERS**

**Oversize maps and charts are microfilmed in sections in the following manner:**

**LEFT TO RIGHT, TOP TO BOTTOM, WITH SMALL OVERLAPS**








**The following map or chart has been microfilmed in its entirety at the end of this manuscript (not available on microfiche). A xerographic reproduction has been provided for paper copies and is inserted into the inside of the back cover.**

**Black and white photographic prints (17"x 23") are available for an additional charge.**




**UMI**




# LÉGENDE

-  = Autoroute
-  = Route principale
-  = Route non pavée
-  = Sentier pédestre
-  = Chemin de fer
-  = Ligne d'électricité
-  = Courbe d'isocontour (50 m.)


## Réseau hydrographique

- a)  a) Rivières & Ruisseaux
- b)  b) Lacs & Étangs
-  Zone marécageuse

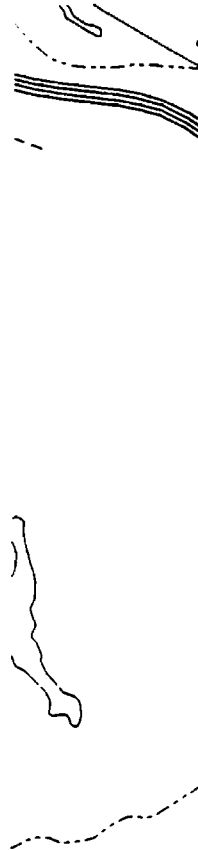
## Affleurement

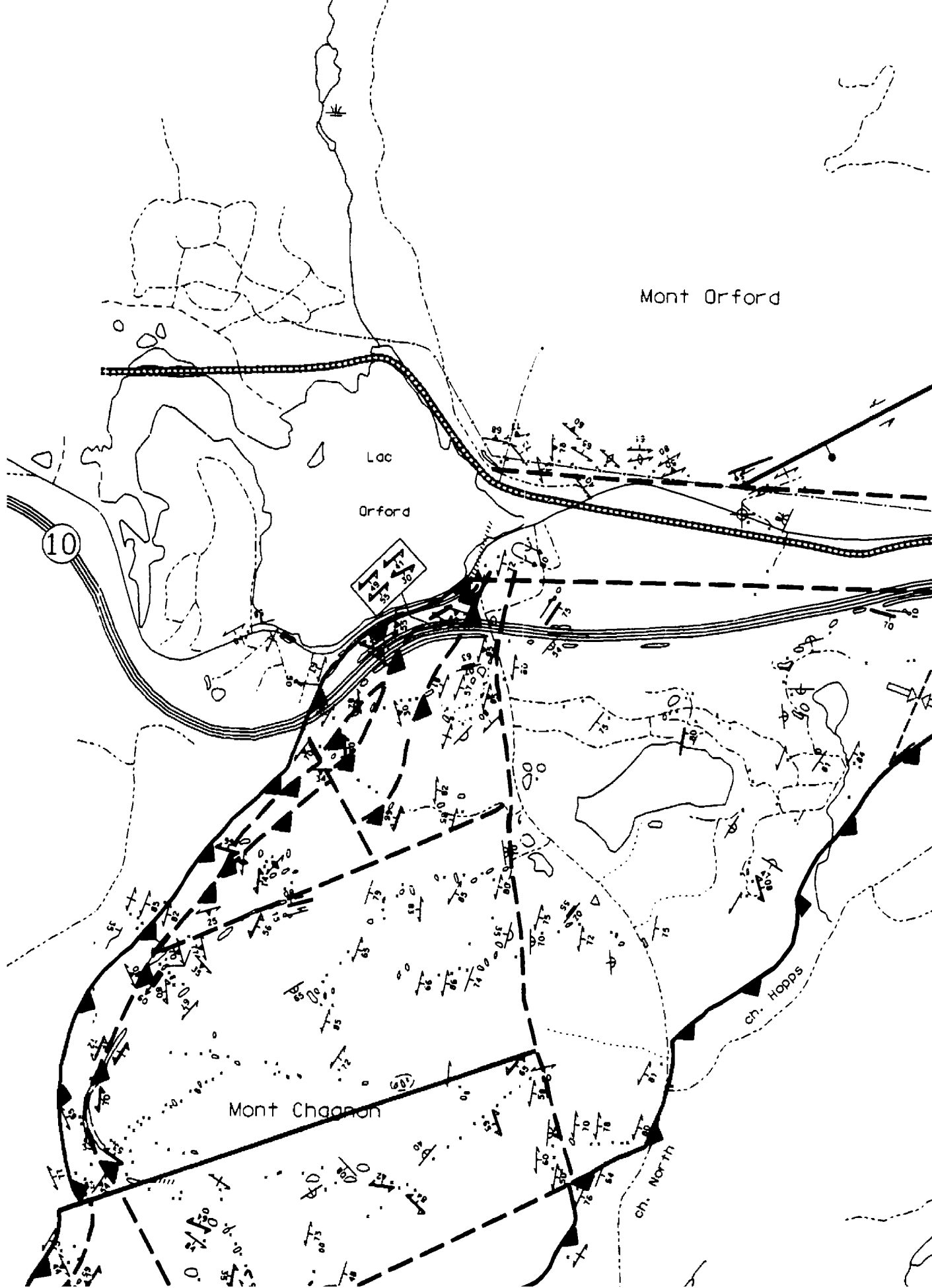
- a) x a) Petit
- b)  b) Grand

0 0.5 1.0 Kilomètre

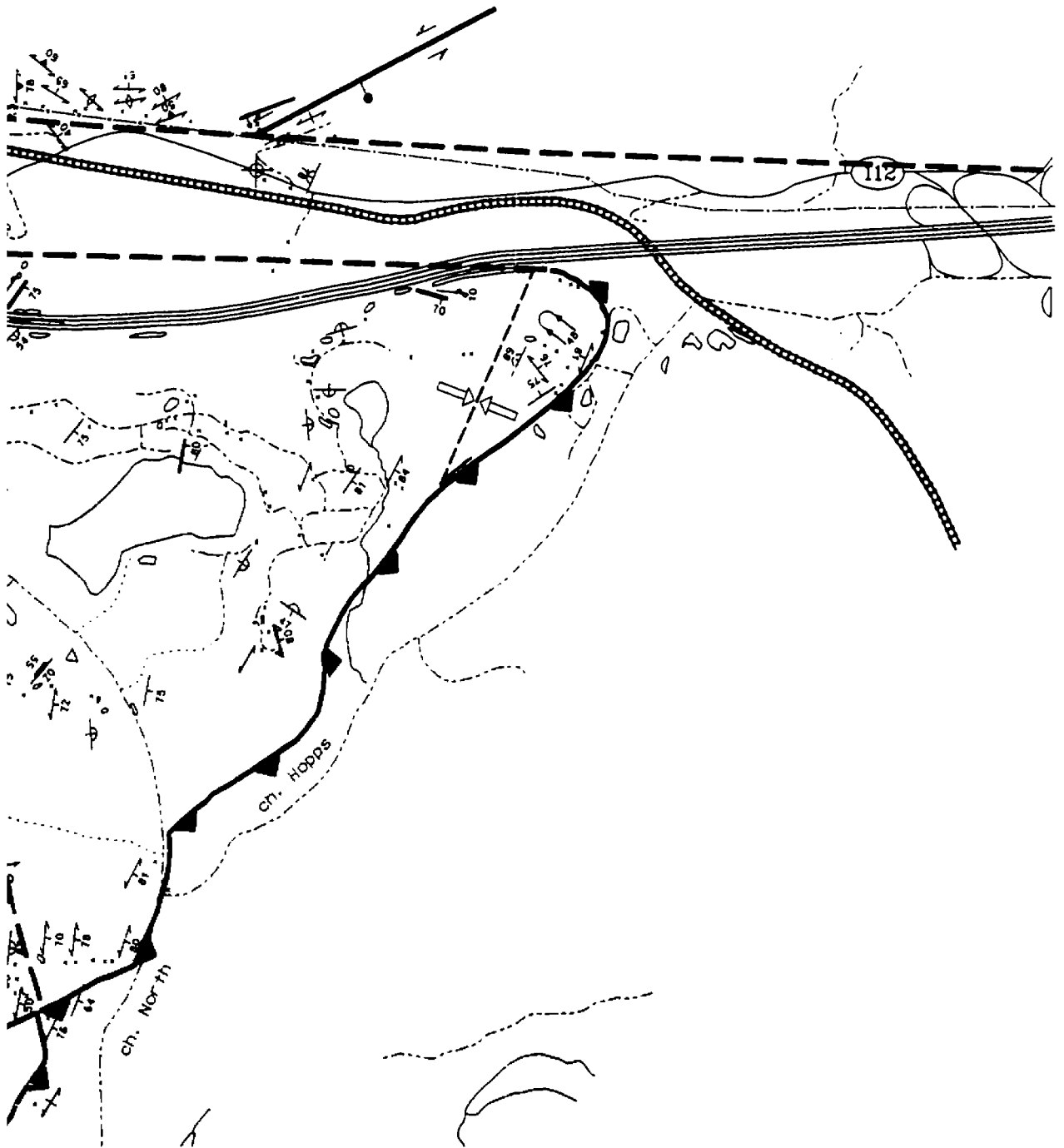


Carte dessinée par: François Huot (1997)  
Département de Géologie et Génie géologique  
Université Laval  
Sainte-Foy, QC

