

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI COMME EXIGENCE PARTIELLE DE
LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

Par

Julie Fredette

**PÉTROGRAPHIE, GÉOCHIMIE ET POTENTIEL ÉCONOMIQUE EN FE-TI-P
DU SECTEUR DU LAC À PAUL, PARTIE NORD DE LA SUITE
ANORTHOSITIQUE DE LAC-SAINT-JEAN, PROVINCE DE GRENVILLE,
QUÉBEC**

Septembre 2006



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

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

RÉSUMÉ

Ce projet de maîtrise porte sur la géochimie, la pétrographie et le potentiel économique de séquences enrichies en Fe-Ti±P (fer, titane, phosphore) du secteur du lac à Paul, localisé dans la partie nord et en bordure de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ). La SALSJ est située dans la Province de Grenville, qui est caractérisée par de nombreuses suites anorthositiques de type AMCG d'âge protérozoïque. Les gîtes de Fe-Ti±P représentent une association caractéristique au sein de ces suites.

L'enrichissement en Fe-Ti±P des roches du secteur du lac à Paul reflète l'enrichissement variable en ilménite, magnétite et apatite de celles-ci. Les roches échantillonnées démontrant un tel enrichissement en Fe-Ti±P ont été subdivisées en six lithologies: 1) anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite; 2) troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite; 3) péridotites nelsonitiques; 4) roches à oxydes de Fe-Ti; 5) pyroxénites à oxydes de Fe-Ti, et; 6) dunités à oxydes de Fe-Ti. Des diorites ferrifères, que l'on retrouve sous forme de dykes recoupant les autres lithologies, ont également été échantillonnées.

Les minéraux analysés à la microsonde (olivine, plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, ilménite, magnétite, spinelle et apatite) possèdent tous des compositions évoluées. Le plagioclase est principalement de l'andésine (An₂₇ à An₅₀) et le pourcentage forstérite des olivines varie de Fo₄₆ à Fo₆₃. Contrairement aux autres lithologies qui sont caractérisées par de l'ilménite, les diorites ferrifères renferment de l'hémo-ilménite.

Le caractère évolué des roches du secteur du lac à Paul, illustré par les études pétrographique et géochimique, indique que le magma parental des roches du secteur est également évolué. De plus, la distribution ubiquiste de l'apatite dans les roches échantillonnées indique que le magma parental devait posséder une composition caractérisée par la présence de l'apatite sur le liquidus. La composition en éléments des terres rares (ÉTR) du magma parental a été calculée grâce à la composition en ETR d'apatites séparées de leur échantillon et analysées par INAA. Cette composition (calculée) est similaire à la composition de roches ferrodioritiques que l'on retrouve fréquemment associées aux massifs anorthositiques. Du point de vue thermodynamique, la formation des roches anorthositiques et troctolitiques est possible par cristallisation fractionnée et à partir d'un magma de composition dioritique. Toutefois, la formation des péridotites nelsonitiques demeure problématique et le processus d'immiscibilité ne peut être mis de côté. Les roches à oxydes de Fe-Ti résultent probablement de la migration de l'ilménite et de la magnétite dans des zones de basse pression lors de la mise en place des roches du secteur ou lors de déformation ultérieure. Les diorites ferrifères sont plus enrichies en ETR.

légers que les compositions magmatiques parentales calculées pour le secteur du lac à Paul. Cependant, il est possible qu'elles soient génétiquement associées aux roches enrichies en Fe-Ti±P du secteur du lac à Paul.

Les péridotites nelsonitiques, avec 10 à 25 % d'apatite, représentent le meilleur potentiel en terme de phosphore (4 à 10 % P_2O_5). Elles possèdent une bonne distribution à travers le secteur d'étude et elles pourraient également représenter un potentiel économique secondaire en ilménite et magnétite. Les roches à oxydes de Fe-Ti sont les plus enrichies fer et titane. Toutefois, dans le contexte de cette étude, leur potentiel économique semble limité car elles possèdent une distribution plutôt erratique à travers le secteur d'étude.

ABSTRACT

This master's project is a study of the geochemistry, the petrography and economic potential of iron-, titanium-, and phosphorus-rich rocks (Fe-Ti±P) of the lac à Paul area, located in the northern part and on the margins of the Lac Saint-Jean anorthositic suite (LSJAS). The LSJAS is part of the Grenville province, which is characterized by numerous proterozoic AMCG-type anorthositic suites. This type of Fe-Ti±P enrichment is characteristic of these suites.

The Fe-Ti±P enrichment of the different types of rocks in the lac à Paul area reflects their variable enrichment in magnetite, ilmenite and apatite. The sampled rocks that show this type of Fe-Ti±P enrichment were divided into six lithologies: 1) Fe-Ti oxides- and apatite-bearing anorthosites, leucogabbros, leuconorites and leucogabbronorites; 2) Fe-Ti oxides- and apatite-bearing troctolites and leucotroctolites ±; 3) nelsonitic peridotites; 4) Fe-Ti oxides rocks; 5) Fe-Ti oxides-bearing pyroxenites, and; 6) Fe-Ti oxides-bearing dunites. Some ferrodiorites, in the form of crosscutting dykes, were also sampled.

The minerals analysed by microprobe (olivine, plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, ilmenite, magnetite, spinel and apatite) all display evolved compositions. The plagioclase is mostly andesine (An₂₇ à An₅₀) and the forsterite content of the olivines varies from Fo₄₆ à Fo₆₃. Unlike the other lithologie, which are characterized by ilmenite, the ferrodiorites contain hemo-ilmenite.

The evolved nature of the different rock types of the lac à Paul area, illustrated by the petrographic and geochemical studies, indicates that the parental magma of these rocks is also evolved. Moreover, the ubiquitous distribution of apatite indicates that the parental magma had a composition where apatite was on the liquidus. The REE composition of the parental magma was calculated using the REE composition of separated apatites analyzed by INAA. This (calculated) composition is similar to the composition of ferrodioritic rocks often associated with anorthosite massifs. The formation of the anorthositic and troctolitic rocks is possible by crystal fractionation, from a magma of ferrodioritic composition. The origin of the nelsonitic peridotites remains problematic and liquid immiscibility cannot be excluded. The Fe-Ti oxide rocks were probably formed by migration of the ilmenite and magnetite in low-pressure zones during emplacement of the rocks of the study area or during subsequent deformation. The ferrodiorites have higher LREE enrichment than the calculated magmatic compositions of the lac à Paul area but they are probably genetically related to the Fe-Ti±P-rich rocks of the study area.

The nelsonitic peridotites, with 10 to 25 % apatite, have the highest economic potential in terms of phosphorus (4 to 10 % P_2O_5). They have a widespread distribution in the study area and they could also represent a secondary economic potential in ilmenite and magnetite. The Fe-Ti oxide rocks display the highest concentrations in iron and titanium. Unfortunately, they have an erratic distribution in the study area.

REMERCIEMENTS

Je tiens en premier à témoigner de ma plus profonde gratitude envers ma directrice de recherche, le professeur Sarah-Jane Barnes pour sa générosité et sa patience infinie et pour tout ce que j'ai appris en sa compagnie ces dernières années. La réalisation du présent mémoire a été semée de plus d'embûches et a nécessité plus de temps que prévu et je ne pourrais m'imaginer avoir eu meilleur guide pour m'accompagner tout au long de ce périple, tant du côté personnel que professionnel.

Un merci spécial à M. Claude Hébert du Ministère des Ressources naturelles pour l'initiation du projet, pour l'aide inconditionnelle apportée mais surtout pour son enthousiasme pour le sujet.

Merci aux professeurs Michael Higgins, mon co-directeur, et Réal Daigneault, membre de mon comité, pour leur disponibilité, leurs conseils et pour la correction du présent manuscrit.

J'aimerais également remercier le Ministère des Ressources naturelles pour l'aide financière et logistique, M. Paul Bédard de l'UQAC pour l'aide et le soutien lors des nombreuses heures passées en laboratoire, M. Claude Dallaire et Mme Julie Larouche pour

leur aide précieuse lors de l'impression finale du présent mémoire, M. Guy Francoeur et M. Paul Archer de Mines D'Or Virginia pour l'accès à certaines données ainsi qu'aux échantillons de forage et finalement, M. Tyson Birkett pour le partage généreux de ses données et idées.

J'aimerais aussi souligner l'appui et les encouragements de mes deux collègues de travail sur le projet du Lac à Paul, Mmes Laurence Huss et Sophie Turcotte.

J'aimerais dédier ce travail à ma mère, Mme Micheline Viens, pour le courage qu'elle a su démontrer tous les jours de sa vie.

CHAPITRE 2: CADRE GÉOLOGIQUE	30
2.1 GÉOLOGIE RÉGIONALE	30
2.1.1 Province de Grenville	30
2.1.2 Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ)	34
2.2 GÉOLOGIE DU SECTEUR DU LAC À PAUL	38
CHAPITRE 3: ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE	45
3.1. INTRODUCTION	45
3.2 DESCRIPTION MÉGASCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES LITHOLOGIES ÉTUDIÉES	46
3.2.1 Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite	47
3.2.2 Troctolites et Leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite	53
3.2.3 Péridotites nelsonitiques	57
3.2.4 Roches à oxydes massifs de Fe-Ti	61
3.2.5 Diorites ferrifères	64
3.2.6 Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti	69
3.2.7 Dunites à oxydes de Fe-Ti	71
3.3 VARIATIONS COMPOSITIONNELLES DES MINÉRAUX	73
3.3.1 Olivine	76
3.3.2 Plagioclase	77
3.3.3 Orthopyroxène	80
3.3.4 Clinopyroxène	80
3.3.5 Ilménite	81
3.3.6 Magnétite	85
3.3.7 Spinnelle	91
3.3.8 Apatite	92
3.4 TEXTURES CORONITIQUES	95
3.4.1 Coronites autour de l'olivine	95
3.4.2 Coronites autour des oxydes de Fe-Ti	98
3.4.3 Coronites autour des pyroxènes	99
3.5 CONDITIONS DE fO_2, TEMPÉRATURE, PRESSION, MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION	100

CHAPITRE 4: GÉOCHIMIE	182
4.1 INTRODUCTION	182
4.2. MÉTHODOLOGIE	183
4.3 LITHOGÉOCHIMIE	184
4.3.1 Oxydes majeurs	184
4.3.2 Éléments traces (diagrammes multi-éléments)	189
4.3.3 Éléments traces (diagrammes binaires)	195
4.3.4 Éléments des Terres Rares (ÉTR)	196
4.3.5 Contrôle de l'apatite sur la composition géochimique des lithologies	200
CHAPITRE 5: MODÉLISATION ET DISCUSSION	230
5.1 FORMATION DES LITHOLOGIES PRINCIPALES	231
5.1.1 Cristallisation Fractionnée	231
5.1.2 Immiscibilité	232
5.1.3 Formation des roches anorthositiques et troctolitiques	235
5.1.4 Formation des péridotites nelsonitiques	236
5.1.5 Formation des roches à oxydes de Fe-Ti	239
5.1.6 Formation des diorites ferrifères	240
5.1.7 Formation des pyroxénites et dunites à oxydes de Fe-Ti	241
5.2 MAGMA PARENTAL	241
5.2.1. Modélisation en utilisant la composition des apatites	242
5.2.2. Modélisation avec Pelé	246
5.2.3. Synthèse des modélisations	250
5.3 POTENTIEL ÉCONOMIQUE	253
5.3.1 Apatite	253
5.3.2 Ilménite	255
5.3.3 Magnétite	257
5.4 MODÈLE DE MISE EN PLACE	257
CHAPITRE 6: CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	270
RÉFÉRENCES	274

ANNEXE 1. Coordonnées UTM et lithologies des échantillons	295
ANNEXE 2. Composition modale des échantillons (basée sur l'observation pétrographique en lame mince)	296
ANNEXE 3. Limites de détection pour les éléments analysés à la microsonde pour chacun des minéraux (plagioclase, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, ilménite, magnétite, spinelle et apatite)	299
ANNEXE 4. Glossaire des abréviations minérales utilisées	303

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1.	Province de Grenville et localisation du secteur d'étude. Modifié de Rivers <i>et al.</i> (1989).	24
Figure 1.2.	Indices de Fe-Ti±P dans la Province de Grenville. Modifié de Rivers <i>et al.</i> (1989) et de Gross (1996).	25
Figure 1.3.	Modèle de formation et de mise en place des massifs anorthositiques protérozoïques par sous-plaquage mantellique. Modifié de Ashwal (1993), d'après Bowen (1917), Morse (1968), Barker <i>et al.</i> (1975) et Emslie (1978, 1980).	26
Figure 1.4.	Modèle de fusion crustale pour la formation des massifs anorthositiques protérozoïques. D'après Duchesne <i>et al.</i> (1999).	27
Figure 1.5.	Représentation schématique de l'évolution tectonique et magmatique de l'orogène du Grenville durant l'intervalle 1,20 à 1,05 Ga (Corrigan et Hanmer, 1997).	28
Figure 1.6.	Composition de diverses nelsonites dans le système apatite-magnétite-ilménite.	29
Figure 2.1.	Carte géologique de la région du Saguenay — Lac-St-Jean et localisation des feuillets 22E/15, 22E/14 et 22E/10. Modifié de la compilation d'Avramtchev (1993).	42
Figure 2.2.	Carte géologique des feuillets du Lac à Paul (22E/15), de Chûtes-des-Passes (22E/14) et du Lac Mélonèze (22E/10) et localisation des échantillons (modifiée de Hébert, 2001; Hébert et Beaumier; 1999, Hébert et Beaumier, 2000).	43
Figure 2.3.	Modèle de formation et de mise en place des séquences différenciées associées à la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (Cimon et Hébert, 1998).	44

- Figure 3.1.** Classification des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, des troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, des péridotites nelsonitiques, des pyroxénites à oxydes de Fe-Ti et des dunites à oxydes de Fe-Ti dans le système ternaire pyroxènes-plagioclase-olivine. Basé sur la composition modale des roches. D'après Streckeisen *et al.* (1976). 151
- Figure 3.2.** a) Composition des plagioclases, analysés à la microsonde, dans le système An-Ab-Or; b) Composition en éléments des terres rares des séparés de plagioclases analysés par INAA. 152
- Figure 3.3.** Pourcentage forstérite versus Mn (%) des olivines analysées à la microsonde. 153
- Figure 3.4.** Composition chimique des clinopyroxènes et des orthopyroxènes, analysés à la microsonde, dans le système En-Wo-Fs. 153
- Figure 3.5.** a) TiO₂ (%) versus Xhem (%); b) Fe₂O₃ (%) versus V₂O₃ (%); c) TiO₂ (%) versus MnO (%), et; d) TiO₂ (%) versus MgO (%) des ilménites analysées à la microsonde. 154
- Figure 3.6.** a) Fe₂O₃ (%) versus TiO₂ (%); b) Fe₂O₃ (%) versus Cr₂O₃ (%); c) Fe₂O₃ (%) versus V₂O₃ (%), et; d) Fe₂O₃ (%) versus Al₂O₃ (%) des magnétites analysées à la microsonde. 156
- Figure 3.7.** Composition des oxydes de Fe-Ti analysés à la microsonde (ilménite et magnétite) dans le système ternaire TiO₂-FeO-Fe₂O₃. 158
- Figure 3.8.** a) Composition des spinelles analysées à la microsonde, localisée dans un prisme de Johnston modifié; b) Al₂O₃ (%) versus ZnO (%) des spinelles analysés à la microsonde. 159
- Figure 3.9.** Composition chimique des apatites analysées à la microsonde dans le système F-Cl-OH. 160
- Figure 3.10.** Compositions en  TR, normalisées sur chondrite de Sun et McDonough (1989), des apatites séparées et analysées par activation neutronique. 161

- Figure 3.11.** Comparaison du: a) % En des orthopyroxènes versus % An des plagioclases, et; b) % Fo des olivines versus % An des plagioclases à partir d'échantillons de cette étude et d'échantillons faisant partie de l'étude de Huss (2002) avec d'autres massifs anorthositiques et des intrusions mafiques litées. Diagrammes modifiés de Emslie (1985) et Ashwal (1993). 162
- Figure 3.12.** Al^{IV} versus Al^{VI} dans les clinopyroxènes analysés à la microsonde (chaque point représente une analyse). D'après Aoki et Kushiro (1968). 163
- Figure 4.1.** PAF (perte au feu) versus Fe_2O_3t (%) démontrant la relation entre le pourcentage en fer des échantillons et la perte au feu lors de l'analyse des échantillons par fluorescence X. 210
- Figure 4.2.** Diagramme binaire de SiO_2 versus Na_2O+K_2O . D'après Irvine et Baragar (1971). 211
- Figure 4.3.** Diagrammes binaires représentant les effets de la cristallisation fractionnée pour les lithologies répertoriées. 212
- Figure 4.4.** Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (pyrolite) de McDonough et Sun (1995). 217
- Figure 4.5.** Sr (ppm) versus Ba (ppm) pour les différentes lithologies répertoriées dans le cadre de cette étude. 222
- Figure 4.6.** Ga (ppm) versus Al_2O_3 (%). Mêmes lithologies que pour la figure 4.5. 222
- Figure 4.7.** Ti (ppm)/1000 versus V (ppm) pour les diorites ferrifères. Limites de Hodder (1985), basé sur les données de Shervais (1982). 222
- Figure 4.8.** Diagrammes d'éléments des terres rares normalisés sur chondrite de Sun et McDonough (1989). 223
- Figure 4.9.** Diagrammes montrant le contrôle de l'apatite sur les profils en éléments des terres rares des échantillons de roche totale. 228
- Figure 4.10.** Diagrammes montrant le contrôle de l'apatite sur la distribution des ÉTR pour les différentes lithologies répertoriées. 229

- Figure 5.1.** Diagramme pseudo-ternaire dans le système fayalite-leucite-silice montrant la composition des roches de cette étude ainsi que les champs possibles d'immiscibilité. Modifié de Roedder (1979). Champs d'immiscibilité adaptés de Weiblen et Roedder (1973) et Roedder (1951). 259
- Figure 5.2.** Résultats expérimentaux dans le système $KAlSi_2O_8$ -FeO-Fe₂O₃-SiO₂ (Naslund, 1983). 260
- Figure 5.3.** Composition de la phase nelsonitique des péridotites nelsonitiques (proportions modales basées sur l'observation pétrographique) dans le système ternaire magnétite-ilménite-apatite. Comparaison avec la composition eutectique de Philpotts (1967) dans le système binaire magnétite-apatite ainsi qu'avec d'autres localités de péridotites nelsonitiques. 261
- Figure 5.4.** Composition modale des péridotites nelsonitiques en terme de silicates (olivine et/ou pyroxènes), apatite et oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) pour les péridotites nelsonitiques de cette étude. Comparaison avec les OAGN (Oxide-Apatite-GabbroNorite) de Labrieville et de Saint-Urbain. 261
- Figure 5.5.** Comparaison des profils en ÉTR des apatites analysées par INAA avec les profils des apatites provenant: a) du Labrieville; b) de Saint-Urbain; c) de Roseland, et; d) du Rogaland . 262
- Figure 5.6.** Composition en ÉTR (éléments des terres rares) de différents magmas parentaux calculés à partir de la composition en ÉTR d'apatites provenant de quatre lithologies différentes et à partir de quatre séries de coefficients de partition. 263
- Figure 5.7.** Comparaison entre la composition calculée en éléments des terre rares des magmas parentaux (en utilisant la composition en ÉTR des apatites séparées et analysées par INAA) et: a) les diorites ferrières présentes dans le secteur d'étude; b) des jotunites du massif de Labrieville; c) des jotunites de Saint-Urbain; d) des jotunites du complexe de Morin; e) des jotunites primitives de la Province du Rogaland; f) des jotunites évoluées du Rogaland; g) des ferrodiorites du complexe de Laramie; h) des gabbros alumineux du complexe de Laramie; i) des roches basaltiques des Adirondacks, et; j) la moyenne compositionnelle de quatre échantillons de bordure du Kiglapait et la moyenne de l'intrusion du Kiglapait. 264

- Figure 5.8.** Modélisation avec Pelé en utilisant comme magma initial: a) l'échantillon de diorite 1089D comme magma initial; b) la moyenne compositionnelle des jotunites du Labrieville, et; c) la moyenne compositionnelle des jotunites évoluées du Rogaland comme magma initial. 266
- Figure 5.9.** Comparaison entre la composition des: a) ilménites, et; b) magnétites de cette étude et la composition des ilménites et magnétites obtenue expérimentalement par Toplis et Carroll, 1995 (FMQ = -1; cristallisation des deux oxydes) dans le système Fe_2O_3 versus TiO_2 . 267
- Figure 5.10.** Comparaison entre la composition en éléments des terres rares (ÉTR) des diorites ferrifères de cette étude et la composition en ÉTR des: a) jotunites du massif de Labrieville; b) jotunites du complexe de Morin; c) jotunites de Saint-Urbain; d) ferrodiorites du complexe de Laramie; e) jotunites primitives de la Province du Rogaland, et; f) jotunites évoluées du Rogaland. 268
- Figure 5.11.** Comparaison entre la composition des oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) de cette étude et la composition de l'hémo-ilménite du Lac Tio dans le système TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 . 269
- Figure 5.12.** TiO_2 (%) versus MgO des ilménites analysées à la microsonde montrant la limite de 1% MgO. 269

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1. Contexte géologique, caractéristiques et localisation des principales nelsonites.	22
Tableau 3.1. Composition modale des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± apatite et oxydes de Fe-Ti.	103
Tableau 3.2. Composition modale des leucotroctolites et troctolites ± apatite et oxydes de Fe-Ti.	104
Tableau 3.3. Composition modale des péridotites nelsonitiques.	105
Tableau 3.4. Composition modale des roches à oxydes massifs de Fe-Ti.	105
Tableau 3.5. Composition modale des diorites ferrifères.	106
Tableau 3.6. Composition modale des pyroxénites à oxydes de Fe-Ti.	106
Tableau 3.7. Composition modale des dunites à oxydes de Fe-Ti.	107
Tableau 3.8. Composition chimique des olivines analysées à la microsonde.	108
Tableau 3.9. Composition chimique des plagioclases analysés à la microsonde.	112
Tableau 3.10. Composition chimique des orthopyroxènes analysés à la microsonde.	117
Tableau 3.11. Composition chimique des clinopyroxènes analysés à la microsonde.	119
Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.	121
Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.	131
Tableau 3.14. Composition chimique des spinelles analysés à la microsonde.	138
Tableau 3.15. Composition chimique des apatites analysées à la microsonde.	142

Tableau 3.16. Résultats obtenus pour les standards utilisés (AX-90 et SHALE 19) pour l'analyse par INAA des séparés de plagioclase et d'apatite aux laboratoires de l'UQAC.	148
Tableau 3.17. Composition en éléments majeurs, traces et éléments des terres rares des plagioclases analysés par INAA.	149
Tableau 3.18. Composition en éléments traces et en éléments des terres rares des apatites analysées par INAA.	149
Tableau 3.19. Géothermomètre basé sur la composition des deux pyroxènes.	150
Tableau 4.1. Résultats obtenus pour le standard AX-90 aux laboratoires de l'UQAC et de Corem.	202
Tableau 4.2. Résultats obtenus pour le standard SHALE aux laboratoires de l'UQAC et de Corem.	203
Tableau 4.3. Composition géochimique en éléments majeurs et en éléments trace des échantillons.	204
Tableau 5.1. Coefficients de partition des ÉTR dans l'apatite utilisés pour le calcul du magma parental.	258

LISTE DES PLANCHES

- Planche 3.1.** a) Vue de l'affleurement d'anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite 1311B; b), c), f) et g) Microphotographies en lumière polarisée d'anorthosites à oxydes de Fe-Ti et apatite (échantillons 1317, 1314 et 1315); d) et e) Microphotographies en lumière polarisée de leucogabbronorites à oxydes de Fe-Ti (échantillons PAU2-28 et 1312); h) Microphotographie en lumière naturelle d'une anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite (échantillon 2132). 164
- Planche 3.2.** a) et b) Microphotographies en lumière polarisée de leucotroctolites (échantillons C16 et NB3-12). 168
- Planche 3.3.** a) Vue en plan de l'affleurement de péridotite nelsonitique 1116B; b) Contact entre une péridotite nelsonitique et une anorthosite (affleurement 1116B); c), d), e) et f) Microphotographies en lumière polarisée de péridotites nelsonitiques (échantillons PAU2-80, 1116B et 1310; g) et h) Microphotographies en lumière réfléchie d'une péridotite nelsonitique (échantillon MAN1-48). 169
- Planche 3.4.** a), b), c) et d) Microphotographies en lumière réfléchie de roches à oxydes de Fe-Ti (échantillons NA3-50 et 2453). 173
- Planche 3.5.** a), b) et c) Vues en plan de l'affleurement 1089; d), e), f) et g) Microphotographies en lumière polarisée de diorites ferrifères (échantillons 1089A, 1089B, 1089D et 1194B); h) et i) Microphotographie en lumière réfléchie d'une diorite ferrifère (échantillon 1089B); j) Microphotographie de l'échantillon 1089B prise au microscope électronique. 175
- Planche 3.6.** a) et b) Microphotographies en lumière naturelle de pyroxénites (échantillons MAN4-69 et 150C). 180
- Planche 3.7.** a) et b) Microphotographies en lumière polarisée de dunites à oxydes de Fe-Ti (échantillons NA1-7 et 2236B). 181

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Ce mémoire de maîtrise a été réalisé en partenariat avec le Ministère des Ressources Naturelles (MRN) et l'Université du Québec à Chicoutimi. Le but du projet est la caractérisation géochimique, pétrographique et l'évaluation du potentiel économique des lithologies enrichies en Fe-Ti±P±V (ilménite, magnétite et apatite) du secteur du Lac à Paul (SNRC 22E/15) situé dans la partie nord de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ; figure 1.1). En plus du feuillet 22E/15, cette étude englobe également la partie nord du feuillet 22E/10 (Lac Mélonèze) et la partie est du feuillet 22E/14 (Chûtes-des-Passes). La majorité des études antérieures effectuées dans la SALSJ sont localisées plus au sud, dans sa partie méridionale et centrale (e.g. Clark et Hébert, 1998; Hébert et Lacoste, 1994, 1998a, 1998b; Hébert *et al.*, 1995a, 1995b; Hervet *et al.*, 1994; Higgins et van Breemen, 1992, 1996; Ider 1997; Woussen *et al.*, 1988) et dans la région du Pipmuacan (Hocq, 1977). Ce projet sur le Fe-Ti-P s'inscrit dans une série de trois projets localisés dans la partie nord de la SALSJ; le secteur du Lac à Paul a été l'objet d'une étude structurale (Turcotte, 2001) ainsi que d'une étude économique sur les indices de Ni-Cu (Huss, 2002).

1.1 OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE

Les objectifs du projet sont: 1) l'identification et la caractérisation des différentes lithologies enrichies en Fe-Ti±P présentes dans le secteur d'étude; 2) l'évaluation des différents processus responsables pour la formation des différentes lithologies recensées et l'évaluation de la nature des relations génétiques entre ces différentes lithologies; 3) la caractérisation du (des) magma (s) parental (aux), et l'évaluation de sa (leur) capacité à former des gîtes de Fe-Ti±P; 4) l'évaluation du potentiel économique du secteur du Lac à Paul en terme de fer, titane et phosphore, et finalement; 5) l'élaboration d'un modèle de mise en place des différentes séquences observées.

Afin d'atteindre les objectifs, la méthodologie consistait: 1) d'une cartographie régionale de la région d'étude au 1:50000 ainsi que d'une cartographie de détail d'affleurements pertinents dans le but d'établir les relations de terrain entre les différentes lithologies; 2) d'un échantillonnage sur le terrain et sur des carottes de forage des principales lithologies enrichies en ilménite, magnétite et apatite; 3) d'une étude pétrographique afin d'établir la minéralogie et les textures des lithologies et d'identifier les types d'enrichissement en Fe-Ti-P; 4) d'une analyse par microsonde électronique des minéraux principaux (plagioclase, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, ilménite, magnétite, spinelle, apatite) afin de déterminer les variations cryptiques dans les différentes lithologies ainsi que la nature du (des) magma (s) parental (aux), et; 5) d'une étude géochimique afin de caractériser géochimiquement les différentes lithologies répertoriées ainsi que les liens génétiques entre ces différentes lithologies.

1.2 PROBLÉMATIQUE

Le but de ce projet de maîtrise est la caractérisation pétrographique et géochimique et l'évaluation du potentiel économique de roches enrichies Fe-Ti±P du secteur du Lac à Paul (SNRC 22E/15) faisant partie de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ). Ce type d'enrichissement en Fe-Ti±P (magnétite, ilménite et apatite) représente une association caractéristique au sein des complexes anorthositiques protérozoïques. La section suivante explore donc les différents aspects reliés à la mise en place de ces complexes ainsi qu'à l'enrichissement en Fe-Ti±P associé.

1.2.1 Formation et mise en place des complexes anorthositiques protérozoïques

Les complexes anorthositiques protérozoïques sont répartis sur tous les continents mais leur plus forte concentration se retrouve dans la Province de Grenville et du Nain (e.g. Ashwal, 1993). En plus du Grenville, ils sont présents dans le sud de la Norvège, l'Ukraine, l'est de la Sibérie, l'Inde, Madagascar et dans d'autres terranes de haut grade métamorphique. Les complexes anorthositiques sont dominés par des faciès anorthositiques, leuconoritiques et/ou leucotroctolitique et sont caractérisés par une granulométrie élevée et variable. Ils sont spatialement associées à des granitoïdes dont des charnockites, des mangérites et granites rapakivi formant ainsi les suites AMCG. On retrouve également des roches à caractère plus mafique dont des diorites ferrifères démontrant un enrichissement variable en Fe-Ti-P. Lorsque le ferromagnésien dominant est

l'hypersthène, le terme de jotunite est fréquemment utilisé pour décrire ce type de roche. La forme des massifs est très variable passant d'intrusions diapiriques multiples (e.g. Harp Lake, Emslie, 1980; Rogaland, Duchesne, 1984) à des corps intrusifs avec un litage bien développé (e.g. Michikamau, Emslie, 1970; Laramie, Frost *et al.*, 1993).

Les anorthosites seraient le résultat d'une cristallisation polybarique (de 10-13 kbar jusqu'à 5 kbar; e.g. Fram et Longhi, 1992; Longhi *et al.*, 1993) dans des conditions anhydres (Morse, 1982). Les modèles pétrogénétiques de cristallisation polybarique reposent sur deux caractéristiques des anorthosites. D'un côté, la composition des orthopyroxènes mégacristiques alumineux (HAOM, Emslie, 1975), ubiquistes dans les massifs anorthositiques, résulterait d'une cristallisation en profondeur dans des conditions de haute pression (Maquil et Duchesne, 1984; Longhi *et al.*, 1993). D'un autre côté, des études pétrographiques d'auréoles de contact de massifs anorthositiques ont démontré que leur emplacement final s'est effectué dans la croûte moyenne à supérieure (Berg, 1977; Vander Auwera et Longhi, 1994; Valley et O'Neil, 1978). La présence des HAOM implique également que les magmas enrichis en ces suspensions de plagioclase doivent monter et se mettre en place rapidement pour pouvoir "entraîner" ces HAOM. Sans cet emplacement rapide, les HAOM se déposeraient par gravité dans le fond de la chambre magmatique. Deux processus principaux sont nécessaires pour la formation des massifs anorthositiques: 1) cristallisation importante d'un magma en profondeur à la base de la croûte avec ou sans assimilation de roches crustales produisant ainsi des cristaux de plagioclases dans un magma alumineux enrichi en fer et 2) intrusion de ces suspensions dans la croûte moyenne supérieure où elles forment des chambres magmatiques complexes

(e.g. Ashwal, 1993; Duchesne, 1984, Emslie, 1995, Wiebe, 1992). Les modèles de mise en place diffèrent principalement sur trois aspects: la composition du magma parental, l'environnement tectonique et l'évolution géochimique des roches.

En ce qui concerne la source du magma parental, certains invoquent une source mantellique (e.g. Ashwal, 1993; Emslie, 1978, 1985; figure 1.2) et d'autres une source crustale constituée des roches mafiques de la croûte inférieure (Duchesne *et al.*, 1999; Longhi *et al.*, 1999; figure 1.3). La mise en place des complexes anorthositiques peut s'accomplir soit par diapirisme sur une longue période (e.g. Ashwal, 1993; figure 1.2) ou selon des zones majeures de cisaillement (Duchesne *et al.*, 1999; Corrigan et Hanmer 1997; figures 1.3 et 1.4).

Selon Corrigan et Hanmer (1997) les massifs anorthositiques et granitoïdes associés (suites AMCG) se seraient mis en place dans la partie centrale et sud-ouest du Grenville lors de deux pulsions distinctes (1,16-1,13 Ga., 1,09-1,05 Ga.). Ce processus est caractérisé par l'amincissement de la lithosphère par convection (remplacement de la lithosphère par l'asthénosphère) suivi d'un soulèvement isostatique de la croûte épaissie, de l'effondrement extensionnel et de la génération et la mise en place des suites AMCG. De plus, ces mêmes auteurs ont conclu que, dans le Grenville, le magmatisme de type AMCG seraient reliés à deux groupes d'âges et d'environnements différents. Le premier groupe inclut les complexes mis en place dans des bassins d'arrière-arc en extension entre 1,3 et 1,4 Ga. Ce groupe est constitué des massifs de Harp Lake (1460 Ma), Michikamau (1450 Ma) et de Nain (1300

Ma). Les massifs du deuxième groupe (Morin, Marcy, SALSJ, Saint-Urbain) se seraient mis en place lors du chevauchement caractérisant le début de l'orogénie grenvillienne, entre 1,2 et 1,0 Ga, et dominé par du magmatisme intraplaque. Les suites AMCG mise en place entre 1,1 et 1,0 Ga représenteraient le résultat de la délamination de la lithosphère sub-continentale qui a suivi l'épaississement crustal.

1.2.2 Origine des gîtes de Fe-Ti±P

Tous les gîtes de Fe-Ti±P associés aux massifs anorthositiques protérozoïques sont maintenant interprétés comme étant d'origine magmatique. Le titane et le phosphore étant des éléments plutôt incompatibles dans les silicates, le magma parental doit être assez évolué pour permettre la formation de gîtes de Fe-Ti±P d'importance. Dans le contexte des massifs anorthositiques protérozoïques, le magma parental des faciès anorthositiques et des faciès plus mafiques (incluant les minéralisations en Fe-Ti) est interprété comme ayant la composition d'un basalte alumineux évolué (e.g. Scoates et Frost, 1996; Ashwal, 1993) ou d'une jotunite primitive (Demaiffe et Hertogen, 1981; Vander Auwera *et al.*, 1998). Ces magmas résulteraient de la cristallisation antérieure de phases primaires magnésiennes (olivine et pyroxène) ayant élevés le rapport Fe/Mg et enrichis le magma résiduel en Al, Ti, P, V et REE. La cristallisation subséquente de plagioclase sur une longue période permet également de concentrer le magma résiduel en Fe, Ti, P et V et de l'appauvrir en SiO₂, Al₂O₃ et en alcalis (e.g. Ashwal, 1993; McLelland *et al.*, 1994). Les roches offrant un potentiel économique en terme de Fe-Ti±P sont les roches nelsonitiques et les roches à oxydes massifs de Fe-Ti. Le terme "nelsonite" est utilisé pour décrire des roches

principalement composées d'apatite et de minéraux d'oxydes de Fe-Ti (e.g. Kolker, 1982; Darling et Florence, 1995) et dépourvues ou contenant peu de minéraux silicatés.

Roches enrichies en Fe-Ti±P associées aux massifs anorthositiques protérozoïques et aux suites AMCG

En général, les minéralisations de Fe-Ti±P sont associées de façon spatiale et possiblement génétique à des faciès de composition monzodioritique à dioritique démontrant un enrichissement plus ou moins important en oxydes de fer-titane et apatite (e.g. Ashwal, 1982; McLelland *et al.*, 1994; Ripley *et al.*, 1998). Certains de ces faciès sont connus sous le nom de jotunités (e.g. Vander Auwera *et al.*, 1998, Duchesne *et al.*, 1989; Owens et Dymek, 1992). Les jotunités sont en fait des monzonorites contenant de l'hypersthène comme pyroxène (Streckeisen, 1974, 1976) et légèrement enrichies en Fe-Ti-P. Elles se retrouvent principalement en bordure des différents lobes ainsi que sous forme de dykes au sein des lobes d'anorthosite. Elles occupent une position stratigraphique entre les anorthosites et les mangérites à quartz (Philpotts, 1981). Les jotunités ont généralement un rapport Ga/Al et Ti/V plus élevé que les basaltes (Owens *et al.*, 1993). Dans les complexes de Labrieville, Morin et Saint-Urbain, les orthopyroxènes des jotunités ont un contenu en enstatite plus faible que celui des orthopyroxènes des anorthosites coexistantes. Peu de consensus existe quant à la genèse de ces différents faciès enrichis en Fe-Ti-P. Plusieurs hypothèses ont été mises de l'avant quant à leur origine. Selon diverses théories, ces faciès représenteraient : 1) le magma résiduel après la cristallisation des plagioclases formant les massifs (Ashwal, 1982; Wiebe, 1990, Emslie *et al.*, 1994); 2) le liquide

interstitiel des plagioclases partiellement cristallisés (McLelland *et al.*, 1994); 3) le magma parental aux anorthosites (Duchesne et Demaiffe, 1978; Demaiffe et Hertogen, 1981); 4) des dérivés du fractionnement d'un magma mafique indépendant de la suite anorthositique (Emslie, 1985); 5) des magmas distincts formés par anatexis crustale de roches basiques à intermédiaires (Duchesne *et al.*, 1989, Vander Auwera *et al.*, 1998); 6) des membres intermédiaires entre les anorthosites et granitoïdes comagmatiques (Michot, 1960, 1965; Philpotts, 1966; Owens *et al.*, 1993), et; 7) le résultat d'immiscibilité (Wiebe, 1979; Philpotts, 1981). Dans le complexe du Rogaland, certaines jotunites sont plus primitives que les jotunites typiques et forment un continuum compositionnel avec les basaltes alumineux (Vander Auwera *et al.*, 1998). Du point de vue géochimique, les jotunites sont caractérisées par une concentration élevée en Ti, Fe, P, K, Ba, Nb, La, Ce, Zn, Ga, Zr et Y.

Des faciès de composition dioritique à noritique, ayant un enrichissement plus important en Fe, Ti et P que les jotunites, sont également associés aux massifs anorthositiques. En fait, ces roches possèdent une minéralogie variable mais elles sont toujours composées d'une phase silicatée (e.g. olivine, pyroxène, plagioclase), d'apatite et de minéraux d'oxydes de Fe-Ti. Elles forment des corps concordants ou discordants à travers les roches anorthositiques et se retrouvent en bordure des lobes ou sous forme de niveaux dans les jotunites et mangérites associées aux anorthosites. Plusieurs noms sont employés pour les décrire. Elles sont connues sous les termes de gabbro-nelsonite (Watson et Taber, 1913), de gabbro mafique (Buddington, 1939), de norite à oxydes (Hargraves, 1962), de roches à fer-titane-phosphore (roches FTP; e.g. Vander Auwera *et al.*, 1998), de gabbronorite à oxydes

et apatite (OAGN; Owens et Dymek, 1992; McLelland *et al.*, 1994, Dymek et Owens, 2001), de ferrodiorite (Hocq, 1977), de gabbro, dunite et pyroxénite à oxydes et apatite (Ripley *et al.*, 1998) et de nelsonites (Herz et Force, 1987). Selon ces auteurs, ces faciès plus mafiques et plus enrichis que les jotunités possèdent quatre origines principales: 1) fractionnement extrême de plagioclase; 2) phase immiscible séparée d'un magma jotunitique (Owens et Dymek, 1992); 3) cumulats cristallisés à partir d'une jotunité (Ashwal, 1982; Vander Auwera *et al.*, 1998), et; 4) essorage d'un liquide interstitiel enrichi en Fe-Ti-P (McLelland *et al.*, 1994). La différence entre ces roches mafiques enrichies en Fe-Ti-P et les nelsonites pures est la présence de minéraux silicatés dans ces faciès (voir ci-dessous).

Nelsonites

Tel que mentionné précédemment, le terme "nelsonite" est utilisé pour décrire des roches principalement composées d'apatite ainsi que de magnétite et/ou d'ilménite et contenant peu ou pas de silicates. Le terme "nelsonite" a été introduit par Watson (1907) pour décrire des dykes composés essentiellement d'apatite et d'oxydes de Fe-Ti associés à l'anorthosite de Roseland (Herz, 1968) située dans les comtés de Nelson et d'Amherst en Virginie. Subséquemment, Watson et Taber (1913) ont documenté plusieurs types de nelsonites affleurant dans la même région et dont les oxydes étaient soit du rutile, de la magnétite ou de l'ilménite (l'assemblage apatite-ilménite était le plus commun).

Généralement, les nelsonites démontrent une texture homogène, équi-granulaire et à grains fins (Philpotts, 1967; Kolker, 1982) et se retrouvent sous forme de dykes, d'horizons ou de ségrégations associées à des gîtes massifs de magnétite et/ou d'ilménite (Dymek et Owens, 2001). Les nelsonites pures peuvent représenter une source importante de phosphore (apatite) et de Fe-Ti sous forme de magnétite et d'ilménite (e.g. Kolker, 1982; Force, 1991). Les gîtes de haut grade possèdent des concentrations supérieures à 13 % de TiO_2 et 5 % de P_2O_5 (Duchesne, 1999). Les nelsonites peuvent être associées à des roches volcaniques alcalines à calc-alcalines (e.g. Kiruna, Suède), à des plutons alcalins-calc-alcalins (e.g. Camsell River, Territoires du Nord-Ouest) ou à des complexes lités mafiques (e.g. Complexe lité de Sept-Îles, Québec; Complexe de Duluth, Minnesota; Complexe du Bushveld, Afrique du Sud). Cependant, elles sont majoritairement associées à des complexes anorthositiques (tableau 1.1). Sur la figure 1.2 on note l'emplacement des principaux gîtes de nelsonites et de Fe-Ti au sein des provinces géologiques de Grenville et Sveconorvégienne. Il est à noter que le tableau 1.1 présente seulement les principales localités de nelsonites alors que d'autres nelsonites mineures, associées à des contextes variés, sont rapportées dans plusieurs autres localités.

La majorité des nelsonites seraient d'origine magmatique et divers processus sont proposés pour leur formation: 1) accumulation de cristaux lors de la cristallisation fractionnée (Emslie, 1975); 2) séparation d'un liquide interstitiel et résiduel au processus de cristallisation fractionnée; 3) immiscibilité d'une phase composée essentiellement de Fe-Ti-P à partir d'un magma variablement enrichi en ces éléments (Philpotts, 1967; Kolker, 1982), et; 4) accumulation de cristaux cristallisés à partir d'un tel liquide immiscible. À

travers ces différents processus proposés pour la genèse des nelsonites, deux mécanismes distincts sont donc abordés: l'enrichissement d'un magma silicaté en Fe-Ti-P et la séparation ultérieure possible d'une phase de Fe-Ti-P à partir de la phase silicatée.

Le mécanisme de séparation d'un liquide interstitiel et résiduel enrichi en Fe-Ti-P semble à prime abord un mécanisme intéressant pour la formation des nelsonites surtout lorsqu'elles ont une forme discordante. Dans un magma où s'effectue une différenciation par cristallisation fractionnée, la formation de minéraux mafiques magnésiens et la production importante de plagioclase enrichissent le magma résiduel en Fe-Ti-P et en d'autres éléments incompatibles. Cependant, certaines données expérimentales semblent limiter l'enrichissement en fer, titane et phosphore de ce liquide résiduel, à cause de l'arrivée sur le liquidus des oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) et de l'apatite. Les études expérimentales de Vander Auwera et Longhi (1994) ont déterminé qu'en raison du pourcentage élevé en TiO_2 des magmas jotunitiques, l'ilménite cristallise après le plagioclase, ce qui limite la composition du magma résiduel en FeO_t à environ 18 % et en TiO_2 à environ 4,7 % (pour une pression de 5 kbar). Ces valeurs sont inférieures à la composition moyenne des nelsonites en FeO_t et en TiO_2 , soit 30 à 40 % FeO_t et 10 à 35 % TiO_2 . La cristallisation subséquente de l'apatite limite le P_2O_5 à 2,5 % (toujours pour une pression de 5 kbar). Selon les études expérimentales de Toplis et Carroll (1996) sur la différenciation d'un ferrobasilte, l'enrichissement maximum observé du magma est d'un peu moins de 20 % FeO_t , ce qui correspond en fait à la composition maximale observée dans des verres volcaniques (Brooks *et al.*, 1991).

En ce qui concerne le processus d'immiscibilité, un certain nombre de données pétrographiques et expérimentales indiquent que les nelsonites pourraient se former à partir d'un magma immiscible séparé d'un magma dioritique (ou jotunitique) vers la fin de l'évolution magmatique des massifs anorthositiques (Bolshover et Lindsley 1983, Darling et Florence, 1995; Ripley *et al.*, 1998). Selon Naslund (1983), l'immiscibilité peut survenir dans un système dont la composition globale est caractérisée par une teneur élevée en fer total, en TiO_2 et en P_2O_5 ainsi que par un rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ élevé (conditions oxydées). Les arguments en faveur du mécanisme de différenciation par immiscibilité ont été obtenus à partir de l'étude expérimentale du système magnétite-fluorapatite. Philpotts (1967) a démontré la possibilité de former un magma eutectique immiscible composé (sur une base volumique) de 2/3 de magnétite et 1/3 d'apatite à partir d'un bain silicaté de composition dioritique (figure 1.5). Cette expérience s'est déroulée à une pression de 1 atmosphère ($f\text{O}_2 = 0,21 \text{ atm}$), à des températures magmatiques raisonnables mais peu réalistes (1420°C). Il a également démontré que le phosphore jouait un rôle important en abaissant la température de fusion de liquides enrichis en Fe-Ti-P. En plus d'agir comme fondant, le phosphore augmenterait également la solubilité des oxydes dans le liquide silicaté et empêcherait donc la saturation en minéraux de Fe-Ti. La concentration en Fe-Ti dans le magma pourrait donc atteindre un niveau suffisamment élevé pour que l'immiscibilité soit un mécanisme possible (Lindsley, 1991). Le rôle du phosphore dans les systèmes magmatiques n'est toutefois pas entièrement compris. Cependant, il semble que même à faibles concentrations ($<1 \text{ \% P}_2\text{O}_5$), il peut influencer la cristallisation d'un magma basaltique (Toplis *et al.*,

1994b). Le phosphore influencerait également la structure des magmas. Toplis *et al.* (1994a) ont démontré que, pour un ferrobasalte, le phosphore augmente la viscosité, abaisse la densité et diminue le ratio Fe^{3+}/Fe^{2+} , ce qui en retour, affecte les phases qui cristallisent. Il est à noter que les gîtes de nelsonites tel que Saint-Charles dans la SALSJ (Philpotts, 1967) et Hestnes (Rogaland) sont composés de deux tiers magnétite et ilménite et de un tiers d'apatite (figure 1.6). Tel que mentionné plus haut, l'immiscibilité peut avoir lieu dans un magma fortement enrichi en fer, titane et phosphore. Pour l'instant les études expérimentales (Vander Auwera et Longhi, 1994; Toplis et Carroll, 1996) limitent cet enrichissement. D'autres études contribueraient à éclaircir le rôle de l'immiscibilité dans la formation des nelsonites et autres roches fortement enrichies en Fe-Ti-P, car il n'existe pour l'instant aucune évidence directe indiquant que ce processus est à l'origine de la formation des nelsonites ou autres roches enrichies en Fe-Ti-P.

Gîtes d'oxydes massifs de Fe-Ti

On retrouve des gîtes d'oxydes massifs de Fe-Ti dans plusieurs types de contexte géologique (e.g. complexes mafiques lités). Cette section abordera donc principalement les gîtes de Fe-Ti associés aux massifs anorthositiques protérozoïques. Certaines des nelsonites décrites précédemment peuvent représenter un potentiel minéral en Fe-Ti, néanmoins la majorité des gîtes d'importance contiennent peu ou pas d'apatite. Les minéralisations en oxydes massifs de Fe-Ti possèdent deux styles distincts de minéralisation. Le premier style correspond à des auto-injections tardives et irrégulières d'oxydes de fer-titane ± apatite de type stocks ou dykes ou de type concordant (filons-couches) dont les contacts sont nets,

distincts ou progressifs avec les phases antérieures d'anorthosite et des gabbros hôtes. La minéralisation se met en place lors de la lithification et du refroidissement de roches intrusives hôtes (e.g. Tellnes, Norvège et Lac Tio, Québec). Le second style est caractérisé par des concentrations stratifiées d'oxydes de Fe-Ti dans les anorthosites ou roches mafiques associées dont la stratification est concordante à celle des roches hôtes et à la fabrique interne des intrusions de phase tardive. La minéralisation est alors syngénétique à la cristallisation de la roche hôte (Emslie, 1975; Ashwal 1978).

Peu importe le style de minéralisation, un gîte renferme typiquement 20 à 40 % de titane et 24 - 45 % de fer avec un rapport Fe/Ti d'environ 2/1 (Gross, 1996). Mis à part le gisement du Lac Tio associé à l'anorthosite du lac Allard (Lister, 1966; Bergeron, 1986), on retrouve au Québec (figure 1.1) les gisements d'Ivry dans l'anorthosite de Morin (Lister, 1966) et du lac De La Blache (Anderson, 1968). Les gisements de Labrieville (e.g. Owens *et al.*, 1994), de Saint-Urbain (Rose, 1961; Dymek, 1997; Dymek et Owens, 2001) et de Saint-Charles dans la partie sud de la SALSJ (Jooste, 1958; Philpotts, 1967) renferment également des ressources en oxydes massifs de Fe-Ti. Les principaux gîtes de Fe-Ti dans le monde sont ceux de Tellnes (anorthosite de Åna-Sira, Province anorthositique du Rogaland), de Sanford Lake associé à l'anorthosite de Marcy dans l'état de New York, (Force, 1991; Gross, 1968; Stephenson, 1945), et de Iron Mountain dans le complexe de Laramie au Wyoming, (Hagner, 1968; Bolsover et Lindsley, 1983; Goldberg, 1984). Mis à part le gisement de Tellnes, on retrouve de nombreux gîtes mineurs dans la Province anorthositique du Rogaland, (e.g. Storgangen, Bjåfjell; Duchesne, 1999)

Généralement, les minéralisations en Fe-Ti sont dominées par l'ilménite et l'hémoilménite (ilménite avec lamelles d'exsolution d'hématite). Les deux gîtes les plus importants dans le monde sont le gisement du Lac Tio qui est encaissé dans l'anorthosite du Lac Allard (Hammond, 1952; Bergeron, 1972, 1986) et celui de Tellnes qui est associé à l'anorthosite de Åna Sira dans le complexe du Rogaland en Norvège (Wilmart *et al.*, 1989; Duchesne, 1999) appartiennent à ce type. Cependant, certains gîtes plus petits tel que Saint-Charles (Jooste, 1958), De La Blache (Anderson, 1968; Gobeil *et al.*, 2002), ainsi que de Iron Mountain dans le complexe de Laramie au Wyoming (Hagner, 1968) renferment plutôt de la magnétite titanifère. Par ailleurs, dans les intrusions gabbroïques litées, telle que la partie supérieure du Bushveld, la minéralisation se retrouve principalement sous forme de magnétite titanifère à vanadium (e.g. Reynolds, 1986; Cawthorn et Molyneux, 1986). Les minéralisations en oxydes de Fe-Ti ne sont pas restreintes aux faciès anorthositiques. Elles se retrouvent parfois dans les phases gabbroïques, jotunitiques ou mangéritiques associées aux anorthosites. A Sanford Lake, dans le complexe de Marcy, on retrouve de l'ilménite dans les anorthosites ainsi que dans les gabbros associés (Force, 1991). La nature de la phase minérale dominante détermine si la concentration minéralisée présente un intérêt comme source de titane et de fer (ilménite) ou surtout de fer (magnétite titanifère) (Gross, 1965).

Les gîtes concordants d'oxydes de fer (magnétite et ilménite) massifs peuvent être expliqués par la décantation et l'accumulation des cristaux d'oxydes de Fe-Ti sur le

plancher de la chambre magmatique (Emslie, 1975; Ashwal, 1982). Les horizons d'oxydes massifs correspondent à la surproduction d'oxydes de Fe-Ti dans un magma en voie de cristallisation progressive, et cette surproduction pourrait être causée par des variations locales de la fugacité d'oxygène dans le magma (Morse, 1980).

La genèse des gîtes discordants formés de concentrations massives de Fe-Ti (magnétite – ilménite) est plus problématique. Trois modèles génétiques qui représentent les membres d'un continuum d'hypothèses sont actuellement pris en considération : 1) remobilisation de cumulats riches en oxydes de Fe-Ti (e.g. Hammond, 1952; Ashwal, 1982, 1993; Wilmart *et al.*, 1989), 2) formation d'un bain immiscible riche en oxydes de Fe-Ti et pauvre en silice (e.g. Buddington *et al.*, 1955; Hargraves, 1962; Lister, 1966), et; 3) accumulation gravitationnelle tardive du liquide interstitiel aux plagioclases (e.g. Bateman, 1951).

Le mécanisme de remobilisation se manifeste par l'intrusion de cumulats denses, solidifiés et riches en oxydes de Fe-Ti dans des fissures ou des fractures de l'anorthosite hôte (Hammond, 1952; Ashwal, 1982, 1993). Un mécanisme semblable mais impliquant également le mélange de magmas a été proposé pour le gisement de Tellnes en Norvège (Wilmart *et al.*, 1989; Duchesne, 1999). L'autre origine suggérée depuis les années soixante implique une différenciation par immiscibilité (Hargraves, 1962; Anderson 1966; Lister, 1966; Philpotts, 1966, 1967). Pour que la différenciation par immiscibilité puisse expliquer la genèse de gîtes de fer-titane ne renfermant pas d'apatite, la présence additionnelle d'un fondant est donc nécessaire car la température de fusion des oxydes purs

est trop élevée dans un cadre géologique réaliste. Weidner (1982) a effectué une série d'expériences sur le système Fe-C-O et a démontré que le graphite et les fluides à C-O sont des fondants qui permettent de maintenir la température des liquides oxydés à des températures inférieures à 1000⁰C (815⁰C). Dans les anorthosites, la présence de graphite et d'inclusions de CO₂ dans l'apatite suggère la présence mineure de fluides à prédominance de CO₂. Par contre, les expériences de Weidner (1982) sont valides pour le fer seulement et non pour le titane. En fait, Lindsley et Philip (1993) ont démontré que le graphite ne stabilise pas le titane dans les liquides oxydés. Néanmoins, cette étude pourrait aider à expliquer les coulées de magnétite qui s'apparentent à des coulées de laves tel que le gisement d'El Laco au Chili (Park, 1961, Henriquez et Martin, 1978).

En ce qui concerne l'enrichissement tardif par un liquide résiduel (Bateman, 1951), cette hypothèse correspond en fait au deuxième mécanisme considéré et expliqué ci-dessus dans le cadre de la genèse des nelsonites. En résumé des études expérimentales (Toplis et Carroll, 1996; Vander Auwera et Longhi, 1994) ont démontré que pour des magmas jotunitiques et ferrobasaltiques, la cristallisation des oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) limite l'enrichissement du magma résiduel à moins de 20 % FeO_t et 4,2 % TiO₂, ce qui est beaucoup moins élevé, par exemple, que la composition du dyke de Tellnes avec 23 % FeO_t et 18 % TiO₂. Il semble donc peu probable d'obtenir, par cristallisation fractionnée, un magma résiduel suffisamment enrichi en ces éléments pour former des gîtes massifs de Fe-Ti.

Une variation dans le degré d'oxydation des magmas (mesuré par le paramètre de la fugacité de l'oxygène) est également requis pour former des oxydes de fer au lieu de former des silicates enrichis en fer. Dans un magma, une augmentation de fO_2 permet donc à la magnétite d'atteindre le liquidus (Hill et Roedder, 1974). Les gîtes d'hémo-ilménite associés aux anorthosites requièrent des conditions plus oxydantes que les gîtes de magnétite titanifère associés à certains massifs anorthositiques protérozoïques et aux complexes mafiques lités.

La magnétite titanifère dans les gîtes d'oxydes massifs peut contenir des quantités appréciables de vanadium. Le vanadium a un coefficient de partition assez élevé pour la magnétite. Ainsi, sa concentration sera plus élevée dans des séquences composées essentiellement de magnétite. Son coefficient de partition (D) est dépendant de la température et de la fugacité d'oxygène (Cawthorn et Molyneux, 1986; Nielsen *et al.*, 1994; Toplis et Corgne, 2002), car il peut être présent sous quatre degrés d'oxydation (+2, +3, +4, +5). Les coefficients de partition du vanadium dépendent fortement de la fugacité d'oxygène du magma, diminuant avec l'augmentation de cette dernière (Toplis et Corgne, 2002). De plus, ces coefficients augmentent avec l'élévation de la température. À fugacité élevée, le vanadium se retrouve sous la forme V^{+5} (Lindstrom, 1976) et devrait se comporter comme Ta et Nb. Le V^{+5} a un coefficient de partition (D) dans la magnétite qui se situe entre 0,02 et 6,85 d(Nielsen *et al.*, 1994). À faible fugacité, le vanadium se retrouve sous la forme V^{+3} et il a un comportement semblable à Cr^{+3} . Dans un tel cas, le vanadium a

un coefficient de partition assez élevé pour la magnétite, pouvant excéder 200 (Nielsen *et al.*, 1994).

Il est important de noter qu'il existe souvent un continuum entre les différents types de roches variablement enrichies en Fe-Ti±P décrites ci-haut (e.g. jotunites, OAGN, nelsonites, oxydes massifs de Fe-Ti).

Gisements du Lac Tio (Québec) et de Tellnes (Norvège)

Le gisement du Lac Tio, situé dans la suite anorthositique de Havre Saint-Pierre, est le deuxième plus gros gisement d'ilménite au monde (après Tellnes) et est le seul gisement de Fe-Ti actuellement exploité au Canada. La production de la mine du Lac Tio, exploitée depuis 1950 par la QIT Fer et Titane, est estimée à plus de 70 Mt de minerais à 27,5 % FeO, 25,2 % Fe₂O₃ et 34,2 % TiO₂. Le gisement consiste en une large masse intrusive tabulaire représentant une synforme ouverte reposant à l'horizontale et mesurant 1100 m de longueur sur 1000 m de largeur (Hammond, 1952; Bergeron, 1972, 1986). Il est formé d'un réseau complexe de filons-couches et de dykes d'hémo-ilménite. Le minerai le plus riche peut renfermer jusqu'à 75 % d'ilménite et 20 % d'hématite (Hammond, 1952). La magnétite, la pyrite et la chalcopryrite sont des constituants mineurs. Les contacts du corps minéralisé avec l'anorthosite hôte sont plutôt nets. Une faille N-S, subverticale, située sur le flanc ouest du gîte, a remobilisé la partie est du corps minéralisé.

Le gisement de Tellnes mesure environ 2800 m de longueur sur 400 m de largeur et se prolonge en profondeur sur au moins 350 m (Wilmart *et al.*, 1989). La minéralisation est constituée d'une lentille de norite à hémio-ilménite qui est intrusive dans l'anorthosite de Åna-Sira. Les réserves sont évaluées à 300 Mt avec 18 % TiO_2 sous forme d'ilménite, 2 % de magnétite et 0,25 % de sulfures. La minéralisation, dont l'âge est de 920 ± 2 Ma (Rb-Sr), est plus récente que la cristallisation de l'anorthosite hôte de Åna-Sira qui est datée à 930 ± 4 Ma (U-Pb; Schärer *et al.*, 1996). La lentille noritique présente une certaine homogénéité modale et se termine à ses deux extrémités en un dyke de jotunite (dyke de Tellnes). Ce dyke encaisse la minéralisation et il varie d'une composition de jotunite à mangérite quartzique. Le modèle de mise en place du gîte de Tellnes implique la cristallisation de plagioclase formant ainsi le massif de Åna-Sira à partir d'un magma noritique. Le magma a ensuite cristallisé des minéraux mafiques (pyroxènes) et des oxydes de Fe-Ti qui se sont déposés et accumulés sur le plancher de la chambre magmatique. Celle-ci s'est ensuite vidée de son contenu avant solidification. Les cumulats de norites et d'oxydes de Fe-Ti lubrifiés par un liquide intercumulus riche en oxydes de fer et de titane (hémio-ilménite) furent ensuite injectés dans un dyke contenant déjà un bain monzonitique (Wilmart *et al.*, 1989).