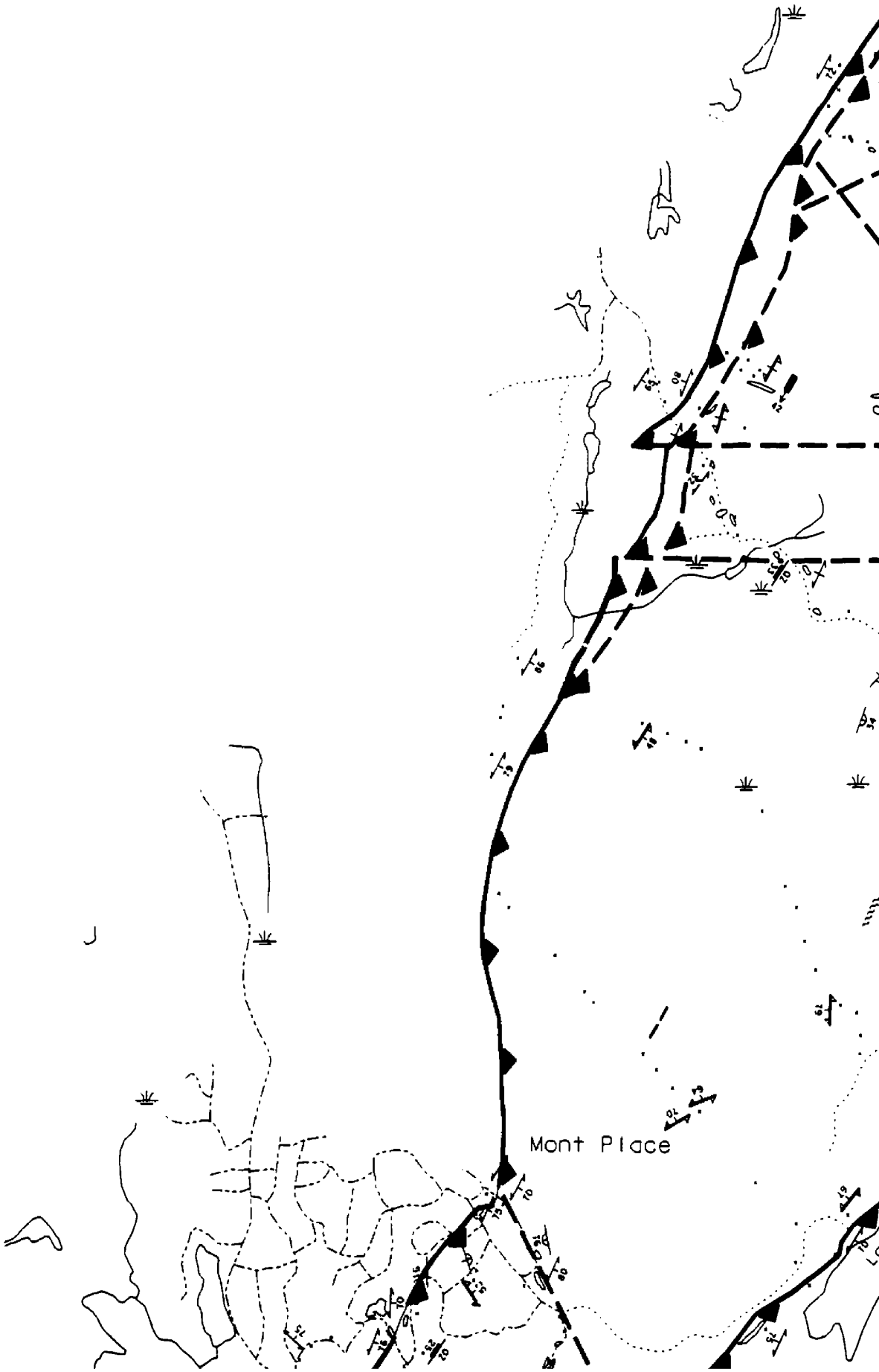




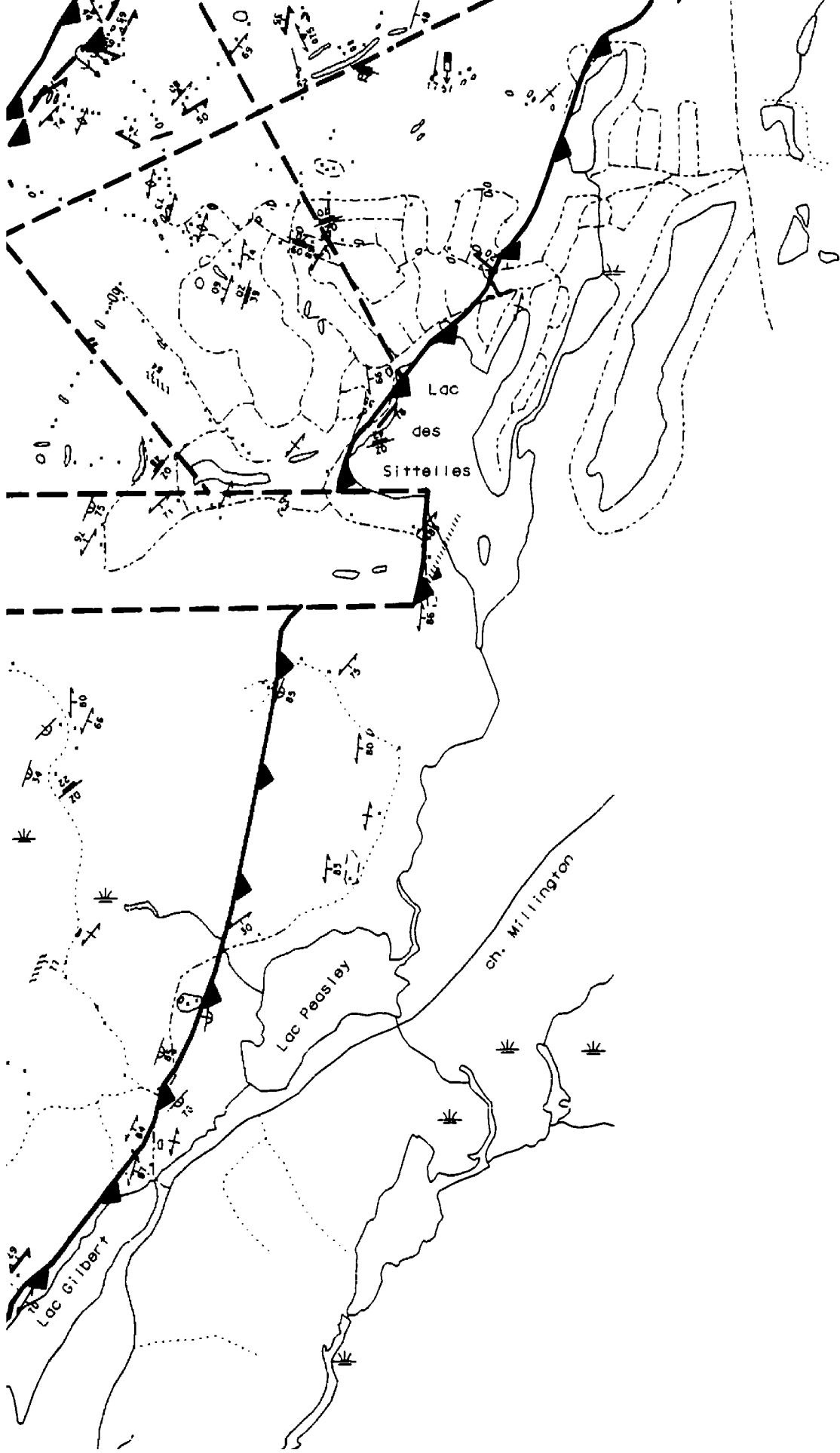
Mont Orford



5 010 000







	(1) (2)
	(1) (2)
	(4)
	(1) (2)
	(1) (2)
	(1) (2)
	= Mouve
	= Mouve
	= Cheva
	= Cheva
	= Dextr
	= Senes
	= Syncr
	= Antif
	= Synfo

Comp



- = Stratification  
 (1) (2) (3)
- = Stratification avec polarité connue  
 (1) (2) (3) (4) (5)
- = Schistosité  
 (1) (2) (3)
- = Foliation  
 (1) (2) (3)
- = Mylonite  
 (1) (2) (3)
- = Veine de quartz  
 (1) (2) (3)

- (1) pendage inconnu
- (2) pendage incliné
- (3) pendage vertical
- (4) renversé
- (5) horizontal normal

Failles

- = Mouvement inconnu
- = Mouvement inconnu (approx.)
- = Chevauchement
- = Chevauchement (approx.)
- = Dextre normale
- = Senestre normale

Cisaillements

- = senestre
- = dextre
- = mouvement inconnu
- = Inverse

- = Synclinal
- = Antiforme métrique
- = Synforme métrique

- = Strie de faille
- = Linéation d'étirement
- = Linéation minérale magmatique
- = Linéation métamorphique
- = Plaquage minéral
- = Bande de kink