Dans un même massif anorthositique, on peut retrouver plusieurs types de minéralisation, de la nelsonite aux oxydes massifs. La majorité des gisements présentent une association spatiale avec des faciès mafiques enrichis en Fe-Ti-P (FTP, OAGN, etc.). Cependant, certains gîtes, tel que dans les complexes de Labrieville et de Saint-Urbain

(Owens et Dymek, 1992), se retrouvent associés aux faciès anorthositiques. En fait, les gîtes de Fe-Ti associés à ces deux complexes semblent démontrer une cristallisation à partir d'un magma plus primitif que les OAGN (Anderson, 1966; Owens et Dymek, 1992). Les ilménites des gîtes de Fe-Ti ayant une concentration plus élevée en $MgTiO_3$ que les ilménites provenant des OAGN. Les gîtes de Fe-Ti±P associés aux massifs anorthositiques semblent donc avoir des origines multiples possibles .

1.3 INTÉRÊT DU SECTEUR D'ÉTUDE À LA PROBLÉMATIQUE

Les gîtes de Fe-Ti±P associés aux massifs anorthositiques protérozoïques semblent avoir des origines multiples, cristallisés à partir de magmas parentaux évolués mais présentant différents stades d'évolution. L'association génétique entre les faciès démontrant un enrichissement en Fe-Ti-P et les minéralisations représentent un aspect important de l'origine de ces gîtes. Dans le secteur du Lac à Paul, on rencontre de nombreuses séquences démontrant un enrichissement similaire en Fe-Ti-P ainsi que des oxydes massifs de Fe-Ti (Cimon et Hébert, 1998). De plus, on observe également des faciès dioritiques. Le secteur offre donc l'opportunité d'étudier la nature des relations existantes entre les différentes lithologies.

Tableau 1.1. Contexte géologique, caractéristiques et localisation des principales nelsonites (suite).

Complexes liés mafiques	<i>Boulder Lake</i> , Complexe de Duluth, Minnesota	Horizons nelsonitiques (30% apatite) composés d'apatite et d'ilménite en intercroissance avec de la titanomagnétite. Continuum entre les nelsonites et des roches ultramafiques composées de clinopyroxène et/ou d'olivine, d'oxydes de Fe-Ti et d'apatite. Intrusifs dans des roches troctolitiques.	Nabil (2004), Ripley <i>et al.</i> (1998), Bonnichsen (1972)
	Sept-Îles, Québec	Les nelsonites (apatite-magnétite) sont localisées dans la partie supérieure de la suite litée mafique. Présence également de roches nelsonitiques avec des proportions variables d'olivine, de pyroxènes et de plagioclase.	Nabil (2004) Cimon (1998) McCann (1998)
	<i>Villa Nora</i> , Complexe du Bushveld, Afrique du Sud	Les nelsonites forment des lentilles et de minces couches dans des gîtes massifs silicatés que l'on retrouve dans la zone supérieure du complexe (Upper zone). Elles sont principalement composées de magnétite, de quantités variables d'ilménite (2,5 % à 12,5 %) et d'apatite (6 à 34 %) et d'olivine.	von Gruenewaldt, (1993), Reynolds (1985), von Gruenewaldt (1973), Grobler et Whitfield (1970)
Roches volcaniques continentales alcalines à calc-alcalines	<i>Kiruna</i> , Suède	Les nelsonites sont composées de magnétite (hématite), actinolite et apatite et forment des dykes ou des filons-couches intrusifs dans des roches volcaniques d'âge précambrien de composition felsique à intermédiaire.	Frietsch et Perdahl (1995), Nyström (1985), Frietsch (1978), Parak (1975), Geijer et Ödman (1974), Geijer (1967), Geijer (1931)
	<i>El Laco</i> , Chili	Gîtes de magnétite-apatite dans des roches volcaniques (andésites). Sous forme de corps massifs, tabulaires, stratifiés et pyroclastiques. Également sous forme de dykes et de veines recoupant les roches encaissantes.	Barton (1998), Naslund <i>et al.</i> (1998), Murray et Oreskes (1997), Barton et Johnson (1996), Henriquez et Martin (1978), Park (1961)
	<i>Bafq</i> , Iran	Magnétite, appauvrie en Ti et V, et hématite secondaire, habituellement accompagnées par de l'apatite. L'apatite est également présente sous forme d'apatite associée aux magnétites. Les gîtes se retrouvent dans des roches rhyolitiques métasomatisées et affectées par une altération hydrothermale.	Daliran (2002), Förster et Jafarzadeh (1994), Förster (1987), Förster et Knittel (1979)
	<i>Avnik (Bingöl)</i> , Massif de Bitlis, Turquie	Gîtes de magnétite, fluorapatite et actinolite dans des gneiss et des métavolcaniques calc-alcalines de composition felsique à intermédiaire, fortement ouralitisées et silicifiées. La minéralisation se retrouve sous forme de bandes, de lentilles massives ou disséminées. Elle est également remobilisée dans des stockworks.	Helvacı, 1994
Plutons granitiques alcalins calc-alcalins	Granite de Costabonne, Pyrénées, France	Apatite, oxydes de Fe-Ti et biotite dans des skarns de métamorphisme de contact associés à l'intrusion d'un granite hercynien dans des marbres cambro-ordoviciens.	Van Marcke de Lumen (1985)
	<i>Camsell River</i> , Territoires du Nord-Ouest	Assemblage magnétite-actinolite-apatite dans des zones d'altération (skarns) associées à l'intrusion de plutons (composition monzonitique-monzodioritique-dioritique, 5 à 25 km de diamètre) dans des roches volcano-sédimentaires (andésites). L'assemblage se retrouve sous forme de veines pouvant mesurer jusqu'à 30 cm d'épaisseur et dans des brèches locales composées de clastes altérés de la roche encaissante dans une matrice constituée, en proportion variable, de magnétite, d'actinolite et d'apatite à grains grossiers.	Hildebrand (1986), Badham et Morton (1976)
Autres	<i>Port Leyden</i> , Adirondacks, New York, États-Unis	Les nelsonites se retrouvent à la base de gneiss métapélitiques migmatisés. Elles contiennent de la fluorapatite (30-45%), de la magnétite (32 - 43 %) et de l'ilménite (8 - 15 %). Elles renferment également de la pyrite (5 - 11 %), de la chlorite (4 - 6 %) et des traces de sidérite, de sphalérite et de molybdénite	Darling et Florence (1995), Florence et Darling (1994), LaForce <i>et al.</i> (1994), Force <i>et al.</i> (1974), Miller (1910)

Tableau 1.1. Contexte géologique, caractéristiques et localisation des principales nelsonites.

	Localité	Caractéristiques	Références
Complexes Anorthositiques	<i>Saint-Charles</i> , SALSJ, Québec	Magnétite titanifère (magnétite avec lamelles d'ilménite), ilménite et fluorapatite (environ 33 % en moyenne). Présence aléatoire de xéno-cristaux d'olivine. Contient également des quantités accessoires de spinelles verts, de pyrite et de pyrrhotite.	Bachari (2004), Philpotts (1967), Lister (1966), Jooste (1958)
	<i>Degrosbois</i> , Anorthosite de Morin, Québec	Veinules d'ilménite (40 %), de magnétite, et d'apatite recoupant une anorthosite gabbroïque. Contient également de la pyrrhotite et des xéno-cristaux et xénolithes de feldspath, pyroxène et anorthosite.	Lister (1966)
	<i>Lac Grader, lac Bat-le-Diable et lac Allard</i> , Suite anorthositique de Havre-St-Pierre, Québec	Apatite (20 - 50 %) dispersée dans de l'hémo-ilménite. Quantités accessoires de pléonaste et de pyrite traces de plagioclase et d'orthopyroxène.	Bergeron (1986)
	<i>Lac Brulé</i> , Anorthosite de Labrieville, Québec	Localisée dans la partie supérieure d'un gîte d'oxydes massifs de Fe-Ti. L'apatite (cristaux irréguliers et grossiers de moins de 1 cm) est dispersée parmi des cristaux d'hémo-ilménite amiboïdes. Quantités accessoires d'hercynite, de sulfures, de biotite et de corindon.	Dymek et Owens (2001), Morin (1969)
	<i>Bignell et Furnace</i> , Anorthosite de Saint-Urbain, Québec	Nelsonites massives composées de quantités à peu près égales d'hémo-ilménite et d'apatite. L'apatite se retrouve sous forme de cristaux arrondis disséminés à travers la matrice d'hémo-ilménite. Quantités accessoires d'hercynite, de biotite et de zircon. Traces de sulfures à Bignell.	Dymek et Owens (2001), Dymek (1997), Rose (1961)
	<i>Roseland-Piney</i> , Anorthosite de Roseland, Virginie, États-Unis	Les nelsonites se retrouvent dans l'anorthosite alcaline de Roseland et dans les gneiss, charnockites et granulites entourant celle-ci. Les nelsonites se retrouvent surtout sous forme discordante mais on retrouve également des horizons concordants. Trois types de nelsonites sont observées: 1) Rutile et apatite (dans l'anorthosite); 2) ilménite et apatite (variété la plus abondante; dans la partie marginale de l'anorthosite et dans les roches encaissantes près du contact avec l'anorthosite), et; 3) magnétite et apatite (limité aux roches encaissantes). Les nelsonites sont équi-granulaires avec une granulométrie variant de 2 à 3 mm.	Dymek et Owens (2001), Herz et Force (1987), Herz et Force (1984), Kolker (1982), Force et Herz (1979), Herz et Force (1979), Herz (1968), Hillhouse (1960), Ross (1941), Moore (1940), Watson et Taber (1913)
	<i>Cheney Pond (Sanford Lake)</i> , Anorthosite de Marcy, New York, États-Unis	Nelsonite à grains fins composée d'ilménite, de titanomagnétite et d'apatite (jusqu'à 30 %). Conforme dans un gabbro folié, lui-même entouré d'une anorthosite gabbroïque. Présence de hornblende, orthopyroxène, clinopyroxène et biotite	Force (1991), Kolker (1982), Gross (1968), Stephenson (1945)
	<i>Suwalki</i> , Anorthosite de Suwalki, Pologne	Les nelsonites se retrouvent sous forme de veines à grains fins recoupant les norites, gabbronorites et anorthosites. Elles sont composées de fluorapatite (50 - 70 %), magnétite (5 - 20 %), ilménite (2 - 5 %), pyrrhotite (2 - 10 %), pyrite (1 - 2 %), allanite (tr) et anhydrite (tr).	Kozłowski et Wiszniewska (2003), Morgan <i>et al.</i> (2000), Wiszniewska <i>et al.</i> , (1999)
	<i>Hestnes et Eigerøy</i> , Massif de Håland-Helleren, Province anorthositique du Rogaland, Norvège	Quantités à peu près égales d'oxydes de Fe-Ti et d'apatite avec un peu de silicates. La titanomagnétite (7 % TiO ₂ dans Hestnes et 14% TiO ₂ dans Eigerøy) est plus abondante que l'ilménite, elle-même homogène. Abondance de sulfures dans les horizons enrichis en magnétite à grains grossiers.	Duchesne (1999)
	Complex anorthositique de San Gabriel, Californie, États-Unis	Les nelsonites forment des veines qui recoupent des séquences enrichies en ilménite qui sont concordantes avec les ferrodiorites. Les nelsonites sont composées de magnétite, d'ilménite et d'apatite. Présence de spinelle vert.	Force (1991), Carter (1982a,b) Oakeshott (1958), Higgs (1954)

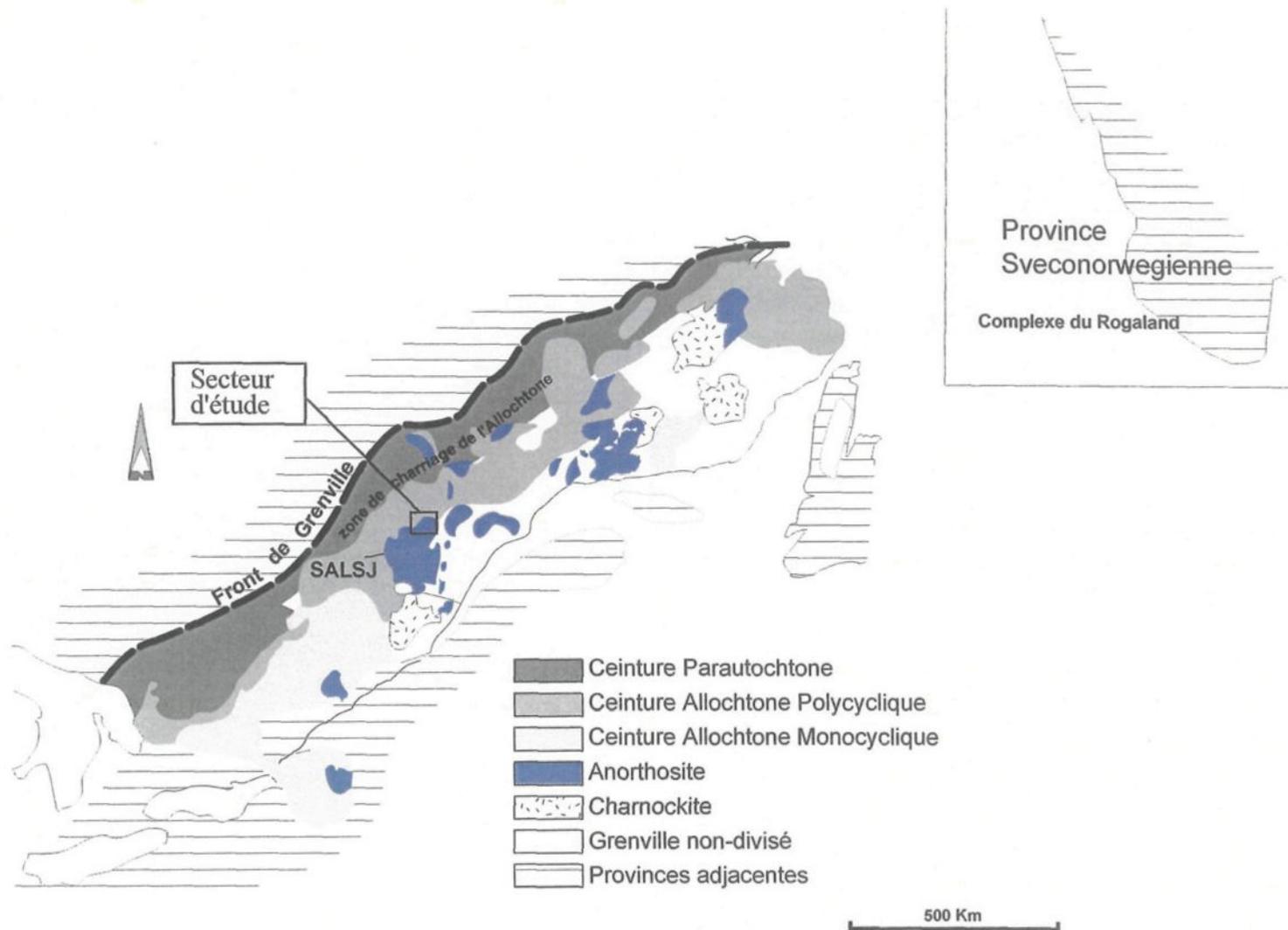


Figure 1.1. Province de Grenville et localisation du secteur d'étude. Modifié de Rivers *et al.* (1989).

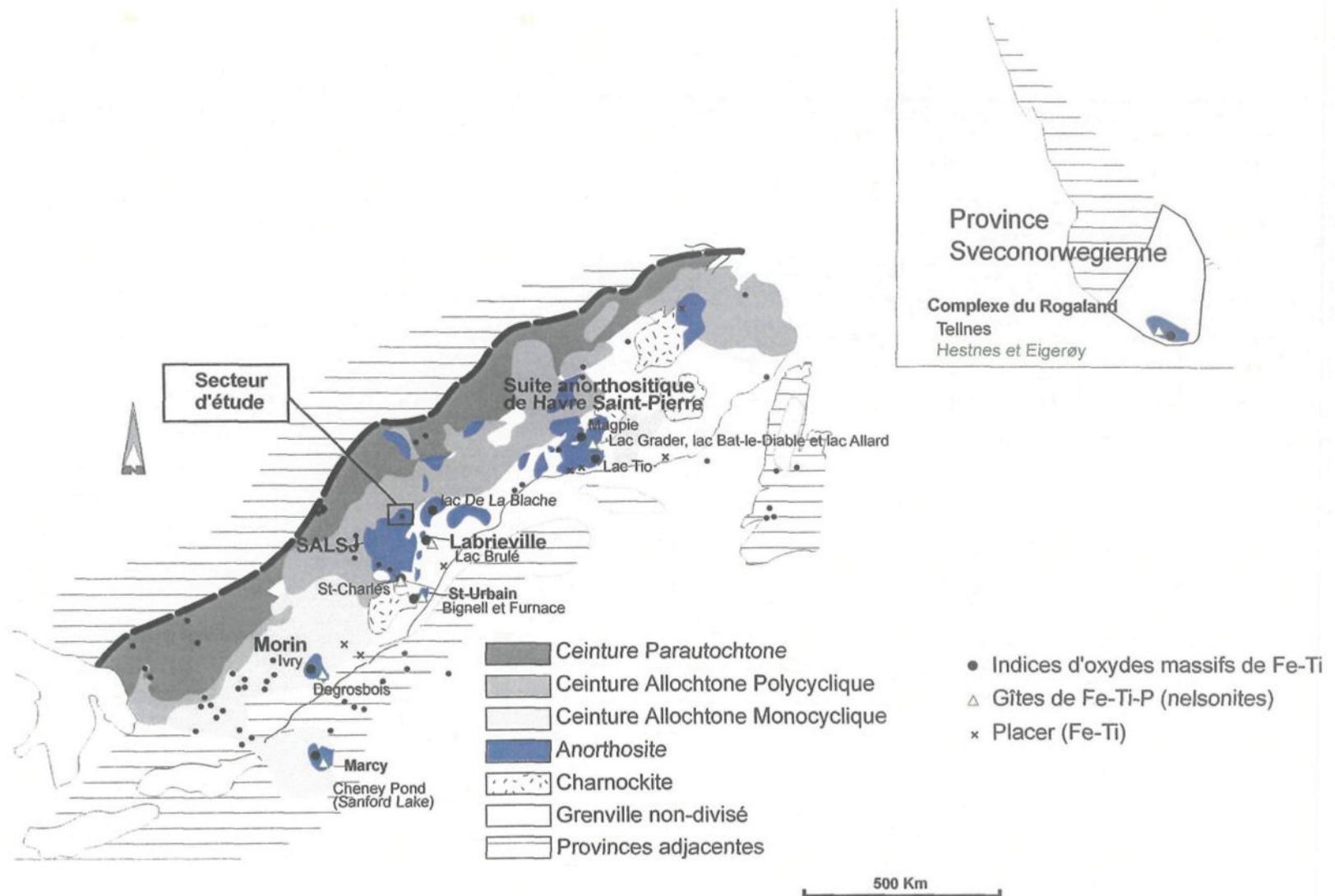
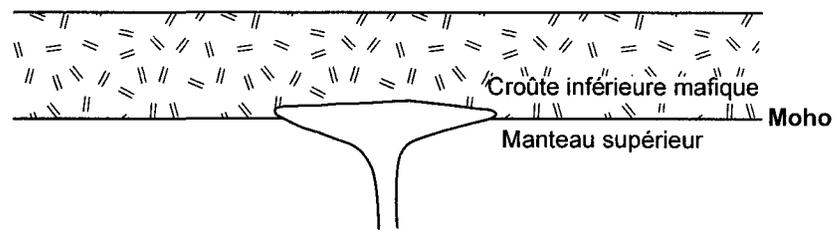
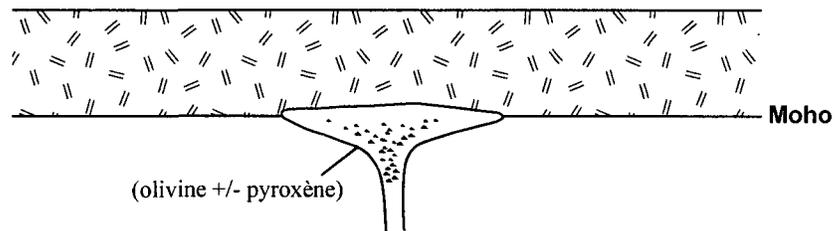


Figure 1.2. Indices de Fe-Ti±P dans la Province de Grenville. Modifié de Rivers *et al.* (1989) et de Gross (1996).

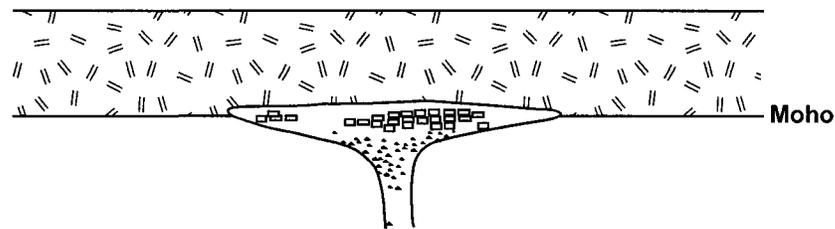
1. Sous-plaquage basaltique ou picritique; formation d'une chambre magmatique



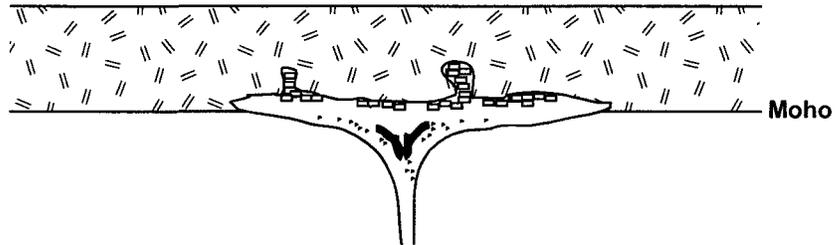
2. Cristallisation des minéraux mafiques et anatexie de la croûte inférieure



3. Formation et flottaison des plagioclases dans la partie supérieure de la chambre magmatique



4. Développement d'une instabilité gravitationnelle; ascension des masses de plagioclases sous forme de plutons



5. Formation des massifs anorthositiques par coalescence des plutons dans la croûte supérieure; les minéraux ultramafiques redescendent dans le manteau

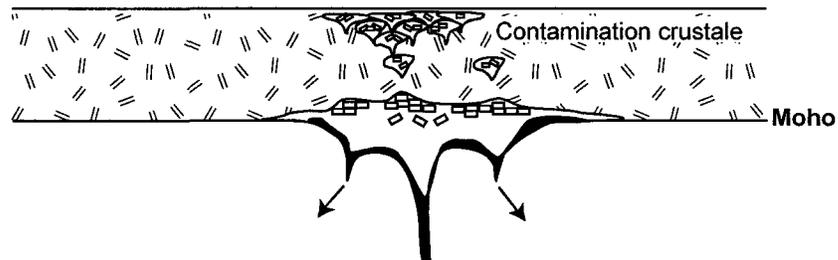
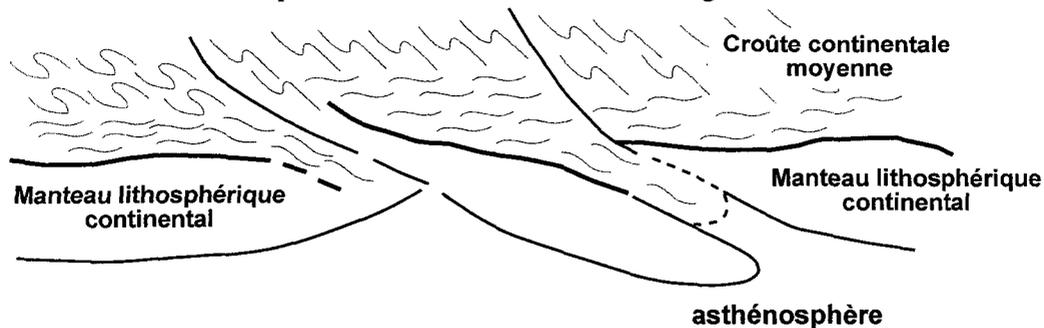
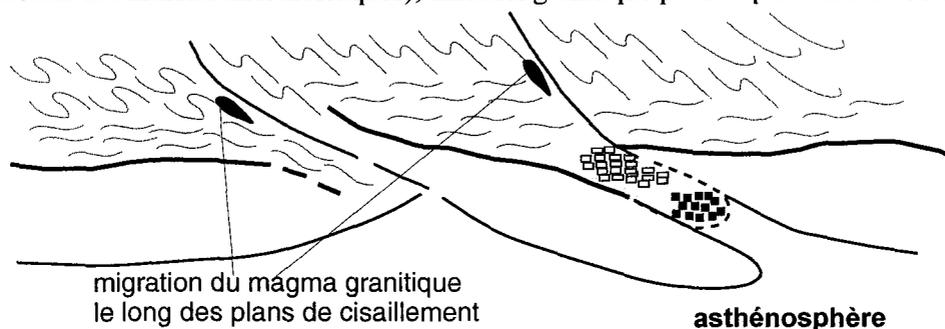


Figure 1.3. Modèle de formation et de mise en place des massifs anorthositiques protérozoïques par sous-plaquage mantellique. Modifié de Ashwal (1993), d'après Bowen (1917), Morse (1968), Barker *et al.* (1975) et Emslie (1978, 1980).

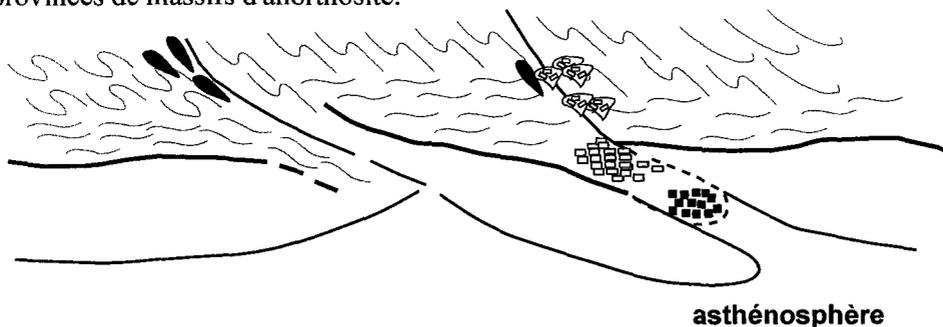
1. Collision des terranes produisant la "subduction" d'une langue crustale.



2. Formation d'une chambre magmatique en profondeur par fusion de la croûte inférieure (magma parental des massifs anorthositiques); matériel granitique produit par anatexis de la croûte moyenne.



3. Ascension des plutons anorthositiques le long des sutures sous forme de diapirs; formation de provinces de massifs d'anorthosite.



4. Un décallement du Moho demeure la seule trace de l'ancienne chambre magmatique.

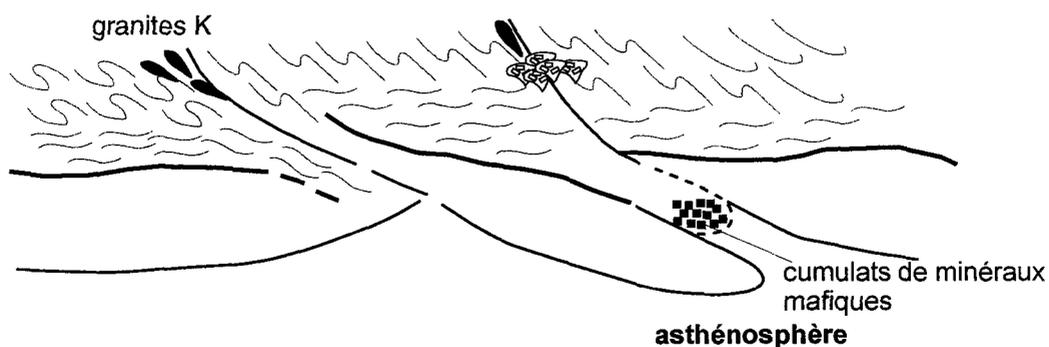


Figure 1.4. Modèle de fusion crustale pour la formation des massifs anorthositiques protérozoïques. D'après Duchesne *et al.* (1999).

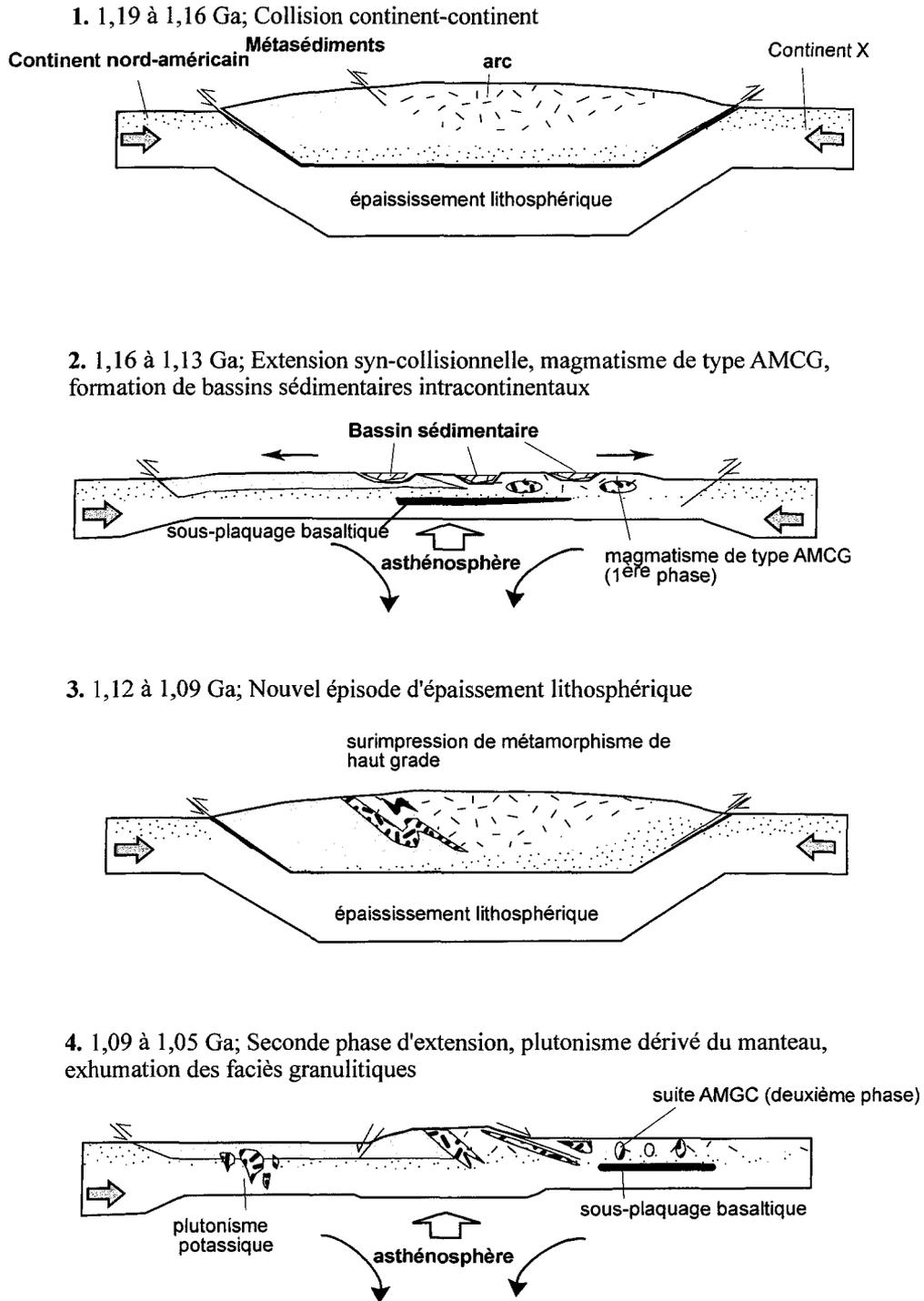
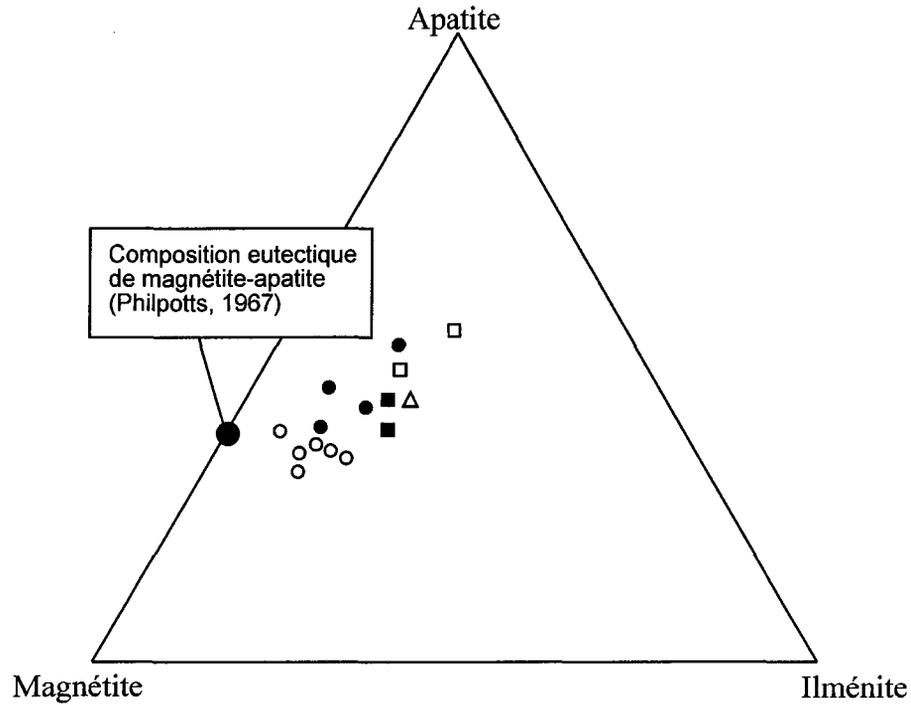


Figure 1.5. Représentation schématique de l'évolution tectonique et magmatique de l'orogène du Grenville durant l'intervalle 1,20 à 1,05 Ga. D'après Corrigan et Hanmer (1997).



- Port Leyden, Adirondacks, New York, États-Unis
- Saint-Charles, Suite Anorthositique de Lac Saint-Jean, Québec, Canada
- Cheney Pond, Anorthosite de Marcy, New York, États-Unis
- Hestnes, Massif de Håland-Helleren, Province anorthositique du Rogaland, Norvège
- △ Roseland-Piney, Anorthosite de Roseland, Virginie, États-Unis

Figure 1.6. Composition de diverses nelsonites dans le système apatite-magnétite-ilménite (modifié de Darling et Florence, 1995). Données de Port Leyden: Darling et Florence, 1995; Saint-Charles, Cheney Pond, Hestnes et Roseland-Piney: Kolker, 1982.

CHAPITRE II

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1 GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.1.1 Province de Grenville

La Province de Grenville (figure 1.1) occupe près du tiers de la superficie de la Province de Québec. Elle s'étend sur une bande de 300 à 600 km de largeur et sur une longueur d'environ 2000 km. Elle est la dernière province précambrienne à s'être ajoutée au noyau du Bouclier canadien. Elle est composée d'unités lithologiques d'âge archéen à mésoprotérozoïque tardif et elle est recouverte localement par des roches cambro-ordoviciennes de la plate-forme du Saint-Laurent. Les roches représentent en général une marge continentale retravaillée et caractérisée par du plutonisme de type AMCG (anorthosite, mangérite, charnockite, granite) abondant (Rivers, 1997). A partir de données géochronologiques, géophysiques et géologiques, Rivers *et al.* (1989) ont subdivisé la Province de Grenville en trois ceintures longitudinales : la ceinture parautochtone, la ceinture allochtone polycyclique et la ceinture allochtone monocyclique (figure 1.1). L'autochtone, situé au nord-ouest du Front de Grenville, représente un ensemble de roches archéennes des provinces du Supérieur et de Rae, ainsi que des roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador, non déformées par l'orogénie du Grenville.

En Europe, la Province svéconorvégienne représente l'extension de la Province de Grenville (figure 1.1). La Province de Grenville est limitée au nord et au nord-ouest par le Front de Grenville (figure 1.1) qui la sépare des provinces géologiques plus anciennes (Provinces de Supérieur, de Churchill, de Nain, de Rae et de Makkovik) d'âges archéens à protérozoïques inférieur. Le Front de Grenville est un linéament tectonique visible sur les cartes aéromagnétiques et représente une discontinuité crustale majeure. Il recoupe les unités structurales de la Province archéenne de Supérieur et les roches protérozoïques inférieures de la fosse du Labrador et de la Province de Nain (Wynne-Edwards, 1972; Rivers *et al.*, 1989). La marge sud-est de la Province de Grenville est bordée en discordance d'érosion par les roches sédimentaires du paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien) de la plaine du Saint-Laurent et par les Appalaches. Des roches grenvilliennes se retrouvent dans des fenêtres tectoniques et sous forme de lambeaux de charriage dans les Appalaches, ce qui suggère une extension considérable vers le sud-est (Davidson, 1995).

L'orogénie collisionnel du Grenville prend place entre 1,19 et 0,98 Ga et est relié à une collision continent-continent et arc-continent (Rivers et Corrigan, 2000). L'orogène comprend trois pulsions distinctes de raccourcissement séparées par des périodes d'extension durant lesquelles la plupart des massifs anorthositiques se sont mis en place (Rivers, 1997): l'orogène de Shawinigan (entre 1,19 et 1,14 Ga), l'orogène de Ottawa (entre 1,08 et 1,02 Ga.) et l'orogène de Rigolet (entre 1,0 et 0,85 Ga) (Davidson, 1984, 1995; Green *et al.*, 1988; Rivers, 1997; Rivers *et al.*, 1989, 1993; Forsyth *et al.*, 1994, Eaton *et al.*, 1995).

Le grade de métamorphisme dans la Province de Grenville varie entre le faciès des schistes verts (40 Mpa., 400 °C) dans les roches de Hastings et le faciès des granulites (110 Mpa., 800°C) dans les roches de la ceinture métasédimentaire centrale du Québec. La déformation pré-grenvillienne et les événements métamorphiques sont repris par l'orogénèse grenvillienne (Davidson, 1995).

Ceinture Parautochtone

La ceinture parautochtone est localisée entre le Front de Grenville et la zone de charriage de l'allochtone (figure 1.1). La ceinture constitue une bande parallèle au Front de Grenville dont la largeur varie entre 120 km au sud du réservoir Smallwood (au Labrador et au Québec) et 25 km au sud-est de Val d'or. Elle est formée d'orthogneiss tonalitiques dioritiques et granodioritiques migmatisés et de filons de diabase ou de microgabbro d'âge divers métamorphisés jusqu'au faciès des granulites. La ceinture est constituée de terrains possédant une histoire tectono-métamorphique distincte (Rivers et Chown, 1986). En plusieurs endroits, les roches possèdent la composition des roches des provinces avoisinantes. Les roches n'ont pas été transportées tectoniquement d'une façon importante, la ceinture étant principalement déformée par des plis isoclinaux qui sont déversés au nord-ouest et par des zones de cisaillement de direction nord-est. Le grade métamorphique augmente à proximité du Front de Grenville (Rivers *et al.*, 1989).

Ceinture Allochtone Polycyclique

L'allochtone polycyclique se situe au centre de la Province de Grenville, entre la zone de charriage de l'Allochtone au nord-ouest et la ceinture allochtone monocyclique au sud-est. Il comprend toute la partie du Grenville ayant été tectonisée et métamorphisée au cours de plusieurs cycles orogéniques antérieurs au cycle grenvillien. La ceinture allochtone polycyclique est constituée de terrains polyphasés de haut grade métamorphique (amphibolite supérieur à granulite), majoritairement des orthogneiss et des paragneiss, transportés vers le nord-ouest sur la ceinture parautochtone. Elle comprend également de larges complexes intrusifs d'anorthosite-charnokite (voir figure 1.1). Le secteur d'étude, faisant partie de la SALSJ, est situé au sein de cette ceinture.

Ceinture Allochtone Monocyclique

La ceinture allochtone monocyclique est composée des roches exclusivement métamorphisées lors de l'orogénèse grenvillienne. Elle comprend le supergroupe de Grenville (Davidson, 1986) représenté par les séquences de plate-forme marine et/ou de marge continentale de l'Ontario et du Québec. Les roches de cette ceinture ont un âge moyen d'environ 1300 Ma et ont été métamorphisées aux faciès des schistes verts à granulites. On y observe des déformations polyphasées recoupées par de nombreux plutons.

2.1.2 Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ)

La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ; figure 2.1) occupe une superficie de plus de 20 000 km² et elle regroupe plusieurs lobes coalescents dont les principaux faciès sont l'anorthosite, le leucogabbro et la leucotroctolite (Woussen *et al.*, 1988; Hocq, 1977). Elle se situe au centre de la Province de Grenville et fait partie de la ceinture allochtone polycyclique de Rivers *et al.* (1989). Des intrusions de charnockite et de mangérite ainsi que des granites rapakivi sont présentes dans son enveloppe sous forme d'amas satellites formant ainsi la suite AMCG (Higgins et van Breemen, 1996). On retrouve également des séquences mineures de roches mafiques dont des gabbronorites, des gabbros, des norites, des troctolites, des diorites ferrifères, des pyroxénites ainsi que des roches ultramafiques dont des dunites, péridotites et des roches à oxydes de Fe-Ti. La SALSJ est cernée par des gneiss quartzo-feldspatiques et migmatitiques, des granites gneissiques (Woussen *et al.*, 1981) et des roches supracrustales (méta-arkose, métapélite, quartzite, paragneiss, roches calco-silicatés, marbre et amphibolite) (figure 2.1). Toutes ces unités sont recoupées par plusieurs essaims de dykes de metabasites (Higgins et van Breemen, 1992). Dans la partie sud de la SALSJ, les anorthosites présentent certains caractères magmatiques tels qu'un litage igné, une stratification rythmique et des textures en cumulats (Woussen *et al.*, 1988).

La SALSJ a fait l'objet d'une cartographie régionale au 1:250 000 en 1967 (Laurin et Sharma, 1975a, 1975b) et de cartographies plus détaillées dans le sud (Hébert et Lacoste, 1994, 1998a, 1998b; Hervet *et al.*, 1994; Higgins et van Breemen, 1992, 1996; Woussen *et*

al., 1988; Hébert *et al.*, 1995a, 1995b; Ider, 1997) et dans la région du Pipmuacan (Hocq, 1977). Higgins et van Breemen, (1992) ont daté des anorthosites et des leucotroctolites pegmatitiques dans la partie sud-centrale et sud-est de la SALSJ à 1157 ± 3 Ma par U/Pb sur des zircons et de la baddeleyite. Ils ont également daté deux mégadykes tardifs recoupant la SALSJ, localisés également dans la partie méridionale de l'anorthosite. Le dyke du Lac Chabot, de composition dioritique et déformé à l'état solide, a donné un âge de 1157 ± 3 Ma. Pour sa part, le dyke leucotroctolitique de Bégin est non déformé et il a donné un âge de 1157 ± 2 Ma (Higgins et van Breemen, 1992). Dans la partie sud-ouest de la SALSJ, les mêmes auteurs ont obtenu un âge de 1142 ± 3 Ma dans des ségrégations granophyriques provenant d'anorthosites non déformées (U-Pb sur des zircons et de la baddeleyite). En conséquence, la partie sud-centrale et sud-orientale de la SALSJ a donc été mise en place vers 1157 ± 3 et la partie sud-occidentale a probablement été mise en place vers 1142 Ma (Higgins et van Breemen, 1992). Il est à noter que des roches granitiques (Granite de Du Bras) dans le secteur du gisement de wollastonite du Canton Saint-Onge ont donné un âge de 1148 ± 5 Ma (Ider 1997). Selon diverses études U-Pb sur des zircons, Higgins et van Breemen (1996) suggèrent l'existence de trois périodes de magmatisme de type AMCG dans la partie centrale de la Province de Grenville: 1160 Ma à 1140 Ma, 1080 à 1050 Ma et 1020 à 1010 Ma. Donc selon les âges obtenus sur les roches faisant partie de la SALSJ, l'emplacement de celle-ci correspondrait à la plus ancienne période (i.e. 1160 Ma -1140 Ma).

La SALSJ est également traversée par une zone majeure de cisaillement de direction nord-est (zone de cisaillement Lacs-Saint-Jean-Pipmuacan). Cette zone de faille est interprétée comme un décrochement majeur et elle a possiblement joué un rôle important lors de la mise en place de la SALSJ (Hébert, 1991, 1999). Il semble d'ailleurs que deux des fabriques observées dans la SALSJ pourraient être le résultat de la réactivation d'un système conjugué de failles et de cisaillement pré-grenvillien qui aurait favorisé la mise en place de l'anorthosite (Hébert et Lacoste, 1998a). Le secteur de la SALSJ serait dominé par un raccourcissement crustal NO-SE avec des signatures de chevauchement NNO (Daigneault *et al.*, 1999). Les linéaments NE-SW, correspondants à des corridors de déformation couvrent une partie importante et sont interprétés comme un événement de transpression dextre. Les linéaments N-S correspondraient au réajustement tardif des zones de chevauchement le long des failles senestres N-S. La partie sud-centrale et sud-est de la SALSJ a commencé à cristalliser avant 1157 ± 3 Ma et aurait été déformée à l'état solide (Higgins et van Breemen, 1992).

On retrouve plusieurs zones de minéralisation en Fe-Ti±P dans la SALSJ (figure 2.1). Celles de la région du Pipmuacan (SNRC 22E) sont associées à des granitoïdes (Hocq, 1977). Les gîtes de Saint-Charles (figure 1.2 et 2.1) forment une zone de 550 m de large sur plus de 1500 m de long et sont principalement constitués de magnétite titanifère et d'apatite (Bachari, 2004; Philpotts, 1967; Jooste, 1958). Typiquement les minéralisations renferment 50 à 75 % de magnétite-ilménite, 20 % d'olivine et 30 % d'apatite (Jooste, 1958). Les corps minéralisés forment des amas irréguliers et lenticulaires dans l'anorthosite. Les

minéralisations du secteur du lac De La Blache (Gobeil *et al.*, 2002; Anderson, 1968), sont également associées à de la magnétite titanifère. Le gîte est composé de plusieurs corps tabulaires subverticaux minéralisés. Les gîtes du secteur de La Hache-Est (figure 2.1) sont constitués de magnétite titanifère litées avec des monzonites (Raby 1968). En 1968, SOQUEM a estimé les réserves du gîte La Hache-Est à 15 à 20 millions de tonnes avec des teneurs moyennes de 25 à 29 % FeO, 5,2 % TiO₂ et 6,2 % P₂O₅.

Woussen *et al.* (1981) ont interprété la mise en place de la SALSJ comme résultant d'une cristallisation à partir d'un magma basique à grande profondeur dans un environnement tectonique d'extension assez calme suivi d'intrusion par diapirisme. Selon Woussen *et al.*, (1986, 1988), les dykes métadioritiques et metabasaltiques qui recoupent les gneiss encaissants et précèdent la mise en place de l'anorthosite ont été interprétés comme indicateurs d'une extension crustale majeure et représenteraient le magma parental de la SALSJ. D'un autre côté, selon Higgins et van Breemen (1992), les âges rapprochés obtenus pour les roches anorthositiques et les dykes tardifs les recoupant (1157 ± 3 Ma; voir ci-haut) suggèrent en fait une très courte histoire de cristallisation, de mise en place et de déformation. Cette courte histoire ne supporte pas l'idée d'une longue montée diapirique pour la mise en place de la suite anorthositique. Les magmas auraient plutôt monté dans la croûte moyenne, présentement exposée, le long de zones majeures de cisaillement subverticales en décrochement résultant de l'activité transpressive de la plaque tectonique. La SALSJ est en fait séparée en divers blocs tectoniques par des zones de cisaillement ductiles, parfois synchrones avec mise en place de la suite anorthositique (Higgins et van

Breemen, 1992, 1996). De plus, deux mégadykes recoupent la SALSJ dans sa partie centrale (Jooste, 1958) et leur emplacement est lié à des zones de cisaillement majeures dans lesquels il est possible que les magmas responsables de la cristallisation de la SALSJ soient montés (Higgins et van Breemen, 1992).

2.2 GÉOLOGIE DU SECTEUR D'ÉTUDE

Le secteur d'étude (figure 2.2) est situé dans la partie nord-est de la SALSJ (figure 2.1). La majorité des échantillons ont été prélevés sur le feuillet SNRC 22E/15 (latitude $49^{\circ}50'$, longitude $70^{\circ}50'$, NTS 19 5520000m.N.- 370000 m.E). Quelques échantillons ont également été prélevés sur le feuillet 22E/14 (Chôte-des-Passes; Hébert et Beaumier, 1999) situé à l'ouest de 22E/15 et sur le feuillet 22E/10 (Lac Mélonèze; Hébert, 2001), situé au sud du feuillet du Lac à Paul.

La région a été cartographiée au 1:250 000 lors d'un vaste projet de cartographie appelé «Projet Grenville» réalisé dans les années 60 et aux débuts des années 70 par Laurin et Sharma (1975a, 1975b). En 1994, le Ministère des Ressources naturelles (MRN) a effectué un relevé aéromagnétique de la région (Dion et Dumont, 1994). La cartographie au 1:50 000 fut réalisée par le MRN en 1998 (Hébert et Beaumier, 2000), donnant lieu à une étude préliminaire sur des échantillons provenant du secteur (Cimon et Hébert, 1998). De plus, Turcotte (2001) a effectué une étude structurale dans le même secteur et Huss (2002) a étudié divers indices de Ni-Cu±Co présents également dans le secteur d'étude.

La cartographie au 1:250 000 réalisée par le MRN en 1975 (Laurin et Sharma, 1975a, 1975b) a démontré la présence d'anorthosite, de leuconorite et de gabbro cernés au nord par un complexe gneissique et par des granites et pegmatites non déformées. La cartographie récente du feuillet du Lac à Paul, effectuée par le MRN, a permis de déterminer que les roches anorthositiques du secteur sont constituées d'anorthosite, de leuconorite, de norite, de gabbro, de gabbronorite, de gabbro à olivine, de pyroxénite, de péridotite, de dunités et de roches à oxydes de Fe-Ti (Hébert et Beaumier, 2000) et qu'elles chevauchent la zone de contact nord-est entre la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean au sud et un complexe gneissique au nord (Hébert et Beaumier, 2000; Turcotte, 2001). Tous ces faciès démontrent un enrichissement variable en fer, titane et phosphore. La bordure nord des roches de la suite anorthositique est occupée par une vaste zone de gabbronorite coronitique tandis que dans la partie SE de la région, on retrouve une intrusion gabbroïque peu déformée (gabbro de Steve), interprété comme étant tardif par rapport aux autres unités de la suite anorthositique (Hébert et Beaumier, 2000). L'étude préliminaire de Cimon et Hébert (1998) sur huit échantillons provenant de différentes lithologies enrichies en Fe-Ti±P (anorthosite à apatite, péridotite à apatite, dunité à apatite, dunité à oxydes de Fe-Ti-Al et magnétite à ilménite et spinelle) du secteur du lac à Paul a démontré l'existence de variations cryptiques dans les lithologies échantillonnées et permis l'élaboration d'un modèle préliminaire sur la mise en place des séquences enrichies en Fe-Ti-P du secteur du Lac à Paul (figure 2.3).

Des intrusions faisant partie de la série des charnockites et mangérites sont également présentes dans le secteur d'étude. Dans la partie sud-ouest du feuillet 22E/15, affleurent les

roches les plus jeunes. Elles appartiennent au Granite de La Carpe (~35 km²) qui est constitué de granite (charnockite) et de monzonite (mangérite) avec ou sans hypersthène (Hébert et Beaumier, 2000). Le granite du Lac Margane est situé dans le feuillet 22E/14 (Chôte-des-Passes). Des brèches intrusives ont été observées au travers des intrusions avec des enclaves d'origines diverses.

L'encaissant est formé de quatre types de gneiss: 1) gneiss quartzo-feldspathique à biotite et hornblende, 2) gneiss granulitique, 3) gneiss rubané gris et rose et 4) un gneiss gabbroïque. Les roches de la suite anorthositique chevauchent les gneiss, lesquels avaient antérieurement subi une ou plusieurs phases de déformation. On observe des zones de cisaillements sub-horizontales, situées à la semelle de différentes écailles (Hébert et Beaumier, 2000; Turcotte, 2001).

La région a fait l'objet de quelques travaux de prospection. Au début des années 1970, NQN Mines ont exploré la région à l'aide de levés géophysiques, de cartographie géologique et de forages à l'ouest de la région d'étude. En 1971, SOQUEM a effectué 100 pieds de forages verticaux sur une anomalie géophysique de NQN Mines. M. Lionel Lefebvre, prospecteur (1986-1988) a fait l'excavation de tranchées sur des indices de Ni-Cu découverts au début des années 1970. En 1994-1995, le Fonds minier du Saguenay – Lac Saint-Jean a fait évaluer certains indices de Ni-Cu dans le secteur par IOS Services Géoscientifiques Inc. suivi par des travaux de prospection en 1996. Un indice avec des valeurs supérieures à 2,5 % de Ni-Cu-Co a été découvert un peu à l'est du lac à Paul. Cette

propriété a donc été prise sous option par la compagnie junior d'exploration Mines d'Or Virginia. Leurs travaux ont consisté en un échantillonnage d'horizon B, de cartographie géologique (1:5000) de 8 zones et de l'implantation de 18 forages totalisant 1998 m (Francoeur, 1998). Des roches représentant un potentiel en Ni-Cu ont été observées dans le secteur NW du feuillet de Lac à Paul (22E/15) et dans le secteur NE du feuillet de Châte-des-Passes (22E/14). En 1997, Mines d'Or Virginia Inc. a effectué deux levés électromagnétiques et magnétiques héliportés dans le secteur du Lac à Paul (Francoeur 1998) ainsi que du jalonnement de plusieurs blocs de claims. Les sections de reconnaissance de 1997 ont également permis de mettre au jour un potentiel intéressant en apatite (P_2O_5). Plusieurs indices ont rapporté d'excellentes valeurs en P_2O_5 dont certaines équivalent à plus de 20 % d'apatite. En 1999, la SOQUEM, a pris une option sur les propriétés de Mines d'Or Virginia. De plus, des prospecteurs du Fonds Minier du Saguenay – Lac-Saint-Jean ont jalonné plusieurs claims dans cette région après une campagne d'exploration dans la région couvrant une superficie de 18730 hectares (Hébert 2000).

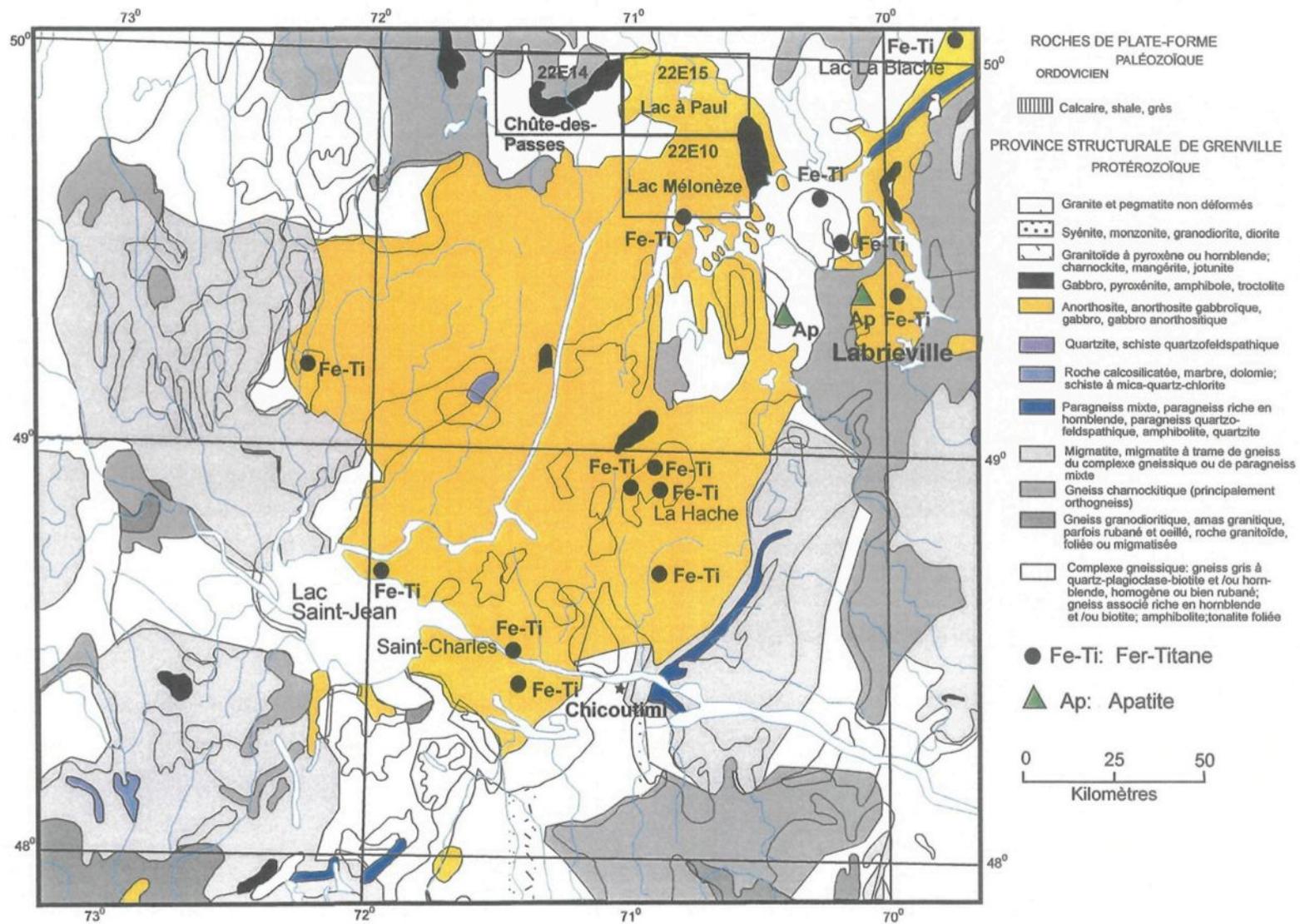


Figure 2.1. Carte géologique de la région du Saguenay - Lac-St-Jean et localisation des feuilletés 22E/15, 22E/14 et 22E/10. (Modifié de la compilation de Avramtchev, 1993).