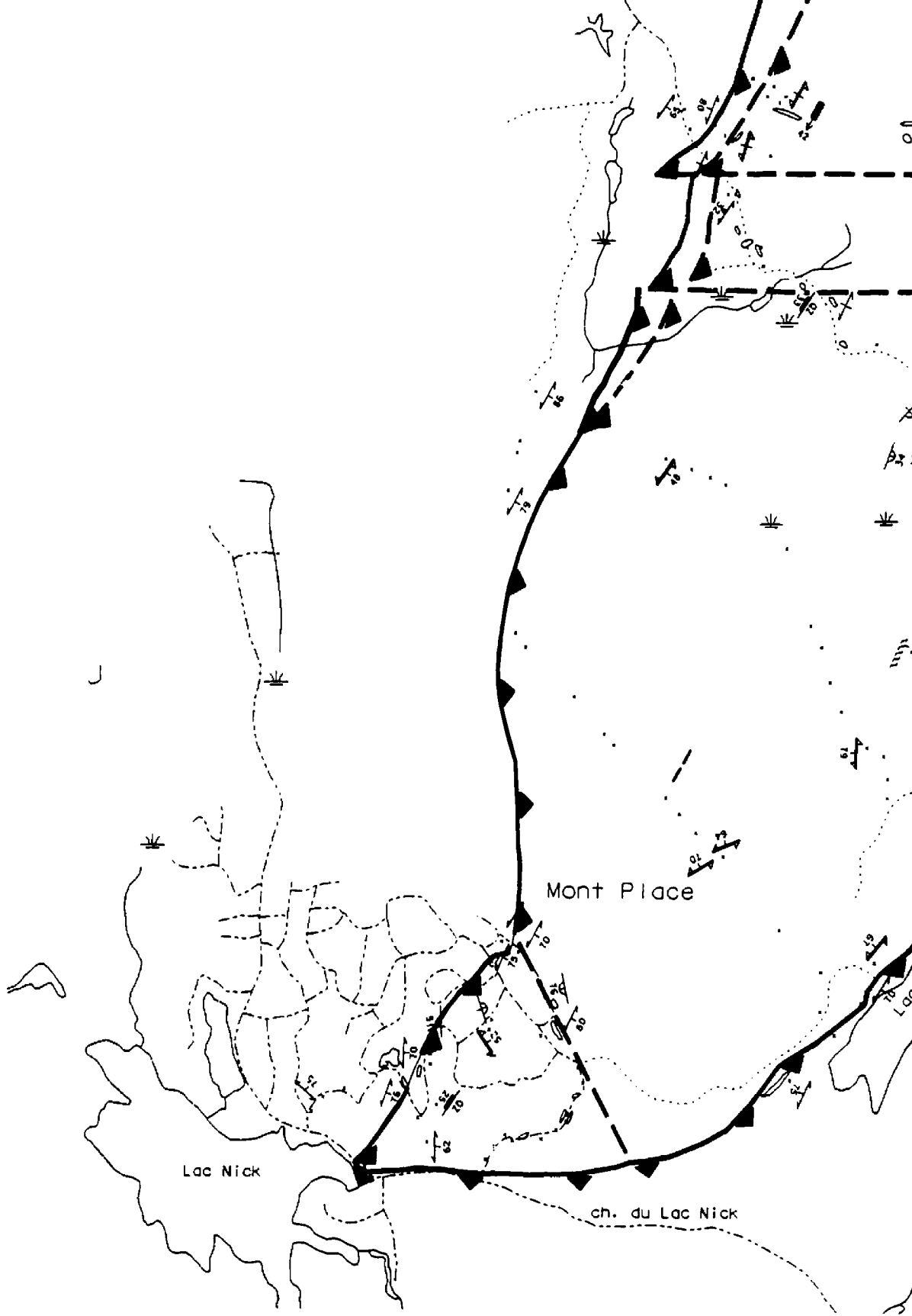
Carte géologique  
 Complexe ophiolitique Orford-Chagnon

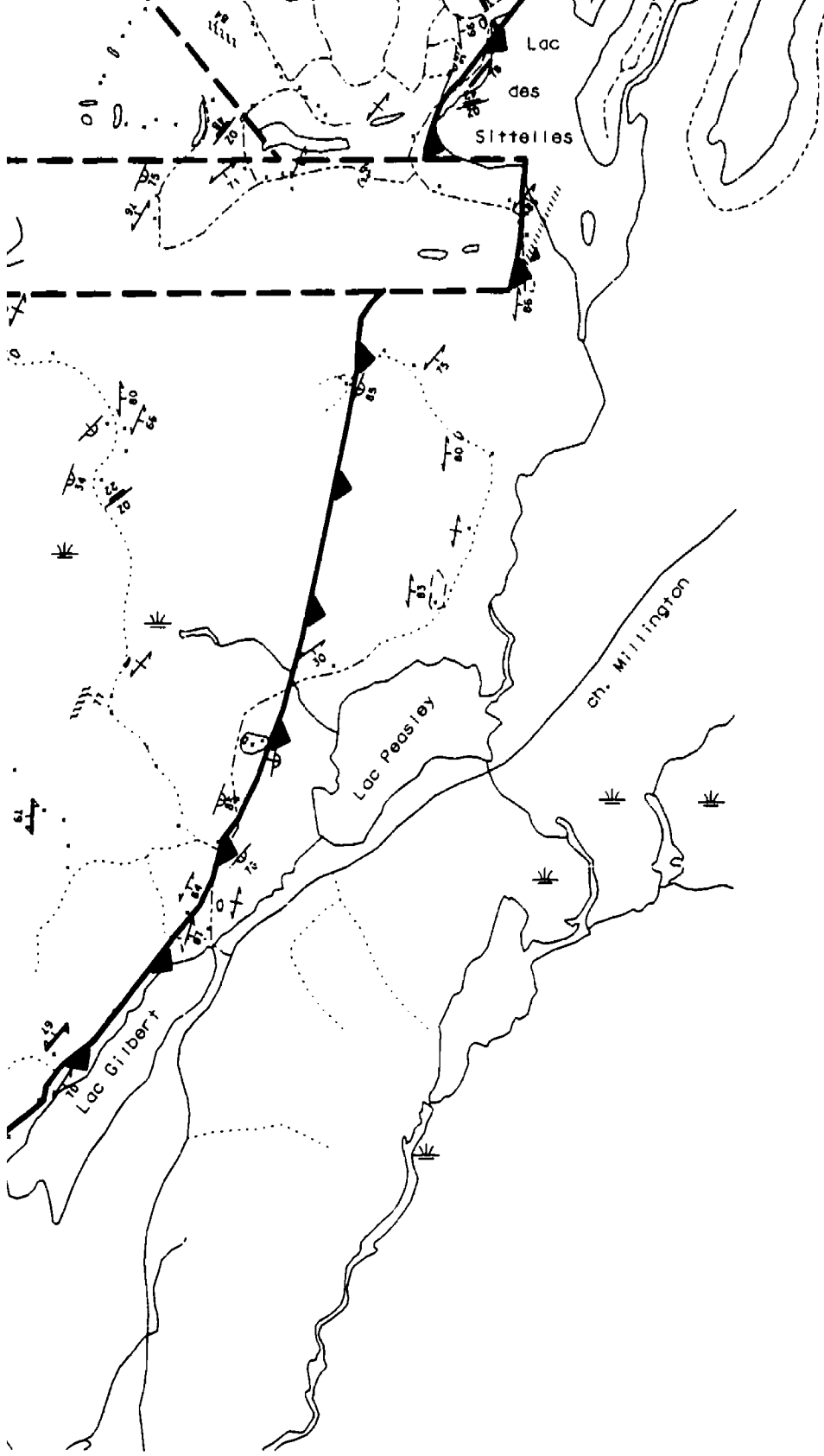
5 010 000

5 008 000

396 000

398 000





- (1)
- (1)
- (1)
- (1)
- (1)
- (1)

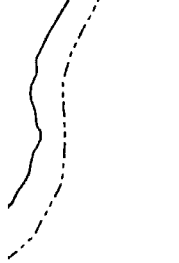
- = M
- = M
- = CR
- = CR
- = D
- = Se




- = Sy
- = An
- = Sy







Cor




400 000




402 000









   = Stratification  
(1) (2) (3)

   = Stratification avec polarité connue  
(1) (2) (3)  
  (4)  (5)

   = Schistosité  
(1) (2) (3)







   = Foliation  
(1) (2) (3)

   = Mylonite  
(1) (2) (3)





   = Veine de quartz  
(1) (2) (3)




(1) pendage inconnu  
(2) pendage incliné  
(3) pendage vertical  
(4) renversé  
(5) horizontal normal







Failles

 = Mouvement inconnu  
 = Mouvement inconnu (approx.)  
 = Chevauchement  
 = Chevauchement (approx.)  
 = Dextre normale  
 = Senestre normale