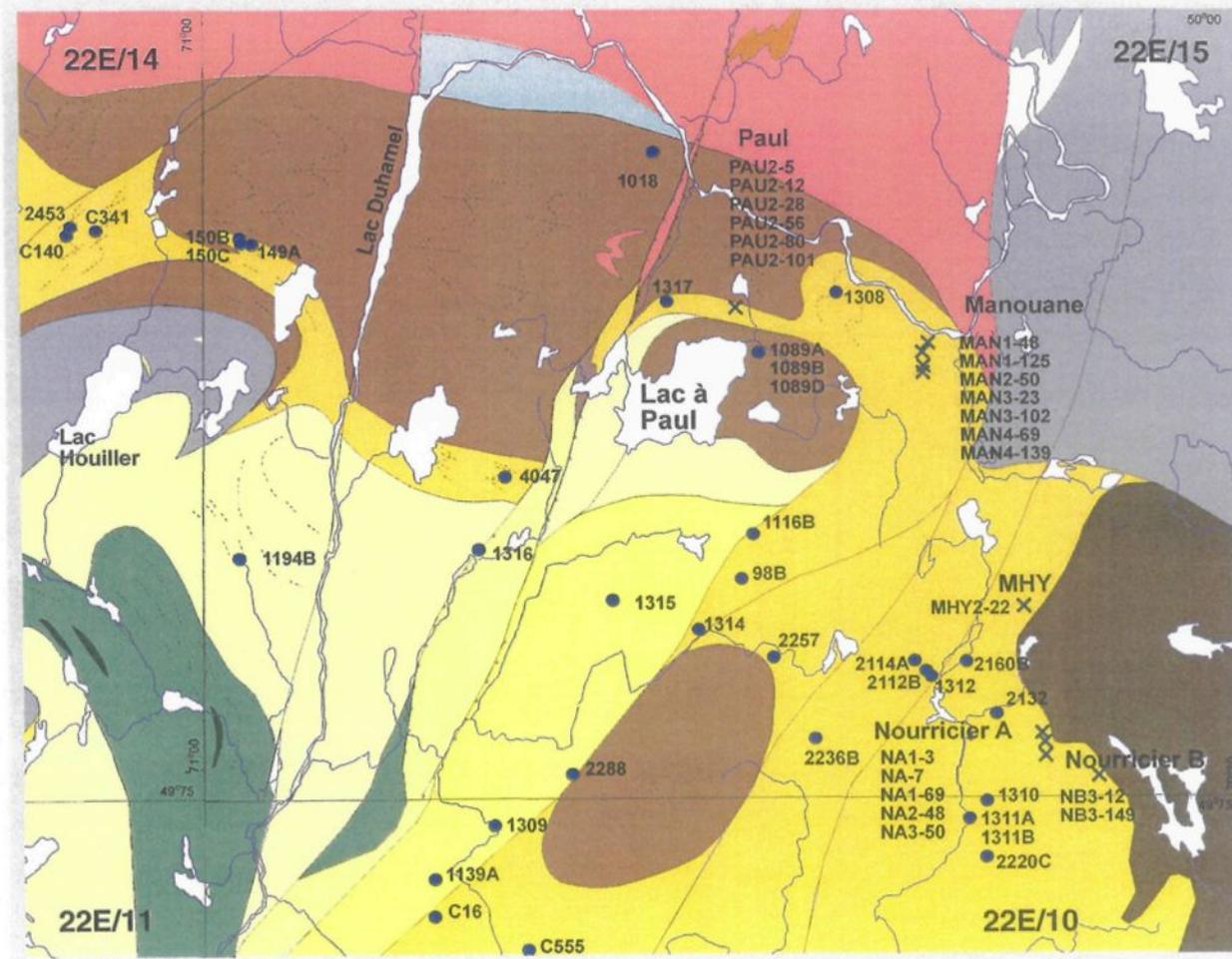
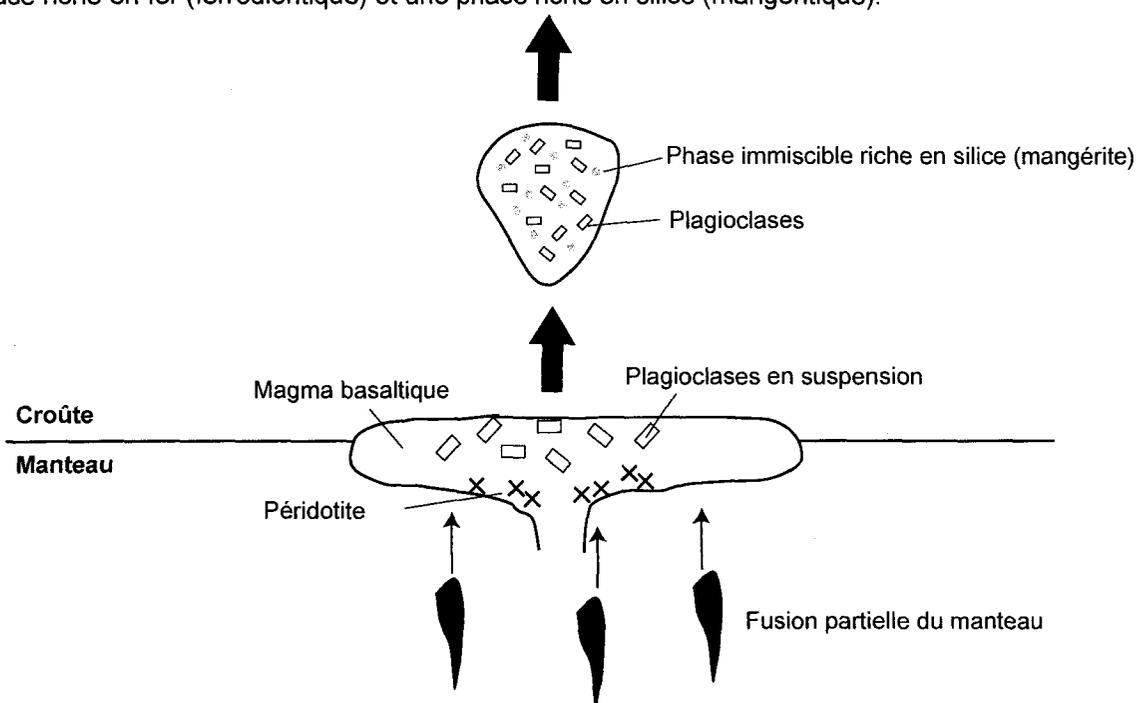


Figure 2.2. Carte géologique des feuillets du Lac à Paul (22E/15), de Chûtes-des-Passes (22E/14) et du Lac Mélonèze (22E/10) et localisation des échantillons (modifiée de Hébert, 2001; Hébert et Beaumier, 1999; Hébert et Beaumier, 2000).

1. Cristallisation et fractionnement par densité de cristaux de plagioclase dans une chambre magmatique primaire localisée dans la croûte inférieure. Formation d'une bouillie de cristaux de plagioclase et d'un liquide basaltique interstitiel. Montée diapirique de cellules de bouillie de cristaux par instabilité gravitationnelle. Séparation du liquide interstitiel en deux phases immiscibles, une phase riche en fer (ferrodioritique) et une phase riche en silice (mangérite).



2. Expulsion des phases immiscibles par "filter pressing" et relocalisation par formation de chambres magmatiques indépendantes à l'intérieur ou en périphérie des massifs anorthositiques. Séparation par densité des deux phases immiscibles avec concentration de la phase ferrodioritique à la base et de la phase mangérite au sommet. Différenciation du magma ferrodioritique par cristallisation fractionnée.

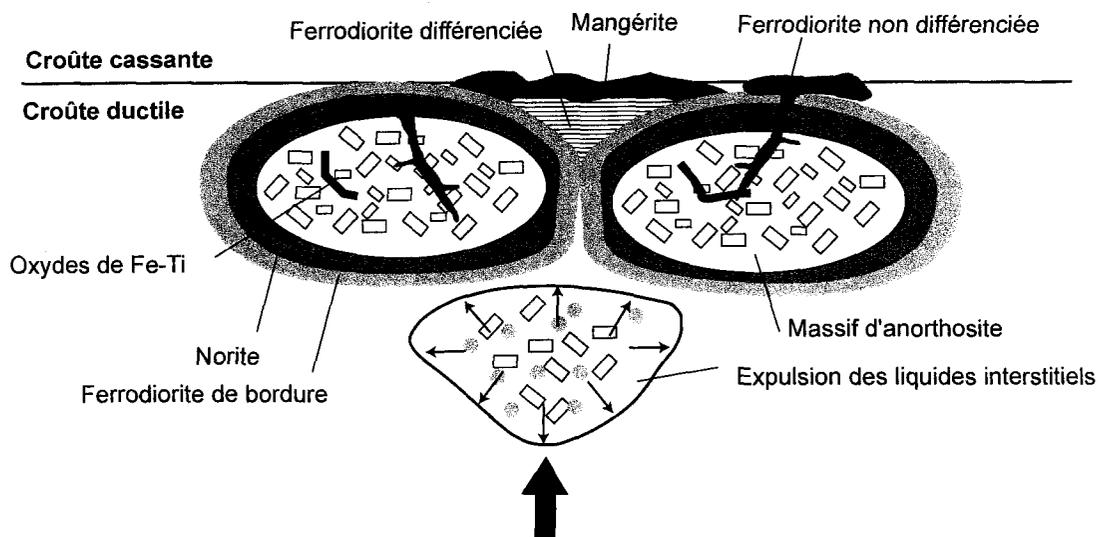


Figure 2.3. Modèle de formation et de mise en place des séquences différenciées associées à la Suite anorthositique de Lac Saint-Jean (modifié de Cimon et Hébert, 1998).

CHAPITRE III

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

3.1 INTRODUCTION

Les lithologies étudiées font toutes partie de la (SALSJ). La majorité des roches de la SALSJ qui affleurent dans le secteur du lac à Paul montrent un enrichissement variable en fer, titane et phosphore, sous forme de magnétite, d'ilménite et d'apatite. Dans le cadre de cette étude, les différentes lithologies montrant un enrichissement en ces minéraux ont donc été échantillonnées. L'annexe 1 présente les lithologies et les coordonnées UTM pour chaque échantillon. La plupart des échantillons de cette étude proviennent d'affleurements de bonne qualité (ayant parfois été dynamités) et de forages (figure 2.2). Les échantillons recueillis sur le terrain sont identifiés par des numéros composés de trois ou quatre chiffres et les échantillons provenant de forages sont identifiés par le diminutif attribué par Mines d'Or Virginia Inc. pour chacun des forages, auquel est ajouté la profondeur de l'échantillon. Par exemple, l'échantillon PAU2-80 provient du forage PAU-2, à une profondeur de 80 mètres.

L'étude pétrographique a consisté en l'étude des lames minces polies (section 3.2), en l'analyse à la microsonde des huit minéraux et en l'analyse par INAA de séparés de minéraux (section 3.3). Dans le cadre de cette étude, les examens pétrographiques ont porté

sur: 1) des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite; 2) des leucotroctolites et troctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite; 3) des périclites nelsonitiques; 4) des roches à oxydes massifs de Fe-Ti, et; 5) des diorites ferrifères. Des pyroxénites montrant un enrichissement variable en oxydes de Fe-Ti et apatite ont également été échantillonnées (MAN4-69 et MAN4-139) ainsi que des dunites à oxydes de Fe-Ti (NA1-7 et 2236B). Celles-ci possèdent une texture semblable aux périclites nelsonitiques mais l'apatite y est peu ou pas présente.

3.2 DESCRIPTION MÉGASCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES LITHOLOGIES ÉTUDIÉES

Des lames minces polies ont été faites à partir de 50 échantillons sélectionnés et analysés. De plus, des lames polies ont été faites à partir d'échantillons provenant du forage de PAUL-2 qui renferment des contacts entre des anorthosites et des périclites nelsonitiques. Une lame mince polie a également été faite au contact entre le dyke de diorite 1089A et la diorite 1089B sur l'affleurement 1089.

Les principaux silicates primaires sont le plagioclase, l'olivine, l'orthopyroxène et le clinopyroxène. Les deux pyroxènes sont également présents comme produit secondaire dans des coronites autour des olivines. Des amphiboles vertes et de la biotite ont également été observées. Les amphiboles se retrouvent principalement autour des pyroxènes ou remplaçant ceux-ci, dans les couronnes de réaction kelyphitiques autour des olivines et parfois autour des oxydes de Fe-Ti avec la biotite. La biotite forme surtout des couronnes autour des oxydes de Fe-Ti et se retrouve également dans les couronnes de réaction entre

l'olivine et le plagioclase. À part les silicates, il y a des oxydes, principalement de l'ilménite, de la magnétite et du spinelle alumineux (hercynite) ainsi que de l'apatite. Les proportions de ces minéraux varient énormément d'un échantillon à l'autre. Dans le secteur étudié, l'ilménite est dominante par rapport à la magnétite dans presque tous les échantillons. D'autres phases minérales mineures (principalement des phases d'altération) sont également présentes dont le quartz, le zircon, la cummingtonite, la chlorite, la séricite, la scapolite, la serpentine, les carbonates et les micas. Il y a également des sulfures, surtout de la pyrrhotite, de la pyrite, de la chalcopyrite et un peu de pentlandite. Toutes les unités semblent représenter des cumulats avec liquide interstitiel à l'exception de trois des quatre diorites ferrifères que l'on retrouve sous forme de dyke. La majorité des unités échantillonnées possèdent une foliation moyennement marquée. Seulement quelques affleurements présentent un litage primaire. On retrouve de nombreuses textures coronitiques, principalement dans les leucotroctolites et les troctolites. Le degré d'altération des échantillons est variable. La nomenclature utilisée est basée sur l'observation pétrographique des lames minces polies et des échantillons mégascopiques ainsi que sur la classification de Streckeisen *et al.* (1976; figure 3.1). L'annexe 2 présente la composition modale (basée sur les observations microscopiques et mégascopiques) des échantillons.

3.2.1 Anorthosites leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

Dans le contexte de ce projet de maîtrise, plusieurs échantillons d'anorthosites, de leucogabbros, de leuconorites et de leucogabbronorites variablement enrichis en apatite,

ilménite et magnétite ont été sélectionnés. Ces échantillons proviennent de roches qui affleurent principalement dans le centre et dans la partie sud du feuillet du Lac à Paul (SNRC 22E/15) ainsi que dans la partie nord du feuillet du Lac Mélonèze (SNRC 22E/10; figures 2.1 et 2.2). Sur la carte géologique du Ministère des Ressources naturelles (figure 2.2), ces types de roches se situent dans les quatre faciès suivants: 1) *anorthosite et leuconorite à plagioclase bleuté*, 2) *anorthosite et leuconorite à plagioclase gris avec apatite* 3) *anorthosite et leuconorite à plagioclase mauve avec apatite*, 4) *norite et leuconorite à plagioclase mauve avec des niveaux d'ultramafites et de roches enrichies en apatite*. Les échantillons représentatifs de ce groupe sont: 1309, 1311A, 1311B, 1312, 1314, 1315, 1316, 1317, 2114A, 2132, MAN3-102, MHY2-22, NA1-69, PAU2-12 et PAU2-28 (annexe 1).

Description mégascopique

Sur le terrain, les affleurements sont légèrement à moyennement déformés et possèdent une texture protoclastique à porphyroclastique. En surface altérée les roches sont gris blanchâtre à gris violacé et généralement gris moyen à mauve foncé en surface fraîche (planche 3.1.a), dépendant du degré de recristallisation de la roche et de la quantité de ferromagnésiens. Dans les échantillons plus déformés, le plagioclase est recristallisé et de couleur bleutée (*anorthosite à plagioclase bleuté*; figure 2.2) alors que dans les roches moins déformées, le plagioclase possède une couleur gris violacée donnant lieu au faciès d'*anorthosite mauve* (figure 2.2) que l'on retrouve principalement dans le sud du feuillet du Lac à Paul. Étant moins déformées, les roches de ce faciès sont généralement plus enrichies

en apatite et en oxydes de Fe-Ti que les anorthosites à plagioclase bleuté. Dans le cadre du projet, la majorité des anorthosites échantillonnées proviennent du deuxième groupe et sont donc de teinte violacée et moyennement à faiblement déformées.

La granulométrie des roches varie de moyenne à mégacristique. Les roches de ce faciès sont dominées par le plagioclase (50 à 97 %) de taille moyenne à mégaporphyrique. Sur certains affleurements, les cristaux de plagioclase peuvent atteindre vingt cm de longueur. L'apatite, l'ilménite, la magnétite sont interstitiels aux cristaux de plagioclase. Les échantillons les plus déformés sont 1309, 1311A, 2114A et MAN3-102. Ils possèdent une teinte bleutée (anorthosites à plagioclase bleuté) et contiennent peu ou pas d'apatite. En raison de leur granulométrie grossière à mégacristique, les roches de ce groupe sont généralement hétérogènes en terme de minéralogie. Les lames minces n'étaient donc pas toujours représentatives de l'échantillon (pour les faciès plus mégacristiques). Le pourcentage des phases minérales était alors en partie déterminé à l'aide des échantillons mégascopiques.

Description microscopique

En lame mince, on peut observer que les roches anorthositiques ont une texture qui varie d'adcumulat à mésocumulat. Elle est caractérisée par la distribution interstitielle de la biotite et de la hornblende verte entre les cristaux de plagioclase, de pyroxènes, d'apatite et d'oxydes de Fe-Ti. Le tableau 3.1. résume les principales caractéristiques des phases

minérales de ce faciès et l'annexe 2 présente la composition modale pour chacun des échantillons (basée sur l'observation pétrographique).

Le plagioclase est le minéral dominant dans tous les échantillons (planches 3.1. b, c et d), déterminant ainsi la couleur de la roche. Il possède une teinte soit bleutée ou violacée, selon le degré de déformation de la roche. En lame mince, on observe qu'il se retrouve sous deux formes: 1) protoclastique avec cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de taille moyenne à mégacristique (0,5 à 3 cm) et 2) néoblastique avec cristaux xénomorphes, grenus et polygonaux (0,5 à 4 mm). Les néoblastes, lorsque présents, se retrouvent en bordure des mégacristaux, représentant le début de recristallisation de la roche (planche 3.1.e). Dans les faciès plus déformés, le plagioclase est recristallisé et forme une texture porphyroclastique à granoblastique (planche 3.1.e). Dans les cristaux protoclastiques, on observe des macles en biseaux recoupant à divers angles les macles polysynthétiques et, parfois, on peut observer plus d'une génération de macles de déformation (planche 3.1.f). Le plagioclase est fréquemment microfracturé et on peut observer une certaine granulation en bordure des grains (planche 3.1.c). Le plagioclase provenant d'échantillons plus déformés démontre également un niveau d'altération plus élevé sous forme de séricitisation.

Les principaux minéraux ferromagnésiens sont le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'amphibole verte et la biotite. Leur abondance et leur forme respective varient d'un échantillon à l'autre. La biotite est souvent plus abondante que les pyroxènes et tel que le montrent les planches 3.1. c, g et h, on la retrouve principalement sous forme de couronnes

autour de l'ilménite et de la magnétite. On la retrouve également dans des couronnes avec la hornblende verte autour des quelques pyroxènes primaires encore présents. Dans les anorthosites, les cristaux de pyroxènes sont beaucoup plus petits que les cristaux de plagioclase et ils forment des amas de cristaux hypidiomorphes de moins de 2 mm de diamètre entre les mégacristsaux de plagioclase (planche 3.1.c). Dans les leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites, les pyroxènes sont plus grossiers, de 0,1 mm à moins de 3 mm et sont fréquemment entourés d'amphibole et remplacés par celle-ci (planche 3.1.d). Les minéraux ferromagnésiens primaires sont fréquemment altérés en amphibole. L'amphibole verte forme des couronnes de petits cristaux autour des pyroxènes et parfois autour des oxydes de Fe-Ti avec la biotite (planches 3.1. g et h). De la cummingtonite (amphibole blanche) a également été observée dans trois échantillons (annexe 2; planche 3.1.h). De l'olivine complètement remplacée est suspectée dans les échantillons 1315 et 1317.

On retrouve également, en quantités variables, de la magnétite et de l'ilménite. Cette dernière étant plus abondante que la magnétite. Comme pour les minéraux ferromagnésiens, les oxydes de Fe-Ti possèdent habituellement une distribution interstitielle aux mégacristsaux de plagioclases (planche 3.1.c). Dans l'échantillon 1314, on peut noter un début de déformation de l'ilménite dans les plans de clivage de la biotite qui forme une couronne autour de celle-ci (planche 3.1.g). L'ilménite est fréquemment couronnée de biotite (planches 3.1. c, g et h). Au microscope électronique, on remarque très rarement des zones plus foncées ou plus pâles reflétant probablement de légères différences

compositionnelles. Ces "zones" ne sont pas observées au microscope régulier et ne semblent pas se refléter dans les analyses. Par contre, au microscope électronique ainsi qu'en lame mince, on peut observer que la magnétite contient des exsolutions complexes d'ulvöspinelle et d'ilménite en forme de treillis. Les spinelles (<1 %) se retrouvent soit sous forme de grains individuels mesurant de 0,2 à 1 mm, soit dans les coronites autour des minéraux ferromagnésiens primaires.

La quantité d'apatite dans les anorthosites est variable (trace à 9 %). Elle est interstielle aux mégacristaux de plagioclase (planche 3.1.c) et elle est moins abondante dans les échantillons plus déformés tel que 1309, 1311A, 2114A, et MAN3-102 (annexe 2), où elle est également caractérisée par une extinction ondulée.

Mis à part les principales phases minérales décrites ci-dessus, on retrouve dans certains échantillons, des concentrations accessoires et en traces de muscovite, de quartz (résultant probablement de la formation de la hornblende verte par l'altération des pyroxènes), de carbonates, de feldspath potassique et de sulfures ainsi que de séricite et de chlorite comme minéraux d'altération. Le feldspath potassique se retrouve dans des textures antiperthitiques avec le plagioclase. Les sulfures (pyrrhotite, pyrite et un peu de chalcopyrite) sont généralement associés aux oxydes de Fe-Ti, mais ils se retrouvent également dans des fractures et dispersés à travers les grains de plagioclase.

Basée sur l'observation pétrographique, les points suivants sont à retenir concernant l'ordre de cristallisation des roches anorthositiques:

- Le plagioclase a probablement cristallisé en premier, suivi des minéraux ferromagnésiens.
- L'ordre de cristallisation de l'ilménite, de la magnétite est plus problématique à cause que leur distribution interstitielle. Toutefois, cette distribution ne signifie pas nécessairement une cristallisation tardive. Les oxydes de Fe-Ti se remobilisent et se recristallisent facilement en réponse à la déformation (Paludan *et al.*, 1994; Duchesne, 1996) et les roches étudiées ont toutes subies une certaine déformation.
- L'apatite est le dernier minéral primaire à cristalliser.
- Des couronnes de biotite ± amphibole, probablement à l'état subsolidus, se sont ensuite formées autour des oxydes de Fe-Ti ainsi que d'amphibole verte et de biotite autour des ferromagnésiens (voir section 3.4 sur les textures coronitiques).
- La formation de cummingtonite et d'autres minéraux accessoires observés dans quelques échantillons a probablement eu lieu lors du rétro-métamorphisme.

3.2.2 Troctolites et leucotroctolites à oxydes de Fe-Ti ± apatite

Les troctolites et leucotroctolites sont caractérisées par un contenu en olivine variant de 10 à 30 % (annexe 2). Sur la figure 2.2, les leucotroctolites et troctolites se situent principalement dans le faciès de *norite et leuconorite à plagioclase mauve avec des niveaux*

d'ultramafites et de roches enrichies en apatite. L'échantillon 1139A est localisé dans le faciès *anorthosite et leuconorite à plagioclase mauve avec apatite.* Sur la figure 3.1, on note que les échantillons 1139A et NB3-12 se situent dans le champ des gabbronorites à olivine (NB3-12 et 1139A, voir figure 3.1). Le terme "troctolite" est cependant utilisé pour identifier ces deux échantillons car le pyroxène observé est interprété comme étant strictement d'origine secondaire et il se retrouve dans les couronnes de réaction entre l'olivine et le plagioclase. Il en est de même pour les autres échantillons de ce faciès. Les huit échantillons représentatifs des leucotroctolites sont: 1139A, NA1-3, NA2-48, NB3-12, C16, C140, C341, C555.

Description mégascopique

Les échantillons étudiés proviennent d'affleurements où la roche est peu à moyennement déformée. En surface altérée, les roches sont gris brunâtre moyen à mauve foncé. Les leucotroctolites possèdent généralement une granulométrie grossière (planches 3.2.a et b). En fait, tous les échantillons sélectionnés ont une granulométrie plus grossière que les roches anorthositiques décrites précédemment. Elles sont composées de 25 à 65 % de plagioclase, de 10 à 30 % d'olivine, de 1 à 10 % de pyroxène généralement secondaire (poecilitique autour de l'olivine), de 1 à 5 % de hornblende verte, de 5 à 10 % d'ilménite, de 1 - 5 % de magnétite et de 1 à 15 % d'apatite. Des amphiboles, de la biotite et du spinelle pléonaste sont parfois également présents. Les leucotroctolites sont plus enrichies en sulfures que les roches anorthositiques et elles sont fréquemment associées de façon spatiale à des minéralisations massives à semi-massives de Ni-Cu. Les sulfures sont

disséminés et sont composés de pyrrhotite, de chalcopyrite, de pentlandite en exsolution dans la pyrrhotite et parfois de pyrite.

Description microscopique

La minéralogie des roches troctolitiques est extrêmement variable en raison de leur granulométrie. En lame mince et d'après la classification de Streckeisen, elles ont la composition de la leucotroctolite ou de la troctolite (figure 3.1). Les roches troctolitiques possèdent des textures d'adcumulats à mésocumulats et les phases cumulus principales sont l'olivine et le plagioclase. Ces roches possèdent également des textures kélyphitiques bien développées où le pyroxène forme une mince couronne autour de l'olivine et il est lui-même entouré d'amphibole verte. Par endroits, la paragenèse suivante peut être observée: olivine-orthopyroxène-clinopyroxène-spinelle-plagioclase. Le tableau 3.2 résume les principales caractéristiques des phases minérales de ce faciès.

Comme dans les roches anorthositiques, le minéral dominant dans les troctolites et leucotroctolites est le plagioclase, formant 25 à 65 % de la roche totale. On en retrouve deux types: 1) mégacristique primaire, et; 2) néoblastique secondaire. Les néoblastes se retrouvent en bordure des mégacristaux primaires.

Les grains d'olivine sont mégacristiques (atteignant parfois 2 cm) et composent 10 à 30 % de la roche totale. Ils possèdent une extinction roulante et sont craquelés et serpentinisés (planches 3.2.a et b). L'orthopyroxène et le clinopyroxène sont également présents comme

minéraux ferromagnésiens mais en faible quantité comparativement à l'olivine. L'orthopyroxène se retrouve essentiellement dans les couronnes kélyphitiques entre l'olivine et le plagioclase, formant soit des bandes périphériques, soit des amas de bordure. Les cristaux de clinopyroxène observés semblent d'origine primaire. Ils sont fréquemment amphibolitisés et entourés d'amphibole verte. La biotite se retrouve surtout autour des grains des minéraux opaques, dans les couronnes autour des grains d'olivine et sous forme de bâtonnets dans l'ilménite. De la biotite verte (< 4 %) a également été observée dans quelques échantillons. De la hornblende verte est aussi observée dans les couronnes autour de l'olivine au contact avec le plagioclase.

Les oxydes de Fe-Ti dans les troctolites et leucotroctolites sont assez semblables à ceux observés dans les anorthosites. Ils sont présents en quantités variables, ils sont interstitiels aux grains de plagioclase et d'olivine et la quantité d'ilménite domine par rapport à celle de la magnétite. On retrouve également des traces de spinelle sous forme de cristaux isolés ou dans les couronnes autour de l'olivine, en association avec l'orthopyroxène.

Les proportions modales et normatives d'apatite dans ce faciès sont assez variables, avec une concentration qui varie de trace à 17 % dans l'échantillon NB3-12. Les apatites recoupent fréquemment les autres minéraux.

Des traces de muscovite ainsi que des minéraux d'altération tels que la chlorite, la serpentine et la séricite sont également observés. Tel que mentionné précédemment, des

sulfures sont présents dans ces roches sous forme de pyrrhotite, de chalcopyrite, de pyrite et de pentlandite. Les sulfures semblent remobilisés et se retrouvent essentiellement dans les fractures.

L'ordre de cristallisation suivant est basé sur l'observation pétrographique des troctolites et leucotroctolites échantillonnées:

- Cristallisation de l'olivine suivie du plagioclase et formation des couronnes kélyphitiques d'orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende entre ces deux minéraux.
- Cristallisation de l'ilménite, de la magnétite et de l'apatite et formation des couronnes de biotite et de hornblende autour de l'ilménite.
- Formation de cummingtonite, lorsque présente, lors de rétro-métamorphisme.

3.2.3 Péridotites nelsonitiques

Dans le secteur du lac à Paul, les roches les plus enrichies en Fe-Ti-P sont les péridotites nelsonitiques. Cet enrichissement est sous forme d'ilménite, de magnétite et d'apatite. Cette lithologie possède le meilleur potentiel en phosphore, avec des concentrations d'apatite pouvant atteindre 25 %. Le qualificatif de nelsonitique est utilisé afin de mettre l'accent sur l'enrichissement de ces roches en Fe-Ti-P et pour les différencier des roches ne possédant pas cet enrichissement ou assemblage spécifique. Plus précisément, les douze échantillons de péridotites englobent neuf dunites, deux wehrlite et une lherzolite à oxydes de Fe-Ti et apatite (figure 3.1). Les péridotites nelsonitiques sont bien distribuées à travers

le secteur d'étude, sur le terrain ainsi qu'en forage, et elles sont associées d'une façon spatiale aux anorthosites. Les douze échantillons représentatifs de ce faciès sont: 98B, 1116B, 1310, 2112B, 2160B, 2220C, MAN1-48, MAN1-125, MAN2-50, PAU2-5, PAU2-56 et PAU2-80. Les pyroxénites (quatre échantillons) et dunites (deux échantillons) décrites ci-après font l'objet d'une description distincte à cause de leur forte concentration en pyroxènes et olivine et de la quasi-absence d'apatite par rapport aux péridotites nelsonitiques. Sur la figure 2.2, les péridotites nelsonitiques se retrouvent entièrement dans le faciès de *norite et leuconorite à plagioclase mauve avec des niveaux d'ultramafites et de roches enrichies en apatite*.

Description mégascopique

Les péridotites nelsonitiques sont des roches massives, gris foncé à noir verdâtre en surface fraîche et gris foncé brunâtre en surface altérée (planche 3.3.a). Sur le terrain, elles sont en contact abrupt avec les roches anorthositiques et troctolitiques (planche 3.3.b). Elles possèdent une granulométrie variant de fine à moyenne. Les roches de ce faciès sont composées principalement d'une phase silicatée, soit de l'olivine et/ou du pyroxène dans certains échantillons. Il est à noter que le pyroxène est présent seulement dans les échantillons 1116B, 2112B et 2160B. On observe surtout du clinopyroxène mais l'orthopyroxène est également présent. Les minéraux les plus abondants sont l'ilménite, la magnétite et l'apatite. On retrouve également de l'hercynite et des sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite et pentlandite) comme minéraux accessoires. Le niveau d'altération est assez variable d'un échantillon à l'autre. L'échantillon 2160B est le plus altéré. L'altération

principale est le degré élevé de serpentinisation de l'olivine. Contrairement à ce que l'on peut observer en lame mince, on ne décèle généralement pas de structures bien définies sur les échantillons mégascopiques.

Description microscopique

Les planches 3.3 c, d et e montrent bien la texture générale des péridotites nelsonitiques avec les grains de silicates (olivine et/ou pyroxène) et d'apatite et la distribution interstitielle des oxydes de Fe-Ti recristallisés. En lame mince, on peut observer que ces roches possèdent fréquemment une fabrique caractérisée par l'allongement des minéraux (apatite, olivine et pyroxènes) et par l'alignement des craquelures dans la roche. Dans les olivines, ces craquelures sont faiblement à fortement serpentinisées et possèdent parfois plus d'une orientation. Le tableau 3.3. résume les principales caractéristiques des phases minérales de ce faciès.

L'olivine est le minéral dominant dans les péridotites nelsonitiques (à part les échantillons 1116B, 2160B et 2112B) où elle forme 25 à 60 % de la roche totale. Les cristaux sont craquelés et, selon l'échantillon, ils sont faiblement à fortement serpentinisés. Certains grains contiennent des cristaux d'apatite et des globules de sulfures (pyrrhotite et chalcopyrite). Dans certains échantillons, on peut observer la formation de sous-grains (planche 3.3.f). Tel que mentionné précédemment les pyroxènes se retrouvent seulement dans les échantillons 1116B, 2112B et 2160B (planche 3.3.e; annexe 2). Le clinopyroxène,

plus abondant que l'orthopyroxène, renferme couramment de nombreuses textures de schlieren sous forme d'ilménite le long des plans de clivage.

Les échantillons renferment de 10 à 30 % d'ilménite. Ce minéral est associé à la magnétite et au spinelle que l'on retrouve entre les cristaux de silicates et d'apatite. Dans tous les échantillons, la magnétite est moins abondante que l'ilménite. Le contact entre les deux oxydes est caractérisé par des jonctions triples et peut être observé sur les planches 3.3.g et h.

L'apatite possède une distribution uniforme à travers la roche et renferme parfois des inclusions de silicates. Sur de nombreux grains on peut observer la formation de sous-grains, suggérant une certaine déformation de la roche.

Mis à part les phases minérales principales on retrouve quelques minéraux traces et accessoires. Les péridotites nelsonitiques sont généralement dépourvues de plagioclase, à l'exception de l'échantillon 1116B dans lequel un grain de plagioclase a été observé en lame mince. Elles contiennent également des sulfures habituellement associés à l'ilménite et à la magnétite et, parfois, sous forme d'inclusions dans les grains d'olivine. La pyrrhotite est le principal sulfure. Il renferme parfois des exsolutions de pentlandite. La serpentine est également présente dans les craquelures et en bordure des grains d'olivine. Elle est xénomorphe, généralement verte et parfois brunâtre. Dans certains échantillons, tel MAN2-50, on remarque des bandes fortement serpentinisées.

Du point de vue textural, l'étude pétrographique apporte peu de données en ce qui concerne la genèse de ces roches. Les textures observées dans les péridotites nelsonitiques résultent en grande partie de la déformation et de la recristallisation subies par celles-ci. La déformation se manifeste de trois façons: 1) formation de sous-grains dans les olivines et l'apatite dans certains échantillons; 2) présence de jonctions triples dans les oxydes de Fe-Ti interstitiels, et; 3) foliation caractérisée par l'alignement des grains ainsi que par l'alignement des craquelures serpentinisées dans l'olivine observée dans la majorité des échantillons. Les oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) ont une distribution interstitielle, mais cet aspect est peut-être dû à leur forte capacité de migration en réponse à la déformation. L'influence de la déformation sur les roches de ce faciès rend la détermination d'une séquence de cristallisation problématique laquelle est accrue par l'incertitude concernant la nature exacte de ce faciès.

3.2.4 Roches à oxydes massifs de Fe-Ti

Le terme "magnétite" a parfois été utilisé pour décrire cette lithologie (Cimon et Hébert, 1998). Cependant, dans le contexte de ce projet, c'est le terme "roches à oxydes de Fe-Ti" qui sera employé. En effet, puisque l'ilménite est généralement dominante par rapport à la magnétite, le terme de magnétite n'est pas représentatif. Il est à noter que dans les cinq échantillons retenus pour cette étude, le ratio ilménite/magnétite montre une grande variation. Certains échantillons renferment une quantité appréciable de spinelle. Les roches à oxydes de Fe-Ti sont des roches massives, essentiellement composées d'ilménite, de magnétite et de spinelle. Leur granulométrie varie de moyenne à grossière. Sur la carte du

champ aéromagnétique total ombragé, ce faciès ressort particulièrement bien. Les échantillons représentatifs de ce faciès sont 2257A, 2288, 2453, 4047 et NA3-50. Sur la figure 2.2, les roches à oxydes de Fe-Ti se rencontrent toutes dans le faciès de *norite et leuconorite à plagioclase mauve avec des niveaux d'ultramafites et de roches enrichies en apatite*.

Description mégascopique

Les roches à oxydes de Fe-Ti sont gris argenté en surface fraîche et gris moyen en surface altérée. L'ilménite, la magnétite et le spinelle dominant et la présence de d'autres phases minérales est plutôt rare. Le spinelle s'observe facilement sur les échantillons à main, formant des tâches noirâtres dans la matrice argentée composée d'ilménite et de magnétite.

Description microscopique

La granulométrie des roches à oxydes de Fe-Ti varie de moyenne à grossière. Sur la planche 3.4.a, on peut observer la texture de l'échantillon NA3-50 qui possède une granulométrie moyenne. La planche 3.4.b, par contre, provient de l'échantillon 2453 qui possède une granulométrie un peu plus grossière. Les roches à oxydes de Fe-Ti possèdent une texture d'adcumulat, les trois phases principales représentant des phases cumulus. Le tableau 3.4 résume les principales caractéristiques des phases minérales de ce faciès.

L'ilménite a en général une texture uniforme et elle compose 30 à 55 % de la roche totale. Comme dans les péridotites nelsonitiques, les grains d'ilménite et de magnétite sont en contact direct les uns avec les autres. Les contacts entre les grains d'ilménites sont lisses mais les contacts entre les grains d'ilménite et de magnétite sont suturés (planche 3.4.c) et sont caractérisés par la présence de grains de spinelle. La magnétite renferme des exsolutions internes d'ilménite lamellaire et de spinelle ovoïde de type pléonaste (voir planches 3.4.c et d). On remarque que la quantité des exsolutions diminuent vers la bordure (planche 3.4.c). Le spinelle est ubiquiste et certain cristaux peuvent atteindre cinq mm de diamètre. Il est à noter que le spinelle dans les roches à oxydes de Fe-Ti est plus abondant que dans toutes les autres lithologies répertoriées (annexe 2).

Mis à part les trois phases principales (ilménite, magnétite, spinelle), les roches à oxydes de Fe-Ti contiennent très peu d'autres types de minéraux. Parmi les cinq lames minces observées, chacun des échantillons NA3-50 et 2288 renferment un seul cristal d'apatite. Et quelques grains d'olivine furent aussi observés dans l'échantillon NA3-50. Les deux cristaux d'apatite et les grains d'olivine furent analysés à la microsonde (voir section 3.3).

D'après les observations pétrographiques, les roches à oxydes massifs de Fe-Ti semblent avoir subis un certain degré de recristallisation (contacts polygonaux). Un point intéressant est que la concentration des trois phases majeures est assez variable mais que la nature de ces phases minérales est constante; ce faciès étant essentiellement composé d'ilménite, de magnétite et de spinelle. Un des échantillons provient d'un forage (NA3-50) où le contact est net entre le niveau à oxydes de Fe-Ti et une anorthosite moyennement recristallisée. Sur

la carte du secteur (figure 2.2) on remarque que les échantillons des roches à oxydes massifs de Fe-Ti proviennent généralement de zones de contacts entre deux lithologies ou le long de zones de déformation. Ce faciès peut être interprété comme résultant de la migration locale de l'ilménite, de la magnétite et du spinelle vers des zones de basse pression lors de la mise en place ou lors de la déformation du massif.

3.2.5 DIORITES FERRIFÈRES

Le secteur d'étude renferme quelques affleurements de roches de composition dioritique. Il s'agit principalement de dykes recoupant les autres unités tel les anorthosites. Le terme de diorite ferrifère a été attribué en raison de la concentration élevée en fer dans ces roches: 10,41 à 13,61 % $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ (correspondant à 9,4 à 12,2 % FeOt) et un nombre Mg variant de 0,33 à 0,52 (voir tableau 4.3 de la section suivante). Ces roches s'apparentent aux jotunites ou gabbronorites à oxydes et apatite (OAGN; Owens et Dymek, 1992; McLelland *et al.*, 1994). Quatre échantillons de diorites ferrifères ont été prélevés à deux endroits différents. Trois des échantillons (1089A, 1089B et 1089D) proviennent d'un affleurement situé dans le centre du secteur près du Lac à Paul (figure 2.2). Le quatrième échantillon (1194B) a été prélevé dans la partie sud-ouest du secteur du Lac à Paul (figure 2.2). Sur la carte géologique du ministère des Ressources naturelles (figure 2.2), ces types de roches se rencontrent dans les deux faciès suivants: 1) *anorthosite et leuconorite à plagioclase bleuté*, et; 2) *gabbro et leuconorite coronitiques*.

Description mégascopique

Les diorites ferrifères échantillonnées dans le secteur du lac à Paul sont des roches à granulométrie fine à moyenne. Les échantillons 1089A et 1089D proviennent de deux dykes à grain fin et l'échantillon 1089B provient d'une roche à grain plus grossier qui est recoupée par le dyke 1089A (planche 3.5.a). En fait, l'affleurement 1089 est assez complexe: il est composé d'une dizaine de lithologies de composition dioritique à leucogabbronoritique. L'ensemble de l'affleurement ressemble à un mélange de magmas de compositions similaires. On note la présence d'enclaves d'anorthosite dans certaines des lithologies, dont 1089B (planche 3.5.a) et 1089C (planche 3.5.b, non analysée dans le cadre de ce projet). Les enclaves d'anorthosite observée sur l'affleurement semblaient assez leucocrates et ne semblait pas enrichies en oxydes de Fe-Ti. À un autre endroit sur l'affleurement, on peut observer une roche de composition dioritique recoupée par le dyke 1089D (planche 3.5.c). Le quatrième échantillon (1194B) est également un dyke et provient d'un affleurement situé dans de la partie sud-ouest du feuillet 22E/10 (figure 2.2). Il recoupe une anorthosite assez déformée. En surface altérée, les roches sont gris moyen à gris foncée, et gris pâle à gris moyen en surface fraîche. Les trois dykes (1089A, 1089D et 1194B) possèdent une granulométrie assez fine et l'échantillon 1089B possède une granulométrie plutôt moyenne (planches 3.5 d, e, f et g).

Description microscopique

En lame mince, certains échantillons possèdent une texture subophitique, légèrement porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase dans une matrice composée de plagioclase, de pyroxènes, d'ilménite et de magnétite. L'échantillon le plus déformé est 1194B avec une texture granoblastique (planche 3.5.g). Sur l'affleurement 1089, l'échantillon 1089B (planche 3.5.f) est le plus déformé, suivi de 1089A (planche 3.5.d) et de 1089D (planche 3.5.e). Les dykes 1089A et 1089D sont séparés de quelques mètres seulement et ils ont une orientation subparallèle. En lame mince, on observe toutefois que 1089D possède une granulométrie plus fine et une texture subophitique mieux développée que 1089A (planches 3.5. d et f). Le tableau 3.5 résume les principales caractéristiques des phases minérales de ce faciès.

Le plagioclase des diorites ferrifères est le minérale dominant, composant 50 à 60 % de la roche. La forme et la granulométrie des cristaux varient d'un échantillon à un autre. La texture subophitique est présente dans les échantillons de l'affleurement 1089. Dans 1089A, certains cristaux plus grossiers donnent à la roche une texture légèrement porphyrique (planche 3.5.d). Dans 1089B, les cristaux de plagioclase sont plus grossiers que ceux de 1089A, mesurant 0,5 à 3 mm et sont localement antiperthitiques (planche 3.5.e). Dans 1089D, les plagioclases sont plus menus que les plagioclases de 1089A et 1089B, mesurant de 0,1 à 2 mm (planche 3.5.f). Dans 1194B, la majorité des cristaux de plagioclase sont petits, xénomorphes, granoblastiques, équigranulaires et localement antiperthitiques. Et comme dans l'échantillon 1089A, certains cristaux plus grossiers (et parfois zonés)

confèrent une texture légèrement porphyrique à la roche (planche 3.5.g). Dans tous les échantillons, les plagioclases sont généralement assez séricitisés.

Dans les dykes 1089A et 1089D, il y a 15 à 20 % de clinopyroxène (voir planches 3.5 d et f). Dans 1089B, il constitue de 10 à 15 % de la roche totale. Dans 1194B, le clinopyroxène est moins abondant que dans les échantillons de l'affleurement 1089; il forme 2 à 5 % de la roche totale. La biotite est également observée dans les diorites. Dans les dykes 1089A et 1089D, elle constitue de 7 à 10 % de la roche totale alors que dans les échantillons 1089B et 1194B, il y a en de 25 à 30 % (voir annexe 2).

En terme d'oxydes de Fe-Ti, les diorites ferrifères se distinguent des lithologies principales répertoriées et décrites précédemment par la présence d'hémo-ilménite au lieu d'ilménite. On retrouve également de la magnétite. Comme dans les autres lithologies, l'hémo-ilménite domine par rapport à la magnétite, par un facteur d'environ deux pour un. L'hémo-ilménite constitue de 5 à 10 % de la roche totale. Les cristaux d'hémo-ilménite sont caractérisés par de larges exolutions (ou bandes) d'hématite dans l'ilménite (3.5. h, i et j). Une vue rapprochée de certains cristaux montrent de fines exolutions d'hématite (en gris pâle) dans l'ilménite (gris foncé) et de fines exolutions d'ilménite dans les bandes d'hématite (planche 3.5.h). La magnétite se distingue également des magnétites provenant des autres lithologies par une texture contenant moins d'exolutions (planche 3.5. i et j). Il est à noter que les contacts entre l'hémo-ilménite et la magnétite ne sont pas suturés (voir planche 3.5 i et j) tel que pour les roches à oxydes de Fe-Ti. On retrouve aussi des

inclusions d'oxydes de Fe-Ti dans le plagioclase ainsi que dans les clivages des clinopyroxènes.

Dans l'échantillon 1194B, il y a un peu d'amphibole verte et elle est souvent en contact avec un oxyde de Fe-Ti. On retrouve également un peu de séricite, du feldspath potassique et des carbonates en traces. Des sulfures peuvent également être observés dans les diorites ferrifères. Il s'agit surtout de pyrrhotite et de pyrite.

Tel qu'observé sur les échantillons mégascopiques, les lames minces montrent des degrés de déformation différents pour les quatre échantillons. Avec sa texture granoblastique, l'échantillon 1194B est le plus déformé comparativement aux diorites de l'affleurement 1089 (planche 3.5.g). Dans l'échantillon 1089B on observe la formation de sous-grains, comparativement aux dykes 1089A et 1089D qui sont moins déformés. Le dyke 1089D possède une texture subophitique mieux préservée que 1089A. Il serait donc le faciès de diorite ferrifère le moins déformé.

Concernant l'ordre de cristallisation, l'étude pétrographique indique que la cristallisation du plagioclase et des pyroxènes qui forment une texture subophitique (observée dans les échantillons 1089A et 1089D) est suivie par la cristallisation de l'hémo-ilménite, de la magnétite (que l'on retrouve souvent côte à côte; voir planches 3.5. h et j), de l'apatite et de la biotite, ubiquiste dans tous les échantillons. Dans le secteur du lac à Paul, les diorites

ferrifères, que l'on retrouve presque seulement sous forme de dykes, représentent les seuls liquides que l'on peut observer sur le terrain.

3.2.6 Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti

Les échantillons de pyroxénites ont initialement été sélectionnés en raison de leur enrichissement en oxydes de Fe-Ti. Dans deux des échantillons (149A et MAN4-69), on pouvait également observer un peu d'apatite. Les quatre échantillons représentatifs de ce faciès sont: MAN4-69, MAN4-139, 149A et 150C. Il est à noter que les quatre échantillons sont minéralogiquement assez semblables l'un avec l'autre mais que la proportion des différentes phases minérales varient énormément (annexe 2). Deux des échantillons proviennent du forage Manouane-4 (MAN4-69 et MAN4-139) et les deux autres proviennent de la partie Nord-ouest de la carte SNRC 22E/15 (figure 2.2). Les échantillons MAN4-69 et MAN4-139 sont des orthopyroxénites à oxydes de Fe-Ti, l'échantillon 149A est une webstérite à olivine et oxydes de Fe-Ti et l'échantillon 150C est une webstérite à oxydes de Fe-Ti (annexes 1 et 3; figure 3.1). Sur la figure 2.2, les pyroxénites se retrouvent entièrement dans le faciès de *norite et leuconorite à plagioclase mauve avec des niveaux d'ultramafites et de roches enrichies en apatite*.

Description mégascopique

Les pyroxénites échantillonnées sont brun gris foncé en surface fraîche et brunâtre en surface altérée avec une granulométrie moyenne. Les pyroxènes (clinopyroxènes et

orthopyroxènes) sont les minéraux dominants. Les pyroxénites sont des roches massives renfermant toujours de la magnétite et de l'ilménite intergranulaires.

Description microscopique

En lame mince, on note que les pyroxénites représentent des accumulations et que les proportions des différentes phases minérales varient d'un échantillon à l'autre. Le tableau 3.6 résume les principales caractéristiques des phases minérales de ce faciès.

Les pyroxènes forment de 25 à 85 % de la roche totale. Les cristaux sont de tailles diverses (planche 3.6.a), variant de 0,2 mm à près de 5 mm de longueur. Dans les deux échantillons provenant du forage MAN4, on retrouve de l'orthopyroxène alors que dans les échantillons 149A et 150C, on retrouve du clinopyroxène et de l'orthopyroxène (annexe 2). Il est à noter que dans l'échantillon 149A, on observe également de 15 à 20 % d'olivine. L'olivine n'est pas observée dans les trois autres échantillons. On retrouve fréquemment de l'amphibole verte autour des pyroxènes (trace à 7 %) formant ainsi des coronites. On remarque que ces coronites sont plus abondantes dans l'échantillon 150C que dans MAN4-69 (planches 3.6. a et b).

Les oxydes de Fe-Ti sont interstitiels aux cristaux de pyroxènes et d'olivine. L'ilménite domine toujours la magnétite et forme de 3 % de la roche totale, dans l'échantillon MAN4-69, à environ 50 % de la roche totale, dans l'échantillon MAN4-139. Pour sa part, la magnétite forme de 1 à 20 % de la roche totale.

L'apatite est observée seulement dans deux des échantillons (149A et MAN4-69). Dans l'échantillon 149A, elle constitue de 1 à 2 % de la roche totale et dans l'échantillon MAN4-69, elle constitue de 2 à 3 % de la roche totale. Dans l'échantillon MAN4-69 on remarque que l'apatite n'a pas une distribution uniforme. Elle forme des amas distincts, peu abondants et interstitiel aux pyroxènes.

Dans les échantillons MAN4-69 et MAN4-139, il y a une quantité accessoire de plagioclase et de biotite (trace) associée à l'amphibole verte. Un peu de cummingtonite a été observé dans l'échantillon MAN4-69 et de la pyrrhotite et de la pyrite sont présents dans le même échantillon.

D'après l'observation pétrographique, les pyroxénites échantillonnées sont dominées par des cumulats de pyroxènes, d'ilménite et de magnétite dont l'abondance est variable. Les cristaux de pyroxènes sont plus grossiers que ceux des oxydes de Fe-Ti et ceux-ci semblent, à prime abord, posséder une distribution interstitielle aux pyroxènes.

3.2.7 Dunites à oxydes de Fe-Ti

Les deux échantillons de dunite ont été échantillonnés en raison de leur enrichissement en oxydes de Fe-Ti. Les affleurements ainsi que les échantillons mégascopiques sont très semblables à ceux des péridotites nelsonitiques. C'est seulement en lame mince que l'on remarque que contrairement aux péridotites nelsonitiques, il y a peu ou pas d'apatite. Il est à

noter que cet appauvrissement en apatite peut être le reflet d'un phénomène local et que ces deux échantillons ne représentent pas une lithologie distincte à l'échelle du secteur d'étude. Ils seront tout de même décrits brièvement dans la section suivante. Comme pour les pyroxénites, les dunites se rencontrent dans le faciès de *norite et leuconorite à plagioclase mauve avec des niveaux d'ultramafites et de roches enrichies en apatite* (figure 2.2).

Description mégascopique

Les dunites à oxydes de Fe-Ti sont des roches massives, grises verdâtres en surface fraîche et grises brunâtres foncées en surface altérée. L'échantillon NA1-7 est de granulométrie moyenne et il est très semblable aux péridotites nelsonitiques décrites précédemment. On remarque que l'échantillon 2236B est à grains plus grossiers que l'échantillon NA1-7 et tous les autres échantillons de péridotites nelsonitiques.

Description microscopique

En lame mince, on peut observer que les deux échantillons de ce faciès sont des accumulats et qu'ils sont caractérisés par trois phases minérales: olivine, ilménite et magnétite (planches 3.7. a et b). Le tableau 3.7 résume les principales caractéristiques des phases minérales de ce faciès.

L'olivine représente le minéral dominant dans les deux échantillons de dunite à oxydes de Fe-Ti. Dans l'échantillon NA1-7, il y a quelques petits cristaux d'apatite de moins de 0,2

mm de diamètre dans une partie de la lame mince (planche 3.7.a). De tels cristaux ne sont pas observés dans l'échantillon 2236B. Dans l'échantillon NA1-7, on observe également des traces de clinopyroxène, de biotite, de pyrrhotite et de chalcopyrite. Dans l'échantillon 2236B, la magnétite est aussi abondante que l'ilménite. Chaque minéral forme de 20 à 22 % de la roche totale (annexe 2). À l'opposé, dans l'échantillon NA1-7, l'ilménite est beaucoup plus abondante que la magnétite. L'ilménite constitue 35 % de la roche totale et la magnétite compte pour 8 à 10 % de la roche totale. Comme pour les péridotites, les deux oxydes forment une texture polygonale à jonctions triples. Mis à part l'ilménite et la magnétite, on retrouve du spinelle de type pléonaste.

En résumé, les dunites à oxydes de Fe-Ti représentent des cumulats d'olivine avec ilménite, magnétite et spinelle interstitiels. Elles sont très semblables aux péridotites nelsonitiques, qui sont très abondantes dans le secteur d'étude, mais elles ne possèdent par leur enrichissement caractéristique en apatite (cette particularité est reflétée par les résultats des analyses des éléments majeurs discutés au chapitre 4).

3.3 VARIATIONS COMPOSITIONNELLES DES MINÉRAUX

Huit minéraux (olivine, plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, ilménite, magnétite, spinelle e apatite) provenant des différentes lithologies ont été analysés à la microsonde (tableaux 3.8 à 3.15; figures 3.2 à 3.9). Les analyses par microsonde ont été faites à l'Université McGill à Montréal sur une microsonde électronique de modèle JEOL 8900L équipée de cinq spectromètres variables Johannson à dispersion de longueur d'ondes

(WDS). Le voltage utilisé était de 20 kV, le faisceau était de 5 μm et les analyses ont été traitées par un programme de correction ZAF. L'annexe 3 présente les limites de détection pour chaque élément analysé pour chacun des minéraux. Huss (2002) a également effectué des analyses à la microsonde sur certains minéraux dans le cadre de son projet sur les indices de Ni-Cu dans le secteur du lac à Paul et ses résultats pour certains minéraux seront utilisés dans cette section. Pour toutes les figures de ce chapitre présentant des données de microsonde, chaque point représente la moyenne de toutes les analyses effectuées sur la lame mince, à moins d'indication contraire.

Des séparés de minéraux d'apatite et de plagioclase ont également été analysés par activation neutronique (INAA) selon la méthode de Bédard et Barnes (2002). Des échantillons provenant de trois lithologies furent utilisés: les anorthosites, leucogabbros et leucotroctolites contenant de l'apatite (8 échantillons); les péridotites nelsonitiques (8 échantillons), et; une pyroxénite contenant du pyroxène, du plagioclase, de l'ilménite, de la magnétite et de l'apatite (échantillon MAN4-69). Au total, 17 échantillons ont été utilisés pour analyses. Cette partie de la présente étude comportait deux objectifs principaux: 1) comparer la distribution des éléments des terres rares dans les apatites provenant de lithologies différentes présentes dans le secteur d'étude dont les anorthosites, les leucotroctolites et les péridotites nelsonitiques), et; 2) comparer la distribution des éléments des terres rares dans les plagioclases et dans les apatites coexistants provenant des faciès anorthositiques et leucotroctolitiques enrichis en apatite. Les minéraux ont été séparés selon les méthodes standards (liqueurs denses et séparateur magnétique Frantz). Les huit

échantillons provenant des faciès anorthositiques et troctolitiques ont tous été préalablement traités au bromoforme afin de séparer le plagioclase. Le bromoforme, avec une densité de $2,8899 \text{ g/cm}^3$, permet de séparer le plagioclase des phases plus denses. Les concentrés de plagioclase ont été repassés au bromoforme afin d'enlever les impuretés (apatite ou autre) qui seraient demeurées avec le plagioclase. Tous les concentrés de plagioclase furent ensuite passés au Frantz afin d'enlever la majorité des pluriminéraliques. Pour l'analyse à l'INAA, les plagioclases ont été bouillis deux minutes dans une solution de HCL 3N afin d'éliminer l'apatite résiduelle. La partie restante était alors composée de minéraux mafiques et d'apatite. Pour séparer l'apatite des minéraux mafiques, plusieurs étapes ont été nécessaires. L'aimant à main a permis d'enlever la magnétite afin de ne pas obstruer le séparateur magnétique. Ensuite un ampérage de 0,3 A sur le séparateur Frantz a été utilisé pour enlever la magnétite restante ainsi que l'ilménite. Un ampérage de 1,0 A fut ensuite utilisé pour enlever la majorité des mafiques et finalement un ampérage de 1,90 A a permis d'obtenir un séparé d'apatite moyennement pure. Cette dernière étape a été répétée maintes fois pour chaque échantillon afin d'assurer le maximum de pureté des grains. Finalement, tous les concentrés d'apatite furent repassés au bromoforme afin de retirer le plagioclase résiduel après la première étape de séparation au bromoforme. À l'exception de l'échantillon 1116B, aucun grain de plagioclase n'a été observé dans les péridotites nelsonitiques lors de l'étude pétrographique (échantillons mégascopiques et lames minces). Pour les huit échantillons de péridotite nelsonitique et pour la pyroxénite, composés essentiellement de minéraux mafiques et d'apatite, la séparation a été effectuée à l'aide de l'aimant et au séparateur Frantz. Une dernière séparation au bromoforme a permis de

séparer le plagioclase lorsque présent. Finalement, pour tous les concentrés de minéraux (apatite, plagioclase et orthopyroxène), la séparation et la vérification finale ont été effectuées au binoculaire. Les séparés ainsi obtenus ont été analysés par INAA. Les résultats pour les deux standards utilisés (AX-90 et SH-0021) dans le cadre de cette analyse sont présentés au tableau 3.16. Les tableaux 3.17 et 3.18 présentent les concentrations des ÉTR et de quelques autres éléments analysés dans les plagioclases et les apatites respectivement. La figure 3.2.b présente les profils normalisés des ÉTR analysés dans les plagioclases et la figure 3.10 présente les profils normalisés des ÉTR analysés dans les apatites.

3.3.1 Olivine

Les olivines dans le secteur du lac à Paul se retrouvaient principalement dans deux lithologies, dans les roches troctolitiques et dans les péridotites nelsonitiques. Des olivines ont également été analysées dans une webstérite à olivine à oxydes de Fe-Ti (échantillon 149A), dans une dunite à oxydes de Fe-Ti (échantillon NA1-7) et dans une roche à oxydes de Fe-Ti (échantillon NA3-50). Les analyses effectuées par Huss (2002) ont été incluses à la figure 3.3. La composition des olivines analysées est celle de la hyalosidérite-hortonolite, variant de Fo₄₆ à Fo₆₃ (tableau 3.8, figure 3.3). Les olivines analysées par Huss varient de Fo₅₈ à Fo₆₆. Un point intéressant, dans le cadre de cette étude, est que les olivines les plus fayalitiques et les plus forstéritiques analysées proviennent toutes des péridotites nelsonitiques (figure 3.3). En fait, les trois échantillons les plus forstéritiques proviennent

du forage de PAUL-2 (échantillons PAU2-5, PAU2-56 et PAU2-80). Un des échantillons de Huss (2002) est cependant plus forstéritique.

Sur la figure 3.3, on remarque que le manganèse dans les olivines diminue avec l'augmentation du pourcentage Fo des olivines. Le Mn étant plus enrichi dans les olivines plus évoluées, un tel diagramme nous donne une tendance de fractionnement du magma.