Cisaillements

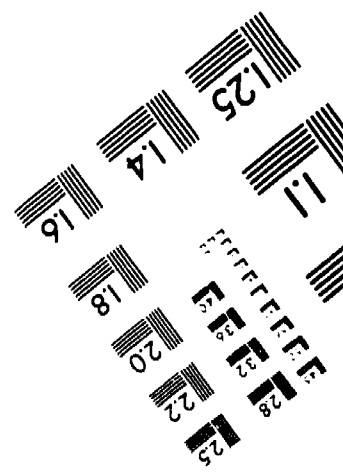
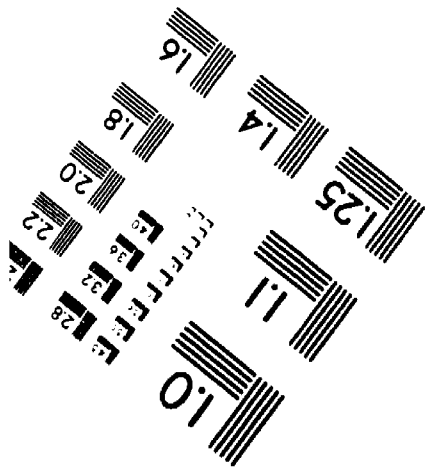
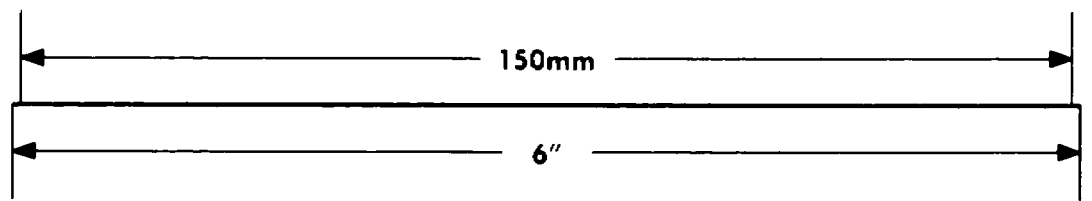
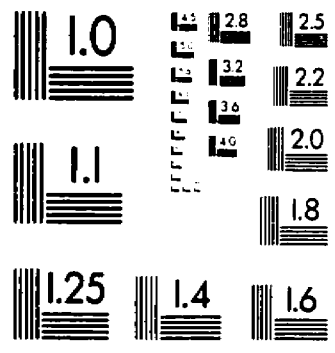
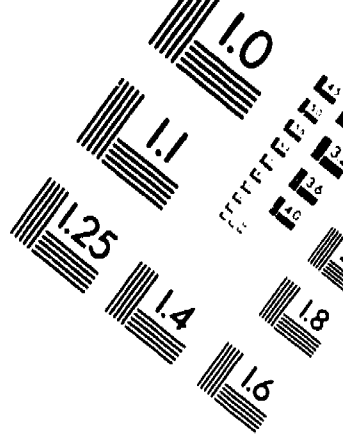
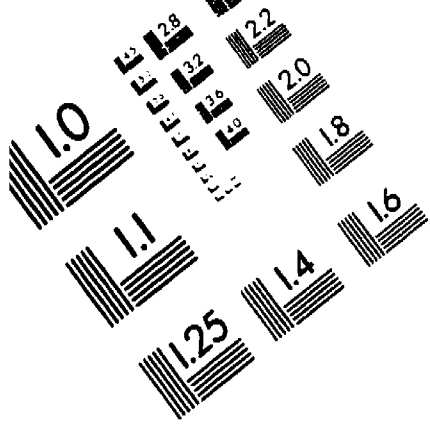
 = senestre  
 = dextre  
 = mouvement inconnu  
 = Inverse

 = Synclinal  
 = Antiforme métrique  
 = Synforme métrique

 = Strie de faille  
 = Linéation d'étirement  
 = Linéation minérale magmatique  
 = Linéation métamorphique  
 = Plaquage minéral  
 = Bande de kink

Carte géologique  
Complexe ophiolitique Orford-Chagnon

Feuillet 3 Structure



APPLIED IMAGE, Inc  
1653 East Main Street  
Rochester, NY 14609 USA  
Phone: 716/482-0300  
Fax: 716/288-5989

© 1993 Applied Image, Inc., All Rights Reserved



0

1

■

... (faint text) ...

0


1

0

---



a) x a) Petit

b)  b) Grand

0 0.5



Carte dessinée par: Francois Huot (199  
Département de Géol  
Université Laval  
Sainte-Foy, QC