3.3.2. Plagioclase

Les plagioclases analysés à la microsonde proviennent de trois lithologies: les roches anorthositiques, les roches troctolitiques et les diorites ferrifères. La composition des plagioclases pour l'ensemble des lithologies varie de An₂₇ à An₅₀, les plagioclases sont donc de l'oligoclase et de l'andésine (tableau 3.9, diagramme 3.2.a). Les plagioclases les plus sodiques sont ceux provenant des diorites ferrifères (An₂₇ à An₃₆). Toutefois, il est important de noter que la composition des plagioclases provenant des trois diorites de l'affleurement 1089 est extrêmement variable (voir tableau 3.9). En fait les analyses individuelles varient de An₂₃ à An₅₂ (tableau 3.9). Ces différences sont probablement dues à l'altération et à une certaine zonation des minéraux. Les plagioclases dans l'échantillon 1194B sont les moins zonés et les résultats sont beaucoup moins variables que dans les échantillons provenant de l'affleurement 1089. Les plagioclases provenant des roches anorthositiques possèdent une composition variant de An₃₈ à An₄₅ (tableau 3.9). Les plagioclases provenant des roches troctolitiques sont les plagioclases analysés les plus

calciques avec un pourcentage anorthite variant de An₄₃ à An₅₀ (tableau 3.9). On observe cependant un chevauchement des données avec les roches anorthositiques (diagramme 3.2.a).

La concentration en K₂O dans les plagioclases analysés à la microsonde se situe généralement entre 2000 et 3000 ppm (tableau 3.9). Les concentrations analysées sont très semblables d'une lithologie à l'autre. Toutefois, la plus faible concentration en K₂O provient d'un des échantillons de troctolite (500 ppm) alors que la concentration la plus élevée a été analysée dans le plagioclase provient d'un échantillon de diorite (3200 ppm; tableau 3.9).

Des éléments traces ont également été analysés à la microsonde et par INAA sur les séparés de plagioclase. Le SrO analysé à la microsonde, varie de 770 à 3900 ppm (tableau 3.8). Le Ba analysé par INAA, varie de 68 à 1000 ppm (tableau 3.17). Le Rb, également analysé par INAA, se situe sous la limite de détection (tableau 3.17).

Sur le diagramme 3.2.b, on peut observer la composition en éléments des terres rares normalisés sur chondrite des plagioclases analysés par INAA et provenant de roches anorthositiques (1311b, 1314, 1315, 1317, 2132, MHY2-22) et troctolitiques (NA2-48 et NB3-12). Les concentrations en Tb, Ho, Yb et Lu étaient parfois sous la limite de détection (tableau 3.17). Le ratio La/Lu_(nc) varie de 22 et 46 et le ratio La/Yb_(nc) varie entre 14 et 38. On note que la composition en ÉTR est très semblable dans les roches troctolitiques et anorthositiques. Les profils (enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds) et les anomalies de l'Eu sont prédits par l'ordre de substitution des ÉTR. Le potentiel ionique

des éléments augmente de La à Lu. Cependant, le rayon ionique des ÉTR légers est plus près du rayon ionique de Ca^{+2} . Donc, mis à part l'Eu, les ÉTR légers sont plus compatibles que les ÉTR lourds. Le métamorphisme peut influencer la distribution des ÉTR dans les plagioclases. En effet, Phinney et Morrison (1990) ont remarqué que les plagioclases dans les terrains de granulites avaient une concentration plus élevée en ÉTR légers et plus faible en ÉTR lourds comparé aux plagioclases provenant de roches métamorphisées aux schistes verts. Les ÉTR légers seraient donc redistribuer préférentiellement, par rapport aux ETR lourds, lors de métamorphisme et considérant le contexte du lac à Paul, une telle redistribution peut avoir eu lieu, du moins à l'échelle locale.

La figure 3.11 compare la composition du plagioclase, de l'olivine et de l'orthopyroxène analysés dans le cadre de cette étude avec la composition de ces mêmes minéraux présents dans d'autres massifs anorthositiques et dans certaines intrusions litées mafiques-ultramafiques. Sur le diagramme 3.11.a (% An dans les plagioclases versus % En dans les orthopyroxènes), on remarque que les compositions de deux échantillons de roches anorthositiques ainsi que de six échantillons faisant partie de l'étude de Huss (2002) sont englobées par la composition de d'autres massifs anorthositiques. Sur le diagramme 3.11.b (% An dans les plagioclases versus % Fo dans les olivines), on peut observer que les quatre échantillons de roches troctolitiques et un échantillon de norite de l'étude de Huss (2002) se retrouvent en bordure ou à l'extérieur du champ défini par l'intrusion de Mealy Mountains (Emslie, 1985).

3.3.3 Orthopyroxène

Dans les roches échantillonnées, l'orthopyroxène n'était pas abondant. Lorsque suspecté, il était souvent remplacé par de la hornblende. Néanmoins, des orthopyroxènes dans trois échantillons de pyroxénites et dans deux échantillons de roches anorthositiques ont été analysés à la microsonde (tableau 3.10). Comme le démontre la figure 3.4, tous les orthopyroxènes analysés sont des enstatites avec un nombre Mg variant de 54 à 70. Les orthopyroxènes provenant des roches anorthositiques sont plus enrichis en fer que ceux provenant des pyroxénites. Comme pour les olivines, les analyses d'orthopyroxènes effectuées par Huss (2002) ont été incluses à la figure 3.4.

3.3.4 Clinopyroxène

Dans le secteur du lac à Paul, le clinopyroxène se retrouve surtout dans les roches anorthositiques ainsi que dans quelques échantillons de péridotite nelsonitique. Dans certains échantillons d'anorthosite, ce minéral est probablement d'origine secondaire et il est lié aux réactions subsolidus décrites dans la section suivante sur les textures coronitiques. Les clinopyroxènes provenant de sept échantillons (trois péridotites nelsonitiques, un leucogabbronorite et trois diorites ferrifères) ont été analysés à la microsonde (tableau 3.11; figure 3.4). Six échantillons se situent dans le champ de la du diopside et un échantillon provenant d'une diorite serait une augite. Le nombre Mg des clinopyroxènes analysés varie de 68 à 78.

3.3.5 Ilménite

L'ilménite représente une solution solide, dans le système rhomboédrique, entre l'hématite (Fe_2O_3) et l'ilménite (FeTiO_3) - voir figure 3.7. L'ilménite, à proprement parler, contient moins de 5 % mole de Fe_2O_3 . A température élevée, la solution solide entre l'ilménite et l'hématite est complète. À basses températures, la solubilité de l'ilménite diminue ce qui explique les exolutions bien connues des hémio-ilménites. La quantité d'hématite en solution solide dans l'ilménite dépend trois facteurs: la température de cristallisation, le taux de refroidissement du magma, et le degré de rééquilibration subsolidus. De plus, à 1390°C l'hématite se transforme en magnétite.

Les ilménites provenant de l'ensemble des séquences différenciées dans le secteur du lac à Paul ont été analysées à la microsonde et les résultats sont présentés au tableau 3.12 et aux diagrammes 3.5.a,b,c et d. L'observation en lame mince ainsi qu'au microscope électronique a permis de déterminer que les ilménites provenant de l'ensemble des lithologies (sauf les diorites ferrifères) possédaient généralement une texture homogène. Parfois on pouvait déceler, au microscope électronique, de légères zones plus pâles et plus foncées, probablement causées par de légères variations compositionnelles. Les diorites, pour leur part, contiennent de l'hémio-ilménite, caractérisée par de larges exolutions d'hématite dans l'ilménite (voir description pétrographique des diorites ferrifères). Tel que mentionné précédemment, ces exolutions sont le résultat d'une diminution de la solubilité de l'ilménite à basses températures. Dans les péridotites et les roches à oxydes de Fe-Ti, des exolutions externes de pléonaste sont observées au contact entre des grains d'ilménite et de

magnétite. Les mécanismes de formation de ces exsolutions externes seront approfondis dans la section suivante portant sur la magnétite.

Le diagramme 3.5.a présente la concentration en TiO_2 (%) des ilménites analysées versus la proportion d'hématite (XHem) de celles-ci. Tel que prévu par la substitution décrite précédemment, la tendance est linéaire avec une pente négative. Le contenu en TiO_2 varie de 45,6 à 53,6 % et la proportion d'hématite varie de 2 à 13 %. Le contenu en TiO_2 des roches à oxydes de Fe-Ti varie beaucoup plus comparativement aux autres lithologies, passant de 49,6 % à environ 53,6 % (tableau 3.12 et figure 3.5). Les diorites ferrifères se démarquent des autres lithologies par leur enrichissement en hématite et par conséquent leur appauvrissement en TiO_2 . Tel que décrit auparavant, les diorites ferrifères sont les seules roches à être composées d'hémo-ilménite, où l'hématite est en exsolution dans l'ilménite. Les autres lithologies renferment de l'ilménite homogène, n'exhibant pas d'exsolutions. Il est à noter que seulement les bandes "d'ilménite" des hémo-ilménites provenant des diorites ferrifères ont été analysées à la microsonde. Et tel qu'expliqué ci-haut, ces larges bandes d'ilménite contenaient également des fines lamelles d'exsolutions d'hématite (planche 3.5.h). Avec un faisceau de 5 μm , ces fines lamelles ont également été analysées et ceci explique les proportions élevées en hématite les comparativement aux autres lithologies. Les compositions des ilménites ont été réparties dans le diagramme ternaire $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (figure 3.7). On remarque que les compositions des ilménites de cette étude se situent très près du pôle ilménite dans la solution solide entre l'ilménite et l'hématite.

Le vanadium a également été analysé dans les ilménites et il augmente avec le pourcentage en Fe_2O_3 , excepté pour les échantillons de diorites ferrifères (diagramme 3.5.b). Il est à noter qu'il existe une certaine incertitude quant aux valeurs de vanadium obtenues dans les ilménites. En effet, le titane ($\text{TiK}_{\beta 1,3}$) cause une interférence sur le vanadium ($\text{VK}_{\alpha 1,2}$) lorsque analysés à la microsonde. Pour les minéraux enrichis en titane, tel que l'ilménite, ceci peut occasionner certaines erreurs d'analyse. Snetsinger *et al.* (1968) ont comparé les valeurs de vanadium obtenues par analyses de chimie humide et par microsonde. Ils ont également développé une méthode de correction qui peut être utilisée lors de l'analyse des échantillons. Ils ont noté que les concentrations en vanadium obtenues à la microsonde étaient plus élevées par rapport aux résultats obtenus par chimie humide. Plus précisément, sur des échantillons contenant environ 90 % de titane, le vanadium était trop élevé d'environ 2000 à 2500 ppm. Les ilménites de cette étude contenant en moyenne 27 à 32 % de titane (ou 45 à 53 % de TiO_2), les valeurs obtenues pourraient être de 600 à 900 ppm trop élevées. L'échantillon 1314 a été utilisé pour effectuer un calcul afin de vérifier si le vanadium analysé par microsonde dans les ilménites était effectivement trop élevé. Le vanadium analysé par fluorescence X (analyse globale de l'échantillon 1314) a été utilisé. Il a été présumé que tout le vanadium analysé se retrouvait dans l'ilménite. Le contenu en titane de l'échantillon global étant peu élevé, l'interférence décrite ci-dessus était négligeable. L'échantillon 1314 a été sélectionné car l'observation en lame mince a démontré l'absence de magnétite. Cependant, il est possible que l'échantillon global analysé en contienne un peu. Tel que décrit plus loin, le vanadium se concentre facilement dans les

magnétites. La moyenne des analyses à la microsonde effectuées sur les ilménites de l'échantillon 1314 donne un contenu en V_2O_3 de 3600 ppm). L'échantillon 1314 contient environ 5 à 6 % d'ilménite et sa concentration globale en V_2O_3 est de 106 ppm. En présumant que tout le vanadium dans l'échantillon global est présent dans l'ilménite, cela donne une composition dans l'ilménite de 2000 ppm de V_2O_3 , 1600 ppm moins élevé que les valeurs obtenues à la microsonde. Il est à noter qu'il existe une certaine incertitude quant à la concentration d'ilménite et de magnétite dans l'échantillon analysé. Toutefois, il ressort que le contenu en vanadium des ilménites analysées à la microsonde est probablement exagéré.

Le contenu en MnO des ilménites analysées à la microsonde varie de 0,4 % à 1,3 %. On peut observer une tendance légèrement linéaire entre les deux éléments pour la majorité des échantillons. Ceci s'explique par le fait que le MnO dans les ilménites suit généralement la concentration en FeO (donc la proportion en ilménite). Il est donc relié aux conditions de cristallisation de l'ilménite. En fait, lors de la cristallisation des deux oxydes, le MnO va préférentiellement dans les ilménites au détriment de la magnétite (Pinckney et Lindsley, 1976). On note également que le Mn est plus enrichi dans les ilménites provenant des diorites ferrifères et que les données ne suivent pas celles des autres lithologies. Ces résultats peuvent être expliqués par le simple fait que l'hématite contient beaucoup moins de MnO et que les bandes d'hématite n'ont pas été analysées (tel qu'expliqué précédemment). Leur analyse aurait eu l'effet de diluer la concentration en MnO des échantillons.

Pour sa part, le MgO dans les ilménites ne définit pas de tendance apparente (diagramme 3.5.d). Toutefois, pour les roches anorthositiques et troctolitiques, il semble varier proportionnellement avec le contenu en FeO (i.e. contenu en ilménite). Les diorites et les roches anorthositiques en contiennent moins de 1 %. Comme pour le MnO, le MgO se concentre préférentiellement dans l'ilménite au détriment de la magnétite (Pinckney et Lindsley, 1976).

D'autres éléments ont été analysés dans les ilménites. Les concentrations en chrome sont trop faibles pour effectuer une interprétation des résultats. Mis à part l'ilménite provenant de l'échantillon MAN4-69 (orthopyroxénite) avec une concentration en Cr₂O₃ de 0,10 %, les ilménites provenant des autres échantillons en contiennent moins de 0,04%. L'Al₂O₃, lorsque présent, est probablement dû à la présence de petits grains de spinelles de type pléonaste. Le SiO₂, le CoO et le NiO et le CaO ont également analysé mais tous les résultats obtenus se situent sous la limite de détection. Le contenu en ZnO est erratique d'une analyse à l'autre et représente possiblement une contamination en spinelles.

3.3.6 Magnétite

Comme pour l'ilménite, les titanomagnétites représentent également une solution solide, qui évolue entre la composition de la magnétite (Fe₃O₄) et celle de l'ulvöspinelle (Fe₂TiO₄). À température ambiante, la magnétite possède une structure de spinelle inverse, c'est-à-dire qu'un des sites tétraédriques est occupé par un cation de Fe³⁺ et que les deux sites octaédriques sont occupés par un cation de Fe³⁺ et par un cation de Fe²⁺. La formule peut

donc être exprimée de la façon suivante: $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}]\text{O}_4$. L'ulvöspinelle est également un spinelle inversé (avec un cation de Fe^{2+} dans le site tétraédrique et dans le site octaédrique) et la formule s'exprime donc ainsi: $\text{Fe}^{2+}[\text{Fe}^{2+}\text{Ti}]\text{O}_4$. La solution solide entre les deux minéraux existe au-dessus de 500 °C et se forme via la substitution de $[\text{Fe}^{2+}+\text{Ti}^{4+}]$ pour 2 $[\text{Fe}^{3+}]$. Il existe toujours une certaine incertitude quant à la distribution des cations de Fe^{2+} et de Fe^{3+} entre les deux sites et trois modèles sont proposés pour la distribution des cations. La solution solide entre la magnétite et l'ulvöspinelle n'est pas idéale à cause d'une enthalpie excédentaire causée par la substitution décrite précédemment. Il y a donc une tendance de formation d'exsolutions à basses températures. La première phase d'exsolution se forme dans le plan parallèle à $\{100\}$ produisant la microtexture en tissu caractéristique des magnétites.

La magnétite observée dans le cadre de cette étude ne possède pas, contrairement à l'ilménite, une texture homogène. Dans la majorité des lithologies elle est caractérisée par de multiples exsolutions internes et externes. Les exsolutions internes sont caractérisées par de l'ilménite lamellaire et du pléonaste ovoïde souvent entouré d'ulvöspinelle (planche 3.4. c et d). On remarque également de petites exsolutions de pléonaste sur le pourtour des lamelles d'ilménite. Lorsque la magnétite est en contact avec l'ilménite, comme dans les péridotites nelsonitiques et les roches à oxydes de Fe-Ti, des exsolutions externes se forment en bordure des deux grains, donnant lieu à un contact suturé (planche 3.4.c). Dans un tel contexte, on remarque également que les exsolutions internes de la magnétite diminuent vers la bordure (planche 3.4.c). Les processus de rééquilibrage subsolidus

responsables pour la formation de ces exsolutions seront discutées après cette section. Les diorites ferrifères font de nouveau exception à la règle, où les magnétites ne montrent pas de texture d'exsolutions mais arborent plutôt une texture homogène mais elles sont plus craquelées que l'ilménite (voir planche 3.5.i).

Suivant la substitution décrite ci-haut pour la magnétite, le Fe_2O_3 dans ce minéral définit une tendance inverse avec le TiO_2 (diagramme 3.6.a). Le Fe_2O_3 varie de 53,5 à 68,3 % et le TiO_2 varie de tr à 5,67 %. Les magnétites provenant de deux échantillons de roches à oxydes de Fe-Ti et d'un échantillon de péridotite (échantillon PAU2-80) possèdent un contenu en TiO_2 plus élevé que les autres échantillons, donc une proportion d'ulvöspinelle plus élevée (diagramme 3.6.a). Les magnétites analysées à la microsonde dans les péridotites nelsonitiques sont légèrement plus enrichies en TiO_2 que les magnétites analysées dans les roches anorthositiques et troctolitiques (tableau 3.13 et diagramme 3.6.a). Ceci peut être dû au fait que dans les péridotites nelsonitiques, les magnétites sont directement en contact avec les ilménites (contrairement aux roches anorthositiques et troctolitiques). Il peut donc y avoir échange du TiO_2 de l'ilménite vers la magnétite. Les magnétites provenant des diorites ferrifères sont les plus enrichies en Fe_2O_3 et les plus appauvries en TiO_2 par rapport aux autres lithologies. Il est à noter que le contenu en titane analysé dans les magnétites est probablement sous-estimé par rapport à la composition totale des cristaux analysés car le faisceau utilisé à la microsonde était trop petit pour analyser la majorité des exsolutions (composées de pléonaste, d'ulvöspinelle et d'ilménite).

Le Cr_2O_3 dans les magnétites a également été analysé (diagramme 3.6.b). Il est assez variable, passant de sous la limite de détection à 2,64 % et ne semble pas décrire de tendances bien définies avec le Fe_2O_3 ni avec le type de lithologies. Si tendance il y a, elle semble légèrement linéaire inverse. Cependant, les magnétites les plus enrichies proviennent de deux échantillons de roches à oxydes de Fe-Ti.

Le V_2O_3 , également, ne semble pas définir de tendance avec le contenu en Fe_2O_3 . Il varie de 0,24 % à 1,26 % (tableau 3.13; diagramme 3.6.c). Les concentrations les plus élevées et les plus basses ont été analysées dans les ilménites provenant des échantillons de péridotites nelsonitiques. Comme dans le cas du pourcentage en Fo des olivines, les ilménites les plus enrichies en vanadium proviennent des trois échantillons de péridotite du forage de PAUL-2. Dans le cas des magnétites, les valeurs analysées en V_2O_3 sont probablement plus près des valeurs réelles à cause de la plus faible concentration en titane des magnétites par rapport à l'ilménite (i.e. l'interférence du $\text{TiK}_{\beta 1,3}$ est donc négligeable).

L' Al_2O_3 (diagramme 3.6.d) varie inversement avec le contenu en Fe_2O_3 . La présence d' Al_2O_3 analysé dans les magnétites reflète possiblement le contenu en exsolutions de pléonaste. En fait l' Al_2O_3 augmente avec l'augmentation du TiO_2 (diagramme 3.6.a). Il est donc possible que ces deux éléments reflètent la quantité d'exsolutions analysées.

Les concentrations en MnO et MgO sont très variables et fréquemment sous la limite de détection. Ces valeurs peuvent être expliquées par le fait que le MnO et le MgO se

concentrent préférentiellement dans l'ilménite lors de la cristallisation des deux oxydes (Pinckney et Lindsley, 1976).

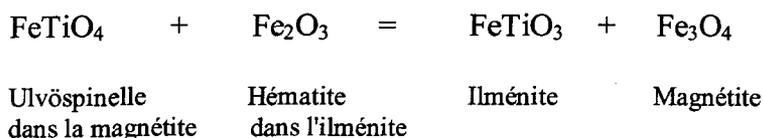
D'autres éléments ont été analysés dans les magnétites. Les concentrations en ZnO et en NiO étaient variables et souvent sous la limite de détection. Le SiO₂, le CoO et le CaO analysés étaient aussi tous sous la limite de détection.

Les réactions de rééquilibrage subsolidus ainsi que les textures d'exsolution associées seront brièvement abordées dans la section suivante. En plus de se recristalliser facilement, les deux oxydes de Fe-Ti (l'ilménite et la magnétite) sont affectés par de nombreuses réactions et réajustements subsolidus (Buddington et Lindsley, 1964; Duchesne, 1970; Duchesne, 1972). La composition des oxydes de Fe-Ti est donc fréquemment le résultat de processus primaires et secondaires, parfois superposés. Les réactions subsolidus contribuent à modifier la composition d'origine des oxydes de Fe-Ti (éléments majeurs et éléments traces) et modifient les textures observées également. Dans le système ternaire FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (figure 3.7), on peut observer que les ilménites et les magnétites se situent près de leurs pôles respectifs, excepté pour quelques magnétites provenant d'échantillons de roches à oxydes de Fe-Ti qui sont plus enrichis en ulvöspinelle comparativement aux magnétites provenant de d'autres échantillons.

Tel que mentionné précédemment, les magnétites observées en lame mince dans toutes les lithologies répertoriées, excepté dans les diorites ferrifères, sont caractérisées par des

exolutions internes ovoïdes de spinelle de type pléonaste parfois entourés d'ulvöspinelle ainsi que d'exolutions lamellaires d'ilménite entourée de petits grains de pléonaste. De plus, les contacts entre la magnétite et l'ilménite sont caractérisés par la présence de spinelle pléonaste (voir planche 3.4 c et d). Aucune de ces exolutions n'ont été analysées à la microsonde. Les exolutions internes de pléonaste observées dans la magnétite seraient le résultat d'une sursaturation en Al_2O_3 et en MgO de la magnétite (Haggerty, 1976). Les exolutions externes de spinelle entre les grains d'ilménite et de magnétite ou entre deux grains de magnétite seraient lié au même processus. En effet, lorsque la sursaturation en Al_2O_3 et MgO se produit à température élevée, les éléments migrent plus facilement vers la bordure et forment des exolutions au contact. Ce phénomène explique également la diminution des exolutions vers la bordure (voir planche 3.4.c).

Une autre réaction possible est la réaction d'oxydation de Buddington et Lindsley (1964) qui se produit au contact de la magnétite et de l'ilménite:



L'ulvöspinelle dissout dans la magnétite réagit avec l'hématite dissoute dans l'ilménite pour former de l'ilménite et de la magnétite secondaire en bordure des grains d'ilménite et de magnétite primaire (Duchesne, 1972). L'ilménite et la magnétite secondaire sont en continuité optique avec les phases primaires rendant leur identification et quantification

problématique (Duchesne, 1970). Cette réaction peut expliquer les exsolutions lamellaires d'ilménite dans les magnétites observées dans les magnétites provenant des péridotites nelsonitiques et des roches à oxydes de Fe-Ti. La conséquence de cette réaction est un appauvrissement en TiO_2 des magnétites qui sont en contact avec de l'ilménite. Les magnétites non en contact avec de l'ilménite, devraient avoir préservé leur contenu en TiO_2 . Cette tendance n'est pas observée pour les échantillons analysés (diagramme 3.6.a). Les magnétites avec les concentrations les plus élevées proviennent d'échantillons de roches à oxydes de Fe-Ti et de péridotites. Toutefois, étant donné que seulement des analyses ponctuelles à la microsonde ont été effectuées, il est difficile d'établir des comparaisons. On remarque également qu'une autre conséquence de cette réaction est un appauvrissement de la proportion d'hématite dissoute dans l'ilménite.

3.3.7 Spinelle

Les spinelles étaient présents d'une façon presque ubiquiste dans le secteur d'étude. Dans les roches anorthositiques, troctolitiques et dioritiques, ils étaient généralement peu abondants mais dans les péridotites et roches à oxydes de Fe-Ti, ils étaient plus abondants. Le tableau 3.14 et le diagramme 3.8.a présentent les données pour les spinelles provenant d'échantillons de troctolites et leucotroctolites, de roches à oxydes de Fe-Ti, de péridotites nelsonitiques et d'une dunite. Dans le prisme des spinelles de Johnston modifié (diagramme 3.8.a), on remarque que tous les échantillons se localisent sur le vecteur de la composition du pléonaste.

Le ZnO (%) dans les spinelles (diagramme 3.8.b) était moyennement variable passant de 0,5 % à environ 2,6 %. Il était plus élevé dans les spinelles provenant des échantillons de péridotites et de la dunite que dans ceux provenant de roches troctolitiques et de roches à oxydes de Fe-Ti. Mis à part les deux échantillons de troctolites où il est plus bas que les autres échantillons, l' Al_2O_3 varie peu, passant de 59 % à environ 62 %. Le Cr_2O_3 analysé varie 500 dans une péridotite ppm à 1400 ppm dans un échantillon de roche à oxydes de Fe-Ti (tableau 3.7).

3.3.8 Apatite

Toutes les apatites analysées à la microsonde sont des fluorapatites (tableau 3.15, figure 3.9). Cependant, on remarque que les proportions en halogènes sont légèrement variables, surtout en terme de F et OH. La proportion en Cl est faible à négligeable. Une des apatites provenant d'un échantillon de roches à oxydes de Fe-Ti est quasi une hydroxylapatite (échantillon NA3-50). De plus, les éléments des terres rares ont été analysés par INAA sur des apatites séparées (tableau 3.18). Les ÉTR se substituent facilement dans l'apatite et le paragraphe suivant élabore sur la structure de celle-ci afin d'offrir un contexte pour les résultats obtenus dans le cadre de cette étude.

Dans la structure de l'apatite, il y a deux sites Ca^{+1} et trois sites Ca^{+2} (Hughes *et al.*, 1991) et les ÉTR se substituent dans un de ces cinq sites occupés par le Ca. L'ion Ca^{+1} est plus large et plus covalent que Ca^{+2} qui est plus petit et plus ionique. L'ion Ca^{+1} est en coordination avec 9 oxygènes et possède un rayon ionique de 1,18Å. L'ion Ca^{+2} est

coordonné avec 6 oxygènes et 1 anion (F, Cl ou OH) et possède un rayon ionique de 1,06Å. À cause de leurs rayons ioniques (variant de 1,032Å à 1,216Å en coordination 9 et de 0,925 Å à 1,10 Å en coordination 7), les ÉTR possèdent un coefficient de partition élevé pour le site du Ca dans l'apatite. De plus, la structure de celle-ci peut facilement compenser pour des changements de charge. Les différences de charge (excepté pour l'Eu, les ÉTR possèdent une charge de +3 alors que le Ca possède une charge de +2) peuvent être balancées soit par la substitution couplée $\text{ÉTR}^{+3} + \text{Si}^{+4} = \text{Ca}^{+2} + \text{P}^{+5}$ ou par la greffe d'anions (F, OH ou Cl). Cette compatibilité pour l'apatite est reflétée par l'enrichissement presque ubiquiste des apatites en ÉTR. La compatibilité de l'euporium dans la structure de l'apatite est compliquée par son existence sous différents taux d'oxydation. L'ion Eu^{+2} , taux préféré de l'Eu dans l'environnement réduit d'un magma, possède un rayon ionique qui le rend plus incompatible que l'ion Eu^{+3} . Donc l'euporium est probablement moins compatible que les autres ÉTR dans la structure de l'apatite. Ainsi, pour des roches andésitiques par exemple, les coefficients de partition calculés et mesurés par différents auteurs varient de 4 à 46 environ.

Les profils normalisés des ÉTR sont présentés par lithologie à la figure 3.10. On note que les profils en ÉTR des apatites provenant des péridotites nelsonitiques sont assez similaires aux profils en ÉTR des apatites provenant des roches anorthositiques et troctolitiques. Les apatites provenant des péridotites sont généralement plus enrichies en ÉTR. Toutefois, leurs profils se superposent avec les profils des apatites provenant des autres lithologies. Pour l'ensemble des lithologies, le La varie de 300 à environ 1000 fois

chondrite et le Lu varie de 40 à environ 150 fois chondrite. À l'exception de l'apatite provenant de l'échantillon d'orthopyroxénite (échantillon MAN4-69), toutes les autres apatites analysées montrent une légère anomalie négative en Eu plus ou moins marquée. Les profils des apatites provenant des deux échantillons de troctolite et de l'échantillon d'orthopyroxénite se situent entre les profils des apatites provenant des roches anorthositiques et des péridotites. On remarque également que toutes les apatites analysées possèdent enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds. Les ratios $La/Lu_{(nc)}$ varient de 3,52 à 17,1 et les ratios $La/Yb_{(nc)}$ varient de 3,10 à 15,2 (tableau 3.11). Les ratios sont généralement plus élevés pour apatites provenant des roches anorthositiques que pour les apatites provenant des péridotites nelsonitiques.

Sur le diagramme 3.10.c, on note que deux échantillons de péridotites nelsonitiques, 2160B et 2212B, possèdent des concentrations en La et en Ce normalisées nettement inférieures aux autres échantillons. Ces différences auraient pu être causées par l'altération des échantillons. Le calcul suivant a été effectué pour vérifier cette hypothèse. En raison de leur minéralogie particulière (olivine, pyroxènes, ilménite, magnétite, pléonaste et apatite), il a été présumé que pour les péridotites nelsonitiques, tous les ÉTR analysés dans les échantillons se retrouvaient dans l'apatite (les ÉTR étant peu compatibles dans les autres phases). La concentration en ÉTR des apatites a été calculée à partir de la concentration en ÉTR des échantillons et du pourcentage en apatite des échantillons. Les profils des apatites ainsi calculés sont très semblables aux profils des autres apatites provenant des péridotites nelsonitiques. Les profils calculés ne montrent pas les anomalies négatives et singulières en

La et Ce et les concentrations calculées des autres éléments sont très semblables à celles analysées. Il est à noter que les échantillons 2160B et 2212B sont beaucoup plus altérés que les autres échantillons sélectionnés pour la séparation de l'apatite, caractérisés entre autre par une forte serpentinisation de l'olivine. Il est donc possible que, lors de l'altération, les ÉTR légers aient été préférentiellement remobilisés à travers la roche par rapport aux ÉTR lourds.

3.4 TEXTURES CORONITIQUES

De nombreuses textures coronitiques sont observées dans deux des lithologies étudiées: 1) les anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites, et; 2) les troctolites et leucotroctolites. La section suivante décrit et discute brièvement ces textures.

3.4.1 Coronites autour de l'olivine

Dans le secteur du lac à Paul, des coronites kélyphitiques sont observées dans les troctolites et leucotroctolites. Selon Griffin et Heier (1973), ce type de coronite démontre une instabilité entre l'olivine et le plagioclase à une pression supérieure à 5 kbar et se rencontre fréquemment dans les régions ayant subies un haut grade de métamorphisme (soit métamorphisme régional, métamorphisme thermal ou réactions métagénétiques). Cependant, dans le contexte des massifs anorthositiques, plusieurs évidences semblent démontrer que ce type de coronite représente en fait une réaction subsolidus de déséquilibre entre l'olivine et le plagioclase en présence d'eau et se forme lors du refroidissement subsolidus du magma à pression relativement élevée (Mongkoltip et Ashworth 1983;

Griffin et Heier 1973; Gardner et Robins 1974). Les conditions de pression et de température pour la formation de ces couronnes dans des faciès anorthositiques ont été estimées et varient de 8 à 10 kbars et de 800 à 1000°C (Griffin, 1970; Whitney et McLelland, 1973; Meyers et Platt, 1977).

Dans la région étudiée, on observe généralement une couronne interne d'orthopyroxène avec du spinelle et une couronne externe de hornblende verte et de biotite. Le clinopyroxène est parfois présent. La paragenèse la plus complète observée entre l'olivine et le plagioclase primaire est la suivante:

Olivine - Orthopyroxène - Clinopyroxène - Spinelle - Hornblende verte - Biotite-Plagioclase (néoblastes) - Plagioclase (primaire)

Plusieurs réactions sont responsables de la formation de ces coronites et la présence de d'autres minéraux tel que des oxydes de Fe-Ti influe sur le type de réaction. Les réactions suivantes sont probablement impliquées:



En présence d'oxydes de Fe-Ti, d'autres réactions multiples et complexes peuvent être possibles dans les roches troctolitiques (Whitney et McLelland, 1983). En premier lieu, le

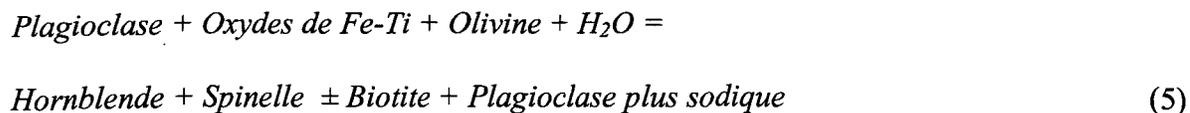
plagioclase réagit, en présence d'eau, avec les oxydes de Fe-Ti pour former la biotite, la hornblende et du spinelle:



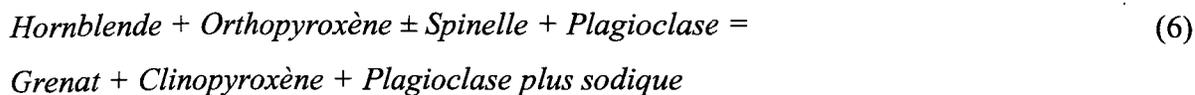
Deuxièmement, la transformation de l'olivine en orthopyroxène permet de fournir du magnésium et du fer à la réaction 3:



La combinaison des réactions 3 et 4 donne la réaction suivante:



Il est à noter que cet assemblage est fréquemment observé dans les roches troctolitiques échantillonnées où la biotite et la hornblende se forment autour des oxydes de Fe-Ti et les pyroxènes se forment autour de l'olivine. Parfois une deuxième étape de transformation est impliquée dans les roches composées de plagioclase, d'olivine et d'oxydes de Fe-Ti et elle est représentée par la réaction suivante:



Bien que présent dans le secteur du lac à Paul, le grenat n'y est pas ubiquiste et n'est pas observé dans les échantillons sélectionnés dans le cadre de cette étude. Toutefois, la

réaction 6 est sûrement impliquée localement, le long des zones de failles ou de cisaillement. Tel que mentionné précédemment, le clinopyroxène est plutôt rare mais lorsqu'il est présent, sa formation découle des réactions 1 et 6. La cummingtonite, présente parfois dans les roches troctolitiques, est probablement le résultat de l'hydratation lors de rétro-métamorphisme (Yardley, 1989). La cummingtonite peut se former à partir de l'orthopyroxène par la réaction suivante:



3.4.2 Coronites autour des oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite)

Dans la région étudiée, ce type de coronite est assez commun et il est observé dans les roches anorthositiques ainsi que dans les roches troctolitiques. Ces coronites sont essentiellement caractérisées par une couronne de biotite \pm hornblende verte autour des oxydes de Fe-Ti. En fait ces coronites sont rarement observées autour de la magnétite mais presque exclusivement autour de l'ilménite.

Précédemment, il a été établi que les réactions responsables pour la formation de ces coronites dans les roches avec de l'olivine sont les suivantes (réactions 3 et 4):



En observant les réactions 3 et 4, on note que dans les roches anorthositiques-troctolitiques, la présence de l'olivine influe sur l'ensemble des réactions. Si l'olivine est

absente, il n'y a pas d'apport externe de magnésium ou de fer. Whitney et McLelland (1983) ont remarqué, dans les Adirondacks, que la présence d'olivine dans les roches était importante pour la formation des coronites autour des oxydes de Fe-Ti. Dans des séquences anorthositiques, adjacentes à des métagabbros à olivine, les coronites étaient en effet moins bien développées que dans les métagabbros. Cependant, dans la région du lac à Paul, aucune différence notable n'a été observée entre ce type de coronite dans les roches anorthositiques et les coronites dans les roches troctolitiques. Il est à noter que les roches anorthositiques dans la région du lac à Paul sont majoritairement des anorthosites à pyroxènes avec des niveaux mineurs de troctolites et que l'apport externe de magnésium et de fer via la transformation de l'olivine en orthopyroxène n'est peut-être pas très important dans le contexte des roches du secteur d'étude. Les réactions 3 et 4 se produisent dans des conditions du faciès métamorphique des granulites, pendant soit un refroidissement isobarique ou une augmentation de la pression à haute température (Whitney et McLelland, 1983).

3.4.3 Coronites autour des pyroxènes

Ce type de coronite est observé seulement dans les roches anorthositiques. La hornblende verte forme des couronnes autour des orthopyroxènes et des clinopyroxènes. Les pyroxènes sont fréquemment complètement remplacés par l'amphibole. Ce type de texture est interprété comme étant le résultat de l'altération des pyroxènes en hornblende en présence d'eau.

3.5 CONDITIONS DE fO_2 , TEMPÉRATURE, PRESSION, MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

Cette section explore brièvement les conditions de température, de pression, de métamorphisme et de déformation que l'on peut déduire à partir de la minéralogie, des textures et de la composition chimique des minéraux.

Concernant les conditions de température, le géothermomètre des deux pyroxènes (Frost et Lindsley, 1992) et le programme QUILF (Andersen *et al.*, 1993) a été utilisé à cet effet. Le programme QUILF est un programme pascal qui détermine les conditions d'équilibre entre les phases principales suivantes ainsi que leurs sous-assemblages: titanomagnétite, ilménite, augite, pigeonite, orthopyroxène, olivine et quartz. Il peut déterminer plusieurs variables dont la P, la T, la fO_2 , les activités du SiO_2 , du TiO_2 et du Fe. Les compositions déterminées à la microsonde des deux pyroxènes, provenant des échantillons PAU2-28 et 149A ont donc été utilisées. Des pressions de 4, 5 et 6 kbars ont été employées pour la modélisation. Comme on peut l'observer, la variation de 1 kbar affecte peu les températures calculées (tableau 3.19). Les XEn et XWo présentés ont été calculés avec QUILF.

Pour l'échantillon PAU2-28, les températures calculées varient de $771^{\circ}C \pm 146^{\circ}C$ à $776^{\circ}C \pm 149^{\circ}C$ (tableau 3.19). Pour l'échantillon 149A, les températures varient entre $744^{\circ}C \pm 101^{\circ}C$ à $749^{\circ}C \pm 103^{\circ}C$ (tableau 3.19). Les résultats obtenus sont trop bas pour représenter des températures magmatiques et ils indiquent probablement des températures de métamorphisme ou de rééquilibration subsolidus. Le géothermomètre des deux

pyroxènes apporte donc peu d'information quant aux conditions de cristallisation des roches échantillonnées.

D'après les données pétrographiques, il ressort que les roches du secteur d'étude ont toutes subies un degré variable de métamorphisme et de déformation. Les paragenèses observées ne nous permettent pas d'établir avec certitude le niveau atteint par le métamorphisme régional. Dans plusieurs coronites, il y a du quartz au contact entre la hornblende et le plagioclase. Le quartz résulterait d'un degré élevé de métamorphisme mais ne permet pas de déterminer avec précision s'il s'agit du faciès supérieur des amphibolites ou de celui des granulites (Hébert et Beaumier, 2000). Dans les gabbronorites, l'apparition de la cummingtonite comme produit de réaction entre l'orthopyroxène et le plagioclase pourrait indiquer que, du moins localement, le métamorphisme avait atteint le faciès supérieur des amphibolites (Hébert et Beaumier, 2000). D'autres paragenèses observées dans le secteur du Lac à Paul sont associées à des zones de cisaillement. Tel que mentionné précédemment, le grenat n'est pas ubiquiste à l'échelle du secteur et ne se retrouve pas dans les échantillons prélevés dans le cadre de cette étude. Il est plutôt restreint aux zones de cisaillement où il est poecilitique et syncinématique (Hébert et Beaumier, 2000). La scapolite possède également une distribution locale. Les anorthosites dont le plagioclase est partiellement à entièrement remplacé par la scapolite se localisent le long de la grande zone de cisaillement orientée NNE-SSW et située immédiatement à l'ouest du lac à Paul (Hébert et Beaumier, 2000). Selon le baromètre de la distribution de l'aluminium entre les sites T et M1 dans les clinopyroxènes (figure 3.12), la majorité des

analyses se retrouvent dans le champ des granulites. Quelques analyses sont dans le champ igné.

Par endroits, on peut observer de l'amphibole blanche et de la cummingtonite ainsi que de la hornblende verte, remplaçant les pyroxènes. Les roches troctolitiques et les péridotites nelsonitiques démontrent un métamorphisme rétrograde sous forme de serpentine remplaçant en partie l'olivine. La serpentine n'a pas été analysée à la microsonde, il n'est donc pas possible de déterminer si elle résulte de métamorphisme rétrograde ou d'altération de surface. Les péridotites nelsonitiques provenant du forage PAUL-2 contiennent de l'olivine serpentinisée à 75 m de profondeur. L'altération de surface n'est donc probablement pas le seul facteur qui a conduit à la formation de la serpentine. La cummingtonite et la serpentine seraient le résultat d'un épisode de rétrométamorphisme qui aurait entraîné un apport d'eau déclenchant ainsi diverses réactions. Selon Hébert et Beaumier (2000), ce rétrométamorphisme est tardif par rapport à la cristallisation du magma anorthositique et il est probablement associé à l'épisode de chevauchement régional.

Dans les échantillons plus déformés, le plagioclase est recristallisé et donne lieu à une texture granoblastique à jonction triple. Dans la région étudiée, cette texture résulterait soit de métamorphisme régional (Emslie et Hegner, 1993) ou de métamorphisme lors de la mise en place de la SALSJ (Higgins et van Breemen, 1992). Selon Turcotte (2001), l'observation des différentes textures en lames minces a permis de constater que la déformation est hétérogène même à cette échelle et que la recristallisation est le processus dominant en

réponse à la déformation. Ce réajustement par la recristallisation est reflété par les textures porphyroclastique, ocellée et granoblastique observées dans les échantillons. Le taux de déformation devait donc être modéré pour permettre un réajustement aussi étendu.

Tableau 3.1. Composition modale des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± apatite et oxydes de Fe-Ti.

MINÉRAL	%	TEXTURES
Plagioclase	50 - 97	Deux types: 1) Protoclastique (taille moyenne à mégacristique, idiomorphe à hypidiomorphe, parfois zoné, microfracturé, anguleux à sub-anguleux, 0,5 à 3 cm), et; 2) néoblastique (cristaux xénomorphes, grenus et polygonaux, 0,5 à 4 mm).
Clinopyroxène	0 - 30	Hypidiomorphe à xénomorphe, coronitique, ouralitisé, 0,1 à 3 mm et parfois interstitiel aux mégacristaux de plagioclase.
Orthopyroxène	0 - 12	Hypidiomorphe à xénomorphe, coronitique, ouralitisé, 0,1 à 3 mm et parfois interstitiel aux mégacristaux de plagioclase.
Olivine	0 - 1	Hypidiomorphe, 1 à 3 mm. Un grain seulement, observé dans l'échantillon 1314.
Ilménite	tr - 13	Hypidiomorphe, fréquemment couronnée de biotite, 0,2 à 2 mm.
Magnétite	tr - 2	Hypidiomorphe, contient des exolutions complexes de d'ulvöspinelles et d'ilménite, 0,1 à 2 mm.
Spinelle	0 - tr	Hypidiomorphe, 0,2 à 1 mm.
Apatite	0 - 10	Idiomorphe à hypidiomorphe, <0,1 cm à 5 cm. Recoupe fréquemment les autres minéraux.
Biotite	0 - 10	Tabulaire, parfois chloritisée, idiomorphe à hypidiomorphe, 0,1 à 1 mm. Forme surtout des couronnes autour des oxydes de Fe-Ti.
Amphibole	0 - 20	Surtout de l'amphibole verte: xénomorphe, 0,1 à 2 mm. Forme des couronnes autour et remplace les pyroxènes. Présente également avec la biotite dans les couronnes autour de l'ilménite. Hornblende brune et cummingtonite également.

Tableau 3.2. Composition modale des leucotroctolites et troctolites ± apatite et oxydes de Fe-Ti.

MINÉRAL	%	TEXTURES
Plagioclase	25 - 65	Deux types: 1) Protoclastique primaire (mégacristique, hypidiomorphe, parfois zoné, microfracturé, anguleux à sub-anguleux, 0,5 à 3 cm), et; 2) néoblastique (xénomorphe, polygonal, recristallisé, 0,5 à 3 mm).
Olivine	15 - 35	Hypidiomorphe, jusqu'à 2 cm, craquelée, serpentinisée, extinction roulante, couronnes kélyphitiques d'orthopyroxène autour des grains.
Orthopyroxène	tr - 15	Deux types: 1) Primaire, hypidiomorphe, 0,2 à 1 mm, et; 2) secondaire dans les couronnes kélyphitiques autour des olivines, hypidiomorphe, 0,1 à 0,8 mm. Ce type est le plus important.
Clinopyroxène	tr - 10	Hypidiomorphe, 0,2 à 0,5 mm, avec couronnes d'amphibole verte ou parfois complètement amphibolitisé.
Hornblende verte	1 - 5	Surtout dans les coronites entre l'olivine et le plagioclase, 0,1 à 1 mm, xénomorphe.
Cummingtonite	0 - 10	Petits grains hypidiomorphes, < 0,1 mm
Biotite	0 - 7	Tabulaire, parfois chloritisée, idiomorphe à hypidiomorphe, 0,1 à 1 mm. Forme surtout des couronnes autour des grains d'oxydes de Fe-Ti. Se retrouve également dans les coronites autour des grains d'olivine et sous forme de bâtonnets dans l'ilménite. Un peu de biotite verte est également observée.
Ilménite	0 - 15	Hypidiomorphe, interstitielle aux grains de plagioclase et d'olivine, 0,2 à 2 mm.
Magnétite	0 - 7	Hypidiomorphe, interstitielle aux grains de plagioclase et d'olivine, 0,2 à 2 mm.
Apatite	tr - 17	Idiomorphe surtout, parfois hypidiomorphe, moyennement grenue: 0,5 à 3 mm. Recoupe les autres minéraux et textures.
Spinelle pléonaste	tr - 1	Deux types: 1) Grains de pléonaste solitaires et 2) grains microgrenus autour des grains d'olivine dans les coronites.
Sulfures	tr	Surtout de la pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite et pentlandite, 0,2 à 1 mm. Se retrouvent surtout dans les fractures à travers la roche.

Tableau 3.3. Composition modale des péridotites nelsonitiques.

MINÉRAUX	%	STRUCTURES ET TEXTURES
Olivine	25 - 60	Hypidiomorphe, craquelée et serpentinisée, 0,1 mm à 3 mm. Formation de sous-grains dans certains échantillons.
Clinopyroxène	0 - 15	Hypidiomorphe, 0,5 mm à 2 mm, localement allongé et coronitique.
Orthopyroxène	0 - 7	Hypidiomorphe, 0,5 mm à 2 mm.
Ilménite	13 - 30	Hypidiomorphe à xénomorphe, 0,1 à 1 mm. Contacts suturés avec la magnétite et parfois jonctions triples.
Magnétite	10 - 15	Hypidiomorphe à xénomorphe, 0,1 à 1 mm. Exsolutions d'ilménite lamellaire et de pléonaste ovoïde. Contacts suturés avec l'ilménite et parfois à jonction triple.
Spinelle pléonaste	10 - 15	Hypidiomorphe à xénomorphe, interstitiel aux grains d'olivine, 0,1 à 0,8 mm.
Apatite	9 - 25	Hypidiomorphe à idiomorphe, taille: 0,1 à 2 mm. Formation de sous grains dans certains échantillons.
Sulfures	tr - 1	Principalement de la pyrrhotite, de la chalcopyrite et de pentlandite, associés avec les oxydes Fe-Ti.
Serpentine		Xénomorphe, se retrouve surtout dans les craquelures et en bordure de l'olivine.

Tableau 3.4. Composition modale des roches à oxydes massifs de Fe-Ti.

MINÉRAUX	%	STRUCTURES ET TEXTURES
ILMÉNITE	30 - 55	Hypidiomorphe, 0,2 à 2 mm, contacts suturés avec la magnétite.
MAGNÉTITE	20 - 45	Hypidiomorphe, 0,5 à 2 mm, caractérisée par des exsolutions de spinelle pléonaste et d'ilménite.
SPINELLE PLÉONASTE	8 - 25	Hypidiomorphe, parfois mégacristique, 0,1 à 5 mm.

Tableau 3.5. Composition modale des diorites ferrifères.

MINÉRAUX	%	TEXTURES
Plagioclase	50 - 60	Idiomorphe à xénomorphe, forme et taille variables d'un échantillon à l'autre, 0,1 à 3 mm. Souvent zoné avec une couronne mésoperthitique, localement antiperthitique. Macles de déformation parfois observées. Inclusions d'oxydes de Fe-Ti et d'apatite au centre des cristaux et dans les couronnes. Séricitisé par endroits.
Clinopyroxène	2 - 20	Hypidiomorphe à xénomorphe, 0,1 à 1 mm.
Biotite	7 - 30	Hypidiomorphe, tabulaire, 0,1 à 2 mm. Elle est généralement tabulaire, hypidiomorphe et mesure de 0,1 à près de 2 mm, selon les échantillons.
Hémo-Ilménite	5 - 15	Hypidiomorphe, 0,1 à 2 mm. Grandes exsolutions d'hématite dans l'ilménite. Fines exsolutions d'ilménite dans les bandes d'hématite et fines exsolutions d'hématite dans les bandes d'ilménite.
Magnétite	2 - 5	Hypidiomorphe, 0,1 à 2 mm. Ne contient pas d'inclusions.
Apatite	2 - 5	Hypidiomorphe; taille: 0,01- 0,05 mm. En cristaux, parfois dans les couronnes de plagioclase.
Sulfures	tr - 1	Surtout de la pyrrhotite et de la pyrite, <0,1 à 0,2 mm.

Tableau 3.6. Composition modale des pyroxénites à oxydes de Fe-Ti.

MINÉRAUX	%	TEXTURES
Orthopyroxène	25 - 85	Hypidiomorphe, 0,2 à 5 mm. Souvent parfaitement hexagonaux et parfois anguleux.
Clinopyroxène	0 - 25	Hypidiomorphe, 0,2 à 2 mm. Souvent parfaitement hexagonaux et parfois anguleux.
Ilménite	3 - 50	Hypidiomorphe, 0,2 à 0,5 mm.
Magnétite	1 - 20	Hypidiomorphe, 0,2 à 0,5 mm.
Apatite	0 - 3	Idiomorphe à hypidiomorphe, 0,1 à 0,5 mm. Elle est idiomorphe à hypidiomorphe et varie de 0,1 à 0,5 mm.

Tableau 3.7. Composition modale des dunites à oxydes de Fe-Ti.

MINÉRAUX	%	TEXTURES
Olivine	50 - 60	Hypidiomorphe, < 1 mm à 5 mm dans l'échantillon 2236B et de 0,2 à 2 mm dans l'échantillon NA1-7. Légèrement serpentinisée dans l'échantillon NA1-7.
Ilménite	20 - 35	Hypidiomorphe à xénomorphe, 0,2 à 1,5 mm. Forme une texture polygonales avec la magnétite.
Magnétite	8 - 22	Hypidiomorphe à xénomorphe, 0,2 à 1,5 mm. Forme une texture polygonale avec l'ilménite.
Spinelle pléonaste	2 - 3	Hypidiomorphe, 0,2 à 1 mm.
Apatite	tr - 2	Hypidiomorphe, < 0,1 à 0,2 mm.
Sulfures	tr	Cristaux xérogaphiques de pyrrhotite et chalcopyrite.

Tableau 3.8. Composition chimique des olivines analysées à la microsonde.

a) Leucotroctolites et troctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite																																
	C16								C140								C341								C555							
	n = 8								n = 7								n = 5								n = 3							
SiO ₂	35,07	35,08	34,79	35,06	35,06	35,17	35,00	35,03	35,11	35,09	34,42	34,52	34,60	35,11	35,05	34,84	35,53	35,65	35,31	35,58	35,49	35,51	34,35	34,79	34,90	34,68						
FeO	40,04	40,11	40,04	40,06	40,16	40,08	40,46	40,14	38,92	39,04	42,84	42,72	43,00	38,86	39,91	40,76	37,10	37,39	36,89	37,10	37,02	37,10	41,07	39,98	40,25	40,43						
MnO	0,461	0,445	0,463	0,422	0,427	0,457	0,426	0,443	0,423	0,397	0,428	0,407	0,484	0,450	0,446	0,434	0,378	0,332	0,375	0,356	0,335	0,355	0,487	0,479	0,431	0,466						
MgO	25,35	25,38	25,51	25,27	25,56	25,61	25,23	25,42	25,91	26,11	22,90	22,87	22,70	26,35	25,36	24,60	28,14	27,86	28,01	28,18	28,42	28,12	24,68	25,65	25,10	25,14						
NiO	0,045	0,023	0,000	0,028	0,024	0,011	0,030	0,006	0,038	0,028	0,009	0,015	0,053	0,039	0,029	0,008	0,112	0,107	0,105	0,065	0,062	0,090	0,023	0,025	0,037	0,000						
CoO	0,009	0,028	0,016	0,012	0,013	0,000	0,006	0,000	0,015	0,000	0,032	0,034	0,024	0,022	0,006	0,009	0,007	0,013	0,036	0,007	0,010	0,007	0,030	0,000	0,001	0,010						
Total	100,97	101,02	100,80	100,82	101,21	101,31	101,12	101,03	100,36	100,63	100,62	100,54	100,84	100,76	100,76	100,65	101,25	101,35	100,74	101,28	101,33	101,19	100,62	100,90	100,68	100,73						
Proportions atomiques sur une base de 4 O																																
Si	0,989	0,989	0,984	0,990	0,986	0,988	0,987	0,988	0,991	0,988	0,989	0,992	0,993	0,986	0,990	0,990	0,984	0,987	0,983	0,985	0,981	0,984	0,980	0,982	0,988	0,983						
Fe ²⁺	0,944	0,945	0,947	0,946	0,945	0,941	0,954	0,946	0,918	0,919	1,030	1,026	1,031	0,913	0,943	0,968	0,859	0,866	0,859	0,859	0,856	0,860	0,979	0,944	0,953	0,959						
Mn	0,011	0,011	0,011	0,010	0,010	0,011	0,010	0,011	0,010	0,009	0,010	0,010	0,012	0,011	0,011	0,010	0,009	0,008	0,009	0,008	0,008	0,008	0,012	0,011	0,010	0,011						
Mg	1,066	1,066	1,075	1,064	1,072	1,072	1,061	1,068	1,090	1,096	0,981	0,979	0,970	1,104	1,068	1,042	1,162	1,150	1,163	1,162	1,172	1,162	1,049	1,080	1,060	1,063						
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000						
Co	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000						
Si	0,989	0,989	0,984	0,990	0,986	0,988	0,987	0,988	0,991	0,988	0,989	0,992	0,993	0,986	0,990	0,990	0,984	0,987	0,983	0,985	0,981	0,984	0,980	0,982	0,988	0,983						
Fe+Mn+Mg+Ni+Co+Ca	2,022	2,022	2,033	2,020	2,027	2,025	2,026	2,025	2,019	2,024	2,022	2,016	2,015	2,027	2,021	2,021	2,032	2,026	2,034	2,031	2,037	2,032	2,041	2,035	2,023	2,033						
Total Cations	3,011	3,011	3,016	3,010	3,014	3,012	3,013	3,012	3,009	3,012	3,011	3,008	3,007	3,014	3,010	3,010	3,016	3,013	3,017	3,015	3,019	3,016	3,020	3,018	3,012	3,017						
Fo	53,02	53,01	53,17	52,93	53,15	53,26	52,65	53,03	54,27	54,38	48,79	48,83	48,48	54,72	53,11	51,83	57,48	57,05	57,51	57,52	57,78	57,47	51,72	53,35	52,64	52,57						
Fa	46,98	46,99	46,83	47,07	46,85	46,74	47,35	46,97	45,73	45,62	51,21	51,17	51,52	45,28	46,89	48,17	42,52	42,95	42,49	42,48	42,22	42,53	48,28	46,65	47,36	47,43						

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃ et CaO ont également analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.8. Composition chimique des olivines analysées à la microsonde.

b) Péridotites nelsonitiques																						
	1116b									1310					2160b							
	n = 9									n = 6					n = 7							
SiO ₂	34,68	34,76	34,67	34,76	34,69	34,74	34,62	34,81	34,72	34,74	34,78	35,04	34,83	34,93	34,86	34,03	34,07	34,18	34,07	34,02	34,23	34,10
FeO	43,13	42,96	42,79	42,87	43,49	43,09	42,91	43,19	43,05	42,13	42,12	41,88	42,11	42,09	42,06	44,46	44,04	44,11	44,08	44,28	44,31	44,21
MnO	0,802	0,804	0,829	0,778	0,773	0,807	0,743	0,755	0,786	0,617	0,677	0,629	0,636	0,645	0,641	0,754	0,766	0,768	0,758	0,766	0,797	0,768
MgO	22,58	22,78	22,51	22,64	22,72	22,87	22,56	22,89	22,69	23,75	23,76	23,93	23,96	23,90	23,86	21,43	21,37	21,59	21,61	21,60	21,63	21,54
NiO	<i>0,004</i>	0,000	0,000	<i>0,016</i>	0,000	<i>0,021</i>	0,000	0,000	0,000	<i>0,001</i>	<i>0,002</i>	<i>0,011</i>	<i>0,000</i>	<i>0,018</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	<i>0,004</i>	0,000	0,000	0,000
CoO	0,000	0,000	0,000	0,000	<i>0,006</i>	<i>0,012</i>	<i>0,012</i>	<i>0,004</i>	0,000	<i>0,003</i>	0,000	0,000	<i>0,017</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	<i>0,006</i>	<i>0,002</i>	<i>0,014</i>	0,000	0,000
Total	101,20	101,30	100,80	101,05	101,67	101,50	100,84	101,64	101,25	101,23	101,33	101,48	101,53	101,56	101,43	100,68	100,24	100,65	100,52	100,67	100,97	100,62
Proportions atomiques sur une base de 4 O																						
Si	0,993	0,993	0,995	0,995	0,989	0,990	0,994	0,991	0,992	0,988	0,988	0,992	0,987	0,989	0,989	0,987	0,991	0,990	0,989	0,987	0,989	0,989
Fe ²⁺	1,032	1,026	1,027	1,026	1,037	1,027	1,030	1,028	1,029	1,002	1,001	0,991	0,998	0,997	0,998	1,079	1,072	1,069	1,070	1,074	1,071	1,072
Mn	0,019	0,019	0,020	0,019	0,019	0,019	0,018	0,018	0,019	0,015	0,016	0,015	0,015	0,015	0,015	0,019	0,019	0,019	0,019	0,019	0,020	0,019
Mg	0,963	0,970	0,963	0,966	0,966	0,972	0,965	0,972	0,967	1,007	1,007	1,010	1,012	1,009	1,009	0,927	0,927	0,932	0,935	0,934	0,932	0,931
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si	0,993	0,993	0,995	0,995	0,989	0,990	0,994	0,991	0,992	0,988	0,988	0,992	0,987	0,989	0,989	0,987	0,991	0,990	0,989	0,987	0,989	0,989
Fe+Mn+Mg+Ni+ Co+Ca	2,015	2,015	2,010	2,011	2,021	2,019	2,013	2,018	2,015	2,024	2,024	2,016	2,026	2,022	2,022	2,025	2,017	2,020	2,023	2,027	2,022	2,022
Total Cations	3,007	3,007	3,005	3,005	3,011	3,010	3,006	3,009	3,008	3,012	3,012	3,008	3,013	3,011	3,011	3,013	3,009	3,010	3,011	3,013	3,011	3,011
Fo	48,28	48,59	48,40	48,50	48,22	48,62	48,38	48,59	48,45	50,13	50,14	50,46	50,35	50,30	50,28	46,22	46,39	46,59	46,63	46,51	46,53	46,48
Fa	51,72	51,41	51,60	51,50	51,78	51,38	51,62	51,41	51,55	49,87	49,86	49,54	49,65	49,70	49,72	53,78	53,61	53,41	53,37	53,49	53,47	53,52

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃ et CaO ont également analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.8. Composition chimique des olivines analysées à la microsonde.

b) Péridotites nelsonitiques (suite)																							
	PAU2-5 n = 9									PAU2-56 n = 6						PAU2-80 n = 6							
SiO ₂	35,90	36,07	35,86	35,97	35,86	35,80	35,73	35,76	35,87	35,39	35,40	35,45	35,58	35,52	35,45	35,46	35,85	35,80	35,84	35,62	35,59	35,74	35,74
FeO	32,51	32,24	32,39	32,10	32,13	32,26	32,20	32,10	32,24	34,25	34,13	34,05	33,94	34,76	33,94	34,18	33,20	33,16	32,80	32,82	33,00	32,74	32,95
MnO	0,364	0,342	0,387	0,354	0,380	0,380	0,389	0,336	0,367	0,396	0,390	0,391	0,356	0,411	0,416	0,393	0,401	0,395	0,353	0,406	0,423	0,406	0,397
MgO	31,58	31,70	31,56	31,60	31,82	31,31	31,61	31,55	31,59	30,16	30,06	30,22	30,44	29,82	30,33	30,17	31,06	30,98	31,32	31,18	31,05	31,35	31,16
NiO	<i>0,016</i>	<i>0,047</i>	<i>0,032</i>	<i>0,021</i>	<i>0,021</i>	<i>0,013</i>	0,041	0,055	0,018	<i>0,016</i>	<i>0,020</i>	<i>0,002</i>	0,000	<i>0,015</i>	<i>0,032</i>	0,000	0,000	<i>0,008</i>	0,000	<i>0,011</i>	0,000	0,000	0,000
CoO	<i>0,012</i>	0,023	0,022	0,023	<i>0,013</i>	0,020	0,024	0,030	0,018	0,022	0,016	0,022	0,019	0,029	0,019	0,021	0,016	<i>0,014</i>	0,015	<i>0,011</i>	<i>0,012</i>	<i>0,009</i>	0,005
Total	100,35	100,41	100,22	100,04	100,18	99,77	99,99	99,83	100,10	100,21	99,99	100,14	100,33	100,54	100,15	100,23	100,52	100,34	100,33	100,03	100,06	100,23	100,25
Proportions atomiques sur une base de 4 O																							
Si	0,981	0,983	0,981	0,984	0,980	0,984	0,980	0,981	0,982	0,978	0,980	0,979	0,980	0,980	0,979	0,979	0,981	0,982	0,981	0,979	0,979	0,980	0,980
Fe ²⁺	0,743	0,735	0,741	0,734	0,734	0,741	0,738	0,737	0,738	0,792	0,790	0,787	0,782	0,802	0,784	0,789	0,760	0,761	0,751	0,755	0,759	0,750	0,756
Mn	0,008	0,008	0,009	0,008	0,009	0,009	0,009	0,008	0,008	0,009	0,009	0,009	0,008	0,010	0,010	0,009	0,009	0,009	0,008	0,009	0,010	0,009	0,009
Mg	1,287	1,288	1,287	1,289	1,296	1,282	1,292	1,291	1,289	1,242	1,240	1,245	1,250	1,227	1,248	1,242	1,268	1,266	1,278	1,278	1,273	1,281	1,274
Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si	0,981	0,983	0,981	0,984	0,980	0,984	0,980	0,981	0,982	0,978	0,980	0,979	0,980	0,980	0,979	0,979	0,981	0,982	0,981	0,979	0,979	0,980	0,980
Fe+Mn+Mg+Ni+Co+Ca	2,038	2,033	2,038	2,032	2,040	2,033	2,041	2,037	2,036	2,044	2,040	2,041	2,040	2,039	2,042	2,041	2,037	2,036	2,038	2,042	2,042	2,041	2,039
Total Cations	3,019	3,017	3,019	3,016	3,020	3,016	3,020	3,019	3,018	3,022	3,020	3,021	3,020	3,020	3,021	3,021	3,019	3,018	3,019	3,021	3,021	3,020	3,020
Fo	63,39	63,67	63,46	63,71	63,84	63,37	63,63	63,66	63,59	61,08	61,09	61,27	61,52	60,47	61,43	61,14	62,51	62,48	62,99	62,87	62,65	63,06	62,76
Fa	36,61	36,33	36,54	36,29	36,16	36,63	36,37	36,34	36,41	38,92	38,91	38,73	38,48	39,53	38,57	38,86	37,49	37,52	37,01	37,13	37,35	36,94	37,24

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃ et CaO ont également analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.8. Composition chimique des olivines analysées à la microsonde.

c) Roches à oxydes de Fe-Ti								d) Pyroxénite à oxydes de Fe-Ti											e) Dunite à oxydes de Fe-Ti				
	NA3-50							149a											NA1-7				
	n = 6							n = 9											n = 4				
SiO ₂	35,86	36,07	35,81	36,22	36,25	35,99	36,03	34,82	34,83	34,88	34,64	34,75	34,62	34,55	34,46	34,26	34,65	35,24	35,37	35,17	35,28	35,27	
FeO	35,47	34,02	36,14	35,00	35,26	33,77	34,94	38,97	38,97	38,92	38,48	37,76	38,82	39,10	39,34	39,26	38,85	37,38	36,97	37,13	36,53	37,00	
MnO	0,421	0,379	0,421	0,405	0,443	0,410	0,413	0,465	0,484	0,480	0,486	0,461	0,494	0,494	0,481	0,524	0,485	0,450	0,476	0,448	0,432	0,452	
MgO	29,56	30,68	28,54	29,95	29,59	30,59	29,82	26,32	26,05	26,37	26,73	27,14	26,46	25,92	25,79	25,80	26,29	27,70	27,83	27,93	28,11	27,89	
NiO	<i>0,026</i>	<i>0,038</i>	<i>0,009</i>	<i>0,025</i>	<i>0,032</i>	<i>0,041</i>	0,000	<i>0,013</i>	0,000	0,000	0,000	<i>0,021</i>	0,000	<i>0,004</i>	<i>0,004</i>	<i>0,020</i>	0,000	<i>0,027</i>	<i>0,028</i>	<i>0,034</i>	<i>0,004</i>	0,000	
CoO	0,004	<i>0,001</i>	0,000	<i>0,019</i>	<i>0,024</i>	0,000	0,000	0,043	0,044	0,046	0,028	<i>0,011</i>	0,025	0,018	<i>0,009</i>	<i>0,002</i>	0,023	<i>0,014</i>	0,015	0,015	<i>0,011</i>	0,008	
Total	101,32	101,15	100,90	101,57	101,54	100,76	101,21	100,62	100,37	100,69	100,37	100,11	100,43	100,09	100,08	99,84	100,29	100,77	100,65	100,70	100,35	100,62	
Proportions atomiques sur une base de 4 O																							
Si	0,984	0,984	0,990	0,988	0,990	0,985	0,987	0,982	0,984	0,982	0,978	0,979	0,978	0,981	0,980	0,977	0,980	0,983	0,986	0,981	0,984	0,983	
Fe ²⁺	0,814	0,776	0,835	0,798	0,805	0,773	0,800	0,919	0,921	0,916	0,908	0,890	0,917	0,928	0,935	0,936	0,919	0,872	0,861	0,866	0,852	0,863	
Mn	0,010	0,009	0,010	0,009	0,010	0,010	0,010	0,011	0,012	0,011	0,012	0,011	0,012	0,012	0,012	0,013	0,012	0,011	0,011	0,011	0,010	0,011	
Mg	1,209	1,247	1,176	1,217	1,205	1,248	1,217	1,106	1,098	1,107	1,124	1,140	1,114	1,097	1,093	1,097	1,109	1,152	1,156	1,161	1,169	1,159	
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Co	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Si	0,984	0,984	0,990	0,988	0,990	0,985	0,987	0,982	0,984	0,982	0,978	0,979	0,978	0,981	0,980	0,977	0,980	0,983	0,986	0,981	0,984	0,983	
Fe+Mn+Mg+Ni+Co+Ca	2,033	2,032	2,021	2,025	2,020	2,030	2,027	2,037	2,031	2,036	2,045	2,041	2,044	2,038	2,040	2,046	2,040	2,034	2,029	2,038	2,032	2,033	
Total Cations	3,016	3,016	3,010	3,012	3,010	3,015	3,013	3,018	3,016	3,018	3,022	3,021	3,022	3,019	3,020	3,023	3,020	3,017	3,014	3,019	3,016	3,017	
Fo	59,77	61,65	58,46	60,40	59,93	61,76	60,34	54,63	54,37	54,71	55,32	56,16	54,85	54,17	53,89	53,95	54,67	56,91	57,30	57,28	57,84	57,33	
Fa	40,23	38,35	41,54	39,60	40,07	38,24	39,66	45,37	45,63	45,29	44,68	43,84	45,15	45,83	46,11	46,05	45,33	43,09	42,70	42,72	42,16	42,67	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃ et CaO ont également analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.9. Composition chimique des plagioclases analysés à la microsonde.

a) Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

	1311A										1311b					1314						
	n = 10										n = 4					n = 6						
SiO ₂	58,77	58,05	58,22	58,14	57,98	58,22	58,17	58,09	58,15	58,20	58,61	58,07	58,19	58,10	58,24	56,70	56,59	56,52	56,67	56,56	56,59	56,60
Al ₂ O ₃	25,89	26,01	26,22	26,04	26,55	26,44	26,42	26,52	26,68	26,31	26,06	26,04	26,00	25,96	26,01	27,09	27,18	27,03	27,10	26,98	27,01	27,07
FeO	0,205	0,145	0,123	0,087	0,099	0,076	0,091	0,164	0,062	0,117	0,116	0,210	0,074	0,046	0,112	0,067	0,052	0,081	0,139	0,078	0,082	0,083
SrO	0,054	<i>0,040</i>	0,044	0,061	0,059	<i>0,038</i>	0,042	0,049	0,053	0,040	0,142	0,116	0,114	0,073	0,111	<i>0,023</i>	0,083	0,092	0,078	<i>0,054</i>	<i>0,055</i>	0,042
BaO	<i>0,016</i>	0,000	0,000	<i>0,010</i>	0,000	<i>0,006</i>	<i>0,025</i>	<i>0,048</i>	<i>0,011</i>	0,000	0,262	0,337	0,140	0,037	0,185	<i>0,124</i>	<i>0,070</i>	<i>0,120</i>	0,206	<i>0,079</i>	0,190	0,066
CaO	8,226	8,246	8,338	8,266	8,890	8,208	8,407	8,515	8,781	8,431	7,784	7,916	7,963	7,887	7,888	9,301	9,364	9,171	9,386	9,223	9,155	9,267
Na ₂ O	6,498	6,552	6,288	6,303	6,004	6,361	6,390	6,572	6,241	6,357	6,844	6,682	6,568	6,631	6,681	5,929	5,998	5,980	5,849	5,888	6,047	5,949
K ₂ O	0,229	0,222	0,215	0,487	0,205	0,216	0,219	0,197	0,217	0,245	0,308	0,254	0,276	0,228	0,267	0,321	0,223	0,295	0,270	0,289	0,294	0,282
Total	99,88	99,22	99,45	99,38	99,78	99,53	99,74	100,11	100,18	99,70	100,13	99,62	99,33	98,92	99,50	99,41	99,50	99,17	99,69	99,01	99,37	99,36
Proportions atomiques sur une base de 32 O																						
Si	10,520	10,464	10,461	10,470	10,395	10,446	10,429	10,393	10,388	10,441	10,492	10,459	10,484	10,493	10,482	10,235	10,213	10,232	10,223	10,246	10,235	10,231
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	5,462	5,525	5,553	5,526	5,610	5,591	5,583	5,593	5,616	5,562	5,499	5,527	5,522	5,525	5,518	5,764	5,782	5,767	5,761	5,760	5,758	5,765
Fe ²⁺	0,031	0,022	0,018	0,013	0,015	0,011	0,014	0,025	0,009	0,018	0,017	0,032	0,011	0,007	0,017	0,010	0,008	0,012	0,021	0,012	0,012	0,013
Sr	0,006	0,000	0,005	0,006	0,006	0,000	0,004	0,005	0,005	0,004	0,015	0,012	0,012	0,008	0,012	0,000	0,009	0,010	0,008	0,000	0,000	0,004
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,024	0,010	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,013	0,005
Ca	1,578	1,593	1,605	1,595	1,708	1,578	1,615	1,632	1,681	1,621	1,493	1,528	1,537	1,526	1,521	1,799	1,811	1,779	1,814	1,790	1,774	1,795
Na	2,255	2,290	2,191	2,201	2,087	2,213	2,221	2,280	2,161	2,211	2,376	2,334	2,294	2,322	2,331	2,075	2,099	2,099	2,046	2,068	2,121	2,085
K	0,052	0,051	0,049	0,112	0,047	0,049	0,050	0,045	0,049	0,056	0,070	0,058	0,063	0,053	0,061	0,074	0,051	0,068	0,062	0,067	0,068	0,065
Si+Al+Ti	15,98	15,99	16,01	16,00	16,00	16,04	16,01	15,99	16,00	16,00	15,99	15,99	16,01	16,02	16,00	16,00	15,99	16,00	15,98	16,01	15,99	16,00
Fe ²⁺ Ba+Sr+Ca+N a+K	3,921	3,955	3,868	3,927	3,863	3,852	3,904	3,987	3,906	3,909	3,990	3,987	3,928	3,915	3,955	3,958	3,977	3,968	3,966	3,937	3,988	3,966
Total cations	19,90	19,94	19,88	19,92	19,87	19,89	19,92	19,97	19,91	19,91	19,98	19,97	19,93	19,93	19,96	19,96	19,97	19,97	19,95	19,94	19,98	19,96
An	40,61	40,49	41,75	40,82	44,45	41,09	41,56	41,25	43,19	41,68	37,91	38,98	39,47	39,13	38,86	45,57	45,72	45,08	46,26	45,61	44,77	45,50
Ab	58,05	58,21	56,97	56,32	54,33	57,62	57,16	57,61	55,54	56,87	60,31	59,53	58,91	59,53	59,57	52,56	52,99	53,19	52,16	52,69	53,51	52,85
Or	1,346	1,298	1,282	2,863	1,220	1,287	1,289	1,136	1,271	1,444	1,786	1,489	1,629	1,347	1,563	1,872	1,296	1,727	1,584	1,702	1,712	1,649

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le MgO et le TiO₂ ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.9. Composition chimique des plagioclases analysés à la microsonde.

a) Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite (suite)

	2132												n = 12				PAU2-28				n = 4	
SiO ₂	56,52	55,14	55,14	53,89	57,70	57,58	57,04	54,61	57,58	57,44	57,46	57,39	56,46	57,14	57,22	57,37	57,50	57,31				
Al ₂ O ₃	27,16	27,21	27,02	26,69	26,60	26,69	26,96	26,79	27,00	27,02	26,98	26,98	26,92	26,94	27,08	26,86	26,80	26,92				
FeO	0,080	0,066	0,047	0,046	0,034	0,109	0,073	0,038	0,052	0,031	0,081	0,117	0,065	0,048	0,110	0,157	0,082	0,099				
SrO	0,069	0,068	0,079	0,068	0,051	0,057	0,087	0,057	0,027	0,044	0,038	0,056	0,053	0,100	0,084	0,084	0,113	0,095				
BaO	0,010	0,030	0,038	0,062	0,042	0,055	0,023	0,005	0,060	0,091	0,047	0,059	0,027	0,000	0,039	0,177	0,095	0,044				
CaO	8,874	9,193	8,887	8,499	8,587	8,855	9,046	8,856	9,003	8,955	9,126	9,095	8,915	8,998	8,995	8,754	8,692	8,860				
Na ₂ O	6,323	6,169	6,292	6,351	6,490	6,342	6,295	6,444	6,267	6,281	6,189	6,141	6,299	6,261	6,316	6,431	6,329	6,334				
K ₂ O	0,087	0,061	0,075	0,098	0,087	0,078	0,124	0,106	0,090	0,102	0,094	0,082	0,090	0,099	0,096	0,168	0,119	0,121				
Total	99,12	97,90	97,54	95,70	99,55	99,77	99,62	96,90	100,05	99,96	99,93	99,92	98,83	99,58	99,90	100,00	99,64	99,78				
Proportions atomiques sur une base de 32 O																						
Si	10,227	10,121	10,152	10,120	10,372	10,341	10,270	10,134	10,309	10,299	10,300	10,295	10,246	10,286	10,271	10,302	10,335	10,298				
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Al	5,792	5,886	5,863	5,908	5,634	5,650	5,721	5,859	5,697	5,709	5,700	5,705	5,759	5,714	5,729	5,685	5,678	5,702				
Fe ²⁺	0,012	0,010	0,007	0,007	0,005	0,016	0,011	0,006	0,008	0,005	0,012	0,018	0,010	0,007	0,017	0,024	0,012	0,015				
Sr	0,007	0,007	0,008	0,007	0,005	0,006	0,009	0,006	0,000	0,005	0,000	0,006	0,006	0,010	0,009	0,009	0,012	0,010				
Ba	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,006	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,012	0,000	0,003				
Ca	1,720	1,808	1,753	1,710	1,654	1,704	1,745	1,761	1,727	1,720	1,753	1,748	1,734	1,735	1,730	1,684	1,674	1,706				
Na	2,218	2,196	2,246	2,313	2,262	2,208	2,198	2,319	2,176	2,183	2,151	2,136	2,216	2,185	2,198	2,239	2,205	2,207				
K	0,020	0,014	0,018	0,023	0,020	0,018	0,028	0,025	0,021	0,023	0,021	0,019	0,021	0,023	0,022	0,038	0,027	0,028				
Si+Al+Ti	16,02	16,01	16,02	16,03	16,01	15,99	15,99	15,99	16,01	16,01	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	15,99	16,01	16,00				
Fe ²⁺ +Ba+Sr+Ca+Na+K	3,978	4,035	4,032	4,066	3,946	3,956	3,991	4,117	3,935	3,943	3,937	3,930	3,988	3,961	3,975	4,007	3,931	3,968				
Total cations	20,00	20,04	20,05	20,09	19,95	19,95	19,98	20,11	19,94	19,95	19,94	19,93	19,99	19,96	19,97	19,99	19,94	19,97				
An	43,46	45,00	43,64	42,27	42,02	43,36	43,94	42,90	44,02	43,81	44,65	44,79	43,66	44,01	43,80	42,51	42,85	43,29				
Ab	56,03	54,64	55,92	57,15	57,47	56,19	55,34	56,49	55,45	55,60	54,80	54,73	55,82	55,41	55,65	56,52	56,46	56,01				
Or	0,507	0,356	0,439	0,580	0,507	0,455	0,717	0,611	0,524	0,594	0,548	0,481	0,527	0,577	0,557	0,971	0,698	0,701				

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le MgO et le TiO₂ ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.9. Composition chimique des plagioclases analysés à la microsonde.

b) Troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

	C16 n = 6							C140 n = 3				C341 n = 4					C555 n = 3			
SiO ₂	51,84	54,54	55,39	54,41	53,66	53,92	53,96	56,37	56,29	56,65	56,43	54,74	54,58	55,75	55,23	55,08	54,43	55,77	56,40	55,53
Al ₂ O ₃	27,58	27,29	27,39	27,41	27,09	27,33	27,35	26,95	27,02	26,99	26,99	27,80	27,85	27,93	27,76	27,83	26,94	27,22	27,06	27,07
FeO	0,076	0,348	0,089	0,076	0,132	0,115	0,139	0,030	0,109	0,083	0,074	0,028	0,026	0,044	0,065	0,041	0,102	0,089	0,094	0,095
SrO	0,038	0,076	0,068	0,095	0,076	0,038	0,053	0,055	0,057	0,072	0,061	0,030	0,073	0,047	0,057	0,044	0,054	0,046	0,028	0,033
BaO	0,014	0,042	0,043	0,000	0,000	0,042	0,000	0,032	0,010	0,068	0,023	0,049	0,010	0,028	0,005	0,000	0,035	0,031	0,021	0,000
CaO	9,821	9,160	9,725	9,385	9,597	10,03	9,619	9,035	9,203	8,488	8,909	10,13	10,15	10,27	10,22	10,191	9,514	9,486	9,455	9,485
Na ₂ O	5,702	5,806	5,838	5,606	5,735	5,429	5,686	6,238	6,072	6,188	6,166	5,697	5,552	5,651	5,628	5,632	5,992	5,950	5,568	5,837
K ₂ O	0,263	0,269	0,293	0,248	0,333	0,320	0,288	0,144	0,113	0,171	0,143	0,086	0,094	0,084	0,080	0,086	0,218	0,224	0,335	0,259
Total	95,29	97,49	98,79	97,23	96,62	97,14	97,09	98,82	98,86	98,71	98,80	98,48	98,32	99,78	99,04	98,90	97,25	98,78	98,91	98,31
Proportions atomiques sur une base de 32 O																				
Si	9,832	10,073	10,095	10,062	10,017	10,005	10,015	10,233	10,217	10,280	10,243	10,005	9,994	10,052	10,038	10,022	10,083	10,149	10,228	10,154
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	6,165	5,939	5,883	5,974	5,960	5,976	5,982	5,767	5,781	5,772	5,773	5,989	6,009	5,936	5,945	5,970	5,881	5,838	5,783	5,834
Fe ²⁺	0,012	0,054	0,014	0,012	0,021	0,018	0,022	0,005	0,017	0,013	0,011	0,004	0,004	0,007	0,010	0,006	0,016	0,014	0,014	0,015
Sr	0,000	0,008	0,007	0,010	0,008	0,000	0,006	0,006	0,006	0,008	0,006	0,000	0,008	0,005	0,006	0,005	0,006	0,005	0,000	0,004
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,996	1,812	1,899	1,859	1,920	1,993	1,913	1,758	1,790	1,650	1,733	1,983	1,991	1,984	1,990	1,987	1,888	1,850	1,837	1,858
Na	2,097	2,079	2,063	2,010	2,076	1,953	2,046	2,196	2,137	2,177	2,170	2,019	1,971	1,976	1,983	1,987	2,152	2,100	1,958	2,069
K	0,064	0,063	0,068	0,059	0,079	0,076	0,068	0,033	0,026	0,040	0,033	0,020	0,022	0,019	0,019	0,020	0,052	0,052	0,078	0,060
Si+Al+Ti	16,00	16,01	15,98	16,04	15,98	15,98	16,00	16,00	16,00	16,05	16,02	15,99	16,00	15,99	15,98	15,99	15,96	15,99	16,01	15,99
Fe ²⁺ +Ba+Sr+Ca+Na+K	4,168	4,017	4,051	3,950	4,104	4,040	4,054	3,997	3,976	3,892	3,955	4,026	3,995	3,990	4,008	4,005	4,114	4,020	3,887	4,006
Total cations	20,17	20,03	20,03	19,99	20,08	20,02	20,05	20,00	19,97	19,94	19,97	20,02	20,00	19,98	19,99	20,00	20,08	20,01	19,90	19,99
An	48,02	45,83	47,12	47,34	47,11	49,55	47,50	44,08	45,28	42,68	44,02	49,31	49,97	49,86	49,85	49,75	46,15	46,23	47,44	46,60
Ab	50,45	52,57	51,19	51,17	50,94	48,56	50,81	55,08	54,06	56,30	55,14	50,19	49,48	49,65	49,68	49,75	52,59	52,47	50,56	51,89
Or	1,531	1,603	1,690	1,489	1,946	1,883	1,691	0,837	0,662	1,024	0,839	0,499	0,551	0,486	0,465	0,500	1,259	1,300	2,001	1,515

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le MgO et le TiO₂ ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.9. Composition chimique des plagioclases analysés à la microsonde.

b) Troctolites et leucotroctolites ± oxydes de

Fe-Ti et apatite (suite)

	NB3-12		n = 4		
SiO ₂	57,08	57,03	56,95	57,03	57,02
Al ₂ O ₃	26,84	26,91	26,73	26,95	26,86
FeO	0,099	0,037	0,108	0,108	0,088
SrO	0,049	0,124	0,075	0,212	0,103
BaO	0,246	0,089	0,198	0,061	0,111
CaO	8,854	8,824	8,665	8,674	8,754
Na ₂ O	6,377	6,340	6,383	6,525	6,406
K ₂ O	0,059	0,059	0,044	0,036	0,050
Total	99,56	99,33	99,16	99,53	99,39
Proportions atomiques sur une base de 32 O					
Si	10,290	10,289	10,304	10,278	10,290
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	5,704	5,722	5,700	5,724	5,712
Fe ²⁺	0,015	0,006	0,016	0,016	0,013
Sr	0,000	0,013	0,008	0,022	0,011
Ba	0,017	0,000	0,014	0,000	0,008
Ca	1,710	1,706	1,680	1,675	1,693
Na	2,229	2,218	2,239	2,280	2,241
K	0,014	0,014	0,010	0,008	0,011
Si+Al+Ti	15,99	16,01	16,00	16,00	16,00
Fe ²⁺ +Ba+Sr+Ca+Na+K	3,985	3,955	3,967	4,002	3,977
Total cations	19,98	19,97	19,97	20,00	19,98
An	43,27	43,33	42,75	42,26	42,90
Ab	56,39	56,33	56,99	57,53	56,81
Or	0,343	0,345	0,258	0,209	0,289

c) Diorites ferrifères

	1089A					n = 8					1089B					n = 3				
SiO ₂	58,87	60,28	61,26	60,68	58,92	59,83	58,59	60,97	59,92	59,98	60,61	57,44	59,99	60,19						
Al ₂ O ₃	24,94	23,15	23,40	23,27	23,13	24,50	24,92	23,70	23,88	24,60	24,33	25,95	24,51	24,48						
FeO	0,055	0,101	0,201	0,077	0,053	0,071	0,048	0,071	0,085	0,158	0,072	0,046	0,075	0,102						
SrO	0,305	0,241	0,226	0,247	0,276	0,252	0,249	0,268	0,258	0,435	0,362	0,363	0,328	0,375						
BaO	0,010	0,034	0,024	0,022	0,014	0,033	0,010	0,054	0,007	0,085	0,041	0,064	0,065	0,050						
CaO	6,686	4,902	4,610	4,868	4,582	6,701	6,791	5,378	5,565	6,376	6,164	8,178	6,187	6,242						
Na ₂ O	7,325	8,326	8,503	8,427	8,521	7,207	7,340	7,796	7,931	7,471	7,390	6,149	7,442	7,434						
K ₂ O	0,277	0,305	0,245	0,305	0,262	0,276	0,260	0,288	0,277	0,343	0,313	0,336	0,303	0,320						
Total	98,46	97,31	98,49	97,87	95,74	98,83	98,21	98,52	97,93	99,45	99,23	98,53	98,90	99,19						
Si	10,674	11,008	11,038	11,015	10,944	10,785	10,654	10,986	10,888	10,774	10,868	10,446	10,807	10,816						
Ti	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000						
Al	5,329	4,983	4,969	4,978	5,064	5,205	5,341	5,034	5,113	5,206	5,141	5,561	5,204	5,184						
Fe ²⁺	0,008	0,015	0,030	0,012	0,008	0,011	0,007	0,011	0,013	0,024	0,011	0,007	0,011	0,015						
Sr	0,032	0,026	0,024	0,026	0,030	0,026	0,026	0,028	0,027	0,045	0,038	0,038	0,034	0,039						
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,006	0,000	0,005	0,005	0,004						
Ca	1,299	0,959	0,890	0,947	0,912	1,294	1,323	1,038	1,083	1,227	1,184	1,593	1,194	1,202						
Na	2,575	2,948	2,971	2,966	3,069	2,519	2,588	2,724	2,794	2,602	2,569	2,168	2,600	2,590						
K	0,064	0,071	0,056	0,071	0,062	0,063	0,060	0,066	0,064	0,079	0,072	0,078	0,070	0,073						
Si+Al+Ti	16,00	15,99	16,01	15,99	16,01	15,99	15,99	16,02	16,00	15,98	16,01	16,01	16,01	16,00						
Fe ²⁺ +Ba+Sr+Ca+Na+K	3,978	4,019	3,971	4,021	4,081	3,914	4,005	3,871	3,982	3,982	3,874	3,889	3,914	3,923						
Total cations	19,98	20,01	19,98	20,01	20,09	19,90	20,00	19,89	19,98	19,96	19,88	19,90	19,93	19,92						
An	32,98	24,11	22,72	23,77	22,56	33,39	33,32	27,12	27,49	31,40	30,96	41,50	30,91	31,09						
Ab	65,39	74,10	75,84	74,46	75,91	64,98	65,16	71,15	70,88	66,59	67,17	56,47	67,28	67,01						
Or	1,627	1,786	1,438	1,773	1,536	1,637	1,519	1,729	1,631	2,011	1,872	2,030	1,803	1,896						

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le MgO et le TiO₂ ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.9. Composition chimique des plagioclases analysés à la microsonde.

c) Diorites ferrifères (suite)															
	1089D					1194B									
	n = 3					n = 9									
SiO ₂	58,52	60,81	60,94	54,89	58,79	57,79	58,77	58,22	57,98	58,21	58,15	58,41	57,78	58,19	58,17
Al ₂ O ₃	25,60	23,91	23,67	27,94	25,28	25,78	25,63	25,87	25,88	25,69	25,59	25,43	25,80	25,80	25,72
FeO	0,074	0,277	0,147	0,102	0,150	0,069	0,077	0,080	0,081	0,084	0,087	0,077	0,071	0,090	0,080
SrO	0,326	0,314	0,315	0,339	0,324	0,137	0,149	0,145	0,139	0,130	0,161	0,142	0,142	0,120	0,140
BaO	<i>0,040</i>	0,061	<i>0,029</i>	<i>0,043</i>	0,015	<i>0,059</i>	<i>0,047</i>	<i>0,051</i>	<i>0,096</i>	<i>0,047</i>	<i>0,057</i>	<i>0,029</i>	<i>0,062</i>	<i>0,078</i>	0,000
CaO	7,575	5,820	5,441	10,307	7,286	7,367	7,213	7,471	7,595	7,346	7,246	7,186	7,561	7,424	7,379
Na ₂ O	6,769	7,549	7,996	5,088	6,851	7,134	7,158	7,115	7,034	7,225	7,174	7,137	7,033	7,101	7,123
K ₂ O	0,266	0,219	0,286	0,190	0,240	0,257	0,245	0,224	0,279	0,222	0,257	0,306	0,246	0,272	0,256
Total	99,13	98,96	98,80	98,85	98,94	98,53	99,24	99,12	98,99	98,90	98,67	98,69	98,63	99,00	98,86
Proportions atomiques sur une base de 32 O															
Si	10,556	10,930	10,968	10,005	10,617	10,491	10,576	10,504	10,483	10,524	10,537	10,576	10,483	10,511	10,521
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	5,443	5,066	5,021	6,003	5,381	5,516	5,436	5,500	5,514	5,474	5,466	5,427	5,516	5,493	5,482
Fe ²⁺	0,011	0,042	0,022	0,016	0,023	0,011	0,012	0,012	0,012	0,013	0,013	0,012	0,011	0,014	0,012
Sr	0,034	0,033	0,033	0,036	0,034	0,014	0,016	0,015	0,015	0,014	0,017	0,015	0,015	0,013	0,015
Ba	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,464	1,121	1,049	2,013	1,410	1,433	1,391	1,444	1,471	1,423	1,407	1,394	1,470	1,437	1,430
Na	2,367	2,631	2,790	1,798	2,399	2,511	2,498	2,489	2,466	2,533	2,520	2,505	2,474	2,487	2,498
K	0,061	0,050	0,066	0,044	0,055	0,059	0,056	0,051	0,064	0,051	0,059	0,071	0,057	0,063	0,059
Si+Al+Ti	16,00	16,00	15,99	16,01	16,00	16,01	16,01	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Fe ²⁺ +Ba+Sr+Ca+Na+K	3,938	3,881	3,960	3,907	3,921	4,029	3,972	4,012	4,028	4,033	4,017	3,997	4,026	4,013	4,014
Total cations	19,94	19,88	19,95	19,91	19,92	20,04	19,98	20,02	20,03	20,03	20,02	20,00	20,02	20,02	20,02
An	37,61	29,48	26,87	52,21	36,49	35,79	35,26	36,24	36,77	35,51	35,29	35,11	36,74	36,04	35,86
Ab	60,82	69,20	71,45	46,64	62,08	62,72	63,32	62,46	61,62	63,21	63,22	63,11	61,84	62,39	62,65
Or	1,573	1,321	1,682	1,146	1,433	1,485	1,426	1,291	1,609	1,278	1,490	1,779	1,424	1,572	1,484

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le MgO et le TiO₂ ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.10. Composition chimique des orthopyroxènes analysés à la microsonde.

a) Anorthosite et leucogabbronorite à oxydes de Fe-Ti et apatite											b) Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti				
	1314					PAU2-28					MAN4-69				
	n = 4					n = 4					n = 4				
SiO ₂	48,31	50,25	49,99	51,61	50,04	50,04	50,04	50,35	50,07	50,12	52,96	53,21	53,33	53,41	53,23
TiO ₂	0,785	0,030	0,050	0,000	0,216	0,072	0,103	0,063	0,098	0,084	0,039	0,087	0,094	0,036	0,064
Al ₂ O ₃	3,772	2,237	2,027	0,506	2,136	3,661	3,536	3,254	3,482	3,483	2,273	1,689	1,890	1,792	1,911
Cr ₂ O ₃	0,030	<i>0,011</i>	0,000	0,000	0,008	<i>0,010</i>	<i>0,005</i>	0,000	0,000	0,000	0,031	0,021	<i>0,007</i>	<i>0,011</i>	0,013
FeO	27,96	27,43	27,73	26,29	27,35	24,10	25,12	24,20	25,77	24,80	21,95	22,02	22,63	22,65	22,31
MnO	0,499	0,521	0,493	0,466	0,495	0,418	0,417	0,424	0,399	0,415	0,360	0,408	0,409	0,390	0,392
MgO	18,35	18,98	19,02	20,59	19,24	20,68	20,48	21,11	19,94	20,55	22,89	23,32	22,83	22,84	22,97
CaO	0,460	0,360	0,355	0,290	0,366	1,014	0,338	0,395	0,425	0,543	0,288	0,235	0,223	0,201	0,237
Na ₂ O	0,025	0,021	0,013	0,000	0,000	0,018	0,004	0,000	0,012	0,000	0,000	0,011	0,003	0,011	0,000
K ₂ O	0,017	0,018	<i>0,012</i>	0,017	0,013	<i>0,011</i>	<i>0,004</i>	0,019	<i>0,011</i>	0,005	<i>0,011</i>	<i>0,009</i>	<i>0,010</i>	0,018	0,005
Total	100,19	99,82	99,66	99,78	99,86	99,99	100,03	99,81	100,19	100,00	100,78	101,00	101,41	101,33	101,13
Proportions atomiques sur une base de 6 O															
T ^{Si}	1,840	1,915	1,909	1,955	1,904	1,874	1,879	1,887	1,884	1,881	1,954	1,958	1,947	1,951	1,95
T ^{Al^{IV}}	0,160	0,085	0,091	0,023	0,096	0,126	0,121	0,113	0,116	0,119	0,046	0,042	0,053	0,049	0,05
T ^{Fe+3 IV}	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00
M ^{1 Al^{VI}}	0,009	0,015	0,000	0,000	0,000	0,035	0,035	0,030	0,038	0,035	0,035	0,036	0,046	0,024	0,04
M ^{1 Ti}	0,022	0,001	0,001	0,000	0,006	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,00
M ^{1 Fe³⁺}	0,106	0,069	0,088	0,046	0,083	0,087	0,080	0,080	0,072	0,080	0,005	0,005	0,003	0,019	0,01
M ^{1 Fe²⁺}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00
M ^{1 Mg}	0,862	0,915	0,910	0,954	0,910	0,876	0,882	0,888	0,887	0,883	0,957	0,959	0,949	0,954	0,96
M ^{1 Cr}	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,00
M ^{2 Mg}	0,180	0,163	0,172	0,209	0,181	0,278	0,264	0,291	0,231	0,266	0,290	0,290	0,306	0,321	0,30
M ^{2 Fe²⁺}	0,784	0,805	0,797	0,764	0,787	0,668	0,709	0,679	0,739	0,699	0,688	0,690	0,671	0,657	0,68
M ^{2 Mn}	0,016	0,017	0,016	0,015	0,016	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,012	0,011	0,013	0,01
M ^{2 Ca}	0,019	0,015	0,015	0,012	0,015	0,041	0,014	0,016	0,017	0,022	0,009	0,008	0,011	0,009	0,01
M ^{2 Na}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00
M ^{2 K}	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,00
T(Si+Al+Fe)	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,00
M ¹	1,000	1,000	0,999	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,00
M ²	1,000	1,001	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	0,999	1,000	1,00
Total cations	4,000	4,001	3,999	4,002	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,002	3,999	4,000	4,00
En	52,96	54,35	54,18	57,50	54,77	58,81	58,43	59,96	57,09	58,57	63,56	63,59	64,28	64,65	64,02
Wo	0,954	0,741	0,727	0,582	0,749	2,072	0,693	0,806	0,874	1,112	0,446	0,402	0,581	0,468	0,474
Fs	46,09	44,91	45,09	41,92	44,48	39,12	40,87	39,24	42,04	40,31	35,99	36,01	35,14	34,89	35,51
nombre Mg	53,92	55,22	55,02	58,27	55,63	60,47	59,24	60,86	57,97	59,64	60,47	59,24	60,86	57,97	59,64

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le NiO et le CoO ont également analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe²⁺ calculé par balance de charge.

Tableau 3.10. Composition chimique des orthopyroxènes analysés à la microsonde.

b) Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti (suite)																					
	MAN4-139										149A										
	n = 9										n = 9										
SiO ₂	52,14	51,87	52,38	52,87	52,36	52,47	51,98	52,31	52,33	52,30	51,22	51,35	51,95	51,24	52,25	48,64	51,27	52,37	52,65	51,44	
TiO ₂	0,039	0,079	0,069	0,034	0,075	0,088	0,053	0,100	0,063	0,067	0,061	0,036	0,040	0,104	0,042	0,162	0,082	0,067	0,042	0,071	
Al ₂ O ₃	2,750	2,748	2,334	1,793	2,221	2,250	2,634	2,509	2,539	2,420	2,723	2,053	1,550	2,537	1,529	1,614	2,994	1,502	1,439	1,993	
Cr ₂ O ₃	0,018	0,020	0,018	0,019	0,019	0,021	0,015	0,020	0,020	0,017	0,008	0,002	0,010	0,005	0,014	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	
FeO	19,50	19,52	18,95	19,35	19,38	18,93	19,55	18,86	19,32	19,26	23,42	23,32	23,33	23,44	22,91	22,73	23,24	22,96	22,94	23,14	
MnO	0,327	0,315	0,333	0,335	0,315	0,331	0,312	0,323	0,293	0,320	0,419	0,485	0,463	0,441	0,458	0,442	0,444	0,467	0,434	0,450	
MgO	25,05	24,92	25,66	25,30	25,02	25,47	24,89	25,34	25,05	25,19	21,78	22,14	22,35	22,01	22,62	22,93	21,55	22,57	22,70	22,29	
CaO	0,291	0,203	0,192	0,165	0,178	0,171	0,170	0,196	0,169	0,193	0,428	0,395	0,377	0,484	0,373	0,397	0,670	0,403	0,430	0,440	
Na ₂ O	0,007	0,000	0,004	0,000	0,007	0,003	0,009	0,001	0,002	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,017	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	
K ₂ O	0,016	0,012	0,012	0,017	0,018	0,014	0,008	0,015	0,017	0,011	0,006	0,018	0,023	0,014	0,008	0,000	0,020	0,021	0,007	0,011	
Total	100,12	99,67	99,93	99,89	99,58	99,75	99,59	99,68	99,81	99,78	100,04	99,79	100,08	100,27	100,18	96,91	100,27	100,36	100,63	99,84	
Proportions atomiques sur une base de 6 O																					
T _{Si}	1,902	1,901	1,908	1,933	1,921	1,917	1,907	1,913	1,914	1,913	1,909	1,917	1,934	1,904	1,940	1,859	1,907	1,942	1,946	1,918	
T _{Al^{IV}}	0,098	0,099	0,092	0,067	0,079	0,083	0,093	0,087	0,086	0,087	0,091	0,083	0,066	0,096	0,060	0,073	0,093	0,058	0,054	0,082	
T _{Fe+3 IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,068	0,000	0,000	0,000	0,000	
M _{1Al^{VI}}	0,020	0,020	0,009	0,010	0,017	0,014	0,021	0,021	0,024	0,017	0,028	0,007	0,001	0,015	0,007	0,000	0,038	0,007	0,008	0,005	
M _{1Ti}	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0,005	0,002	0,002	0,001	0,002	
M _{1Fe3+}	0,076	0,074	0,078	0,055	0,058	0,064	0,069	0,061	0,058	0,066	0,059	0,074	0,064	0,075	0,051	0,131	0,051	0,048	0,043	0,073	
M _{1Fe2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
M _{1Mg}	0,902	0,904	0,911	0,933	0,922	0,919	0,909	0,915	0,916	0,915	0,911	0,917	0,934	0,907	0,941	0,864	0,909	0,943	0,947	0,919	
M _{1Cr}	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
M _{2Mg}	0,460	0,458	0,483	0,446	0,446	0,468	0,453	0,466	0,451	0,459	0,299	0,315	0,307	0,313	0,310	0,443	0,286	0,305	0,303	0,320	
M _{2Fe2+}	0,518	0,524	0,499	0,537	0,536	0,514	0,531	0,515	0,533	0,523	0,671	0,653	0,663	0,654	0,660	0,527	0,672	0,664	0,666	0,648	
M _{2Mn}	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,009	0,010	0,013	0,015	0,015	0,014	0,014	0,014	0,014	0,015	0,014	0,014	
M _{2Ca}	0,011	0,008	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,008	0,017	0,016	0,015	0,019	0,015	0,016	0,027	0,016	0,017	0,018	
M _{2Na}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
M _{2K}	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	
T _(Si+Al+Fe)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
M ₁	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,999	
M ₂	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,001	1,001	0,999	1,000	1,000	1,001	1,000	1,001	
Total cations	4,000	4,001	4,000	4,000	4,000	4,000	4,001	4,001	4,002	4,000	4,000	3,999	4,001	4,001	3,999	4,000	4,000	4,001	3,999	4,000	
En	68,85	68,85	70,08	69,38	69,12	69,96	68,85	69,91	69,24	69,36	61,41	61,88	62,13	61,55	62,83	63,31	61,02	62,68	62,84	62,19	
Wo	0,575	0,402	0,377	0,325	0,354	0,338	0,339	0,389	0,335	0,382	0,867	0,793	0,753	0,973	0,745	0,788	1,363	0,804	0,856	0,881	
Fs	30,58	30,75	29,55	30,30	30,52	29,70	30,82	29,70	30,42	30,26	37,73	37,33	37,12	37,48	36,42	35,90	37,62	36,51	36,31	36,93	
nombre Mg	65,03	65,37	64,27	64,25	64,73	69,60	69,47	70,71	69,97	69,71	70,57	69,42	70,54	69,80	69,98	62,37	62,86	63,07	62,60	63,77	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.
 Le NiO et le CoO ont également analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.
 Fe²⁺ calculé par balance de charge.

Tableau 3.11. Composition chimique des clinopyroxènes analysés à la microsonde.

a) Leucogabbronorite à oxydes de Fe-Ti et apatite						b) Péridotites nelsonitiques															
	PAU2-28					1116b					2160b										
	n = 4					n = 5					n = 7										
SiO ₂	48,54	49,74	49,00	48,99	49,07	53,64	53,11	52,59	53,25	52,53	52,83	52,99	50,76	51,03	50,26	50,61	50,68	50,81	50,83	50,71	
TiO ₂	0,851	0,509	0,795	0,744	0,725	0,085	0,096	0,121	0,093	0,189	0,104	0,115	0,395	0,327	0,400	0,423	0,421	0,307	0,427	0,386	
Al ₂ O ₃	5,452	3,854	5,430	4,991	4,932	1,187	1,047	2,521	1,205	1,861	1,351	1,529	4,042	3,480	4,844	3,725	3,775	3,757	3,497	3,874	
Cr ₂ O ₃	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,008	0,012	0,000	0,005	0,014	0,007	0,013	0,000	
FeO	8,378	7,849	8,292	8,302	8,205	7,451	7,637	7,794	7,418	9,965	7,507	7,962	7,760	7,670	8,157	7,859	7,823	7,873	7,814	7,851	
MnO	0,168	0,179	0,194	0,183	0,181	0,243	0,292	0,254	0,280	0,328	0,257	0,276	0,222	0,200	0,219	0,234	0,218	0,224	0,212	0,218	
MgO	13,10	13,39	12,85	12,97	13,08	14,89	14,99	15,14	14,93	15,03	14,96	14,99	14,07	14,10	14,09	13,87	13,85	14,04	13,77	13,97	
CaO	21,41	22,30	21,76	21,84	21,83	23,46	23,03	22,28	23,38	20,92	23,38	22,74	22,00	22,51	21,18	22,34	22,55	22,13	23,07	22,25	
Na ₂ O	0,943	0,612	0,850	0,739	0,786	0,095	0,091	0,377	0,065	0,087	0,075	0,132	0,385	0,322	0,532	0,259	0,273	0,345	0,195	0,330	
K ₂ O	0,000	0,009	0,039	0,061	0,025	0,004	0,007	0,035	0,009	0,022	0,007	0,010	0,015	0,016	0,013	0,008	0,004	0,020	0,010	0,003	
Total	98,84	98,44	99,21	98,82	98,82	101,06	100,29	101,11	100,62	100,94	100,46	100,75	99,63	99,64	99,69	99,32	99,58	99,50	99,81	99,60	
Proportions atomiques sur une base de 6 O																					
TSi	1,814	1,869	1,827	1,835	1,836	1,967	1,963	1,919	1,961	1,937	1,948	1,949	1,884	1,895	1,861	1,888	1,886	1,890	1,889	1,885	
TAlIV	0,186	0,131	0,173	0,165	0,164	0,033	0,037	0,081	0,039	0,063	0,052	0,051	0,116	0,105	0,139	0,112	0,114	0,110	0,111	0,115	
TFe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
M1AlVI	0,054	0,040	0,066	0,056	0,054	0,019	0,008	0,028	0,013	0,017	0,006	0,015	0,060	0,047	0,073	0,052	0,051	0,054	0,042	0,054	
M1Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
M1Ti	0,024	0,014	0,022	0,021	0,020	0,002	0,003	0,003	0,003	0,005	0,003	0,003	0,011	0,009	0,011	0,012	0,012	0,009	0,012	0,011	
M1Fe3+	0,152	0,106	0,125	0,123	0,127	0,016	0,030	0,074	0,025	0,042	0,045	0,039	0,061	0,062	0,081	0,054	0,059	0,064	0,058	0,063	
M1Fe2+	0,040	0,089	0,073	0,076	0,070	0,149	0,133	0,071	0,139	0,109	0,123	0,121	0,089	0,101	0,057	0,110	0,110	0,095	0,125	0,098	
M1Mg	0,730	0,750	0,714	0,724	0,730	0,814	0,826	0,824	0,820	0,826	0,822	0,822	0,778	0,781	0,778	0,772	0,768	0,778	0,763	0,774	
M2Fe2+	0,069	0,052	0,061	0,061	0,061	0,064	0,073	0,093	0,064	0,156	0,063	0,085	0,091	0,075	0,115	0,081	0,075	0,086	0,060	0,083	
M2Mn	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,008	0,009	0,008	0,009	0,010	0,008	0,009	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
M2Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
M2Ca	0,857	0,898	0,870	0,877	0,875	0,922	0,912	0,871	0,923	0,826	0,924	0,896	0,875	0,895	0,840	0,893	0,899	0,882	0,919	0,886	
M2Na	0,068	0,045	0,061	0,054	0,057	0,007	0,007	0,027	0,005	0,006	0,005	0,009	0,028	0,023	0,038	0,019	0,020	0,025	0,014	0,024	
M2K	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	
T (Si+Al+Fe)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
M1	1,000	0,999	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,999	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	
M2	0,999	1,001	1,000	1,001	1,000	1,001	1,001	1,001	1,001	0,999	1,000	0,999	1,001	0,999	1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	
Total cations	3,999	4,000	4,000	4,001	4,001	4,001	4,001	4,001	4,001	3,998	3,999	3,999	4,000	3,999	4,000	4,000	4,001	4,001	4,000	4,000	
En	39,36	39,48	38,64	38,80	39,07	41,29	41,66	42,45	41,41	41,94	41,42	41,69	40,95	40,64	41,44	40,25	40,07	40,70	39,51	40,51	
Wo	46,23	47,25	47,04	46,96	46,87	46,74	45,98	44,89	46,61	41,95	46,52	45,45	46,01	46,63	44,75	46,57	46,88	46,12	47,57	46,37	
Fs	14,41	13,28	14,32	14,25	14,06	11,97	12,36	12,66	11,98	16,12	12,06	12,86	13,04	12,73	13,82	13,18	13,05	13,18	12,92	13,13	
nombre Mg	73,59	75,26	73,42	73,58	73,97	78,09	77,78	77,59	78,20	72,89	78,03	77,05	76,37	76,62	75,49	75,89	75,94	76,06	75,85	76,03	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le NiO et le CoO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe3+ calculé par balance de charge.

Tableau 3.11. Composition chimique des clinopyroxènes analysés à la microsonde.

c) Diorites ferrifères													c) Pyroxénite à oxydes de Fe-Ti																				
	1089A						n = 6			1089B			n = 2			1089D			n = 4			149A									n = 9		
SiO ₂	52,13	53,03	51,89	52,74	49,74	49,53	51,39	51,33	49,63	50,48	45,32	45,96	50,09	49,76	47,78	50,04	52,07	51,97	49,09	50,26	51,86	51,42	51,22	51,81	51,08								
TiO ₂	0,223	0,132	0,320	0,411	0,342	0,261	0,293	0,684	0,648	0,666	1,168	1,462	0,337	0,294	0,815	0,341	0,231	0,173	0,647	0,356	0,256	0,212	0,245	0,245	0,301								
Al ₂ O ₃	1,913	1,716	2,150	2,064	2,034	1,957	1,984	3,832	3,322	3,577	6,432	7,444	2,341	2,021	4,560	3,607	1,771	1,574	4,788	3,657	2,189	2,116	2,442	1,665	2,646								
Cr ₂ O ₃	0,000	0,006	0,005	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,290	0,407	0,073	0,061	0,208	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,005	0,004	0,001								
FeO	7,852	7,677	7,679	7,826	7,739	7,818	7,748	7,827	8,906	8,367	10,628	11,335	7,751	7,580	9,324	7,671	7,052	7,400	8,126	7,441	7,100	7,129	7,182	7,256	7,373								
MnO	0,468	0,444	0,383	0,420	0,414	0,438	0,420	0,499	0,508	0,504	0,325	0,302	0,466	0,449	0,386	0,191	0,171	0,188	0,158	0,135	0,187	0,165	0,160	0,164	0,169								
MgO	13,88	14,09	13,99	14,08	14,06	13,70	13,98	13,53	13,77	13,65	13,83	13,54	14,18	14,39	13,98	14,54	14,65	14,65	14,66	14,80	14,86	14,70	14,86	14,47	14,69								
CaO	22,07	22,06	21,87	21,85	21,76	21,89	21,88	21,45	21,11	21,28	15,57	13,36	21,54	21,52	18,00	21,57	22,98	22,73	19,60	21,64	22,70	22,99	22,56	23,18	22,22								
Na ₂ O	0,840	0,807	0,903	0,952	0,857	0,895	0,883	1,029	0,954	0,992	1,061	1,186	0,763	0,634	0,911	0,570	0,214	0,231	0,909	0,670	0,297	0,272	0,417	0,222	0,423								
K ₂ O	0,016	0,011	0,008	0,007	0,026	0,020	0,005	0,023	0,018	0,012	0,646	0,783	0,128	0,105	0,416	0,030	0,017	0,013	0,102	0,058	0,020	0,020	0,017	0,017	0,033								
Total	99,38	99,95	99,18	100,33	96,97	96,48	98,58	100,20	98,86	99,53	95,27	95,78	97,66	96,81	96,38	98,56	99,16	98,93	98,08	99,02	99,47	99,02	99,10	99,03	98,93								
Proportions atomiques sur une base de 6 oxygènes																																	
TSi	1,940	1,961	1,932	1,942	1,892	1,895	1,925	1,893	1,857	1,875	1,754	1,773	1,892	1,896	1,829	1,870	1,942	1,944	1,837	1,865	1,924	1,917	1,905	1,936	1,904								
TAIV	0,060	0,039	0,068	0,058	0,091	0,088	0,075	0,107	0,143	0,125	0,246	0,227	0,104	0,091	0,171	0,130	0,058	0,056	0,163	0,135	0,076	0,083	0,095	0,064	0,096								
TFe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
MIAIVI	0,024	0,036	0,026	0,032	0,000	0,000	0,012	0,059	0,003	0,031	0,047	0,111	0,000	0,000	0,035	0,028	0,019	0,013	0,048	0,025	0,020	0,010	0,012	0,010	0,021								
M1Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,012	0,002	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
M1Ti	0,006	0,004	0,009	0,011	0,010	0,008	0,008	0,019	0,018	0,019	0,034	0,042	0,010	0,008	0,023	0,010	0,006	0,005	0,018	0,010	0,007	0,006	0,007	0,007	0,008								
M1Fe3+	0,084	0,053	0,089	0,071	0,153	0,156	0,110	0,085	0,172	0,128	0,232	0,144	0,148	0,137	0,170	0,125	0,042	0,051	0,149	0,141	0,064	0,081	0,101	0,057	0,090								
M1Fe2+	0,116	0,131	0,100	0,113	0,040	0,055	0,088	0,094	0,038	0,066	0,000	0,000	0,041	0,035	0,000	0,027	0,118	0,115	0,000	0,006	0,087	0,086	0,057	0,120	0,065								
M1Mg	0,770	0,777	0,776	0,773	0,797	0,781	0,781	0,743	0,768	0,756	0,677	0,689	0,799	0,817	0,766	0,810	0,814	0,817	0,785	0,819	0,822	0,817	0,824	0,806	0,816								
M2Fe2+	0,044	0,054	0,050	0,057	0,036	0,022	0,044	0,063	0,068	0,065	0,112	0,221	0,051	0,055	0,129	0,088	0,060	0,066	0,105	0,084	0,069	0,056	0,065	0,050	0,075								
M2Mn	0,015	0,014	0,012	0,013	0,013	0,014	0,013	0,016	0,016	0,016	0,011	0,010	0,015	0,014	0,013	0,006	0,005	0,006	0,005	0,004	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005								
M2Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,121	0,089	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
M2Ca	0,880	0,874	0,872	0,862	0,887	0,897	0,878	0,847	0,846	0,847	0,646	0,552	0,872	0,878	0,738	0,864	0,918	0,911	0,786	0,860	0,903	0,919	0,899	0,928	0,887								
M2Na	0,061	0,058	0,065	0,068	0,063	0,066	0,064	0,074	0,069	0,071	0,080	0,089	0,056	0,047	0,068	0,041	0,015	0,017	0,066	0,048	0,021	0,020	0,030	0,016	0,031								
M2K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,032	0,039	0,006	0,005	0,020	0,001	0,001	0,001	0,005	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002								
T (Si+Al+Fe)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000								
M1	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	0,999	1,000	0,999	0,998	1,000	0,999	1,000	1,000	0,999	1,001	1,000	1,001	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000								
M2	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	0,999	0,999	1,001	0,999	1,000	1,002	1,000	1,000	0,999	1,001	1,000	0,999	1,001	1,000	0,999	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000								
Total cations	4,000	4,001	3,999	4,000	4,000	3,999	3,998	4,001	3,998	4,000	4,001	3,998	4,000	3,999	4,001	4,000	3,998	4,002	4,000	4,000	4,000	4,001	4,001	4,000	4,000								
En	40,33	40,84	40,86	40,91	41,02	40,21	40,77	40,24	40,23	40,23	44,37	45,62	41,38	41,88	43,20	42,20	41,60	41,57	43,91	42,77	42,14	41,62	42,22	41,00	42,10								
Wo	46,10	45,95	45,92	45,64	45,63	46,19	45,86	45,86	44,33	45,09	35,91	32,37	45,16	45,00	39,96	45,00	46,90	46,35	42,18	44,94	46,27	46,79	46,07	47,20	45,77								
Fs	13,57	13,22	13,22	13,45	13,35	13,61	13,37	13,91	15,44	14,68	19,72	22,01	13,46	13,12	16,84	12,80	11,51	12,08	13,92	12,29	11,60	11,59	11,71	11,80	12,13								
nombre Mg	75,91	76,59	76,45	76,22	76,41	75,74	76,28	75,49	73,38	74,41	69,88	68,04	76,53	77,19	72,78	77,16	78,74	77,92	76,28	78,00	78,86	78,61	78,67	78,05	78,03								

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le NiO et le CoO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe3+ calculé par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

a) Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

	1311A n = 6							1311B n = 9							1314 n = 7									
TiO ₂	50,34	50,28	50,41	51,30	50,33	50,49	50,53	50,86	51,24	51,22	51,23	51,20	51,84	51,11	50,99	51,21	51,08	51,56	50,97	51,89	51,16	51,48	51,36	
Fe ₂ O ₃	4,979	5,049	4,870	3,101	4,886	4,367	4,542	4,185	3,721	3,291	3,715	3,752	2,794	4,195	4,129	3,723	4,307	3,423	4,209	2,902	3,930	3,670	3,740	
Al ₂ O ₃	0,037	0,001	0,024	0,008	0,024	0,022	0,006	0,019	0,019	0,012	0,023	0,000	0,006	0,039	0,016	0,008	0,019	0,022	0,045	0,018	0,038	0,028	0,022	
Cr ₂ O ₃	0,010	0,000	0,029	0,003	0,005	0,000	0,005	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,038	0,049	0,028	0,035	0,037	0,027	0,036	
V ₂ O ₅	0,222	0,225	0,240	0,276	0,263	0,259	0,248	0,286	0,262	0,241	0,263	0,277	0,209	0,255	0,203	0,250	0,389	0,344	0,356	0,320	0,383	0,361	0,359	
FeO	43,86	43,84	43,78	44,94	44,05	44,25	44,12	44,61	44,91	44,97	44,90	44,98	45,53	44,76	44,66	44,91	44,00	44,53	43,84	44,46	44,11	44,30	44,21	
MnO	1,404	1,372	1,493	1,187	1,202	1,150	1,301	0,677	0,712	0,704	0,710	0,687	0,753	0,755	0,728	0,716	0,445	0,478	0,475	0,509	0,488	0,520	0,486	
MgO	0,015	0,002	0,030	0,005	0,000	0,008	0,005	0,258	0,255	0,220	0,260	0,211	0,193	0,251	0,261	0,239	0,841	0,764	0,853	0,957	0,795	0,828	0,840	
ZnO	0,066	0,162	0,000	0,095	0,040	0,020	0,043	0,101	0,042	0,000	0,046	0,000	0,000	0,000	0,010	0,013	0,023	0,000	0,000	0,046	0,000	0,024	0,000	
Total	100,84	100,93	100,85	100,91	100,73	100,51	100,79	100,98	101,10	100,64	101,10	101,10	101,32	101,36	100,98	101,07	101,10	101,17	100,78	101,07	100,94	101,22	101,05	
Proportions atomiques sur une base de 3 O																								
Ti	0,950	0,949	0,951	0,967	0,951	0,956	0,954	0,957	0,962	0,967	0,962	0,962	0,972	0,958	0,959	0,962	0,955	0,964	0,956	0,969	0,958	0,961	0,961	
Fe ³⁺	0,094	0,095	0,092	0,058	0,092	0,083	0,086	0,079	0,070	0,062	0,070	0,071	0,052	0,079	0,078	0,070	0,081	0,064	0,079	0,054	0,074	0,069	0,070	
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
V	0,004	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,004	0,005	0,004	0,005	0,008	0,007	0,007	0,006	0,008	0,007	0,007	
Fe ²⁺	0,920	0,920	0,919	0,942	0,926	0,932	0,926	0,933	0,938	0,943	0,937	0,940	0,949	0,932	0,934	0,938	0,915	0,925	0,914	0,923	0,919	0,920	0,919	
Mn	0,030	0,029	0,032	0,025	0,026	0,025	0,028	0,014	0,015	0,015	0,015	0,015	0,016	0,016	0,015	0,015	0,009	0,010	0,010	0,011	0,010	0,011	0,010	
Mg	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,009	0,008	0,010	0,008	0,007	0,009	0,010	0,009	0,031	0,028	0,032	0,035	0,030	0,031	0,031	
Zn	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Total cations	2,000	2,001	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
FeO + Fe ₂ O ₃	48,84	48,89	48,65	48,05	48,94	48,61	48,66	48,79	48,63	48,26	48,61	48,73	48,32	48,95	48,79	48,64	48,31	47,95	48,05	47,36	48,04	47,97	47,95	
XIlm	92,04	92,08	91,85	94,27	92,56	93,15	92,66	93,37	93,79	94,33	93,74	93,96	94,87	93,23	93,40	93,84	91,49	92,54	91,43	92,32	91,86	91,99	91,94	
XGk	2,984	2,919	3,172	2,522	2,558	2,452	2,768	1,435	1,506	1,496	1,501	1,454	1,589	1,593	1,542	1,515	0,937	1,006	1,003	1,071	1,029	1,093	1,023	
XPy	0,000	0,000	0,112	0,000	0,000	0,000	0,019	0,963	0,949	0,823	0,968	0,786	0,717	0,932	0,973	0,889	3,117	2,830	3,171	3,543	2,951	3,065	3,113	
XHem	4,701	4,767	4,597	2,925	4,619	4,137	4,291	3,939	3,496	3,106	3,490	3,526	2,619	3,931	3,885	3,499	4,030	3,200	3,949	2,711	3,683	3,429	3,500	
RO	48,72	48,80	48,75	49,23	48,75	48,88	48,86	48,97	49,04	49,15	49,04	49,03	49,28	48,92	48,96	49,05	48,86	49,08	48,88	49,22	48,94	49,02	49,00	
R ₂ O ₃	2,553	2,559	2,494	1,627	2,503	2,248	2,330	2,158	1,915	1,703	1,930	1,939	1,434	2,168	2,087	1,916	2,278	1,845	2,249	1,556	2,123	1,966	2,002	
TO ₂	48,72	48,64	48,75	49,14	48,75	48,87	48,81	48,87	49,04	49,15	49,03	49,03	49,28	48,92	48,96	49,03	48,86	49,08	48,87	49,22	48,94	49,02	49,00	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

a) Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite (suite)

	PAU2-12 n = 3				PAU2-28 n = 4				2132 n = 16																		
TiO ₂	50,51	50,65	50,75	50,64	50,85	51,38	50,00	50,75	50,75	50,81	51,06	51,30	51,01	50,31	50,55	50,74	50,55	50,56	51,01	50,23	50,89	51,14	50,66	51,05	51,05	50,81	
Fe ₂ O ₃	5,243	4,850	4,720	4,938	4,384	3,547	5,608	4,385	4,481	3,666	3,909	3,482	3,805	5,184	4,706	4,275	4,985	5,094	4,749	5,440	4,288	3,845	4,623	3,463	3,408	4,308	
Al ₂ O ₃	0,066	0,039	0,035	0,047	0,018	0,018	0,029	0,032	0,015	0,037	0,006	0,013	0,039	0,026	0,030	0,043	0,020	0,040	0,031	0,037	0,030	0,000	0,032	0,016	0,020	0,022	
Cr ₂ O ₃	0,020	0,025	0,009	0,000	0,001	0,000	0,007	0,000	0,000	0,034	0,005	0,015	0,007	0,042	0,024	0,020	0,034	0,023	0,020	0,025	0,025	0,017	0,106	0,120	0,079	0,026	
V ₂ O ₅	0,329	0,333	0,333	0,332	0,304	0,319	0,306	0,298	0,307	0,282	0,275	0,308	0,258	0,319	0,306	0,307	0,292	0,271	0,289	0,289	0,313	0,282	0,336	0,375	0,365	0,304	
FeO	43,82	43,99	44,26	44,02	43,95	44,45	43,27	43,97	43,91	44,54	44,77	44,95	44,70	43,80	44,01	44,23	43,98	44,07	44,39	43,80	44,37	44,80	44,36	44,76	44,78	44,39	
MnO	0,637	0,596	0,657	0,630	0,485	0,456	0,441	0,436	0,455	0,570	0,597	0,610	0,633	0,579	0,572	0,555	0,567	0,523	0,603	0,566	0,562	0,606	0,627	0,621	0,585	0,586	
MgO	0,544	0,538	0,410	0,497	0,726	0,732	0,707	0,696	0,715	0,327	0,308	0,318	0,306	0,484	0,496	0,473	0,514	0,491	0,495	0,458	0,469	0,330	0,323	0,296	0,305	0,400	
ZnO	0,000	0,030	0,017	0,000	0,046	0,003	0,091	0,016	0,023	0,033	0,000	0,060	0,055	0,114	0,000	0,007	0,000	0,094	0,000	0,099	0,028	0,076	0,121	0,000	0,000	0,032	
Total	101,15	101,00	101,16	101,10	100,70	100,89	100,46	100,56	100,65	100,27	100,92	100,97	100,75	100,86	100,67	100,63	100,91	101,14	101,56	100,92	100,92	101,08	101,19	100,68	100,57	100,88	
Proportions atomiques sur une base de 3 O																											
Ti	0,947	0,951	0,952	0,950	0,956	0,964	0,943	0,955	0,954	0,962	0,960	0,964	0,961	0,947	0,952	0,956	0,950	0,948	0,952	0,945	0,956	0,961	0,951	0,962	0,963	0,956	
Fe3+	0,098	0,091	0,089	0,093	0,082	0,067	0,106	0,083	0,084	0,069	0,074	0,065	0,072	0,098	0,089	0,081	0,094	0,096	0,089	0,102	0,081	0,072	0,087	0,065	0,064	0,081	
Al	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	
V	0,007	0,007	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,008	0,007	
Fe2+	0,913	0,918	0,923	0,918	0,918	0,927	0,907	0,920	0,918	0,937	0,936	0,939	0,936	0,916	0,922	0,927	0,919	0,919	0,921	0,916	0,927	0,936	0,926	0,938	0,940	0,928	
Mn	0,013	0,013	0,014	0,013	0,010	0,010	0,009	0,009	0,010	0,012	0,013	0,013	0,013	0,012	0,012	0,012	0,012	0,011	0,013	0,012	0,012	0,013	0,013	0,013	0,012	0,012	
Mg	0,020	0,020	0,015	0,018	0,027	0,027	0,026	0,026	0,027	0,012	0,011	0,012	0,011	0,018	0,019	0,018	0,019	0,018	0,018	0,018	0,017	0,017	0,012	0,012	0,011	0,011	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	
Total cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,001	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	
FeO + Fe ₂ O ₃	49,06	48,84	48,98	48,96	48,34	48,00	48,88	48,35	48,39	48,21	48,68	48,44	48,50	48,99	48,71	48,51	48,96	49,17	49,13	49,24	48,66	48,64	48,98	48,22	48,19	48,70	
XIlm	91,30	91,80	92,28	91,79	91,84	92,67	90,78	92,01	91,83	93,72	93,63	93,94	93,61	91,69	92,15	92,66	91,87	91,96	92,13	91,63	92,68	93,59	92,64	93,81	93,95	92,85	
XGk	1,344	1,260	1,387	1,330	1,026	0,963	0,937	0,924	0,963	1,215	1,264	1,291	1,343	1,227	1,213	1,177	1,200	1,105	1,268	1,199	1,189	1,282	1,326	1,318	1,243		
XPy	2,020	2,001	1,524	1,848	2,704	2,720	2,644	2,596	2,666	1,226	1,148	1,185	1,142	1,806	1,851	1,766	1,914	1,826	1,832	1,708	1,746	1,229	1,202	1,106	1,141		
XHem	4,914	4,553	4,428	4,632	4,122	3,327	5,291	4,129	4,216	3,470	3,678	3,274	3,585	4,878	4,433	4,029	4,686	4,779	4,435	5,118	4,030	3,612	4,340	3,265	3,217		
RO	48,63	48,73	48,77	48,71	48,87	49,07	48,59	48,86	48,85	49,02	48,99	49,09	49,01	48,70	48,78	48,88	48,72	48,74	48,78	48,64	48,88	49,04	48,82	49,04	49,07	48,89	
R ₂ O ₃	2,743	2,534	2,465	2,581	2,263	1,857	2,902	2,289	2,325	1,959	2,017	1,824	1,990	2,710	2,451	2,250	2,570	2,621	2,442	2,807	2,243	1,986	2,473	1,917	1,865		
TO ₂	48,63	48,73	48,77	48,71	48,87	49,07	48,50	48,85	48,83	49,02	48,99	49,09	49,00	48,59	48,77	48,87	48,71	48,64	48,78	48,55	48,88	48,97	48,71	49,04	49,07	48,86	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe⁴⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

b) Troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite																							
	C16			n=8					C140			n=2		C555			n=4		NB3-12			n=5	
TiO ₂	51,41	51,77	51,10	51,15	52,08	52,19	52,24	51,92	51,73	51,46	51,71	51,58	52,30	51,50	51,43	51,74	51,28	51,78	51,63	50,88	51,67	51,45	
Fe ₂ O ₃	3,417	2,616	4,019	4,153	2,275	2,027	1,656	1,916	2,760	3,309	2,852	3,081	1,758	3,253	3,942	2,984	3,859	3,271	3,554	4,329	3,591	3,721	
Al ₂ O ₃	0,024	0,057	0,073	0,043	0,048	0,007	0,036	0,021	0,032	0,028	0,044	0,036	0,004	0,027	0,036	0,012	0,028	0,040	0,038	0,023	0,022	0,030	
Cr ₂ O ₃	0,055	0,049	0,059	0,034	0,035	0,040	0,022	0,035	0,038	0,033	0,044	0,039	0,024	0,035	0,027	0,012	0,016	0,011	0,021	0,008	0,006	0,000	
V ₂ O ₅	0,347	0,346	0,355	0,379	0,288	0,274	0,268	0,261	0,315	0,326	0,313	0,320	0,294	0,286	0,224	0,268	0,343	0,296	0,283	0,277	0,312	0,302	
FeO	43,69	44,09	43,43	43,41	44,11	44,09	45,51	45,20	44,19	43,69	43,89	43,79	45,30	44,55	43,76	44,54	43,86	44,31	44,13	43,53	44,18	44,00	
MnO	0,474	0,415	0,420	0,406	0,577	0,588	0,667	0,715	0,533	0,410	0,410	0,410	0,775	0,685	0,640	0,700	0,428	0,432	0,440	0,390	0,444	0,427	
MgO	1,159	1,151	1,183	1,228	1,207	1,266	0,451	0,435	1,010	1,223	1,238	1,231	0,533	0,605	1,038	0,725	1,029	1,021	1,050	1,033	1,034	1,033	
ZnO	0,000	0,045	0,000	0,049	0,000	0,008	0,096	0,073	0,021	0,000	0,051	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,050	0,026	0,005	0,000	0,070	0,014	
Total	100,55	100,49	100,63	100,80	100,62	100,48	100,92	100,56	100,63	100,47	100,51	100,49	100,96	100,92	101,07	100,98	100,82	101,15	101,13	100,47	101,33	100,98	
Proportions atomiques sur une base de 3 O																							
Ti	0,964	0,971	0,957	0,956	0,975	0,978	0,981	0,979	0,970	0,965	0,969	0,967	0,981	0,966	0,960	0,969	0,960	0,966	0,963	0,956	0,963	0,962	
Fe3+	0,064	0,049	0,075	0,078	0,043	0,038	0,031	0,036	0,052	0,062	0,053	0,058	0,033	0,061	0,074	0,056	0,072	0,061	0,066	0,081	0,067	0,070	
Al	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
V	0,007	0,007	0,007	0,008	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,004	0,005	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	
Fe2+	0,911	0,919	0,904	0,902	0,918	0,918	0,950	0,947	0,921	0,911	0,914	0,913	0,944	0,929	0,909	0,927	0,913	0,919	0,915	0,910	0,915	0,914	
Mn	0,010	0,009	0,009	0,009	0,012	0,012	0,014	0,015	0,011	0,009	0,009	0,009	0,016	0,014	0,013	0,015	0,009	0,009	0,009	0,008	0,009	0,009	
Mg	0,043	0,043	0,044	0,046	0,045	0,047	0,017	0,016	0,038	0,045	0,046	0,046	0,020	0,022	0,038	0,027	0,038	0,038	0,039	0,038	0,038	0,038	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	
Total cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
FeO + Fe ₂ O ₃	47,11	46,71	47,44	47,56	46,39	46,12	47,16	47,12	46,95	47,00	46,75	46,87	47,06	47,81	47,70	47,52	47,72	47,59	47,68	47,86	47,77	47,72	
XIlm	91,09	91,92	90,44	90,24	91,78	91,85	95,03	94,75	92,13	91,09	91,44	91,26	94,44	92,93	90,85	92,74	91,28	91,91	91,54	90,95	91,56	91,45	
XGk	1,001	0,876	0,886	0,855	1,216	1,240	1,411	1,518	1,125	0,866	0,865	0,865	1,636	1,447	1,346	1,476	0,902	0,907	0,924	0,825	0,932	0,898	
XPy	4,307	4,277	4,392	4,551	4,477	4,701	1,679	1,625	3,754	4,545	4,598	4,571	1,981	2,250	3,842	2,692	3,818	3,775	3,883	3,847	3,820	3,828	
XHem	3,205	2,454	3,766	3,884	2,130	1,899	1,555	1,806	2,588	3,104	2,673	2,889	1,649	3,053	3,682	2,796	3,614	3,052	3,317	4,069	3,346	3,479	
RO	49,08	49,26	48,91	48,89	49,36	49,44	49,57	49,50	49,25	49,11	49,22	49,16	49,51	49,14	48,99	49,22	48,98	49,14	49,07	48,88	49,09	49,03	
R ₂ O ₃	1,836	1,487	2,190	2,228	1,277	1,119	0,947	1,062	1,517	1,783	1,571	1,677	0,981	1,716	2,019	1,571	2,039	1,732	1,861	2,239	1,878	1,949	
TO ₂	49,08	49,26	48,90	48,89	49,36	49,44	49,48	49,43	49,23	49,11	49,21	49,16	49,51	49,14	48,99	49,21	48,98	49,13	49,07	48,88	49,03	49,02	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

c) Péridotites nelsonitiques																			
	1116B							1310							2160B				
	n = 6							n = 4							n = 6				
TiO ₂	52,34	53,00	52,16	52,07	52,18	51,87	52,27	51,75	51,64	51,44	51,85	51,67	51,57	51,69	51,52	51,58	51,47	51,86	51,62
Fe ₂ O ₃	2,325	1,097	2,686	2,675	2,650	3,084	2,419	3,826	3,772	3,976	3,115	3,672	3,514	3,210	3,523	3,361	3,736	3,200	3,424
Al ₂ O ₃	0,028	0,017	0,039	0,038	0,034	0,030	0,028	0,052	0,076	0,031	0,043	0,051	0,045	0,040	0,046	0,033	0,025	0,044	0,039
Cr ₂ O ₃	0,010	0,000	0,017	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,009	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000
V ₂ O ₃	0,220	0,250	0,231	0,219	0,248	0,239	0,235	0,270	0,237	0,234	0,255	0,249	0,250	0,221	0,247	0,216	0,240	0,231	0,234
FeO	43,97	44,50	43,86	43,69	43,78	43,61	43,90	43,45	43,31	43,24	43,86	43,46	43,65	43,64	43,50	43,67	43,48	43,79	43,62
MnO	0,842	0,904	0,769	0,811	0,867	0,757	0,825	0,665	0,676	0,666	0,736	0,686	0,726	0,759	0,796	0,748	0,750	0,746	0,754
MgO	1,264	1,263	1,277	1,306	1,278	1,278	1,278	1,358	1,380	1,318	1,142	1,300	1,124	1,170	1,146	1,108	1,153	1,179	1,147
ZnO	0,016	0,057	0,068	0,044	0,115	0,000	0,019	0,000	0,010	0,044	0,084	0,021	0,000	0,025	0,039	0,001	0,000	0,035	0,000
Total	100,98	101,01	101,03	100,81	101,15	100,87	100,97	101,38	101,09	100,90	101,08	101,11	100,88	100,72	100,78	100,72	100,86	101,05	100,84
Proportions atomiques sur une base de 3 O																			
Ti	0,976	0,987	0,972	0,972	0,972	0,968	0,975	0,961	0,961	0,960	0,967	0,962	0,964	0,967	0,964	0,966	0,962	0,967	0,965
Fe ³⁺	0,043	0,020	0,050	0,050	0,049	0,058	0,045	0,071	0,070	0,074	0,058	0,068	0,066	0,060	0,066	0,063	0,070	0,060	0,064
Al	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005
Fe ²⁺	0,911	0,922	0,909	0,907	0,906	0,905	0,910	0,897	0,896	0,897	0,910	0,900	0,907	0,908	0,905	0,909	0,904	0,908	0,907
Mn	0,018	0,019	0,016	0,017	0,018	0,016	0,017	0,014	0,014	0,014	0,015	0,014	0,015	0,016	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016
Mg	0,047	0,047	0,047	0,048	0,047	0,047	0,047	0,050	0,051	0,049	0,042	0,048	0,042	0,043	0,042	0,041	0,043	0,044	0,042
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000							
FeO + Fe ₂ O ₃	46,29	45,60	46,55	46,36	46,43	46,69	46,32	47,28	47,08	47,22	46,97	47,14	47,17	46,85	47,02	47,03	47,22	46,99	47,04
X _{Ilm}	91,13	92,17	90,88	90,69	90,70	90,52	91,02	89,72	89,63	89,73	91,00	90,02	90,71	90,78	90,46	90,90	90,38	90,80	90,67
X _{Gk}	1,768	1,896	1,614	1,705	1,819	1,591	1,732	1,391	1,417	1,400	1,547	1,438	1,528	1,599	1,677	1,577	1,579	1,567	1,588
X _{Py}	4,670	4,663	4,716	4,833	4,720	4,729	4,722	4,998	5,092	4,876	4,224	4,798	4,164	4,339	4,249	4,112	4,272	4,358	4,249
X _{Hem}	2,168	1,022	2,504	2,498	2,468	2,880	2,256	3,554	3,512	3,712	2,907	3,421	3,286	3,004	3,297	3,148	3,494	2,985	3,202
RO	49,39	49,68	49,29	49,30	49,35	49,20	49,37	49,01	49,02	48,98	49,22	49,06	49,08	49,17	49,08	49,13	49,04	49,17	49,11
R ₂ O ₃	1,229	0,639	1,415	1,405	1,401	1,606	1,281	1,987	1,967	2,036	1,638	1,907	1,833	1,669	1,838	1,735	1,921	1,667	1,777
TO ₂	49,38	49,68	49,29	49,30	49,25	49,20	49,35	49,01	49,02	48,98	49,14	49,04	49,08	49,16	49,08	49,13	49,04	49,17	49,11

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

c) Péridotites nelsonitiques (suite)

	PAU2-5										n = 9					PAU2-56					n = 4					PAU2-80										n = 10				
TiO ₂	50,40	50,44	50,85	50,83	50,99	50,75	51,01	50,59	50,87	50,75	51,01	51,23	51,13	51,00	51,09	51,85	52,19	52,27	52,77	51,99	51,77	52,24	51,72	51,87	51,68	52,03														
Fe ₂ O ₃	5,838	5,733	5,334	5,331	4,957	5,507	5,243	5,961	5,366	5,475	4,765	4,551	4,770	4,723	4,702	3,728	3,188	2,966	1,920	3,580	3,666	3,060	4,059	3,898	4,049	3,411														
Al ₂ O ₃	0,054	0,043	0,051	0,045	0,056	0,041	0,040	0,076	0,034	0,049	0,040	0,040	0,017	0,020	0,020	0,030	0,017	0,024	0,010	0,025	0,034	0,029	0,038	0,041	0,042	0,026														
Cr ₂ O ₃	0,015	0,007	0,004	0,000	0,014	0,028	0,000	0,011	0,005	0,003	0,004	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000														
V ₂ O ₅	0,368	0,386	0,347	0,401	0,331	0,359	0,308	0,338	0,323	0,351	0,363	0,336	0,290	0,292	0,320	0,243	0,255	0,293	0,270	0,250	0,272	0,255	0,296	0,287	0,249	0,267														
FeO	41,30	41,40	41,66	41,74	41,82	41,62	41,82	41,45	41,71	41,61	42,08	42,32	42,29	42,15	42,21	42,35	42,64	42,58	42,92	42,43	42,21	42,59	42,24	42,28	42,22	42,45														
MnO	0,489	0,462	0,502	0,471	0,503	0,507	0,511	0,499	0,490	0,493	0,523	0,551	0,497	0,504	0,519	0,549	0,575	0,595	0,641	0,567	0,630	0,570	0,519	0,554	0,546	0,575														
MgO	1,981	1,962	2,005	1,969	1,978	1,972	1,986	1,987	1,993	1,981	1,836	1,795	1,792	1,800	1,806	2,095	2,085	2,147	2,183	2,107	2,084	2,143	2,109	2,139	2,080	2,117														
ZnO	0,021	0,050	0,042	0,000	0,000	0,000	0,047	0,020	0,000	0,006	0,000	0,019	0,000	0,003	0,000	0,026	0,000	0,000	0,012	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000														
Total	100,43	100,47	100,75	100,79	100,63	100,79	100,91	100,90	100,79	100,72	100,62	100,82	100,78	100,47	100,67	100,84	100,94	100,88	100,70	100,95	100,67	100,89	100,98	101,07	100,86	100,88														
Proportions atomiques sur une base de 3 O																																								
Ti	0,941	0,942	0,946	0,946	0,950	0,944	0,948	0,940	0,946	0,945	0,951	0,954	0,953	0,953	0,953	0,963	0,968	0,969	0,979	0,964	0,963	0,969	0,959	0,960	0,959	0,965														
Fe3+	0,109	0,107	0,099	0,099	0,092	0,103	0,097	0,111	0,100	0,102	0,089	0,085	0,089	0,088	0,088	0,069	0,059	0,055	0,036	0,066	0,068	0,057	0,075	0,072	0,075	0,063														
Al	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001														
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000														
V	0,007	0,008	0,007	0,008	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005														
Fe2+	0,857	0,859	0,862	0,863	0,866	0,861	0,864	0,857	0,863	0,861	0,873	0,876	0,876	0,876	0,875	0,874	0,879	0,878	0,886	0,875	0,873	0,878	0,871	0,870	0,871	0,876														
Mn	0,010	0,010	0,011	0,010	0,011	0,011	0,011	0,010	0,010	0,010	0,011	0,012	0,010	0,011	0,011	0,011	0,012	0,012	0,013	0,012	0,012	0,011	0,012	0,011	0,012	0,012														
Mg	0,073	0,073	0,074	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,068	0,066	0,066	0,067	0,067	0,077	0,077	0,079	0,080	0,077	0,077	0,079	0,077	0,078	0,077	0,078														
Zn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000														
Total cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000														
FeO + Fe ₂ O ₃	47,14	47,13	46,99	47,07	46,78	47,13	47,06	47,41	47,07	47,09	46,84	46,87	47,06	46,88	46,91	46,07	45,83	45,55	44,84	46,01	45,88	45,65	46,29	46,18	46,27	45,86														
XIlm	85,74	85,96	86,17	86,33	86,61	86,10	86,38	85,65	86,26	86,14	87,25	87,59	87,61	87,57	87,51	87,40	87,93	87,79	88,58	87,47	87,27	87,80	87,06	87,04	87,14	87,55														
XGk	1,028	0,972	1,052	0,987	1,055	1,062	1,069	1,044	1,026	1,033	1,098	1,155	1,043	1,060	1,089	1,148	1,201	1,242	1,340	1,184	1,319	1,190	1,083	1,155	1,141	1,200														
XPy	7,331	7,262	7,393	7,260	7,302	7,271	7,313	7,318	7,348	7,311	6,786	6,622	6,617	6,665	6,673	7,708	7,663	7,890	8,031	7,742	7,680	7,875	7,749	7,849	7,653	7,784														
XHem	5,453	5,354	4,964	4,961	4,619	5,126	4,873	5,541	4,994	5,098	4,445	4,238	4,445	4,414	4,385	3,462	2,957	2,751	1,783	3,320	3,410	2,838	3,764	3,610	3,760	3,166														
RO	48,48	48,53	48,62	48,61	48,71	48,57	48,66	48,46	48,62	48,58	48,75	48,82	48,79	48,80	48,79	49,05	49,19	49,22	49,48	49,08	49,05	49,21	48,95	48,99	48,96	49,12														
RO ₃	3,039	2,987	2,766	2,788	2,579	2,864	2,688	3,086	2,756	2,839	2,493	2,370	2,424	2,409	2,424	1,909	1,631	1,562	1,036	1,835	1,900	1,591	2,099	2,016	2,076	1,764														
TO ₂	48,48	48,48	48,62	48,61	48,71	48,57	48,65	48,46	48,62	48,58	48,75	48,81	48,79	48,79	48,79	49,04	49,18	49,22	49,48	49,08	49,05	49,20	48,95	48,99	48,96	49,12														

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

d) Roches à oxydes de Fe-Ti																				
	2257A										2288									
	n = 10										n = 9									
TiO ₂	49,74	50,06	49,62	49,32	49,53	49,57	49,39	49,22	49,59	49,81	52,86	53,75	53,78	53,07	53,92	54,04	53,43	53,36	53,99	53,58
Fe ₂ O ₃	6,765	6,160	7,338	7,497	7,323	6,687	7,336	7,969	7,240	6,773	3,449	1,796	2,024	3,190	1,739	1,528	2,436	2,221	1,470	2,206
Al ₂ O ₃	0,035	0,035	0,055	0,054	0,031	0,053	0,035	0,051	0,067	0,044	0,038	0,038	0,037	0,043	0,037	0,038	0,043	0,038	0,039	0,039
Cr ₂ O ₃	<i>0,012</i>	0,046	0,039	<i>0,027</i>	0,048	0,039	0,032	<i>0,023</i>	<i>0,026</i>	0,020	<i>0,003</i>	<i>0,003</i>	<i>0,003</i>	<i>0,003</i>	<i>0,004</i>	<i>0,003</i>	<i>0,004</i>	<i>0,003</i>	<i>0,003</i>	0,000
V ₂ O ₅	0,364	0,391	0,320	0,366	0,379	0,355	0,375	0,357	0,377	0,355	0,303	0,278	0,273	0,258	0,274	0,273	0,282	0,283	0,284	0,279
FeO	42,65	42,98	42,56	42,38	42,45	42,54	42,36	42,23	42,58	42,52	39,06	39,40	39,24	39,09	39,54	39,64	39,48	39,05	39,56	39,34
MnO	0,405	0,394	0,393	0,363	0,396	0,391	0,384	0,344	0,401	0,405	0,492	0,538	0,565	0,513	0,542	0,513	0,520	0,580	0,549	0,535
MgO	0,940	0,928	0,943	0,906	0,952	0,924	0,937	0,949	0,907	1,050	4,482	4,715	4,808	4,558	4,719	4,736	4,517	4,689	4,738	4,663
ZnO	0,000	0,000	<i>0,008</i>	0,000	<i>0,011</i>	<i>0,029</i>	0,000	<i>0,040</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,90	100,99	101,27	100,89	101,11	100,56	100,85	101,11	101,17	100,97	100,68	100,52	100,73	100,71	100,77	100,77	100,71	100,23	100,63	100,64
Proportions atomiques sur une base de 3 O																				
Ti	0,932	0,937	0,927	0,925	0,927	0,932	0,927	0,921	0,928	0,932	0,965	0,980	0,978	0,968	0,981	0,983	0,974	0,976	0,983	0,977
Fe ³⁺	0,127	0,115	0,137	0,141	0,137	0,126	0,138	0,149	0,135	0,127	0,063	0,033	0,037	0,058	0,032	0,028	0,044	0,041	0,027	0,040
Al	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,007	0,008	0,006	0,007	0,008	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,005
Fe ²⁺	0,889	0,895	0,884	0,884	0,883	0,890	0,884	0,879	0,885	0,885	0,793	0,799	0,794	0,793	0,800	0,802	0,801	0,794	0,801	0,797
Mn	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,007	0,008	0,009	0,010	0,011	0,012	0,011	0,011	0,011	0,011	0,012	0,011	0,011
Mg	0,035	0,034	0,035	0,034	0,035	0,034	0,035	0,035	0,034	0,039	0,162	0,170	0,173	0,165	0,170	0,171	0,163	0,170	0,171	0,168
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
FeO + Fe ₂ O ₃	49,42	49,14	49,89	49,88	49,77	49,23	49,70	50,20	49,82	49,29	42,51	41,20	41,26	42,28	41,28	41,17	41,92	41,28	41,03	41,55
X _{Ilm}	88,90	89,47	88,39	88,39	88,31	88,96	88,36	87,86	88,55	88,47	79,28	79,89	79,35	79,25	79,97	80,17	80,05	79,44	80,10	79,72
X _{Gk}	0,855	0,831	0,827	0,767	0,834	0,828	0,811	0,725	0,845	0,853	1,011	1,105	1,157	1,053	1,111	1,051	1,068	1,195	1,126	1,097
X _{Py}	3,492	3,444	3,491	3,368	3,530	3,444	3,484	3,520	3,362	3,896	16,215	17,043	17,332	16,475	17,015	17,074	16,326	17,002	17,102	16,843
X _{Hem}	6,343	5,770	6,858	7,034	6,855	6,291	6,884	7,460	6,774	6,340	3,150	1,639	1,842	2,910	1,583	1,390	2,222	2,033	1,339	2,011
RO	48,25	48,39	48,11	48,06	48,10	48,25	48,10	47,95	48,12	48,25	49,11	49,51	49,46	49,18	49,52	49,57	49,35	49,40	49,58	49,41
R ₂ O ₃	3,497	3,229	3,786	3,885	3,802	3,500	3,811	4,107	3,760	3,509	1,781	0,991	1,092	1,637	0,960	0,862	1,295	1,196	0,842	1,183
TO ₂	48,25	48,38	48,11	48,06	48,10	48,25	48,09	47,95	48,12	48,24	49,11	49,50	49,45	49,18	49,52	49,57	49,35	49,40	49,58	49,41

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

d) Roches à oxydes de Fe-Ti (suite)																																							
	2453											n = 10										4047									n = 9								
TiO ₂	51,13	51,13	51,77	50,92	52,33	50,48	50,20	52,42	51,01	50,97	51,24	52,14	52,41	52,44	50,04	52,10	50,47	50,37	51,49	50,05	51,28																		
Fe ₂ O ₃	4,523	4,587	3,712	5,146	2,343	5,710	5,950	2,519	4,771	5,066	4,433	3,862	2,954	3,137	7,647	4,020	6,571	6,957	4,683	7,387	5,247																		
Al ₂ O ₃	0,058	0,031	0,078	0,053	<i>0,015</i>	0,047	0,044	<i>0,025</i>	0,035	0,082	0,043	0,040	0,043	0,041	0,045	0,040	0,041	0,044	0,039	0,040	0,042																		
Cr ₂ O ₃	<i>0,024</i>	<i>0,014</i>	<i>0,005</i>	<i>0,016</i>	<i>0,020</i>	<i>0,009</i>	0,036	<i>0,022</i>	<i>0,022</i>	<i>0,025</i>	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000																		
V ₂ O ₅	0,282	0,327	0,297	0,311	0,272	0,316	0,313	0,291	0,308	0,286	0,300	0,324	0,283	0,291	0,356	0,306	0,331	0,364	0,318	0,337	0,323																		
FeO	42,50	42,55	42,99	42,35	43,26	42,01	41,69	43,38	42,43	42,37	42,55	40,54	40,61	40,65	39,11	40,61	39,57	39,26	40,21	39,03	39,96																		
MnO	0,448	0,489	0,443	0,424	0,485	0,412	0,445	0,549	0,415	0,447	0,456	0,621	0,632	0,642	0,564	0,632	0,597	0,613	0,604	0,632	0,615																		
MgO	1,701	1,650	1,753	1,700	1,863	1,669	1,689	1,805	1,700	1,696	1,723	3,214	3,303	3,289	2,987	3,150	2,930	3,043	3,078	2,997	3,110																		
ZnO	<i>0,021</i>	0,000	0,000	0,000	<i>0,008</i>	0,071	0,000	0,000	0,103	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000																		
Total	100,64	100,77	101,04	100,90	100,55	100,72	100,37	100,96	100,77	100,92	100,76	100,75	100,24	100,49	100,75	100,86	100,50	100,65	100,43	100,48	100,57																		
Proportions atomiques sur une base de 3 O																																							
Ti	0,954	0,953	0,961	0,948	0,975	0,942	0,940	0,974	0,951	0,949	0,955	0,961	0,969	0,968	0,925	0,959	0,935	0,931	0,953	0,928	0,948																		
Fe3+	0,084	0,086	0,069	0,096	0,044	0,107	0,111	0,047	0,089	0,094	0,083	0,071	0,055	0,058	0,141	0,074	0,122	0,129	0,087	0,137	0,097																		
Al	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001																		
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000																		
V	0,006	0,007	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006																		
Fe2+	0,882	0,882	0,888	0,877	0,896	0,872	0,868	0,896	0,880	0,877	0,882	0,830	0,835	0,834	0,804	0,831	0,815	0,807	0,827	0,804	0,821																		
Mn	0,009	0,010	0,009	0,009	0,010	0,009	0,009	0,011	0,009	0,009	0,010	0,013	0,013	0,013	0,012	0,013	0,012	0,013	0,013	0,013	0,013																		
Mg	0,063	0,061	0,065	0,063	0,069	0,062	0,063	0,066	0,063	0,063	0,064	0,117	0,121	0,120	0,109	0,115	0,108	0,112	0,113	0,110	0,114																		
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000																		
Total cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000																		
FeO + Fe ₂ O ₃	47,03	47,14	46,70	47,49	45,60	47,72	47,64	45,89	47,20	47,44	46,99	44,40	43,57	43,79	46,76	44,63	46,14	46,22	44,90	46,42	45,20																		
Xilm	88,18	88,23	88,77	87,66	89,64	87,24	86,81	89,58	88,03	87,69	88,18	83,04	83,50	83,40	80,39	83,13	81,52	80,72	82,74	80,43	82,10																		
XGk	0,941	1,027	0,926	0,889	1,018	0,866	0,938	1,148	0,872	0,937	0,956	1,289	1,316	1,334	1,174	1,311	1,246	1,276	1,259	1,319	1,281																		
XPy	6,291	6,098	6,452	6,273	6,882	6,178	6,269	6,645	6,287	6,256	6,363	11,736	12,105	12,027	10,944	11,496	10,761	11,151	11,290	11,008	11,392																		
XHem	4,222	4,279	3,449	4,793	2,185	5,332	5,574	2,341	4,451	4,716	4,132	3,559	2,733	2,896	7,072	3,703	6,090	6,435	4,335	6,848	4,850																		
RO	48,83	48,81	49,02	48,67	49,38	48,56	48,46	49,34	48,82	48,69	48,86	49,00	49,22	49,18	48,06	48,96	48,33	48,23	48,80	48,12	48,66																		
R ₂ O ₃	2,347	2,380	1,966	2,658	1,243	2,941	3,085	1,332	2,463	2,627	2,300	2,007	1,561	1,648	3,890	2,073	3,347	3,550	2,410	3,756	2,685																		
TO ₂	48,83	48,81	49,02	48,67	49,38	48,49	48,46	49,33	48,72	48,69	48,84	49,00	49,22	49,18	48,05	48,96	48,33	48,22	48,79	48,12	48,66																		

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

d) Roches à oxydes de Fe-Ti (suite)										e) Diorites ferrifères																															
	NA3-50									n = 8			1089A			n = 6			1089B			n = 2			1194B			n = 5													
TiO ₂	52,02	52,89	52,07	53,19	52,59	52,51	52,50	53,29	52,63	47,59	47,02	48,32	49,45	47,78	47,24	47,90	48,63	45,73	47,18	45,64	45,12	45,58	45,85	45,91	45,62	47,59	47,02	48,32	49,45	47,78	47,24	47,90	48,63	45,73	47,18	45,64	45,12	45,58	45,85	45,91	45,62
Fe ₂ O ₃	3,549	1,797	3,429	1,579	2,565	2,553	2,838	1,226	2,442	9,766	11,10	7,855	6,177	8,955	10,62	9,079	8,763	13,78	11,27	14,06	14,62	14,11	13,20	12,77	13,75	9,766	11,10	7,855	6,177	8,955	10,62	9,079	8,763	13,78	11,27	14,06	14,62	14,11	13,20	12,77	13,75
Al ₂ O ₃	0,052	0,043	0,054	<i>0,024</i>	0,036	<i>0,010</i>	0,052	0,030	0,033	0,036	0,035	0,050	<i>0,014</i>	<i>0,013</i>	<i>0,018</i>	0,020	0,028	0,043	0,036	0,042	0,043	0,040	0,038	0,039	0,040	0,036	0,035	0,050	<i>0,014</i>	<i>0,013</i>	<i>0,018</i>	0,020	0,028	0,043	0,036	0,042	0,043	0,040	0,038	0,039	0,040
Cr ₂ O ₃	<i>0,016</i>	<i>0,017</i>	<i>0,013</i>	<i>0,029</i>	<i>0,020</i>	<i>0,021</i>	<i>0,001</i>	<i>0,016</i>	0,002	<i>0,011</i>	<i>0,023</i>	0,000	0,000	<i>0,006</i>	0,000	0,000	<i>0,018</i>	<i>0,002</i>	0,009	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	<i>0,011</i>	<i>0,023</i>	0,000	0,000	<i>0,006</i>	0,000	0,000	<i>0,018</i>	<i>0,002</i>	0,009	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000
V ₂ O ₅	0,256	0,228	0,241	0,281	0,293	0,258	0,248	0,256	0,258	0,309	0,340	0,331	0,318	0,305	0,309	0,319	0,297	0,262	0,280	0,327	0,305	0,295	0,284	0,272	0,297	0,309	0,340	0,331	0,318	0,305	0,309	0,319	0,297	0,262	0,280	0,327	0,305	0,295	0,284	0,272	0,297
FeO	42,35	42,99	42,49	43,20	43,10	42,76	42,95	43,50	42,92	41,32	40,42	41,92	42,91	41,67	41,07	41,55	41,12	38,76	39,94	39,84	39,36	39,07	39,35	39,36	39,40	41,32	40,42	41,92	42,91	41,67	41,07	41,55	41,12	38,76	39,94	39,84	39,36	39,07	39,35	39,36	39,40
MnO	0,550	0,572	0,502	0,561	0,571	0,577	0,519	0,603	0,557	1,031	1,029	1,101	1,094	1,138	1,096	1,082	1,133	0,985	1,059	0,680	0,692	1,058	1,073	1,091	0,919	1,031	1,029	1,101	1,094	1,138	1,096	1,082	1,133	0,985	1,059	0,680	0,692	1,058	1,073	1,091	0,919
MgO	2,178	2,247	2,154	2,286	2,035	2,182	2,101	2,146	2,166	0,248	0,466	0,241	0,259	0,087	0,179	0,247	0,830	0,773	0,802	0,293	0,293	0,477	0,454	0,462	0,396	0,248	0,466	0,241	0,259	0,087	0,179	0,247	0,830	0,773	0,802	0,293	0,293	0,477	0,454	0,462	0,396
ZnO	0,000	0,000	0,084	0,087	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	<i>0,006</i>	0,000	0,000	<i>0,024</i>	<i>0,007</i>	0,109	0,018	0,000	<i>0,016</i>	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	<i>0,006</i>	0,000	0,000	<i>0,024</i>	<i>0,007</i>	0,109	0,018	0,000	<i>0,016</i>	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,95	100,77	101,03	101,18	101,18	100,83	101,21	101,06	101,03	100,29	100,42	99,82	100,20	99,94	100,62	100,21	100,82	100,50	100,66	100,88	100,44	100,63	100,25	99,91	100,42	100,29	100,42	99,82	100,20	99,94	100,62	100,21	100,82	100,50	100,66	100,88	100,44	100,63	100,25	99,91	100,42
Proportions atomiques sur une base de 3 O																																									
Ti	0,964	0,980	0,965	0,982	0,973	0,974	0,971	0,986	0,974	0,904	0,891	0,921	0,938	0,911	0,896	0,910	0,914	0,865	0,890	0,863	0,857	0,863	0,871	0,875	0,866	0,904	0,891	0,921	0,938	0,911	0,896	0,910	0,914	0,865	0,890	0,863	0,857	0,863	0,871	0,875	0,866
Fe ³⁺	0,066	0,033	0,064	0,029	0,047	0,047	0,052	0,023	0,045	0,186	0,210	0,150	0,117	0,171	0,201	0,173	0,165	0,261	0,213	0,266	0,278	0,267	0,251	0,243	0,261	0,186	0,210	0,150	0,117	0,171	0,201	0,173	0,165	0,261	0,213	0,266	0,278	0,267	0,251	0,243	0,261
Al	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Fe ²⁺	0,872	0,886	0,875	0,887	0,886	0,882	0,883	0,894	0,883	0,872	0,851	0,888	0,905	0,884	0,865	0,878	0,859	0,815	0,837	0,838	0,831	0,822	0,831	0,834	0,831	0,872	0,851	0,888	0,905	0,884	0,865	0,878	0,859	0,815	0,837	0,838	0,831	0,822	0,831	0,834	0,831
Mn	0,011	0,012	0,010	0,012	0,012	0,012	0,011	0,013	0,012	0,022	0,022	0,024	0,023	0,024	0,023	0,023	0,024	0,021	0,022	0,014	0,015	0,023	0,023	0,023	0,020	0,022	0,022	0,024	0,023	0,024	0,023	0,023	0,024	0,021	0,022	0,014	0,015	0,023	0,023	0,023	0,020
Mg	0,080	0,083	0,079	0,084	0,075	0,080	0,077	0,079	0,079	0,009	0,017	0,009	0,010	0,003	0,007	0,009	0,031	0,029	0,030	0,011	0,011	0,018	0,017	0,017	0,015	0,009	0,017	0,009	0,010	0,003	0,007	0,009	0,031	0,029	0,030	0,011	0,011	0,018	0,017	0,017	0,015
Zn	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total cations	2,000	2,000	2,001	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,001	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,001	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
FeO + Fe ₂ O ₃	45,90	44,79	45,92	44,78	45,66	45,31	45,79	44,72	45,36	51,08	51,52	49,77	49,08	50,63	51,69	50,63	49,88	52,54	51,21	53,90	53,98	53,18	52,55	52,14	53,15	51,08	51,52	49,77	49,08	50,63	51,69	50,63	49,88	52,54	51,21	53,90	53,98	53,18	52,55	52,14	53,15
XIlm	87,24	88,60	87,55	88,73	88,64	88,15	88,28	89,43	88,33	87,22	85,14	88,83	90,51	88,37	86,60	87,78	85,92	81,61	83,77	83,76	83,15	82,24	83,11	83,40	83,13	87,22	85,14	88,83	90,51	88,37	86,60	87,78	85,92	81,61	83,77	83,76	83,15	82,24	83,11	83,40	83,13
XGk	1,148	1,194	1,048	1,167	1,189	1,205	1,080	1,256	1,161	2,204	2,195	2,363	2,337	2,444	2,341	2,314	2,398	2,101	2,250	1,447	1,480	2,255	2,296	2,342	1,964	2,204	2,195	2,363	2,337	2,444	2,341	2,314	2,398	2,101	2,250	1,447	1,480	2,255	2,296	2,342	1,964
XPy	7,998	8,255	7,911	8,370	7,461	8,019	7,698	7,866	7,947	0,933	1,750	0,910	0,974	0,329	0,673	0,929	3,092	2,901	2,997	1,099	1,104	1,788	1,709	1,745	1,489	0,933	1,750	0,910	0,974	0,329	0,673	0,929	3,092	2,901	2,997	1,099	1,104	1,788	1,709	1,745	1,489
XHem	3,289	1,666	3,177	1,458	2,374	2,368	2,624	1,134	2,261	9,276	10,520	7,489	5,862	8,544	10,068	8,628	8,238	13,040	10,631	13,301	13,896	13,360	12,544	12,174	13,056	9,276	10,520	7,489	5,862	8,544	10,068	8,628	8,238	13,040	10,631	13,301	13,896	13,360	12,544	12,174	13,056
RO	49,08	49,51	49,15	49,60	49,31	49,34	49,25	49,64	49,36	47,47	47,11	47,95	48,41	47,69	47,32	47,66	47,76	46,54	47,15	46,33	46,16	46,32	46,56	46,67	46,41	47,47	47,11	47,95	48,41	47,69	47										

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

f) Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti																	
	149A										MAN4-69						
	n = 9										n = 6						
TiO ₂	51,86	52,36	52,26	51,58	51,77	52,54	51,06	51,12	51,34	51,76	50,33	50,08	48,58	48,53	48,98	48,69	49,20
Fe ₂ O ₃	4,247	3,153	3,346	4,303	4,248	2,944	5,156	4,894	4,836	4,125	6,325	6,429	9,466	9,503	8,932	9,217	8,312
Al ₂ O ₃	0,049	0,029	0,054	0,051	0,039	0,033	0,044	0,050	0,043	0,044	<i>0,017</i>	<i>0,024</i>	0,028	0,038	0,026	0,031	0,021
Cr ₂ O ₃	<i>0,003</i>	0,000	<i>0,013</i>	<i>0,011</i>	<i>0,012</i>	<i>0,006</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,097	0,095	0,120	0,117	0,099	0,090	0,103
V ₂ O ₅	0,279	0,285	0,275	0,241	0,270	0,259	0,259	0,262	0,286	0,268	0,387	0,346	0,449	0,473	0,426	0,434	0,419
FeO	42,81	43,22	43,16	42,65	42,73	43,31	42,36	42,41	42,46	42,79	41,36	41,24	39,81	39,77	40,17	39,82	40,36
MnO	0,521	0,559	0,549	0,513	0,551	0,555	0,535	0,528	0,511	0,536	0,430	0,447	0,402	0,413	0,401	0,430	0,421
MgO	1,855	1,856	1,848	1,810	1,837	1,896	1,698	1,701	1,793	1,810	1,949	1,885	1,952	1,945	1,957	1,986	1,946
ZnO	<i>0,032</i>	0,084	0,000	0,035	0,000	0,000	0,040	0,000	0,000	0,009	<i>0,043</i>	0,123	0,096	<i>0,015</i>	0,008	0,084	0,051
Total	101,62	101,54	101,49	101,15	101,44	101,54	101,12	100,97	101,26	101,35	100,88	100,65	100,91	100,78	100,99	100,78	100,83
Proportions atomiques sur une base de 3 O																	
Ti	0,957	0,967	0,966	0,957	0,957	0,970	0,949	0,951	0,952	0,958	0,936	0,935	0,905	0,905	0,911	0,908	0,917
Fe3+	0,078	0,058	0,062	0,080	0,079	0,054	0,096	0,091	0,090	0,076	0,118	0,120	0,176	0,177	0,166	0,172	0,155
Al	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
V	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,008	0,007	0,009	0,009	0,008	0,009	0,008
Fe2+	0,879	0,888	0,887	0,880	0,879	0,889	0,875	0,877	0,875	0,881	0,856	0,856	0,825	0,824	0,831	0,825	0,836
Mn	0,011	0,012	0,011	0,011	0,011	0,012	0,011	0,011	0,011	0,011	0,009	0,009	0,008	0,009	0,008	0,009	0,009
Mg	0,068	0,068	0,068	0,067	0,067	0,069	0,063	0,063	0,066	0,066	0,072	0,070	0,072	0,072	0,072	0,073	0,072
Zn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001
Total cations	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,001	2,000	2,000	2,001	2,000
FeO + Fe ₂ O ₃	47,06	46,37	46,50	46,95	46,98	46,26	47,52	47,31	47,30	46,92	47,69	47,67	49,28	49,27	49,10	49,04	48,67
XIlm	87,86	88,80	88,65	87,97	87,87	88,89	87,51	87,73	87,52	88,09	85,55	85,64	82,51	82,44	83,08	82,59	83,63
XGk	1,083	1,163	1,142	1,072	1,148	1,154	1,119	1,106	1,067	1,117	0,901	0,940	0,844	0,867	0,840	0,903	0,883
XPy	6,787	6,798	6,767	6,655	6,734	6,936	6,253	6,272	6,588	6,644	7,186	6,978	7,212	7,188	7,215	7,343	7,187
XHem	3,921	2,913	3,092	3,993	3,930	2,718	4,793	4,555	4,484	3,821	5,886	6,002	8,821	8,864	8,312	8,596	7,747
RO	48,36	48,40	47,57	47,51	47,68	47,64	47,86	47,39	47,54	47,44	47,81	47,78	47,84	47,46	47,76	47,49	47,46
R ₂ O ₃	3,287	3,326	4,945	4,989	4,640	4,799	4,326	5,220	4,920	5,116	4,380	4,436	4,327	5,079	4,482	5,020	5,079
TO ₂	48,36	48,28	47,48	47,50	47,68	47,56	47,81	47,39	47,54	47,44	47,81	47,78	47,84	47,46	47,76	47,49	47,46

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe⁴⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.12. Composition chimique des ilménites analysées à la microsonde.

f) Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti (suite)														g) Dunite à oxydes de Fe-Ti				
	MAN4-139													NA1-7				
	n = 12													n = 5				
TiO ₂	48,18	48,54	48,40	49,10	49,05	49,09	48,36	49,25	48,52	48,48	48,61	48,91	48,71	51,11	50,88	50,34	50,92	50,81
Fe ₂ O ₃	10,14	9,567	9,977	8,541	8,624	8,414	9,874	8,754	9,767	9,859	9,244	9,204	9,330	4,868	5,349	6,040	4,985	5,310
Al ₂ O ₃	0,045	0,047	0,047	0,044	0,043	0,046	0,043	0,044	0,044	0,052	0,045	0,051	0,046	0,034	0,059	0,042	0,059	0,049
Cr ₂ O ₃	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000
V ₂ O ₅	0,378	0,377	0,361	0,360	0,386	0,365	0,381	0,391	0,392	0,405	0,387	0,373	0,380	0,342	0,310	0,356	0,287	0,324
FeO	38,39	38,81	38,81	39,18	39,25	39,32	38,73	39,43	38,82	38,70	38,83	39,11	38,95	42,60	42,37	41,82	42,36	42,29
MnO	0,416	0,417	0,371	0,419	0,433	0,415	0,405	0,391	0,426	0,412	0,412	0,395	0,409	0,488	0,475	0,501	0,499	0,491
MgO	2,338	2,483	2,439	2,563	2,482	2,475	2,443	2,512	2,463	2,518	2,512	2,516	2,495	1,612	1,634	1,655	1,647	1,637
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,062	0,010	0,044	0,017	0,000
Total	100,09	100,24	100,40	100,21	100,27	100,12	100,23	100,78	100,43	100,43	100,03	100,55	100,32	101,05	101,08	100,76	100,76	100,91
Proportions atomiques sur une base de 3 O																		
Ti	0,901	0,906	0,903	0,916	0,915	0,917	0,903	0,914	0,904	0,903	0,909	0,910	0,908	0,951	0,946	0,939	0,950	0,947
Fe ³⁺	0,190	0,179	0,186	0,159	0,161	0,157	0,185	0,163	0,182	0,184	0,173	0,171	0,174	0,091	0,100	0,113	0,093	0,099
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,008	0,008	0,007	0,007	0,008	0,007	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,007	0,008	0,007	0,006	0,007	0,006	0,006
Fe ²⁺	0,798	0,806	0,805	0,813	0,814	0,817	0,804	0,814	0,805	0,802	0,807	0,809	0,808	0,881	0,876	0,868	0,878	0,876
Mn	0,009	0,009	0,008	0,009	0,009	0,009	0,009	0,008	0,009	0,009	0,009	0,008	0,009	0,010	0,010	0,011	0,010	0,010
Mg	0,094	0,092	0,090	0,095	0,092	0,092	0,090	0,092	0,091	0,093	0,093	0,093	0,092	0,059	0,060	0,061	0,061	0,060
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
FeO + Fe ₂ O ₃	48,53	48,38	48,79	47,72	47,88	47,73	48,61	48,18	48,59	48,56	48,07	48,31	48,28	47,47	47,72	47,86	47,35	47,60
XIlm	79,80	80,56	80,47	81,25	81,42	81,67	80,44	81,36	80,45	80,17	80,72	80,89	80,77	88,12	87,61	86,77	87,84	87,59
XGk	0,876	0,877	0,780	0,879	0,909	0,874	0,851	0,818	0,895	0,864	0,867	0,828	0,860	1,022	0,995	1,053	1,048	1,029
XPy	9,402	9,186	9,015	9,477	9,177	9,166	9,043	9,240	9,097	9,299	9,310	9,276	9,224	5,944	6,023	6,121	6,088	6,044
XHem	9,478	8,934	9,308	7,970	8,048	7,863	9,226	8,128	9,106	9,189	8,647	8,566	8,705	4,530	4,977	5,638	4,650	4,948
RO	47,62	47,64	47,60	48,91	49,22	49,13	48,90	48,91	49,23	48,69	48,75	48,76	48,95	48,74	48,62	48,44	48,71	48,63
R ₂ O ₃	4,766	4,717	4,794	2,180	1,644	1,751	2,200	2,173	1,534	2,624	2,505	2,474	2,118	2,521	2,759	3,121	2,576	2,744
TO ₂	47,62	47,64	47,60	48,91	49,14	49,12	48,90	48,91	49,23	48,69	48,75	48,76	48,94	48,74	48,62	48,44	48,71	48,63

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, NiO, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.

	a) Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite					b) Troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite																					
	PAU2-12		n = 3			PAU2-28		n = 4			C16			n = 4			C140			n = 3			CS55			n = 3	
TiO ₂	0,233	0,205	0,404	0,281	0,173	0,133	0,209	0,173	0,172	0,528	0,886	0,583	0,783	0,695	0,463	0,357	0,297	0,372	0,607	0,663	0,340	0,537					
Fe ₂ O ₃	67,15	67,05	66,89	67,03	67,71	67,57	67,53	67,82	67,66	65,75	65,30	65,40	65,43	65,47	65,79	65,83	65,88	65,84	65,94	65,16	66,98	66,03					
Al ₂ O ₃	0,549	0,535	0,847	0,644	0,454	0,484	0,404	0,407	0,437	0,695	0,841	0,599	0,591	0,682	0,549	0,717	0,570	0,612	0,799	0,784	0,564	0,716					
Cr ₂ O ₃	0,356	0,506	0,508	0,457	0,052	0,026	0,037	0,029	0,030	0,608	0,696	0,839	0,784	0,732	0,592	0,524	0,577	0,564	0,818	0,864	0,790	0,824					
V ₂ O ₅	0,998	0,980	0,785	0,921	1,117	1,217	0,952	1,003	1,072	0,617	0,644	0,967	0,921	0,787	0,973	0,970	0,928	0,957	0,883	0,961	0,366	0,737					
FeO	30,83	30,71	31,02	30,85	30,91	30,74	30,85	30,95	30,87	30,66	30,99	30,66	31,01	30,83	30,57	30,41	30,33	30,44	30,93	30,69	30,82	30,81					
MnO	0,014	0,000	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,009	0,060	0,027	0,047	0,015	0,011	0,027	0,046	0,000	0,022	0,027	0,014	0,000					
MgO	0,000	0,006	0,038	0,013	0,014	0,038	0,028	0,000	0,017	0,062	0,125	0,000	0,000	0,047	0,025	0,041	0,000	0,022	0,048	0,039	0,065	0,051					
NiO	0,023	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,014	0,013	0,000	0,010	0,013	0,000	0,015	0,000	0,006	0,004	0,030	0,000					
ZnO	0,037	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,182	0,010	0,101	0,071	0,063	0,000	0,051	0,000	0,000	0,083	0,000	0,028					
Total	100,11	99,98	100,49	100,19	100,42	100,19	100,02	100,39	100,25	98,95	99,73	99,04	99,62	99,33	98,96	98,85	98,59	98,80	100,02	99,24	99,92	99,73					
Proportions atomiques sur une base de 4 O																											
Ti	0,007	0,006	0,012	0,008	0,005	0,004	0,006	0,005	0,005	0,015	0,026	0,017	0,023	0,020	0,013	0,010	0,009	0,011	0,017	0,019	0,010	0,015					
Fe ³⁺	1,934	1,933	1,915	1,927	1,946	1,945	1,949	1,951	1,948	1,913	1,882	1,901	1,892	1,897	1,915	1,916	1,926	1,919	1,895	1,888	1,932	1,905					
Al	0,025	0,024	0,038	0,029	0,020	0,022	0,018	0,018	0,020	0,032	0,038	0,027	0,027	0,031	0,025	0,033	0,026	0,028	0,036	0,036	0,025	0,032					
Cr	0,011	0,015	0,015	0,014	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,019	0,021	0,026	0,024	0,022	0,018	0,016	0,018	0,017	0,025	0,026	0,024	0,025					
V	0,031	0,030	0,024	0,028	0,034	0,037	0,029	0,031	0,033	0,019	0,020	0,030	0,028	0,024	0,030	0,030	0,029	0,030	0,027	0,030	0,011	0,023					
Fe ²⁺	0,987	0,984	0,987	0,986	0,987	0,984	0,990	0,989	0,987	0,991	0,993	0,990	0,996	0,993	0,989	0,984	0,985	0,986	0,988	0,988	0,988	0,988					
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Mg	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,004	0,007	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003	0,002	0,004	0,003					
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000					
Total cations	2,993	2,993	2,992	2,993	2,994	2,994	2,995	2,995	2,994	2,994	2,994	2,991	2,992	2,993	2,992	2,992	2,992	2,992	2,991	2,991	2,994	2,992					
XMt	99,73	99,76	99,54	99,68	99,80	99,85	99,76	99,80	99,81	99,39	98,97	99,31	99,08	99,19	99,46	99,58	99,65	99,56	99,29	99,21	99,61	99,38					
XUsp	0,268	0,237	0,465	0,323	0,197	0,150	0,236	0,196	0,195	0,613	1,032	0,689	0,919	0,814	0,541	0,418	0,349	0,436	0,710	0,786	0,387	0,625					
RO	49,49	49,42	49,53	49,48	49,53	49,49	49,66	49,60	49,57	49,74	50,02	49,54	49,78	49,77	49,57	49,46	49,43	49,48	49,55	49,60	49,63	49,59					
R ₂ O ₃	50,17	50,29	49,89	50,12	50,22	50,32	50,04	50,15	50,18	49,49	48,71	49,62	49,09	49,23	49,76	50,02	50,13	49,97	49,58	49,45	49,88	49,63					
TO ₂	0,336	0,297	0,579	0,405	0,249	0,192	0,302	0,249	0,248	0,767	1,268	0,847	1,127	1,004	0,674	0,521	0,435	0,544	0,872	0,959	0,491	0,774					

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.

c) Péridotites nelsonitiques																																				
	1116B						n = 6				1310				n = 3				2160B				n = 5				PAU2-5						n = 9			
TiO ₂	2,051	1,910	1,910	2,211	1,986	2,190	2,043	0,937	0,742	0,780	0,820	1,754	2,524	2,031	2,175	1,873	2,071	1,731	1,224	1,237	1,700	1,272	0,747	1,409	1,173	1,241	1,304									
Fe ₂ O ₃	63,96	63,57	64,16	63,44	64,14	63,96	63,87	66,09	66,16	66,49	66,25	64,60	63,32	64,15	63,92	64,79	64,16	64,14	65,09	65,03	64,15	65,04	66,02	64,71	65,19	65,02	64,93									
Al ₂ O ₃	0,823	0,829	0,691	1,004	0,838	0,727	0,819	0,670	0,492	0,620	0,594	1,074	0,950	0,861	0,980	0,777	0,928	0,706	1,026	0,834	0,936	0,859	0,740	0,598	0,742	0,676	0,791									
Cr ₂ O ₃	0,000	0,013	0,020	0,013	0,021	0,005	0,000	0,034	0,042	0,044	0,040	0,003	0,000	0,002	0,003	0,002	0,000	0,353	0,345	0,340	0,338	0,340	0,355	0,343	0,341	0,340	0,344									
V ₂ O ₅	0,273	0,241	0,282	0,313	0,310	0,289	0,285	0,497	0,441	0,526	0,488	0,247	0,256	0,270	0,186	0,226	0,237	1,277	1,325	1,247	1,278	1,202	1,174	1,329	1,268	1,266	1,263									
FeO	32,56	32,13	32,39	32,58	32,54	32,73	32,49	31,50	31,19	31,39	31,36	32,32	33,09	32,58	32,80	32,58	32,68	31,94	31,45	31,47	31,81	31,42	30,89	31,63	31,28	31,33	31,47									
MnO	0,083	0,118	0,055	0,065	0,078	0,056	0,076	0,021	0,027	0,049	0,016	0,082	0,062	0,074	0,076	0,097	0,078	0,083	0,055	0,104	0,066	0,054	0,028	0,076	0,042	0,043	0,058									
MgO	0,063	0,043	0,058	0,127	0,060	0,102	0,076	0,075	0,034	0,056	0,055	0,106	0,116	0,090	0,078	0,067	0,091	0,108	0,194	0,111	0,209	0,210	0,221	0,088	0,212	0,197	0,172									
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,016	0,021	0,000	0,000	0,030	0,000	0,004	0,000									
ZnO	0,004	0,010	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000	0,140	0,000	0,036	0,047	0,022	0,000	0,065	0,000	0,144	0,029	0,029	0,000	0,015	0,062	0,033	0,021	0,086	0,078	0,000	0,018									
Total	99,82	98,84	99,54	99,74	99,96	100,06	99,66	99,94	99,10	99,95	99,67	100,19	100,32	100,06	100,21	100,55	100,27	100,34	100,70	100,38	100,49	100,40	100,14	100,27	100,33	100,11	100,35									
Proportions atomiques sur une base de 4 O																																				
Ti	0,059	0,056	0,055	0,064	0,057	0,063	0,059	0,027	0,022	0,022	0,024	0,050	0,072	0,058	0,062	0,054	0,059	0,050	0,035	0,035	0,048	0,036	0,021	0,040	0,034	0,036	0,037									
Fe ³⁺	1,843	1,850	1,856	1,826	1,846	1,839	1,843	1,906	1,926	1,917	1,916	1,852	1,812	1,843	1,833	1,855	1,839	1,836	1,852	1,860	1,830	1,859	1,894	1,856	1,866	1,866	1,858									
Al	0,037	0,038	0,031	0,045	0,038	0,033	0,037	0,030	0,022	0,028	0,027	0,048	0,043	0,039	0,044	0,035	0,042	0,032	0,046	0,037	0,042	0,038	0,033	0,027	0,033	0,030	0,035									
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010									
V	0,008	0,007	0,009	0,010	0,010	0,009	0,009	0,015	0,014	0,016	0,015	0,008	0,008	0,008	0,006	0,007	0,007	0,039	0,040	0,038	0,039	0,037	0,036	0,041	0,039	0,039	0,038									
Fe ²⁺	1,043	1,039	1,041	1,042	1,041	1,046	1,042	1,009	1,009	1,006	1,008	1,030	1,053	1,040	1,045	1,037	1,041	1,016	0,995	1,001	1,008	0,998	0,984	1,008	0,995	0,999	1,000									
Mn	0,003	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002									
Mg	0,004	0,002	0,003	0,007	0,003	0,006	0,004	0,004	0,002	0,003	0,003	0,006	0,007	0,005	0,004	0,004	0,005	0,006	0,011	0,006	0,012	0,012	0,013	0,005	0,012	0,011	0,010									
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000									
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001									
Total cations	2,997	2,997	2,997	2,996	2,996	2,997	2,997	2,997	2,997	2,996	2,996	2,996	2,996	2,997	2,997	2,997	2,997	2,992	2,991	2,992	2,991	2,992	2,992	2,993	2,992	2,992	2,992									
XMt	97,66	97,79	97,82	97,46	97,73	97,52	97,66	98,94	99,16	99,12	99,07	97,99	97,12	97,69	97,52	97,88	97,64	97,98	98,58	98,56	98,02	98,53	99,15	98,36	98,64	98,56	98,48									
Xusp	2,343	2,208	2,175	2,540	2,267	2,482	2,336	1,063	0,841	0,884	0,929	2,006	2,877	2,312	2,482	2,120	2,359	2,019	1,425	1,444	1,985	1,473	0,854	1,641	1,360	1,437	1,515									
RO	51,11	51,03	51,03	51,16	51,05	51,22	51,10	50,36	50,19	50,17	50,24	50,84	51,40	51,09	51,18	51,11	51,12	50,41	49,95	50,05	50,33	50,08	49,72	50,26	50,07	50,09	50,11									
R ₂ O ₃	46,01	46,25	46,25	45,75	46,17	45,72	46,02	48,30	48,74	48,72	48,59	46,70	45,11	46,07	45,79	46,27	45,99	47,15	48,32	48,20	47,28	48,12	49,21	47,74	48,26	48,15	48,05									
TO ₂	2,878	2,712	2,695	3,095	2,786	3,060	2,872	1,336	1,072	1,116	1,175	2,461	3,497	2,843	3,033	2,616	2,891	2,436	1,727	1,752	2,386	1,799	1,068	1,995	1,663	1,762	1,845									

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.

c) Péridotites nelsonitiques												
	PAU2-56 n = 3				PAU2-80 n = 7							
TiO ₂	0,954	1,174	1,036	1,055	6,353	5,670	2,841	5,136	5,067	4,337	5,458	4,980
Fe ₂ O ₃	65,70	65,08	65,73	65,50	55,38	56,23	63,00	58,12	57,59	59,21	56,94	58,07
Al ₂ O ₃	0,751	1,110	0,875	0,912	1,422	2,275	0,862	0,905	1,585	1,346	1,355	1,393
Cr ₂ O ₃	0,095	0,082	0,078	0,085	0,039	0,034	0,036	0,025	0,035	0,038	0,035	0,031
V ₂ O ₅	1,144	1,072	1,108	1,108	0,900	0,812	0,780	0,736	0,604	0,768	0,686	0,755
FeO	31,27	31,36	31,44	31,35	36,24	35,21	33,34	35,24	34,98	34,29	35,32	34,95
MnO	0,037	0,038	0,046	0,015	0,189	0,163	0,063	0,171	0,156	0,111	0,185	0,148
MgO	0,129	0,218	0,145	0,164	0,230	0,516	0,201	0,165	0,247	0,286	0,228	0,268
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,080	0,003	0,045	0,027	0,122	0,040	0,085	0,000	0,005	0,052	0,060	0,030
Total	100,12	100,09	100,45	100,22	100,88	100,91	101,21	100,47	100,27	100,39	100,21	100,62
Proportions atomiques sur une base de 4 O												
Ti	0,027	0,034	0,030	0,030	0,179	0,159	0,080	0,146	0,144	0,123	0,155	0,141
Fe ³⁺	1,887	1,863	1,879	1,877	1,564	1,576	1,786	1,655	1,636	1,683	1,620	1,646
Al	0,034	0,050	0,039	0,041	0,063	0,100	0,038	0,040	0,071	0,060	0,060	0,062
Cr	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
V	0,035	0,033	0,034	0,034	0,027	0,024	0,024	0,022	0,018	0,023	0,021	0,023
Fe ²⁺	0,998	0,998	0,999	0,998	1,137	1,097	1,050	1,116	1,105	1,083	1,117	1,101
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,005	0,002	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005
Mg	0,007	0,012	0,008	0,009	0,013	0,029	0,011	0,009	0,014	0,016	0,013	0,015
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,002	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Total cations	2,993	2,992	2,993	2,993	2,993	2,991	2,995	2,995	2,993	2,993	2,993	2,993
XMt	98,90	98,65	98,81	98,79	92,41	93,12	96,75	94,03	93,96	94,89	93,52	94,01
Xusp	1,097	1,354	1,190	1,214	7,594	6,883	3,246	5,974	6,037	5,108	6,480	5,992
RO	50,03	50,06	50,04	50,04	53,53	52,83	51,47	52,93	52,74	52,28	53,02	52,69
R ₂ O ₃	48,61	48,28	48,49	48,46	38,20	39,74	44,64	40,23	40,51	41,88	39,74	40,68
TO ₂	1,360	1,665	1,469	1,498	8,277	7,423	3,887	6,848	6,755	5,841	7,247	6,630

d) Roches à oxydes de Fe-Ti										
	22257A					22257A				
	0,388	0,406	0,535	0,455	0,407	0,385	0,401	0,408	0,411	0,422
	67,18	67,23	66,91	67,03	67,42	67,49	67,33	67,29	67,25	67,24
	0,566	0,530	0,554	0,476	0,494	0,482	0,463	0,477	0,456	0,500
	0,444	0,453	0,452	0,449	0,441	0,429	0,429	0,448	0,457	0,445
	1,001	1,020	0,928	0,876	0,969	0,963	0,986	0,918	1,021	0,965
	30,91	30,96	31,02	30,92	31,02	31,02	30,97	30,96	30,94	30,97
	0,036	0,043	0,041	0,041	0,040	0,043	0,041	0,041	0,040	0,010
	0,095	0,091	0,109	0,103	0,100	0,093	0,092	0,096	0,094	0,097
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	0,024	0,027	0,026	0,031	0,030	0,028	0,030	0,028	0,031	0,000
	100,58	100,74	100,51	100,31	100,85	100,91	100,67	100,60	100,63	100,64
	0,011	0,012	0,015	0,013	0,012	0,011	0,011	0,012	0,012	0,012
	1,923	1,923	1,917	1,926	1,926	1,928	1,927	1,927	1,926	1,925
	0,025	0,024	0,025	0,021	0,022	0,022	0,021	0,021	0,020	0,022
	0,013	0,014	0,014	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,014	0,013
	0,031	0,031	0,028	0,027	0,030	0,029	0,030	0,028	0,031	0,029
	0,984	0,984	0,988	0,987	0,985	0,984	0,985	0,986	0,985	0,985
	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	2,993	2,993	2,993	2,993	2,993	2,993	2,993	2,993	2,993	2,993
	99,56	99,54	99,39	99,48	99,54	99,57	99,55	99,54	99,53	99,52
	0,440	0,461	0,608	0,516	0,460	0,434	0,454	0,461	0,465	0,478
	49,54	49,58	49,67	49,66	49,59	49,61	49,59	49,61	49,57	49,60
	49,90	49,84	49,56	49,69	49,83	49,84	49,84	49,81	49,84	49,79
	0,556	0,581	0,766	0,653	0,583	0,550	0,575	0,585	0,588	0,604

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.

d) Roches à oxydes de Fe-Ti (suite)																								
	2288										2453													
	n = 9										n = 13													
TiO ₂	5,754	5,044	5,277	6,260	5,143	5,723	5,989	5,894	5,935	5,669	1,426	1,829	1,097	1,592	1,081	0,976	0,915	1,174	1,515	1,106	1,380	2,000	1,662	1,366
Fe ₂ O ₃	53,85	55,15	54,53	52,30	54,49	53,77	52,22	52,90	52,48	53,52	63,78	62,92	64,51	63,42	64,59	64,94	65,00	64,30	63,53	64,26	63,58	62,75	63,53	63,93
Al ₂ O ₃	2,163	2,133	2,303	3,101	2,387	2,637	3,435	2,723	3,244	2,681	1,712	1,447	1,147	1,239	1,138	0,912	1,302	1,398	1,447	1,624	1,515	1,628	1,230	1,365
Cr ₂ O ₃	2,575	2,713	2,681	2,597	2,807	2,571	2,580	2,622	2,576	2,636	0,430	0,435	0,410	0,392	0,394	0,409	0,436	0,440	0,459	0,471	0,500	0,422	0,387	0,430
V ₂ O ₅	0,875	0,864	0,907	0,797	0,866	0,818	0,874	0,901	0,864	0,863	0,957	0,953	0,984	0,976	0,960	1,011	0,782	0,938	0,985	0,923	0,947	0,985	0,937	0,949
FeO	32,62	32,50	32,60	32,81	32,64	32,55	32,58	32,82	32,54	32,63	31,36	31,65	31,13	31,55	31,09	31,07	30,92	31,04	31,31	31,02	31,15	31,92	31,62	31,29
MnO	0,242	0,208	0,209	0,241	0,194	0,232	0,255	0,221	0,238	0,227	0,039	0,065	0,042	0,072	0,046	0,034	0,023	0,068	0,042	0,043	0,047	0,058	0,080	0,026
MgO	1,390	1,080	1,136	1,588	0,991	1,474	1,483	1,298	1,486	1,325	0,260	0,221	0,126	0,121	0,150	0,106	0,227	0,238	0,263	0,229	0,240	0,238	0,173	0,199
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,056	0,047	0,049	0,032	0,050	0,060	0,045	0,036	0,029	0,039	0,033	0,040	0,027	0,037
ZnO	0,025	0,026	0,028	0,027	0,026	0,026	0,029	0,029	0,027	0,000	0,012	0,030	0,088	0,000	0,108	0,029	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,108	0,023
Total	99,47	99,69	99,65	99,69	99,52	99,78	99,41	99,38	99,36	99,55	99,98	99,56	99,54	99,39	99,56	99,48	99,63	99,63	99,51	99,67	99,35	100,04	99,73	99,62
Proportions atomiques sur une base de 4 O																								
Ti	0,162	0,142	0,148	0,174	0,145	0,160	0,167	0,166	0,166	0,159	0,041	0,052	0,032	0,046	0,031	0,028	0,026	0,034	0,043	0,032	0,040	0,057	0,048	0,039
Fe ³⁺	1,516	1,554	1,534	1,458	1,536	1,504	1,458	1,486	1,468	1,501	1,820	1,806	1,858	1,827	1,860	1,875	1,868	1,846	1,824	1,841	1,828	1,790	1,824	1,836
Al	0,095	0,094	0,102	0,135	0,105	0,116	0,150	0,120	0,142	0,118	0,077	0,065	0,052	0,056	0,051	0,041	0,059	0,063	0,065	0,073	0,068	0,073	0,055	0,061
Cr	0,076	0,080	0,079	0,076	0,083	0,076	0,076	0,077	0,076	0,078	0,013	0,013	0,012	0,012	0,012	0,012	0,013	0,013	0,014	0,014	0,015	0,013	0,012	0,013
V	0,026	0,026	0,027	0,024	0,026	0,024	0,026	0,027	0,026	0,026	0,029	0,029	0,030	0,030	0,029	0,031	0,024	0,029	0,030	0,028	0,029	0,030	0,029	0,029
Fe ²⁺	1,020	1,018	1,020	1,016	1,023	1,012	1,011	1,025	1,011	1,017	0,995	1,009	0,997	1,010	0,995	0,997	0,988	0,990	0,999	0,988	0,995	1,012	1,009	0,999
Mn	0,008	0,007	0,007	0,008	0,006	0,007	0,008	0,007	0,008	0,007	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001
Mg	0,078	0,060	0,063	0,088	0,055	0,082	0,082	0,072	0,082	0,074	0,015	0,013	0,007	0,007	0,009	0,006	0,013	0,014	0,015	0,013	0,014	0,013	0,010	0,011
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001
Total cations	2,981	2,981	2,980	2,979	2,980	2,980	2,978	2,979	2,978	2,980	2,990	2,991	2,992	2,992	2,992	2,992	2,992	2,991	2,990	2,990	2,990	2,990	2,992	2,991
XMt	92,62	93,52	93,18	91,84	93,29	92,65	92,08	92,28	92,20	92,63	98,31	97,82	98,71	98,10	98,73	98,86	98,94	98,62	98,21	98,70	98,36	97,61	98,03	98,38
Xusp	7,376	6,478	6,818	8,163	6,710	7,351	7,918	7,721	7,803	7,369	1,687	2,183	1,295	1,898	1,272	1,143	1,060	1,380	1,792	1,303	1,640	2,391	1,969	1,616
RO	52,04	51,55	51,66	52,13	51,52	51,91	51,85	51,96	51,88	51,84	50,03	50,41	50,00	50,29	50,02	49,92	49,84	49,95	50,10	49,80	50,00	50,46	50,41	50,10
R ₂ O ₃	40,33	41,69	41,31	39,69	41,59	40,54	40,27	40,25	40,31	40,66	47,96	47,01	48,43	47,45	48,44	48,68	48,85	48,38	47,76	48,62	48,04	46,74	47,24	47,97
TO ₂	7,622	6,752	7,038	8,179	6,887	7,546	7,873	7,790	7,817	7,504	2,013	2,579	1,567	2,260	1,544	1,399	1,308	1,671	2,148	1,574	1,964	2,798	2,347	1,939

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.

d) Roches à oxydes de Fe-Ti (suite)																			
	4047										NA3-50								
	n = 9										n = 8								
TiO ₂	0,862	0,733	0,964	0,871	0,934	0,954	0,820	1,071	0,856	0,896	5,434	5,079	6,426	5,177	2,638	4,488	4,907	2,513	4,583
Fe ₂ O ₃	65,09	65,32	64,88	65,54	64,97	65,04	65,62	64,90	65,48	65,21	55,28	56,06	54,08	56,78	61,93	57,82	56,68	61,98	57,57
Al ₂ O ₃	0,708	0,857	0,847	0,740	1,005	0,819	0,698	1,037	0,829	0,838	3,167	2,612	2,202	1,692	1,394	1,880	2,789	1,838	2,197
Cr ₂ O ₃	1,901	1,969	1,899	1,906	1,937	1,883	1,865	1,847	1,988	1,910	0,367	0,382	0,363	0,356	0,405	0,405	0,402	0,384	0,383
V ₂ O ₅	0,886	0,875	0,864	0,834	0,894	0,886	0,946	0,891	0,874	0,883	0,818	0,867	0,908	0,799	0,872	0,858	0,895	0,837	0,857
FeO	30,41	30,31	30,49	30,65	30,49	30,49	30,63	30,65	30,57	30,52	34,79	34,40	35,83	34,84	32,47	33,97	34,36	32,30	34,12
MnO	0,041	0,036	0,066	0,045	0,045	0,062	0,075	0,084	0,055	0,056	0,152	0,149	0,201	0,167	0,061	0,145	0,152	0,083	0,139
MgO	0,355	0,372	0,373	0,346	0,411	0,399	0,302	0,420	0,374	0,373	0,457	0,409	0,353	0,249	0,319	0,354	0,444	0,378	0,370
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	<i>0,009</i>	<i>0,030</i>	<i>0,014</i>	<i>0,005</i>	<i>0,026</i>	<i>0,021</i>	<i>0,018</i>	<i>0,004</i>	0,000
ZnO	<i>0,031</i>	<i>0,029</i>	<i>0,034</i>	<i>0,025</i>	<i>0,028</i>	<i>0,026</i>	<i>0,028</i>	<i>0,027</i>	<i>0,028</i>	0,000	<i>0,031</i>	<i>0,022</i>	0,000	0,098	0,000	0,083	0,098	<i>0,053</i>	0,035
Total	100,26	100,47	100,38	100,94	100,69	100,53	100,96	100,90	101,02	100,68	100,47	99,95	100,36	100,16	100,09	100,00	100,73	100,31	100,26
Proportions atomiques sur une base de 4 O																			
Ti	0,025	0,021	0,027	0,025	0,027	0,027	0,023	0,030	0,024	0,025	0,152	0,143	0,181	0,147	0,075	0,127	0,137	0,071	0,129
Fe ³⁺	1,860	1,861	1,850	1,860	1,844	1,851	1,863	1,838	1,855	1,854	1,548	1,584	1,524	1,613	1,766	1,642	1,588	1,758	1,628
Al	0,032	0,038	0,038	0,033	0,045	0,037	0,031	0,046	0,037	0,037	0,139	0,116	0,097	0,075	0,062	0,084	0,122	0,082	0,097
Cr	0,057	0,059	0,057	0,057	0,058	0,056	0,056	0,055	0,059	0,057	0,011	0,011	0,011	0,011	0,012	0,012	0,012	0,011	0,011
V	0,027	0,027	0,026	0,025	0,027	0,027	0,029	0,027	0,026	0,027	0,024	0,026	0,027	0,024	0,026	0,026	0,027	0,025	0,026
Fe ²⁺	0,966	0,960	0,966	0,967	0,962	0,965	0,966	0,965	0,962	0,964	1,083	1,080	1,122	1,100	1,029	1,072	1,070	1,018	1,072
Mn	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,005	0,005	0,006	0,005	0,002	0,005	0,005	0,003	0,004
Mg	0,020	0,021	0,021	0,019	0,023	0,023	0,017	0,024	0,021	0,021	0,025	0,023	0,020	0,014	0,018	0,020	0,025	0,021	0,021
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001
Total cations	2,988	2,987	2,987	2,988	2,987	2,987	2,988	2,987	2,987	2,987	2,987	2,988	2,989	2,992	2,991	2,991	2,988	2,990	2,990
XMt	98,99	99,15	98,87	98,99	98,91	98,89	99,04	98,75	99,00	98,95	93,09	93,62	92,00	93,69	96,88	94,52	93,85	97,01	94,36
Xusp	1,009	0,852	1,131	1,013	1,089	1,114	0,958	1,251	0,995	1,046	6,911	6,376	7,995	6,307	3,120	5,485	6,148	2,989	5,639
RO	49,37	49,21	49,41	49,39	49,32	49,41	49,33	49,45	49,31	49,36	52,35	52,26	53,19	52,66	50,98	52,13	52,13	50,79	52,08
R ₂ O ₃	49,40	49,74	49,22	49,38	49,35	49,23	49,50	49,04	49,48	49,37	40,50	40,97	38,43	40,44	45,37	41,83	41,37	45,74	41,78
TO ₂	1,231	1,047	1,372	1,235	1,326	1,356	1,165	1,512	1,213	1,273	7,154	6,767	8,385	6,900	3,654	6,043	6,501	3,473	6,141

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.

e) Diorites ferrifères																												
	1089A n = 6						1089B n = 4					1089D n = 6						1194B n = 8										
TiO ₂	0,052	0,024	0,027	0,038	0,124	0,069	0,041	0,032	0,047	0,021	0,684	0,183	0,007	0,028	0,082	0,033	0,023	0,034	0,014	0,338	0,407	0,356	0,336	0,331	0,357	0,361	0,344	0,354
Fe ₂ O ₃	67,91	67,21	67,93	67,52	67,81	67,85	67,71	68,46	68,37	68,46	67,35	68,16	67,45	66,89	67,00	67,27	68,07	67,55	67,37	68,55	68,50	68,22	68,09	68,16	68,24	68,17	68,08	68,25
Al ₂ O ₃	0,244	0,268	0,245	0,272	0,218	0,217	0,244	0,307	0,289	0,347	0,281	0,306	0,202	0,316	0,265	0,191	0,096	0,096	0,194	0,410	0,403	0,393	0,393	0,355	0,389	0,388	0,385	0,389
Cr ₂ O ₃	0,084	0,074	0,070	0,065	0,078	0,087	0,076	0,026	0,039	0,017	0,016	0,010	0,065	0,052	0,056	0,206	0,204	0,207	0,132	0,091	0,088	0,095	0,088	0,090	0,091	0,091	0,086	0,090
V ₂ O ₅	0,300	0,283	0,271	0,259	0,291	0,269	0,279	0,292	0,300	0,251	0,207	0,263	0,269	0,273	0,266	0,306	0,262	0,296	0,279	0,307	0,340	0,300	0,309	0,299	0,317	0,326	0,302	0,312
FeO	30,68	30,30	30,63	30,37	30,77	30,64	30,56	30,87	30,94	30,84	31,52	31,04	30,39	29,95	30,31	30,29	30,59	30,33	30,31	31,41	31,51	31,27	31,16	31,20	31,29	31,26	31,19	31,29
MnO	0,000	0,001	0,023	0,002	0,000	0,017	0,000	0,029	0,000	0,004	0,018	0,000	0,023	0,017	0,028	0,042	0,013	0,041	0,000	0,037	0,038	0,042	0,038	0,040	0,039	0,041	0,041	0,005
MgO	0,030	0,020	0,000	0,058	0,023	0,042	0,029	0,003	0,001	0,046	0,051	0,024	0,000	0,133	0,027	0,000	0,030	0,032	0,037	0,080	0,078	0,090	0,100	0,083	0,084	0,085	0,087	0,086
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,047	0,018	0,000	0,110	0,042	0,022	0,018	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,170	0,000	0,098	0,007	0,153	0,070	0,028	0,029	0,031	0,027	0,029	0,028	0,028	0,030	0,000
Total	99,31	98,23	99,14	98,86	99,31	99,22	99,01	99,96	99,99	99,94	100,10	100,00	98,38	97,78	98,00	98,37	99,25	98,66	98,41	101,19	101,33	100,77	100,48	100,52	100,77	100,68	100,47	100,77
Proportions atomiques sur une base de 4 O																												
Ti	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,020	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,012	0,010	0,010	0,009	0,010	0,010	0,010	0,010
Fe ³⁺	1,978	1,979	1,983	1,975	1,976	1,978	1,978	1,981	1,978	1,981	1,945	1,971	1,984	1,977	1,977	1,980	1,986	1,983	1,981	1,956	1,952	1,955	1,957	1,959	1,956	1,955	1,957	1,956
Al	0,011	0,012	0,011	0,012	0,010	0,010	0,011	0,014	0,013	0,016	0,013	0,014	0,009	0,015	0,012	0,009	0,004	0,004	0,009	0,018	0,018	0,018	0,018	0,016	0,017	0,017	0,017	0,017
Cr	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,006	0,006	0,006	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
V	0,009	0,009	0,008	0,008	0,009	0,008	0,009	0,009	0,009	0,008	0,006	0,008	0,008	0,009	0,008	0,010	0,008	0,009	0,009	0,009	0,010	0,009	0,009	0,009	0,010	0,010	0,009	0,010
Fe ²⁺	0,993	0,991	0,993	0,987	0,996	0,993	0,992	0,993	0,995	0,991	1,012	0,998	0,994	0,984	0,994	0,991	0,992	0,989	0,991	0,996	0,998	0,996	0,995	0,996	0,997	0,997	0,996	0,996
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,002	0,001	0,000	0,003	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,008	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	0,004	0,004	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total cations	2,998	2,999	2,998	3,001	2,998	2,998	2,999	2,998	2,998	2,998	2,998	2,998	2,998	2,999	2,998	2,998	2,998	2,999	2,998	2,997	2,997	2,997	2,997	2,997	2,997	2,997	2,997	2,997
XMt	99,94	100,0	100,0	100,0	99,86	99,92	99,95	100,00	99,95	100,00	99,24	99,80	100,00	100,00	99,91	100,00	100,00	100,00	99,99	99,63	99,55	99,61	99,63	99,64	99,61	99,60	99,62	99,61
Xusp	0,057	-0,001	0,000	-0,002	0,138	0,076	0,045	0,000	0,052	-0,002	0,756	0,202	0,000	-0,004	0,092	0,000	0,000	0,000	0,015	0,370	0,446	0,392	0,369	0,364	0,392	0,398	0,379	0,389
RO	49,82	49,87	49,78	50,10	49,89	49,89	49,89	49,81	49,82	49,80	50,32	49,94	49,79	49,89	49,83	49,78	49,78	49,85	49,82	49,95	49,99	49,99	49,95	49,96	49,96	49,96	49,96	49,96
R ₂ O ₃	50,10	50,13	50,22	49,90	49,93	50,01	50,05	50,19	50,11	50,20	48,70	49,80	50,21	50,11	50,04	50,22	50,22	50,15	50,16	49,57	49,44	49,50	49,57	49,57	49,53	49,52	49,55	49,53
1 O ₂	0,08	0,00	0,00	0,00	0,18	0,10	0,06	0,00	0,07	0,00	0,98	0,26	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,02	0,48	0,38	0,51	0,48	0,47	0,51	0,51	0,51	0,51

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.13. Composition chimique des magnétites analysées à la microsonde.

f) Pyroxénite à oxydes de Fe-Ti											g) Dunite à oxydes de Fe-Ti							
	149A										NA1-7							
	n = 9										n = 6							
TiO ₂	1,543	1,410	2,023	1,847	1,274	1,552	1,576	2,142	1,402	1,641	1,023	0,659	1,191	1,329	1,640	1,008	1,142	
Fe ₂ O ₃	65,20	65,67	64,19	64,74	65,28	64,91	65,11	64,00	65,70	64,98	65,75	66,47	65,43	65,06	64,27	65,41	65,40	
Al ₂ O ₃	0,676	0,796	0,930	0,723	0,683	0,998	0,868	0,703	0,975	0,817	0,885	0,879	0,680	0,959	1,167	1,057	0,938	
Cr ₂ O ₃	0,107	0,133	0,098	0,082	0,100	0,119	0,083	0,096	0,093	0,101	0,333	0,373	0,372	0,368	0,354	0,358	0,360	
V ₂ O ₅	0,660	0,636	0,619	0,664	0,593	0,622	0,598	0,581	0,572	0,616	0,992	1,004	1,016	0,961	0,979	0,972	0,987	
FeO	32,16	31,99	32,52	32,48	31,73	32,01	32,17	32,71	31,99	32,19	31,50	31,20	31,56	31,70	31,84	31,30	31,52	
MnO	0,077	0,035	0,032	0,067	0,046	0,027	0,060	0,072	0,025	0,036	0,033	0,013	0,071	0,032	0,044	0,031	0,019	
MgO	0,064	0,186	0,166	0,087	0,071	0,177	0,115	0,064	0,227	0,129	0,110	0,106	0,109	0,150	0,223	0,159	0,143	
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,003	0,013	0,000	0,000	
ZnO	0,015	0,019	0,000	0,000	0,120	0,076	0,113	0,046	0,000	0,034	0,000	0,000	0,153	0,045	0,000	0,138	0,049	
Total	100,49	100,82	100,54	100,68	99,89	100,46	100,69	100,36	100,96	100,54	100,60	100,70	100,58	100,52	100,51	100,40	100,55	
Proportions atomiques sur une base de 4 O																		
Ti	0,044	0,040	0,058	0,053	0,037	0,044	0,045	0,061	0,040	0,047	0,029	0,019	0,034	0,038	0,047	0,029	0,033	
Fe ³⁺	1,868	1,872	1,832	1,849	1,882	1,855	1,859	1,834	1,868	1,858	1,877	1,897	1,871	1,857	1,831	1,869	1,867	
Al	0,030	0,036	0,042	0,032	0,031	0,045	0,039	0,032	0,043	0,037	0,040	0,039	0,030	0,043	0,052	0,047	0,042	
Cr	0,003	0,004	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,010	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	
V	0,020	0,019	0,019	0,020	0,018	0,019	0,018	0,018	0,017	0,019	0,030	0,031	0,031	0,029	0,030	0,030	0,030	
Fe ²⁺	1,024	1,013	1,032	1,031	1,017	1,016	1,021	1,042	1,011	1,023	1,000	0,989	1,003	1,006	1,008	0,994	1,000	
Mn	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	
Mg	0,004	0,011	0,009	0,005	0,004	0,010	0,007	0,004	0,013	0,007	0,006	0,006	0,006	0,008	0,013	0,009	0,008	
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,001	
Total cations	2,995	2,995	2,994	2,995	2,996	2,995	2,996	2,995	2,995	2,995	2,992	2,992	2,994	2,992	2,992	2,993	2,992	
XMt	98,24	98,41	97,69	97,90	98,54	98,22	98,20	97,55	98,42	98,13	98,82	99,24	98,62	98,46	98,09	98,83	98,68	
Xusp	1,757	1,593	2,313	2,102	1,458	1,776	1,799	2,446	1,582	1,870	1,179	0,756	1,375	1,537	1,910	1,169	1,320	
RO	50,61	50,46	50,87	50,82	50,54	50,57	50,69	51,05	50,45	50,67	49,95	49,69	50,24	50,15	50,33	49,99	50,06	
R ₂ O ₃	47,22	47,56	46,31	46,60	47,65	47,25	47,10	45,96	47,59	47,03	48,60	49,37	48,08	47,98	47,37	48,58	48,32	
TO ₂	2,171	1,980	2,821	2,581	1,809	2,180	2,209	2,990	1,964	2,302	1,450	0,938	1,684	1,875	2,300	1,430	1,615	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le SiO₂, CoO et CaO ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.14. Composition chimique des spinelles analysés à la microsonde.

a) Troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite					b) Péridotites nelsonitiques																						
	C140	n = 3			C555	n = 2		1310	n = 3			2160B	n = 4			PAU2-5	n = 9										
TiO ₂	0,062	0,045	0,107	0,071	0,061	0,069	0,065	<i>0,031</i>	0,068	0,087	0,052	0,051	0,059	0,076	0,080	0,067	<i>0,011</i>	<i>0,022</i>	0,035	<i>0,022</i>	0,051	0,049	<i>0,020</i>	0,034	<i>0,022</i>	0,019	
SiO ₂	0,000	0,034	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	5,450	5,248	5,465	5,388	5,057	5,315	5,186	4,251	5,028	3,546	4,275	5,007	4,123	5,215	4,919	4,816	4,771	3,957	4,501	5,050	4,794	4,661	4,923	4,191	4,839	4,632	
Al ₂ O ₃	56,22	55,49	56,25	55,98	58,59	58,62	58,60	60,74	59,87	61,22	60,61	59,38	59,97	59,30	59,44	59,52	60,71	61,90	60,63	60,35	61,10	61,27	60,54	61,09	59,98	60,84	
Cr ₂ O ₃	0,702	0,812	0,594	0,703	0,964	0,954	0,959	0,042	0,050	0,049	0,047	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,049	0,069	0,078	0,057	0,062	0,056	0,061	0,076	0,057	0,063	
V ₂ O ₅	0,122	0,110	0,126	0,119	0,080	0,036	0,058	0,046	0,053	0,053	0,051	<i>0,033</i>	<i>0,009</i>	<i>0,013</i>	<i>0,007</i>	0,000	0,139	0,104	0,119	0,090	0,117	0,087	0,136	0,084	0,154	0,114	
FeO	33,37	33,47	33,05	33,30	28,28	28,36	28,32	27,81	28,21	27,37	27,80	28,26	27,89	28,30	28,20	28,16	24,63	24,28	24,85	24,73	24,39	24,30	24,82	24,38	24,78	24,57	
MnO	0,196	0,219	0,189	0,201	0,157	0,182	0,170	0,191	0,199	0,200	0,197	0,257	0,230	0,226	0,226	0,235	0,119	0,159	0,157	0,151	0,145	0,137	0,141	0,135	0,159	0,145	
MgO	4,487	4,105	4,601	4,398	8,342	8,309	8,326	8,412	8,137	8,619	8,389	7,471	7,664	7,485	7,505	7,531	10,85	11,12	10,57	10,66	11,03	11,13	10,69	10,89	10,49	10,83	
NiO	0,064	0,059	0,061	0,061	0,077	0,088	0,083	0,000	<i>0,013</i>	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,016	0,000	0,031	0,069	0,044	0,028	0,040	0,043	0,065	0,041	0,009	0,037	
CoO	0,080	0,075	0,069	0,075	0,084	0,077	0,081	0,035	0,025	0,033	0,031	0,035	0,021	0,023	0,027	0,027	0,064	0,076	0,060	0,057	0,062	0,062	0,062	0,071	0,069	0,065	
ZnO	0,850	0,950	0,968	0,923	0,670	0,736	0,703	1,945	1,760	2,052	1,919	2,517	2,618	2,528	2,557	2,555	0,979	1,213	0,953	1,026	1,120	1,076	0,939	1,097	0,940	1,038	
Total	101,60	100,61	101,48	101,23	102,36	102,74	102,55	103,48	103,39	103,22	103,36	102,98	102,57	103,15	102,96	102,91	102,32	102,95	102,04	102,20	102,91	102,88	102,38	102,10	101,46	102,36	
Proportions atomiques sur une base de 4 O																											
Ti	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Si	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,115	0,113	0,116	0,115	0,103	0,108	0,106	0,085	0,102	0,071	0,086	0,102	0,084	0,106	0,100	0,098	0,095	0,078	0,090	0,101	0,095	0,092	0,099	0,084	0,098	0,093	
Al	1,865	1,864	1,866	1,865	1,873	1,869	1,871	1,913	1,895	1,925	1,911	1,897	1,915	1,892	1,898	1,900	1,901	1,918	1,905	1,896	1,900	1,904	1,897	1,912	1,898	1,903	
Cr	0,016	0,018	0,013	0,016	0,021	0,020	0,021	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
V	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002
Fe ²⁺	0,785	0,798	0,778	0,787	0,641	0,642	0,642	0,622	0,634	0,611	0,622	0,641	0,632	0,641	0,639	0,638	0,547	0,534	0,554	0,551	0,538	0,536	0,552	0,542	0,556	0,545	
Mn	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003
Mg	0,188	0,174	0,193	0,185	0,337	0,335	0,336	0,335	0,326	0,343	0,335	0,302	0,310	0,302	0,303	0,304	0,430	0,436	0,420	0,423	0,434	0,438	0,424	0,431	0,420	0,428	
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Co	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	
Zn	0,018	0,020	0,020	0,019	0,013	0,015	0,014	0,038	0,035	0,040	0,038	0,050	0,052	0,051	0,051	0,051	0,019	0,024	0,019	0,020	0,022	0,021	0,018	0,022	0,019	0,020	
Total cations	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999	3,000	3,000	3,000	2,999	2,999	3,000	3,001	3,001	3,000	3,001	3,000	3,000	3,001	3,000	3,001	3,000	3,001

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le CoO a également été analysé mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.14. Composition chimique des spinelles analysés à la microsonde.

b) Péridotites nelsonitiques (suite)								c) Roches à oxydes de Fe-Ti													
	PAU2-80							n = 6	2257A												n = 12
TiO ₂	0,088	0,058	0,044	0,026	0,041	0,105	0,060	0,011	0,000	0,000	0,019	0,031	0,000	0,018	0,026	0,016	0,005	0,003	0,000	0,000	
SiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ₂ O ₃	4,793	4,464	4,901	4,157	4,488	4,392	4,532	4,330	4,197	4,142	3,367	4,825	3,715	3,954	4,263	4,120	4,054	3,969	3,877	4,068	
Al ₂ O ₃	60,81	60,98	61,06	61,66	60,94	61,43	61,15	59,31	59,78	59,43	60,26	58,74	60,13	59,81	59,56	59,60	59,28	59,40	59,58	59,57	
Cr ₂ O ₃	0,009	0,008	0,010	0,026	0,017	0,019	0,004	0,616	0,522	0,526	0,798	0,698	0,654	0,526	0,589	0,712	0,759	0,527	0,559	0,624	
V ₂ O ₃	0,120	0,094	0,081	0,080	0,067	0,082	0,087	0,161	0,122	0,156	0,139	0,133	0,149	0,142	0,140	0,131	0,124	0,135	0,138	0,139	
FeO	24,00	23,76	23,61	23,47	23,82	23,36	23,67	31,59	31,79	31,24	30,91	30,99	31,29	31,96	31,26	31,16	30,66	31,21	31,52	31,30	
MnO	0,151	0,131	0,150	0,168	0,161	0,160	0,154	0,178	0,164	0,210	0,140	0,142	0,176	0,131	0,151	0,141	0,137	0,133	0,148	0,154	
MgO	11,07	11,21	11,35	11,47	11,13	11,43	11,28	6,385	6,370	6,495	6,983	6,635	6,697	6,257	6,591	6,756	6,874	6,558	6,407	6,584	
NiO	0,006	0,000	0,012	0,000	0,004	0,037	0,006	0,108	0,102	0,111	0,116	0,129	0,117	0,116	0,112	0,102	0,140	0,104	0,115	0,114	
CoO	0,051	0,057	0,055	0,051	0,059	0,048	0,054	0,074	0,095	0,083	0,104	0,096	0,097	0,084	0,088	0,091	0,106	0,092	0,091	0,092	
ZnO	1,269	1,211	1,372	1,412	1,259	1,492	1,336	0,879	0,931	0,964	0,805	0,882	0,913	0,901	0,992	0,807	0,823	0,830	0,870	0,883	
Total	102,35	101,97	102,62	102,51	101,96	102,54	102,33	103,63	104,07	103,36	103,63	103,27	103,94	103,88	103,74	103,62	102,96	102,95	103,31	103,53	
Proportions atomiques sur une base de 4 O																					
Ti	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ³⁺	0,096	0,089	0,097	0,082	0,090	0,087	0,090	0,088	0,085	0,085	0,068	0,099	0,075	0,080	0,087	0,084	0,083	0,081	0,079	0,083	
Al	1,900	1,908	1,900	1,915	1,908	1,909	1,907	1,895	1,901	1,901	1,912	1,883	1,908	1,905	1,898	1,898	1,898	1,904	1,906	1,901	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,013	0,011	0,011	0,017	0,015	0,014	0,011	0,013	0,015	0,016	0,011	0,012	0,013	
V	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
Fe ²⁺	0,532	0,527	0,521	0,517	0,529	0,515	0,524	0,716	0,717	0,709	0,696	0,705	0,704	0,723	0,707	0,704	0,697	0,710	0,715	0,709	
Mn	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	
Mg	0,437	0,444	0,447	0,450	0,441	0,449	0,445	0,258	0,256	0,263	0,280	0,269	0,269	0,252	0,266	0,272	0,278	0,266	0,259	0,266	
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	
Co	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
Zn	0,025	0,024	0,027	0,027	0,025	0,029	0,026	0,018	0,019	0,019	0,016	0,018	0,018	0,018	0,020	0,016	0,017	0,017	0,017	0,018	
Total cations	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999	3,000	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le CoO a également été analysé mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.14. Composition chimique des spinelles analysés à la microsonde.

c) Roches à oxydes de Fe-Ti (suite)																														
	2288										n = 9				2453				n = 7				4047				n = 6			
TiO ₂	0,049	0,052	0,053	0,046	0,047	0,050	0,055	0,047	0,046	0,049	0,049	<i>0,019</i>	<i>0,033</i>	<i>0,033</i>	0,047	0,061	0,060	0,031	0,041	0,043	0,039	0,040	0,038	0,036	0,040					
SiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Fe ₂ O ₃	6,974	6,953	7,361	6,864	5,888	5,785	6,727	5,703	5,645	6,433	5,221	5,332	4,882	4,806	5,084	5,553	4,683	5,080	5,280	5,319	4,344	5,248	4,206	4,184	4,763					
Al ₂ O ₃	59,16	59,10	58,65	59,43	60,41	60,24	59,20	60,22	60,62	59,67	59,21	58,69	59,79	59,62	59,23	59,13	59,97	59,37	61,28	61,18	61,98	61,01	62,13	61,53	61,52					
Cr ₂ O ₃	0,805	0,970	0,954	0,810	0,924	0,964	0,930	1,024	0,982	0,929	0,452	0,502	0,486	0,516	0,402	0,440	0,462	0,466	0,510	0,638	0,824	0,651	0,819	0,796	0,706					
V ₂ O ₅	0,097	0,101	0,088	0,090	0,076	0,079	0,095	0,080	0,087	0,088	0,135	0,111	0,109	0,118	0,104	0,119	0,117	0,116	0,079	0,084	0,072	0,077	0,076	0,075	0,077					
FeO	18,87	18,47	18,21	18,73	17,37	17,17	18,56	17,85	17,31	18,06	26,96	26,42	26,67	26,43	27,12	26,79	26,66	26,72	20,52	19,45	18,64	19,57	18,04	18,41	19,11					
MnO	0,148	0,153	0,152	0,147	0,150	0,137	0,147	0,143	0,135	0,146	0,169	0,162	0,167	0,149	0,161	0,169	0,150	0,161	0,153	0,165	0,152	0,156	0,144	0,157	0,155					
MgO	14,42	14,65	14,70	14,57	15,46	15,53	14,58	15,12	15,56	14,96	9,181	9,399	9,509	9,593	9,107	9,348	9,544	9,383	13,74	14,35	14,93	14,21	15,30	14,86	14,57					
NiO	0,042	0,039	0,041	0,040	0,039	0,040	0,040	0,038	0,039	0,040	0,128	0,127	0,132	0,134	0,116	0,112	0,125	0,125	0,042	0,040	0,038	0,042	0,035	0,037	0,039					
CoO	0,055	0,056	0,055	0,055	0,054	0,056	0,056	0,056	0,055	0,055	0,087	0,074	0,085	0,094	0,076	0,090	0,093	0,086	0,060	0,060	0,062	0,061	0,063	0,061	0,061					
ZnO	0,493	0,502	0,527	0,506	0,578	0,513	0,494	0,538	0,546	0,522	0,730	0,585	0,687	0,641	0,631	0,685	0,675	0,662	0,646	0,623	0,616	0,599	0,619	0,562	0,611					
Total	101,11	101,06	100,80	101,29	101,00	100,57	100,89	100,83	101,02	100,95	102,32	101,40	102,51	102,10	102,08	102,49	102,54	102,21	102,36	101,96	101,70	101,68	101,46	100,72	101,64					
Proportions atomiques sur une base de 4 O																														
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001					
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Fe ³⁺	0,139	0,138	0,147	0,136	0,116	0,114	0,134	0,113	0,111	0,127	0,106	0,109	0,098	0,097	0,103	0,112	0,094	0,103	0,104	0,104	0,085	0,103	0,082	0,082	0,093					
Al	1,842	1,839	1,830	1,844	1,863	1,863	1,844	1,863	1,866	1,850	1,881	1,878	1,889	1,889	1,885	1,874	1,892	1,884	1,883	1,880	1,896	1,881	1,899	1,899	1,890					
Cr	0,017	0,020	0,020	0,017	0,019	0,020	0,019	0,021	0,020	0,019	0,010	0,011	0,010	0,011	0,009	0,009	0,010	0,010	0,011	0,013	0,017	0,013	0,017	0,016	0,015					
V	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002					
Fe ²⁺	0,417	0,408	0,403	0,412	0,380	0,377	0,410	0,392	0,378	0,397	0,608	0,600	0,598	0,594	0,612	0,603	0,597	0,602	0,447	0,424	0,405	0,428	0,391	0,403	0,416					
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003					
Mg	0,568	0,576	0,580	0,572	0,603	0,608	0,574	0,592	0,606	0,587	0,369	0,380	0,380	0,385	0,367	0,375	0,381	0,377	0,534	0,558	0,578	0,554	0,591	0,580	0,566					
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001					
Co	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002					
Zn	0,010	0,010	0,010	0,010	0,011	0,010	0,010	0,010	0,011	0,010	0,015	0,012	0,014	0,013	0,013	0,014	0,013	0,013	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,011	0,012					
Total cations	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,001	3,001	3,001	3,000	3,000	3,000	3,001	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000					

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le CoO a également été analysé mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.14. Composition chimique des spinelles analysés à la microsonde.

c) Roches à oxydes de Fe-Ti (suite)										d) Dunite à oxydes de Fe-Ti				
	NA3-50									NA1-7				
	n = 8									n = 4				
TiO ₂	0,114	0,039	0,107	0,042	0,090	0,070	0,121	0,052	0,079	0,073	<i>0,015</i>	0,035	0,057	0,041
SiO ₂	0,000	0,000	<i>0,011</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	5,726	3,510	5,920	4,302	5,450	4,780	6,059	4,811	5,070	3,642	4,150	4,719	3,897	4,102
Al ₂ O ₃	59,69	62,24	59,54	61,34	59,97	60,69	59,42	60,73	60,45	61,31	60,93	60,17	61,48	60,97
Cr ₂ O ₃	0,351	0,526	0,363	0,437	0,356	0,406	0,369	0,415	0,403	0,387	0,377	0,403	0,401	0,392
V ₂ O ₅	0,078	0,086	0,123	0,077	0,106	0,087	0,089	0,092	0,092	0,077	0,078	0,085	0,105	0,086
FeO	26,21	24,65	26,02	25,05	26,06	25,54	26,56	25,94	25,75	25,61	25,54	25,75	25,34	25,56
MnO	0,194	0,141	0,169	0,174	0,176	0,174	0,139	0,138	0,163	0,133	0,167	0,131	0,176	0,152
MgO	9,91	11,27	10,01	10,86	10,02	10,42	9,75	10,32	10,32	9,844	9,826	9,687	10,10	9,864
NiO	0,043	0,058	0,043	0,072	0,061	0,068	0,057	0,037	0,055	<i>0,034</i>	0,055	0,049	0,051	0,039
CoO	0,059	0,073	0,049	0,061	0,058	0,052	0,048	0,052	0,057	0,060	0,067	0,056	0,058	0,060
ZnO	0,749	0,799	0,825	0,786	0,801	0,829	0,716	0,717	0,778	1,931	1,895	1,699	1,915	1,860
Total	103,12	103,39	103,17	103,19	103,15	103,12	103,33	103,30	103,22	103,06	103,08	102,79	103,57	103,13
Proportions atomiques sur une base de 4 O														
Ti	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,115	0,069	0,119	0,085	0,109	0,095	0,122	0,096	0,101	0,073	0,083	0,095	0,077	0,082
Al	1,874	1,918	1,869	1,903	1,879	1,893	1,866	1,893	1,887	1,916	1,907	1,894	1,911	1,907
Cr	0,007	0,011	0,008	0,009	0,007	0,008	0,008	0,009	0,008	0,008	0,008	0,009	0,008	0,008
V	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe ²⁺	0,584	0,539	0,579	0,551	0,580	0,565	0,592	0,574	0,570	0,568	0,567	0,575	0,559	0,567
Mn	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003
Mg	0,394	0,439	0,397	0,426	0,397	0,411	0,387	0,407	0,407	0,389	0,389	0,386	0,397	0,390
Ni	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Co	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Zn	0,015	0,015	0,016	0,015	0,016	0,016	0,014	0,014	0,015	0,038	0,037	0,034	0,037	0,036
Total cations	2,999	3,000	2,999	3,000	3,000	3,000	2,999	3,000	3,000	3,000	3,001	3,000	3,000	3,000

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

Le CoO a également été analysé mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Fe³⁺ et Fe²⁺ calculés par balance de charge.

Tableau 3.15. Composition chimique des apatites analysées à la microsonde.

a) Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite																																										
	1311B						n = 6						1314						n = 9						PAU2-28						n = 6						PAU2-101					
P ₂ O ₅	42,50	42,47	42,24	42,44	42,35	42,08	42,35	42,25	42,06	42,37	42,43	42,27	42,57	42,23	42,26	42,30	42,62	42,53	42,51	42,60	42,38	42,34	42,50	42,41																		
SiO ₂	0,064	0,315	0,038	0,000	0,147	0,120	0,114	0,253	0,000	0,000	0,000	0,042	0,034	0,019	0,000	0,041	0,040	0,000	0,026	0,023	0,156	0,028	0,037	0,000																		
FeO	0,087	0,072	0,061	0,095	0,000	0,060	0,063	0,077	0,097	0,077	0,096	0,084	0,086	0,074	0,080	0,084	0,099	0,161	0,115	0,129	0,009	0,000	0,084	0,271																		
MnO	0,050	0,045	0,046	0,052	0,000	0,000	0,032	0,010	0,027	0,044	0,024	0,035	0,030	0,000	0,048	0,026	0,033	0,025	0,032	0,032	0,074	0,221	0,070	0,418																		
MgO	0,017	0,014	0,010	0,028	0,000	0,010	0,005	0,025	0,017	0,031	0,034	0,030	0,019	0,022	0,021	0,015	0,030	0,026	0,042	0,027	0,086	0,000	0,035	0,175																		
CaO	55,54	56,16	55,58	55,42	56,13	55,76	55,76	55,65	55,87	55,89	55,93	55,40	55,53	55,60	55,82	55,71	56,06	55,58	55,37	55,42	56,00	55,79	55,70	56,00																		
SrO	0,002	0,023	0,032	0,023	0,000	0,046	0,008	0,046	0,014	0,044	0,046	0,019	0,051	0,040	0,040	0,033	0,051	0,033	0,047	0,024	0,035	0,000	0,000	0,000																		
F	2,690	2,724	2,653	2,800	2,791	2,655	2,719	2,749	2,937	2,700	2,543	2,731	2,852	2,651	2,637	2,725	2,626	2,656	2,842	2,922	2,600	2,585	2,705	2,860																		
Cl	0,059	0,056	0,051	0,052	0,069	0,069	0,059	0,060	0,063	0,145	0,124	0,113	0,110	0,052	0,039	0,088	0,068	0,068	0,068	0,063	0,052	0,054	0,062	0,098																		
TOTAL	100,98	101,84	100,66	100,89	101,49	100,79	101,11	101,11	101,06	101,30	101,23	100,70	101,26	100,65	100,92	101,03	103,03	101,05	101,02	101,19	101,38	101,02	101,43	102,30																		
O (=F)	-1,133	-1,147	-1,117	-1,179	-1,175	-1,118	-1,145	-1,157	-1,237	-1,137	-1,071	-1,150	-1,201	-1,116	-1,110	-1,147	-1,106	-1,118	-1,197	-1,230	-1,095	-1,088	-1,139	-1,204																		
O (=Cl)	-0,013	-0,013	-0,012	-0,012	-0,016	-0,016	-0,014	-0,014	-0,014	-0,033	-0,028	-0,026	-0,025	-0,012	-0,009	-0,020	-0,015	-0,015	-0,015	-0,014	-0,012	-0,012	-0,014	-0,022																		
TOTAL	99,84	100,68	99,53	99,70	100,30	99,66	99,95	99,94	99,81	100,13	100,13	99,53	100,03	99,52	99,80	99,86	101,91	99,91	99,81	99,95	100,28	99,92	100,27	101,07																		
Nombre d'ions sur une base de 26 (O,OH,F,Cl)																																										
P	6,073	6,024	6,062	6,071	6,032	6,038	6,050	6,035	6,023	6,050	6,063	6,062	6,068	6,064	6,056	6,053	6,036	6,076	6,073	6,072	6,042	6,061	6,061	6,010																		
Si	0,011	0,053	0,006	0,000	0,025	0,020	0,019	0,043	0,000	0,000	0,000	0,007	0,006	0,000	0,000	0,007	0,007	0,000	0,000	0,000	0,026	0,005	0,006	0,000																		
Fe ²⁺	0,012	0,010	0,009	0,013	0,000	0,009	0,009	0,011	0,014	0,011	0,014	0,012	0,012	0,010	0,011	0,012	0,014	0,023	0,016	0,018	0,000	0,000	0,012	0,038																		
Mn	0,007	0,006	0,007	0,007	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,006	0,003	0,005	0,004	0,000	0,007	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005	0,011	0,032	0,010	0,059																		
Mg	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000	0,008	0,009	0,008	0,000	0,000	0,000	0,004	0,007	0,007	0,011	0,007	0,022	0,000	0,009	0,044																		
Ca	10,05	10,08	10,10	10,03	10,12	10,13	10,08	10,06	10,13	10,10	10,11	10,06	10,02	10,10	10,12	10,09	10,05	10,05	10,01	10,00	10,11	10,11	10,05	10,04																		
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,005	0,000	0,004	0,005	0,000	0,005	0,004	0,004	0,003	0,005	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000																		
F	1,436	1,444	1,422	1,496	1,485	1,423	1,451	1,467	1,571	1,440	1,357	1,463	1,519	1,422	1,412	1,456	1,389	1,417	1,516	1,556	1,385	1,382	1,441	1,514																		
Cl	0,017	0,016	0,015	0,015	0,020	0,020	0,017	0,017	0,018	0,041	0,035	0,032	0,031	0,015	0,011	0,025	0,019	0,019	0,019	0,018	0,015	0,015	0,018	0,028																		
OH	0,547	0,541	0,563	0,489	0,495	0,557	0,532	0,516	0,411	0,518	0,607	0,505	0,450	0,563	0,577	0,518	0,591	0,563	0,464	0,426	0,600	0,602	0,541	0,458																		
P	6,073	6,024	6,062	6,071	6,032	6,038	6,050	6,035	6,023	6,050	6,063	6,062	6,068	6,064	6,056	6,053	6,036	6,076	6,073	6,072	6,042	6,061	6,061	6,010																		
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,08	10,16	10,12	10,07	10,14	10,16	10,12	10,13	10,15	10,13	10,15	10,09	10,05	10,12	10,15	10,12	10,15	10,09	10,05	10,03	10,17	10,14	10,10	10,20																		
Mn+Mg+Si																																										
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000																		

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

N.A.: Non analysé

Le SO₃, ThO₂, UO₂, La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃, Eu₂O₃, Yb₂O₃, Y₂O₃, BaO, PbO, Na₂O et le K₂O ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.15. Composition chimique des apatites analysées à la microsonde.

a) Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite (suite)																		
	2132																	n = 17
P ₂ O ₅	41,23	40,62	41,15	41,69	41,21	41,04	41,49	41,47	40,98	41,17	41,41	40,89	40,98	40,69	41,51	41,51	40,86	41,17
SiO ₂	0,044	0,031	0,011	0,029	0,036	0,037	0,063	0,042	0,041	0,051	0,025	0,029	0,038	0,040	0,038	0,038	0,039	0,035
FeO	0,175	0,172	0,135	0,151	0,151	0,210	0,210	0,186	0,190	0,220	0,157	0,174	0,108	0,176	0,159	0,203	0,197	0,175
MnO	0,083	0,099	0,078	0,084	0,085	0,098	0,094	0,095	0,090	0,090	0,091	0,094	0,074	0,091	0,082	0,096	0,104	0,090
MgO	0,019	0,028	0,013	0,007	0,007	0,026	0,034	0,028	0,022	0,022	0,012	0,014	0,000	0,033	0,012	0,012	0,019	0,009
CaO	53,67	54,51	55,41	54,91	54,60	53,97	55,07	53,72	54,85	54,68	54,61	54,68	54,42	54,83	54,85	54,51	54,58	54,58
SrO	0,070	0,069	0,036	0,081	0,093	0,050	0,080	0,090	0,055	0,049	0,073	0,065	0,033	0,078	0,095	0,059	0,026	0,059
F	2,727	2,536	2,924	2,950	2,734	2,932	2,620	2,867	2,684	2,484	2,463	2,623	2,571	2,732	2,499	2,332	2,384	2,651
Cl	0,529	0,515	0,426	0,438	0,476	0,545	0,519	0,520	0,520	0,546	0,519	0,546	0,477	0,506	0,499	0,572	0,536	0,511
TOTAL	98,53	98,58	100,12	100,34	99,39	98,90	100,19	99,02	99,41	99,30	99,48	99,10	98,67	99,18	99,73	99,33	98,70	99,29
O (=F)	-1,148	-1,068	-1,231	-1,242	-1,151	-1,235	-1,103	-1,207	-1,130	-1,046	-1,037	-1,104	-1,083	-1,150	-1,052	-0,982	-1,004	-1,116
O (=Cl)	-0,119	-0,116	-0,096	-0,099	-0,107	-0,123	-0,117	-0,117	-0,117	-0,123	-0,117	-0,123	-0,108	-0,114	-0,113	-0,129	-0,121	-0,115
TOTAL	97,26	97,40	98,79	98,99	98,13	97,54	98,97	97,69	98,16	98,13	98,33	97,88	97,48	97,92	98,56	98,21	97,57	98,06
Nombre d'ions sur une base de 26 (O,OH,F,Cl)																		
P	6,053	5,991	5,972	6,019	6,015	6,013	6,011	6,055	5,990	6,019	6,042	5,996	6,023	5,968	6,036	6,057	6,013	6,016
Si	0,008	0,005	0,000	0,005	0,006	0,006	0,011	0,007	0,007	0,009	0,000	0,005	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,006
Fe ²⁺	0,025	0,025	0,019	0,022	0,022	0,030	0,030	0,027	0,027	0,032	0,023	0,025	0,016	0,026	0,023	0,029	0,029	0,025
Mn	0,012	0,015	0,011	0,012	0,012	0,014	0,014	0,014	0,013	0,013	0,013	0,014	0,011	0,013	0,012	0,014	0,015	0,013
Mg	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,007	0,009	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,002
Ca	9,973	10,17	10,18	10,03	10,09	10,01	10,10	9,925	10,15	10,12	10,08	10,15	10,12	10,18	10,09	10,07	10,17	10,09
Sr	0,007	0,007	0,000	0,008	0,009	0,005	0,008	0,009	0,006	0,005	0,007	0,007	0,000	0,008	0,009	0,006	0,000	0,006
F	1,496	1,397	1,585	1,591	1,490	1,605	1,418	1,564	1,465	1,356	1,342	1,437	1,411	1,497	1,357	1,271	1,311	1,447
Cl	0,155	0,152	0,124	0,127	0,139	0,160	0,151	0,152	0,152	0,160	0,152	0,160	0,140	0,149	0,145	0,167	0,158	0,150
OH	0,349	0,451	0,291	0,282	0,370	0,235	0,432	0,284	0,382	0,484	0,506	0,403	0,448	0,355	0,497	0,562	0,531	0,404
P	6,053	5,991	5,972	6,019	6,015	6,013	6,011	6,055	5,990	6,019	6,042	5,996	6,023	5,968	6,036	6,057	6,013	6,016
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,03	10,24	10,22	10,09	10,14	10,08	10,18	10,00	10,21	10,19	10,14	10,21	10,16	10,25	10,15	10,13	10,23	10,16
Mn+Mg+Si																		
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

N.A.: Non analysé

Le SO₃, ThO₂, UO₂, La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃, Eu₂O₃, Yb₂O₃, Y₂O₃, BaO, PbO, Na₂O et le K₂O ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.15. Composition chimique des apatites analysées à la microsonde.

b) Leucotroctolites et Troctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite									c) Péridotites nelsonitiques															
	C16			n=2			NB3-12			n=4			1116B			n=6			1310			n=4		
P ₂ O ₅	41,72	41,93	41,83	42,56	42,58	42,54	42,37	42,51	42,32	42,22	42,00	42,26	42,06	42,12	42,16	42,16	42,18	42,05	42,04	42,11				
SiO ₂	0,084	0,088	0,086	0,008	0,012	0,053	0,015	0,013	0,113	0,121	0,101	0,120	0,141	0,133	0,122	0,036	0,038	0,057	0,083	0,054				
FeO	0,093	0,090	0,092	0,107	0,128	0,115	0,120	0,118	0,071	0,121	0,071	0,223	0,063	0,119	0,111	0,117	0,107	0,114	0,166	0,126				
MnO	0,022	0,021	0,022	0,039	0,035	0,053	0,048	0,044	0,028	0,029	0,032	0,012	0,014	0,037	0,021	0,056	0,055	0,037	0,050	0,050				
MgO	0,045	0,014	0,030	0,050	0,025	0,045	0,039	0,040	0,015	0,016	0,003	0,019	0,014	0,016	0,000	0,060	0,070	0,062	0,069	0,065				
CaO	54,88	54,38	54,63	55,36	55,43	55,71	55,35	55,46	55,22	55,11	55,40	54,78	55,02	55,09	55,10	54,97	55,31	54,41	54,75	54,86				
SrO	0,043	0,031	0,037	0,079	0,089	0,063	0,064	0,074	0,031	0,038	0,039	0,057	0,035	0,014	0,010	0,030	0,055	0,033	0,047	0,026				
F	2,405	2,313	2,359	2,834	2,819	2,521	2,778	2,738	3,001	3,125	2,944	2,638	2,935	2,870	2,919	3,274	3,107	2,681	3,191	3,063				
Cl	0,071	0,062	0,067	0,055	0,052	0,066	0,064	0,059	0,070	0,063	0,069	0,059	0,053	0,064	0,063	0,076	0,072	0,084	0,087	0,080				
TOTAL	99,34	98,87	99,10	101,08	101,16	101,16	100,83	101,06	100,82	100,79	100,62	100,13	100,27	100,44	100,51	100,75	100,99	99,50	100,48	100,43				
O (=F)	-1,013	-0,974	-0,994	-1,193	-1,187	-1,061	-1,170	-1,153	-1,264	-1,316	-1,240	-1,111	-1,236	-1,208	-1,229	-1,379	-1,308	-1,129	-1,344	-1,290				
O (=Cl)	-0,016	-0,014	-0,015	-0,012	-0,012	-0,015	-0,014	-0,013	-0,016	-0,014	-0,016	-0,013	-0,012	-0,014	-0,014	-0,017	-0,016	-0,019	-0,020	-0,018				
TOTAL	98,31	97,88	98,09	99,88	99,96	100,09	99,65	99,89	99,54	99,46	99,36	99,01	99,03	99,21	99,27	99,35	99,67	98,35	99,12	99,12				
Nombre d'ions sur une base de 26 (O,OH,F,Cl)																								
P	6,069	6,112	6,090	6,075	6,075	6,075	6,068	6,073	6,054	6,042	6,032	6,085	6,050	6,052	6,052	6,037	6,033	6,091	6,037	6,049				
Si	0,014	0,015	0,015	0,000	0,000	0,009	0,000	0,002	0,019	0,020	0,017	0,020	0,024	0,023	0,021	0,006	0,006	0,010	0,014	0,009				
Fe ²⁺	0,013	0,013	0,013	0,015	0,018	0,016	0,017	0,017	0,010	0,017	0,010	0,032	0,009	0,017	0,016	0,017	0,015	0,016	0,024	0,018				
Mn	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	0,008	0,007	0,006	0,004	0,004	0,005	0,000	0,000	0,005	0,003	0,008	0,008	0,005	0,007	0,007				
Mg	0,012	0,000	0,006	0,013	0,006	0,011	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,018	0,016	0,017	0,017				
Ca	10,10	10,03	10,07	10,00	10,01	10,07	10,03	10,03	10,00	9,982	10,07	9,982	10,02	10,02	10,01	9,963	10,01	9,974	9,950	9,975				
Sr	0,004	0,000	0,002	0,008	0,009	0,006	0,006	0,007	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000	0,005	0,003				
F	1,307	1,259	1,283	1,511	1,502	1,345	1,486	1,461	1,604	1,671	1,579	1,419	1,577	1,540	1,565	1,751	1,660	1,451	1,712	1,644				
Cl	0,021	0,018	0,019	0,016	0,015	0,019	0,018	0,017	0,020	0,018	0,020	0,017	0,015	0,018	0,018	0,022	0,021	0,024	0,025	0,023				
OH	0,673	0,722	0,697	0,473	0,483	0,636	0,496	0,522	0,376	0,311	0,401	0,564	0,408	0,441	0,417	0,227	0,319	0,525	0,263	0,333				
P	6,069	6,112	6,090	6,075	6,075	6,075	6,068	6,073	6,054	6,042	6,032	6,085	6,050	6,052	6,052	6,037	6,033	6,091	6,037	6,049				
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,15	10,07	10,11	10,05	10,05	10,12	10,08	10,08	10,03	10,03	10,10	10,05	10,05	10,07	10,06	10,01	10,07	10,03	10,02	10,03				
Mn+Mg+Si																								
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000				

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

N.A.: Non analysé

Le SO₃, ThO₂, UO₂, La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃, Eu₂O₃, Yb₂O₃, Y₂O₃, BaO, PbO, Na₂O et le K₂O ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.15. Composition chimique des apatites analysées à la microsonde.

c) Périodites nelsonitiques (suite)																								
	2160B							PAU2-S6							PAU2-5									
	n = 6							n = 6							n = 9									
P ₂ O ₅	42,34	42,31	42,24	42,16	42,38	42,23	42,28	41,92	42,23	42,18	42,18	42,17	42,24	42,15	42,15	42,29	42,04	42,19	42,14	42,26	42,04	42,06	42,20	42,15
SiO ₂	0,081	0,063	0,101	0,065	0,092	0,084	0,081	0,011	0,004	0,020	0,010	0,002	0,000	0,000	0,039	0,018	0,025	0,030	0,008	0,029	0,036	0,021	0,023	0,015
FeO	0,030	0,069	0,029	0,062	0,034	0,121	0,058	0,088	0,109	0,236	0,218	0,103	0,217	0,162	0,133	0,156	0,145	0,096	0,203	0,416	0,087	0,165	0,213	0,179
MnO	0,036	0,033	0,027	0,025	0,010	0,020	0,020	0,040	0,054	0,060	0,064	0,044	0,061	0,054	0,032	0,040	0,032	0,037	0,034	0,034	0,031	0,025	0,034	0,033
MgO	0,015	0,000	0,013	0,009	0,015	0,024	0,000	0,065	0,093	0,069	0,071	0,066	0,072	0,073	0,086	0,075	0,064	0,053	0,052	0,058	0,077	0,066	0,048	0,064
CaO	55,68	55,52	55,40	55,49	55,65	55,35	55,51	55,34	55,27	55,36	55,53	55,35	55,46	55,38	55,71	55,55	55,58	55,25	55,24	55,15	55,37	55,57	55,30	55,41
SrO	0,039	0,038	0,033	0,029	0,048	0,024	0,021	0,039	0,047	0,029	0,025	0,045	0,050	0,030	0,060	0,052	0,061	0,070	0,045	0,043	0,052	0,041	0,051	0,053
F	2,944	3,048	3,197	3,183	3,172	3,309	3,142	3,017	3,339	3,114	3,434	3,173	3,246	3,221	3,158	3,030	3,098	2,911	3,054	2,955	3,360	2,891	3,180	3,071
Cl	0,075	0,082	0,077	0,081	0,075	0,090	0,080	0,067	0,057	0,059	0,068	0,062	0,070	0,064	0,052	0,057	0,054	0,060	0,052	0,058	0,053	0,048	0,057	0,055
TOTAL	101,23	101,16	101,06	101,06	102,13	101,18	101,30	100,57	101,20	101,08	101,56	101,01	101,42	101,14	101,42	101,25	101,07	100,70	100,82	101,00	101,10	100,87	101,08	101,04
O (=F)	-1,240	-1,283	-1,346	-1,340	-1,336	-1,393	-1,323	-1,270	-1,406	-1,311	-1,446	-1,336	-1,367	-1,356	-1,330	-1,276	-1,304	-1,226	-1,286	-1,244	-1,415	-1,217	-1,339	-1,293
O (=Cl)	-0,017	-0,019	-0,017	-0,018	-0,017	-0,020	-0,018	-0,015	-0,013	-0,013	-0,015	-0,014	-0,016	-0,014	-0,012	-0,013	-0,012	-0,014	-0,012	-0,013	-0,012	-0,011	-0,013	-0,012
TOTAL	99,97	99,86	99,70	99,70	100,77	99,77	99,96	99,28	99,78	99,76	100,10	99,66	100,03	99,77	100,08	99,96	99,76	99,46	99,52	99,74	99,68	99,64	99,73	99,73
Nombre d'ions sur une base de 26 (O,OH,F,Cl)																								
P	6,043	6,040	6,032	6,026	6,020	6,024	6,031	6,027	6,026	6,030	6,003	6,032	6,020	6,023	6,011	6,036	6,017	6,052	6,039	6,043	6,009	6,032	6,031	6,030
Si	0,014	0,011	0,017	0,011	0,015	0,014	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,005	0,000	0,005	0,006	0,000	0,000	0,003
Fe ²⁺	0,004	0,010	0,004	0,009	0,005	0,017	0,008	0,012	0,015	0,033	0,031	0,015	0,031	0,023	0,019	0,022	0,021	0,014	0,029	0,059	0,012	0,023	0,030	0,025
Mn	0,005	0,005	0,004	0,004	0,000	0,000	0,003	0,006	0,008	0,009	0,009	0,006	0,009	0,008	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,023	0,017	0,018	0,017	0,018	0,018	0,022	0,019	0,016	0,013	0,013	0,015	0,019	0,017	0,012	0,016
Ca	10,06	10,03	10,01	10,04	10,00	9,994	10,02	10,07	9,982	10,02	10,002	10,02	10,00	10,02	10,06	10,03	10,07	10,03	10,02	9,983	10,02	10,08	10,00	10,03
Sr	0,004	0,004	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,004	0,005	0,000	0,000	0,004	0,005	0,003	0,006	0,005	0,006	0,007	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005
F	1,569	1,625	1,706	1,699	1,683	1,763	1,674	1,620	1,780	1,663	1,826	1,695	1,728	1,719	1,682	1,615	1,656	1,560	1,635	1,579	1,794	1,548	1,698	1,641
Cl	0,021	0,023	0,022	0,023	0,021	0,026	0,023	0,019	0,016	0,017	0,019	0,018	0,020	0,018	0,015	0,016	0,015	0,017	0,015	0,017	0,015	0,014	0,016	0,016
OH	0,409	0,351	0,272	0,277	0,296	0,211	0,303	0,360	0,204	0,320	0,155	0,287	0,252	0,263	0,303	0,368	0,328	0,423	0,350	0,405	0,191	0,438	0,286	0,344
P	6,043	6,040	6,032	6,026	6,020	6,024	6,031	6,027	6,026	6,030	6,003	6,032	6,020	6,023	6,011	6,036	6,017	6,052	6,039	6,043	6,009	6,032	6,031	6,030
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,08	10,06	10,04	10,06	10,06	10,03	10,06	10,11	10,04	10,09	10,07	10,06	10,08	10,07	10,12	10,09	10,12	10,08	10,08	10,09	10,07	10,14	10,07	10,09
Mn+Mg+Si																								
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

N.A.: Non analysé

Le SO₃, ThO₂, UO₂, La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃, Eu₂O₃, Yb₂O₃, Y₂O₃, BaO, PbO, Na₂O et le K₂O ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.15. Composition chimique des apatites analysées à la microsonde.

c) Péridotites nelsonitiques (suite)											
	PAU2-80										PAU2-101
	n = 9										
P ₂ O ₅	42,35	42,20	42,59	42,14	42,27	42,32	42,40	42,40	42,21	42,32	42,26
SiO ₂	0,000	<i>0,008</i>	<i>0,001</i>	<i>0,004</i>	<i>0,004</i>	0,000	0,000	<i>0,018</i>	<i>0,007</i>	<i>0,001</i>	0,055
FeO	0,111	0,153	0,149	0,098	0,181	0,138	0,093	0,146	0,140	0,134	0,130
MnO	0,058	0,046	0,054	0,042	0,055	0,040	0,045	0,060	0,059	0,051	0,039
MgO	0,099	0,113	0,097	0,076	0,068	0,088	0,077	0,080	0,071	0,085	0,057
CaO	55,03	55,05	54,96	55,32	55,47	55,41	55,19	55,22	54,92	55,17	55,32
SrO	0,045	0,035	0,047	0,055	0,070	0,049	<i>0,028</i>	0,061	0,037	0,044	0,045
F	3,243	3,267	3,319	3,238	3,366	3,397	3,304	3,302	3,169	3,289	2,745
Cl	0,061	0,060	0,067	0,064	0,057	0,064	0,056	0,067	0,059	0,062	0,083
TOTAL	101,00	100,92	101,28	101,04	101,54	101,51	101,17	101,34	100,67	101,16	100,84
O (=F)	-1,365	-1,376	-1,397	-1,363	-1,417	-1,430	-1,391	-1,390	-1,334	-1,385	-1,156
O (=Cl)	-0,014	-0,014	-0,015	-0,014	-0,013	-0,014	-0,013	-0,015	-0,013	-0,014	-0,019
TOTAL	99,62	99,53	99,87	99,66	100,11	100,06	99,76	99,93	99,33	99,76	99,66
Nombre d'ions sur une base de 26 (O,OH,F,Cl)											
P	6,048	6,035	6,059	6,026	6,016	6,021	6,045	6,038	6,050	6,038	6,057
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009
Fe ²⁺	0,016	0,022	0,021	0,014	0,025	0,019	0,013	0,021	0,020	0,019	0,018
Mn	0,008	0,007	0,008	0,006	0,008	0,006	0,006	0,009	0,008	0,007	0,006
Mg	0,025	0,028	0,024	0,019	0,017	0,022	0,019	0,020	0,018	0,021	0,014
Ca	9,947	9,964	9,896	10,01	9,991	9,977	9,958	9,954	9,961	9,962	10,03
Sr	0,004	0,003	0,005	0,005	0,007	0,005	0,000	0,006	0,004	0,004	0,004
F	1,730	1,745	1,764	1,730	1,789	1,805	1,759	1,757	1,696	1,753	1,470
Cl	0,017	0,017	0,019	0,018	0,016	0,018	0,016	0,019	0,017	0,018	0,024
OH	0,252	0,237	0,217	0,252	0,194	0,176	0,225	0,224	0,287	0,229	0,507
P	6,048	6,035	6,059	6,026	6,016	6,021	6,045	6,038	6,050	6,038	6,057
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,01	10,03	9,960	10,06	10,06	10,04	10,00	10,02	10,02	10,02	10,10
Mn+Mg+Si											2,000
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

d) Roches à oxydes de Fe-Ti											
	2288					NA3-50					
	n = 5					n = 2					
P ₂ O ₅	42,02	41,63	43,36	42,42	42,09	42,30	42,21	41,77	41,99		
SiO ₂	0,247	0,094	<i>0,016</i>	0,133	0,051	0,108	0,065	0,046	0,056		
FeO	0,000	0,049	0,129	0,874	0,529	0,316	0,100	0,245	0,173		
MnO	0,000	0,000	0,000	0,280	0,000	0,056	<i>0,012</i>	0,037	0,019		
MgO	0,000	<i>0,011</i>	0,270	0,000	0,209	0,096	0,055	0,064	0,060		
CaO	55,00	54,68	54,60	55,01	55,18	54,89	54,81	54,79	54,80		
SrO	0,115	0,149	1,254	0,000	0,207	0,345	0,150	0,119	0,135		
F	2,197	1,915	1,952	2,037	1,981	2,016	2,802	2,766	2,784		
Cl	0,749	0,759	0,484	0,833	0,875	0,740	0,214	0,199	0,207		
TOTAL	100,32	99,27	102,07	101,59	101,12	100,87	100,40	100,04	100,22		
O (=F)	-0,925	-0,806	-0,822	-0,858	-0,834	-0,849	-1,180	-1,165	-1,173		
O (=Cl)	-0,169	-0,171	-0,109	-0,188	-0,197	-0,167	-0,048	-0,045	-0,047		
TOTAL	99,23	98,29	101,14	100,54	100,09	99,86	99,18	98,83	99,00		
P	6,063	6,081	6,155	6,058	6,047	6,081	6,069	6,040	6,055		
Si	0,042	0,016	0,003	0,022	0,009	0,018	0,011	0,008	0,009		
Fe ²⁺	0,000	0,007	0,018	0,123	0,075	0,045	0,014	0,035	0,025		
Mn	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	0,008	0,000	0,005	0,003		
Mg	0,000	0,000	0,067	0,000	0,053	0,024	0,014	0,016	0,015		
Ca	10,045	10,11	9,808	9,944	10,034	9,987	9,974	10,03	10,00		
Sr	0,011	0,015	0,122	0,000	0,020	0,034	0,015	0,012	0,013		
F	1,184	1,045	1,035	1,087	1,063	1,083	1,505	1,494	1,500		
Cl	0,216	0,222	0,138	0,238	0,252	0,213	0,062	0,058	0,060		
OH	0,599	0,733	0,828	0,675	0,685	0,704	0,433	0,448	0,441		
P	6,063	6,081	6,155	6,058	6,047	6,081	6,069	6,040	6,055		
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,099	10,15	10,02	10,17	10,22	10,13	10,03	10,12	10,07		
Mn+Mg+Si											
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000		

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

N.A.: Non analysé

Le SO₃, ThO₂, UO₂, La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃, Eu₂O₃, Yb₂O₃, Y₂O₃, BaO, PbO, Na₂O et le K₂O ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.15. Composition chimique des apatites analysées à la microsonde.

e) Pyroxénite à oxydes de Fe-Ti							
	MAN4-69						
	n = 6						
P ₂ O ₅	39,22	40,35	42,43	42,10	42,25	42,26	41,43
SiO ₂	0,073	0,066	0,000	0,072	0,000	0,007	0,035
FeO	0,049	0,113	0,063	0,188	0,075	0,073	0,094
MnO	0,028	0,014	0,005	0,028	0,025	0,000	0,014
MgO	0,004	0,035	0,033	0,034	0,049	0,049	0,033
CaO	54,87	54,78	55,76	55,49	55,70	56,04	55,44
SrO	0,048	0,033	0,034	0,021	0,049	0,050	0,036
F	2,328	2,371	2,897	2,503	2,812	2,620	2,589
Cl	0,131	0,105	0,095	0,087	0,115	0,119	0,118
TOTAL	96,75	97,85	101,31	100,50	101,08	101,81	99,89
O (=F)	-0,980	-0,998	-1,220	-1,054	-1,184	-1,103	-1,090
O (=Cl)	-0,030	-0,024	-0,021	-0,020	-0,026	-0,027	-0,025
TOTAL	95,74	96,83	100,07	99,42	99,87	100,68	98,78
Nombre d'ions sur une base de 26 (O,OH,F,Cl)							
P	5,919	5,990	6,051	6,056	6,045	6,033	6,016
Si	0,013	0,012	0,000	0,012	0,000	0,000	0,006
Fe ²⁺	0,007	0,017	0,009	0,027	0,011	0,010	0,013
Mn	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,002
Mg	0,000	0,009	0,008	0,009	0,012	0,012	0,009
Ca	10,48	10,29	10,06	10,10	10,08	10,13	10,19
Sr	0,005	0,003	0,003	0,000	0,005	0,005	0,004
F	1,312	1,315	1,543	1,345	1,503	1,397	1,404
Cl	0,040	0,031	0,027	0,025	0,033	0,034	0,034
OH	0,648	0,654	0,430	0,630	0,464	0,569	0,562
P	5,919	5,990	6,051	6,056	6,045	6,033	6,016
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,51	10,34	10,09	10,16	10,12	10,18	10,23
Mn+Mg+Si							
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

f) Dunité à oxydes de Fe-Ti							
	NA1-7						
	n = 6						
P ₂ O ₅	42,21	42,62	42,62	42,38	42,50	42,25	42,43
SiO ₂	0,033	0,000	0,153	0,078	0,029	0,056	0,045
FeO	0,081	0,284	0,121	0,117	0,106	0,000	0,118
MnO	0,000	0,035	0,000	0,034	0,031	0,018	0,017
MgO	0,044	0,057	0,048	0,055	0,054	0,000	0,043
CaO	56,02	56,07	56,23	55,41	55,40	55,79	55,82
SrO	0,037	0,077	0,039	0,071	0,063	0,000	0,048
F	2,873	2,746	2,910	3,018	2,887	2,985	2,903
Cl	0,069	0,071	0,075	0,071	0,062	0,066	0,069
TOTAL	101,37	101,96	102,20	101,15	101,13	101,14	101,49
O (=F)	-1,210	-1,156	-1,225	-1,271	-1,216	-1,257	-1,223
O (=Cl)	-0,016	-0,016	-0,017	-0,016	-0,014	-0,015	-0,016
TOTAL	100,14	100,79	100,96	99,87	99,90	99,87	100,25
Nombre d'ions sur une base de 26 (O,OH,F,Cl)							
P	6,025	6,046	6,027	6,051	6,065	6,035	6,042
Si	0,006	0,000	0,026	0,000	0,005	0,009	0,008
Fe ²⁺	0,011	0,040	0,017	0,017	0,015	0,000	0,017
Mn	0,000	0,005	0,000	0,005	0,004	0,000	0,002
Mg	0,011	0,014	0,012	0,014	0,014	0,000	0,011
Ca	10,12	10,07	10,06	10,01	10,01	10,09	10,06
Sr	0,004	0,007	0,004	0,007	0,006	0,000	0,005
F	1,532	1,455	1,537	1,609	1,539	1,593	1,544
Cl	0,020	0,020	0,021	0,020	0,018	0,019	0,020
OH	0,448	0,525	0,442	0,370	0,443	0,388	0,436
P	6,025	6,046	6,027	6,051	6,065	6,035	6,042
Ca+Sr+Si+Fe ²⁺	10,16	10,15	10,13	10,06	10,05	10,10	10,11
Mn+Mg+Si							
F+Cl+OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Les données en italiques sont sous la limite de détection.

N.A.: Non analysé

Le SO₃, ThO₂, UO₂, La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃, Eu₂O₃, Yb₂O₃, Y₂O₃, BaO, PbO, Na₂O et le K₂O ont également été analysés mais les résultats étaient sous la limite de détection.

Tableau 3.16. Comparaison entre les résultats obtenus pour les standards utilisés (AX-90 et SH-0019) pour l'analyse par INAA des séparés de plagioclase et d'apatite aux laboratoires de l'UQAC.

AX-90							SHALE 0019						
	Cette étude	Résultats antérieurs						Cette étude	Résultats antérieurs				
		Moyenne	Std. dév.	Min	Max	n			Moyenne	Std. dév.	Min	Max	n
Fe ₂ O _{3t} (%)	14,1	15,3	0,58	13,8	16,3	43	Fe ₂ O _{3t} (%)	3,47	3,66	0,16	3,41	4,05	26
Na ₂ O	0,05	0,05	0,01	0,02	0,06	33	Na ₂ O	0,89	0,91	0,07	0,78	1,06	24
Ag (ppm)	<0,67	0,78	0,23	0,40	1,00	16	Ag (ppm)	2,29	2,46	2,04	0,83	6,4	8
As	0,50	0,52	0,25	0,11	1,1	29	As	23,5	21,9	2,60	15,6	24,5	12
Ba	<4,6	19,8	20,2	5	64	36	Ba	733	665	51,2	561	749	18
Co	205	223	12	200	245	36	Co	27,2	29,7	2,55	25,0	34,5	16
Cr	3559	3935	247	3135	4325	39	Cr	116	125	11,0	101	140	17
Cs	<0,11	0,40	0,32	0,09	1,10	33	Cs	2,56	3,08	0,23	2,7	3,4	13
Hf	0,30	0,29	0,09	0,12	0,53	27	Hf	2,54	3,95	0,61	2,75	5,05	12
Ni	7807	7207	675	5900	8800	44	Ni	52,4	64,8	14,7	45	105	20
Rb	<1,5	4,58	2,44	1	10	35	Rb	139	133	4,07	127	140	20
Sb	0,02	0,16	0,34	<0,05	1,25	29	Sb	1,49	1,52	0,16	1,31	1,80	13
Sc	15,9	17,1	0,97	15	20	34	Sc	19,6	20,8	1,54	17	23,4	16
Se	1,20	2,70	1,38	1,2	6,0	31	Se	2,13	3,71	0,84	2,5	5,0	11
Ta	<0,022	0,05	0,03	0,02	0,1	25	Ta	1,06	1,24	0,21	0,72	1,42	12
Th	<0,042	0,15	0,09	0,08	0,3	31	Th	10,3	9,08	0,77	7	10	17
U	<0,025	0,48	1,60	<0,2	5	29	U	5,30	4,61	0,62	3,06	5,42	13
W	<0,064	2,12	1,24	0,45	3,7	22	W	75,8	119	24,5	84,8	155	13
Zn	58,1	52,9	28,2	20	176	26	Zn	<28	25,0	18,2	4,6	72	14
Zr	<42	20,4	6,79	10	32	20	Zr	102	162	23,6	111	210	16
La	0,42	0,43	0,07	0,26	0,67	34	La	33,0	32,7	3,03	25,7	37,8	16
Ce	1,34	1,37	0,38	0,84	2,30	30	Ce	78,0	66,0	4,45	59,4	75,0	14
Nd	0,91	1,08	0,37	0,60	1,83	29	Nd	28,2	27,7	2,50	22,5	30,8	12
Sm	0,40	0,45	0,06	0,35	0,72	34	Sm	5,74	5,85	0,53	4,78	6,54	12
Eu	0,11	0,17	0,04	0,09	0,29	34	Eu	0,66	1,21	0,06	1,10	1,27	12
Tb	0,14	0,12	0,03	0,09	0,18	33	Tb	0,87	0,76	0,05	0,66	0,84	11
Ho	0,19	0,19	0,06	0,08	0,33	15	Ho	1,28	1,82	1,18	0,62	3,99	9
Yb	0,46	0,53	0,07	0,43	0,69	33	Yb	3,00	3,01	0,12	2,80	3,20	12
Lu	0,08	0,09	0,01	0,05	0,11	33	Lu	0,48	0,53	0,05	0,41	0,60	12

Tableau 3.17. Composition en éléments majeurs, traces et éléments des terres rares des plagioclases analysés par INAA.

ETR (ppm)	Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites						Troctolites et leucotroctolites	
	1311B	1314	1315	1317	2132	MHY2-22	NA2-48	NB3-12
La	4,21	2,88	3,14	2,98	3,79	3,10	3,64	3,25
Ce	5,58	4,83	4,54	4,36	5,04	4,27	6,01	5,54
Nd	1,03	1,75	1,55	1,38	0,98	1,10	2,11	1,82
Sm	0,24	0,24	0,25	0,24	0,26	0,12	0,31	0,25
Eu	3,81	2,41	2,17	1,74	2,27	1,10	2,35	2,58
Ho	<L.D.	0,05	0,04	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,05	<L.D.
Tb	0,12	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,11	<L.D.	0,07
Yb	0,197	0,126	0,090	<L.D.	<L.D.	0,098	0,065	<L.D.
Lu	0,019	0,012	0,007	<L.D.	0,009	<L.D.	0,011	0,013
La/Yb (nc)	14,5	15,6	23,6	N.D.	N.D.	21,55	38,1	N.D.
La/Lu (nc)	22,7	25,2	49,4	N.D.	45,8	N.D.	36	25,4
Na ₂ O (%)	7,71	6,66	6,79	6,84	7,10	6,91	6,66	6,94
K ₂ O (%)	0,14	0,09	<0,11	<0,09	<0,10	<0,15	<0,11	<0,19
Rb ppm	<4,1	<2,2	<1,8	<1,7	<2,0	<2,5	<1,8	<2,9
Ba ppm	1000	486	450	370	380	67,8	490	607

<L.D.: Sous la limite de détection; N.D. : Non disponible; nc: normalisé sur chondrite

Tableau 3.18. Composition en éléments traces et en éléments des terres rares des apatites analysées par INAA.

ÉTR (ppm)	Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites						Troctolites et leucotroctolites		Péridotites Nelsonitiques						Orthopyroxérite	
	1311B	1314	1315	1317	2132	MHY2-22	NA2-48	NB3-12	1116B	1310	2160B	MAN1-125	98B	2112B	2220C	MAN4-69
La	244	165	176	148	210	179	217	201	275	253	131	216	256	90,6	287	185
Ce	728	500	512	442	601	498	649	581	825	756	511	648	824	404	864	444
Nd	541	393	381	355	440	381	508	455	674	605	537	510	606	453	671	432
Sm	120	88,1	82,0	73,5	90,1	70,4	112	99,2	134	132	122	107	129	127	151	89,7
Eu	32	20,1	19,5	21,5	23,5	22,5	27,1	26,3	26,5	34,1	29,7	27,7	33,7	32,8	39,9	25,1
Ho	16,6	12,4	11,1	9,35	11,7	8,13	16,3	13,6	17,1	18,7	17,4	14,2	18,1	18,1	21,2	12,2
Tb	13,4	9,94	8,9	7,09	10,1	6,07	13,4	10,8	12,9	18,1	14,9	11,8	15,7	14,9	19,3	10,9
Yb	17,9	13,7	12,2	8,44	12,7	7,99	21,4	14,6	18,3	28	22,5	16,7	24,8	19,9	28,9	16,3
Lu	2,32	1,85	1,62	1,13	1,75	1,09	2,97	1,95	2,52	4,05	3,23	2,21	3,41	2,67	3,92	2,19
La/Lu (nc)	10,9	9,25	11,3	13,6	12,4	17,1	7,59	10,7	11,3	6,48	4,21	10,2	7,77	3,52	7,59	8,77
La/Yb (nc)	9,28	8,21	9,82	11,9	11,2	15,2	6,88	9,37	10,2	6,14	3,95	8,78	6,99	3,10	6,73	7,71
Th	0,88	1,16	3,52	0,61	3,38	2,20	3,39	1,49	3,42	2,49	<0,4 6	1,53	2,47	0,20	2,76	2,38
U	1,34	0,95	2,01	0,54	1,72	1,03	0,99	1,32	2,67	2,76	1,26	1,05	1,29	1,82	1,50	1,97

nc: normalisé sur chondrite

Tableau 3.19. Géothermomètre basé sur la composition des deux pyroxènes.

Échantillons	Orthopyroxène		Clinopyroxène		T (°C)		
	XEn	XWo	XEn	XWo	4 kbar	5 kbar	6 kbar
PAU2-28 (leucogabbronorite)	0.6146	0.0125	0.5036	0.4052	771 ± 146	773 ± 148	776 ± 149
149A (webstérite à olivine)	0.6146	0.0125	0.5036	0.4052	744 ± 101	746 ± 102	749 ± 103

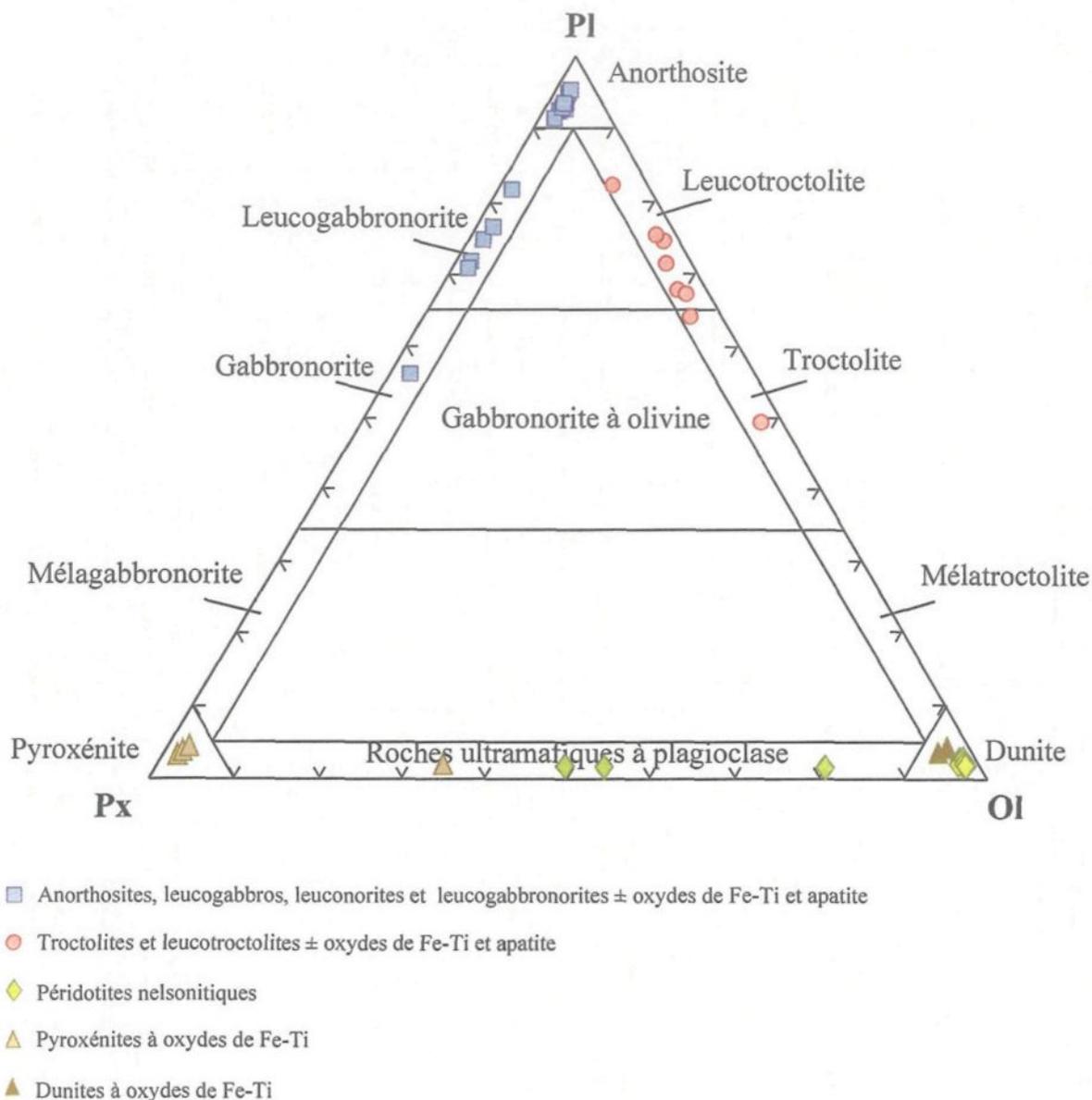


Figure 3.1. Classification des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, des troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, des péridotites nelsonitiques, des pyroxénites à oxydes de Fe-Ti et des dunites à oxydes de Fe-Ti dans le système ternaire pyroxènes-plagioclase-olivine. Basé sur la composition modale des roches. D'après Streckeisen *et al.* (1976).

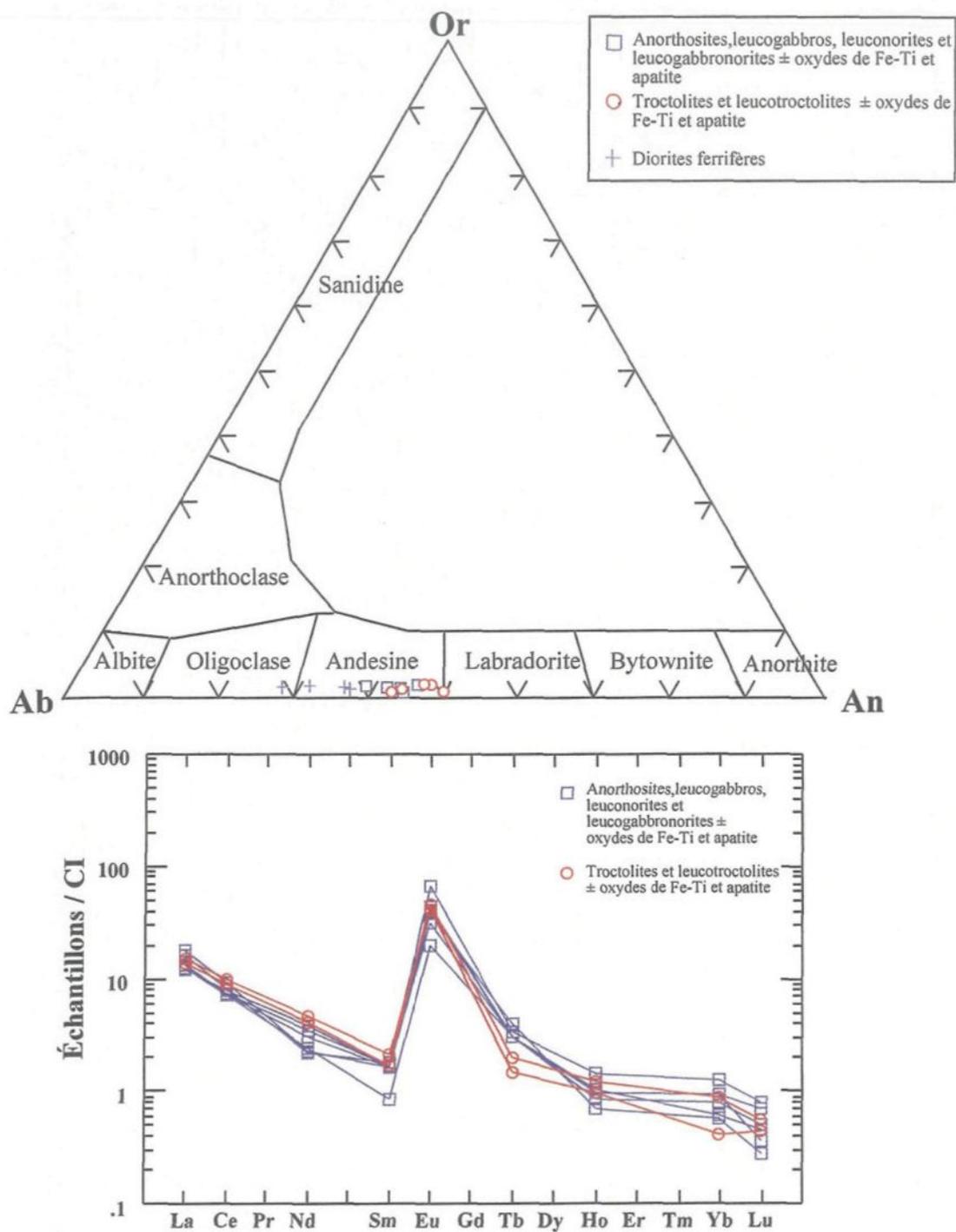


Figure 3.2. a) Composition des plagioclases analysés à la microsonde, dans le système An-Ab-Or, provenant des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, des troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite et des diorites ferrifères. **b)** Composition en éléments des terres rares des séparés de plagioclases analysés par INAA (activation neutronique) provenant des roches anorthositiques et troctolitiques (normalisés sur chondrite de Sun et McDonough, 1989).

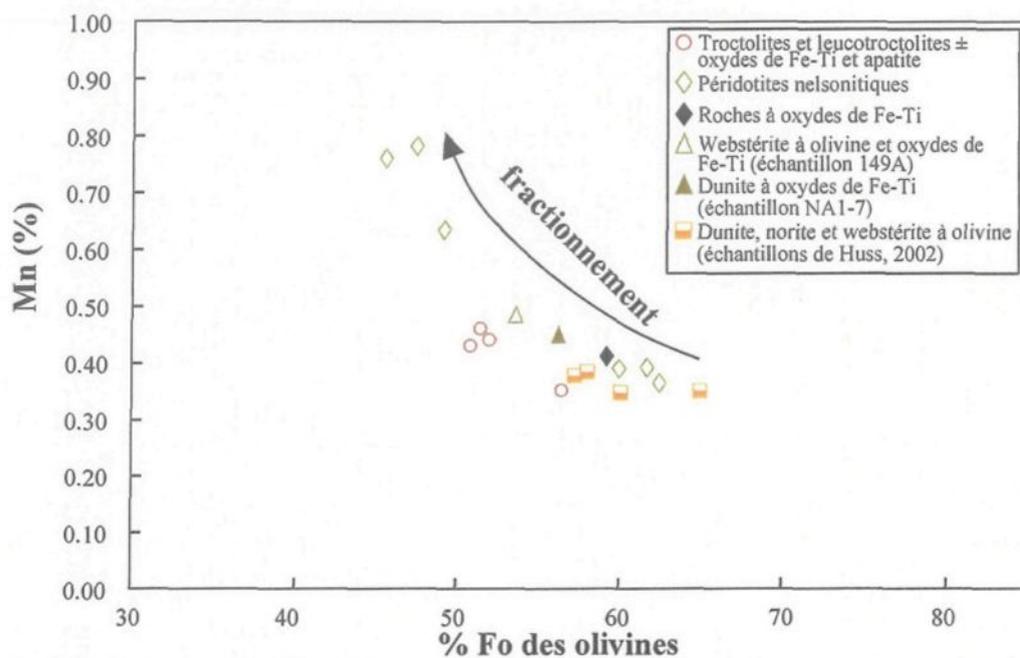


Figure 3.3. Pourcentage forstérite versus Mn (%) des olivines analysées à la microsonde provenant des troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, des péridotites nelsonitiques, d'une roche à oxydes de Fe-Ti, d'une webstérite à olivine et oxydes de Fe-Ti, d'une dunite à oxydes de Fe-Ti et des échantillons de Huss (2002).

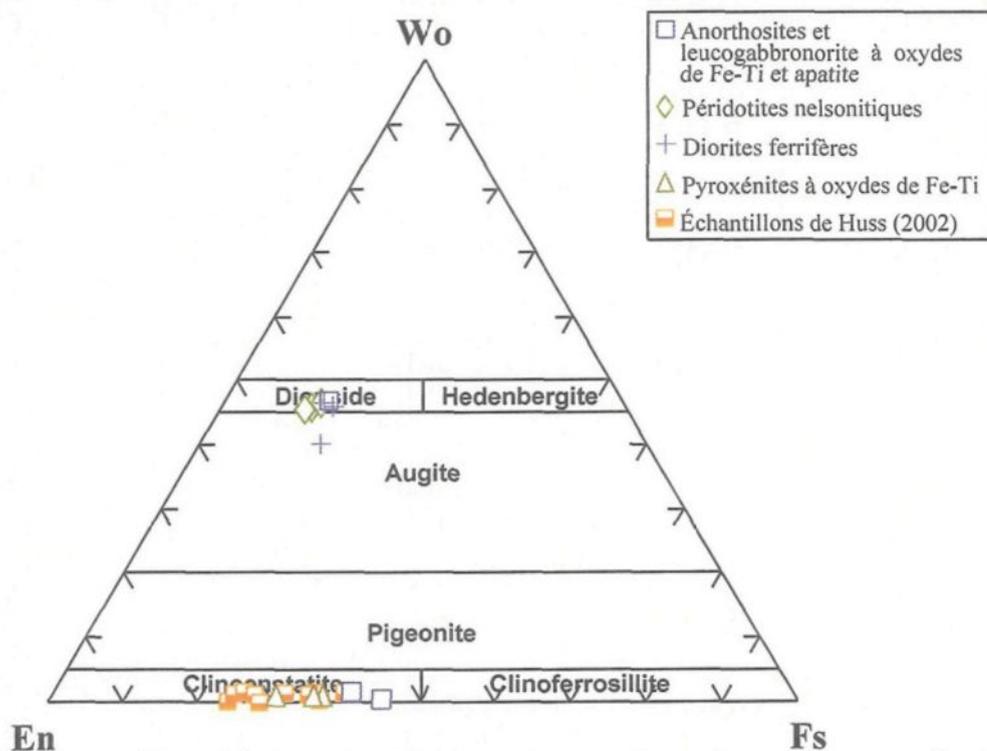


Figure 3.4. Composition chimique des clinopyroxènes et des orthopyroxènes analysés à la microsonde dans le système En-Wo-Fs pour une anorthosite et un leucogabbronite à oxydes de Fe-Ti et apatite, les péridotites nelsonitiques, les diorites ferrifères, les pyroxénites à oxydes de Fe-Ti et les échantillons de Huss (2002).

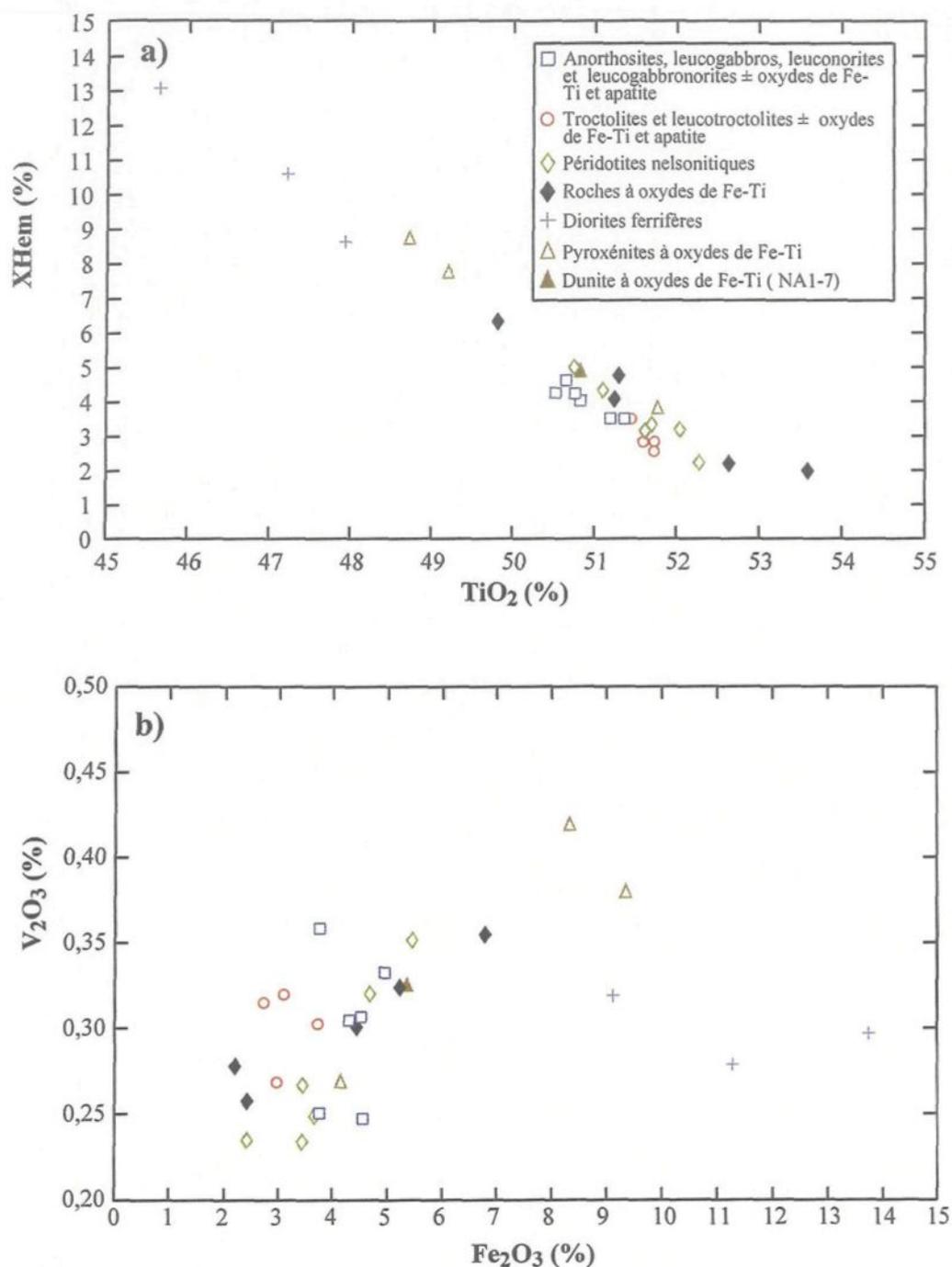


Figure 3.5. a) TiO₂ (%) versus XHem (%), et; b) Fe₂O₃ (%) versus V₂O₃ (%) des ilménites analysées à la microsonde et provenant des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, des troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, les péridotites nelsonitiques, les roches à oxydes de Fe-Ti, les diorites ferrifères, les pyroxénites à oxydes de Fe-Ti et une dunite à oxydes de Fe-Ti.

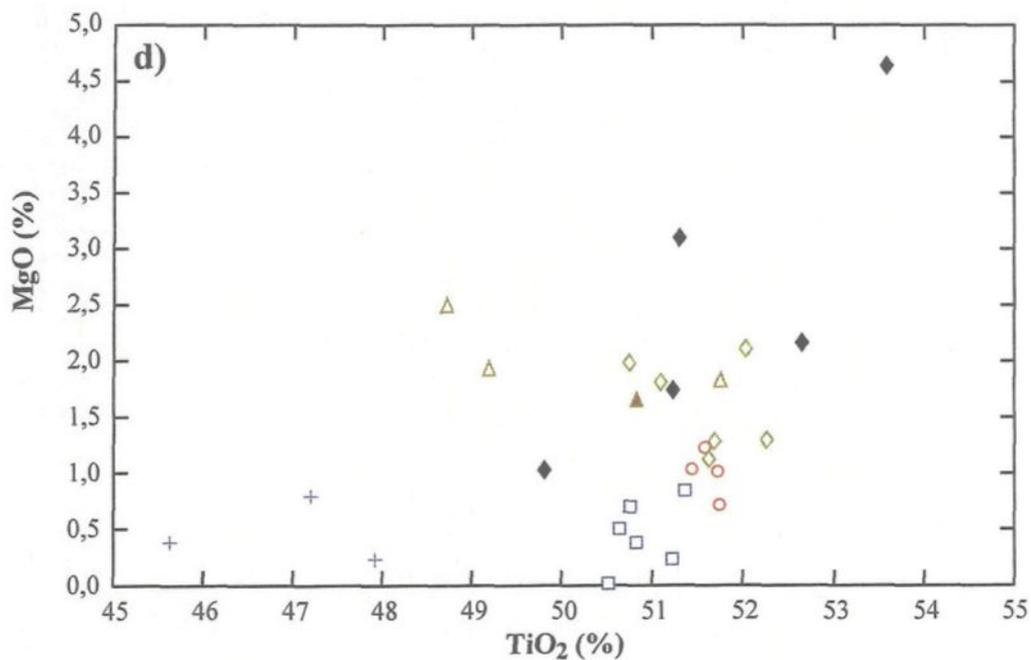
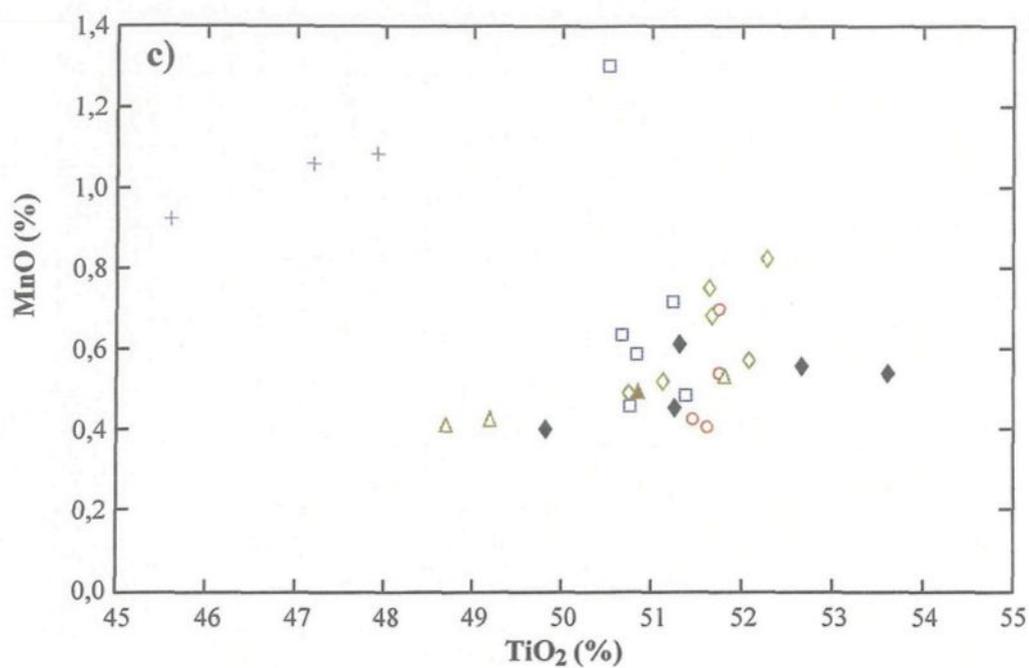


Figure 3.5. c) TiO₂ (%) versus MnO (%), et; d) TiO₂ (%) versus MgO (%) des ilménites analysées à la microsonde et provenant des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbro-norites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, des troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, les péridotites nelsonitiques, les roches à oxydes de Fe-Ti, les diorites ferrifères, les pyroxénites à oxydes de Fe-Ti et une dunite à oxydes de Fe-Ti.

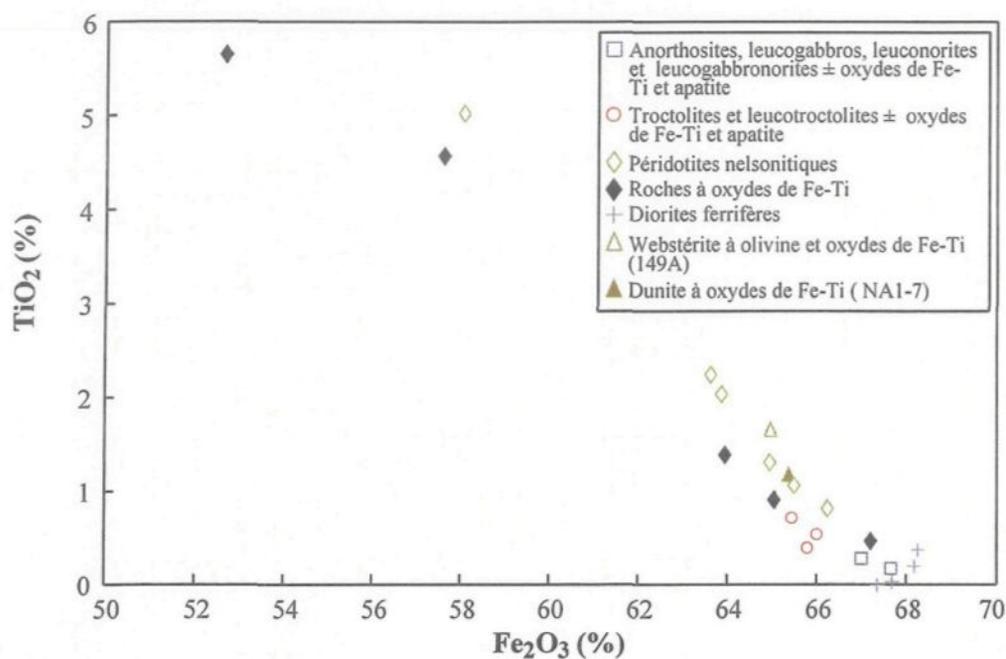


Figure 3.6. a) Fe_2O_3 (%) versus TiO_2 dans les magnétites analysées à la microsonde provenant des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites oxydes de Fe-Ti et apatite, des troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, les péridotites nelsonitiques, les roches à oxydes de Fe-Ti, les diorites ferrifères, une webstérite à olivine et oxydes de Fe-Ti et une dunite à oxydes de Fe-Ti.

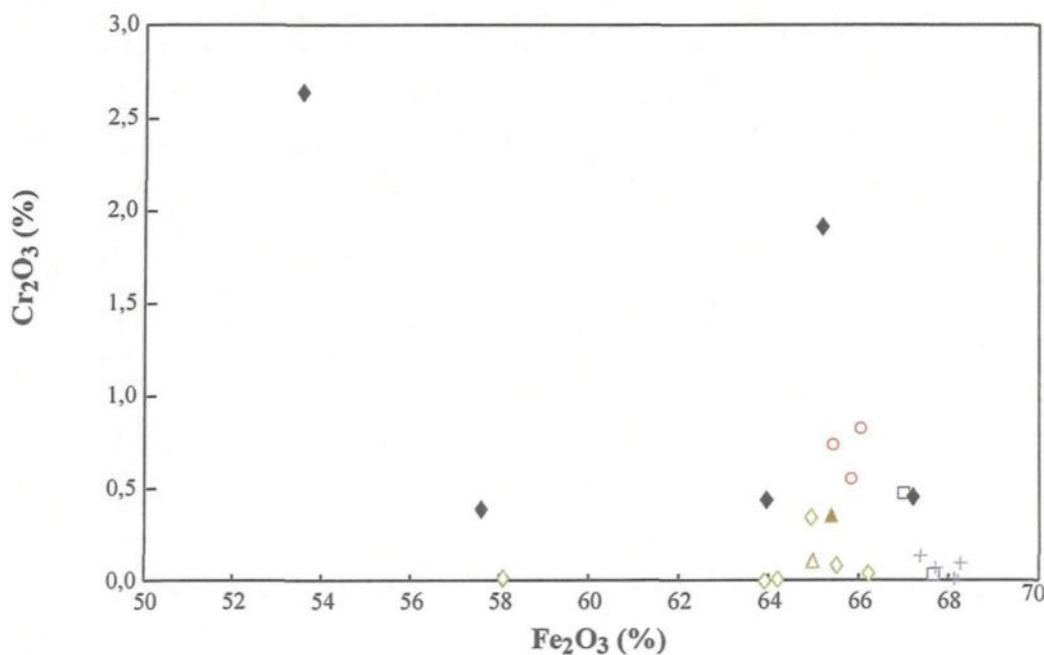


Figure 3.6. b) Fe_2O_3 (%) versus Cr_2O_3 dans les magnétites analysées à la microsonde (utilise les mêmes lithologies que la figure a).

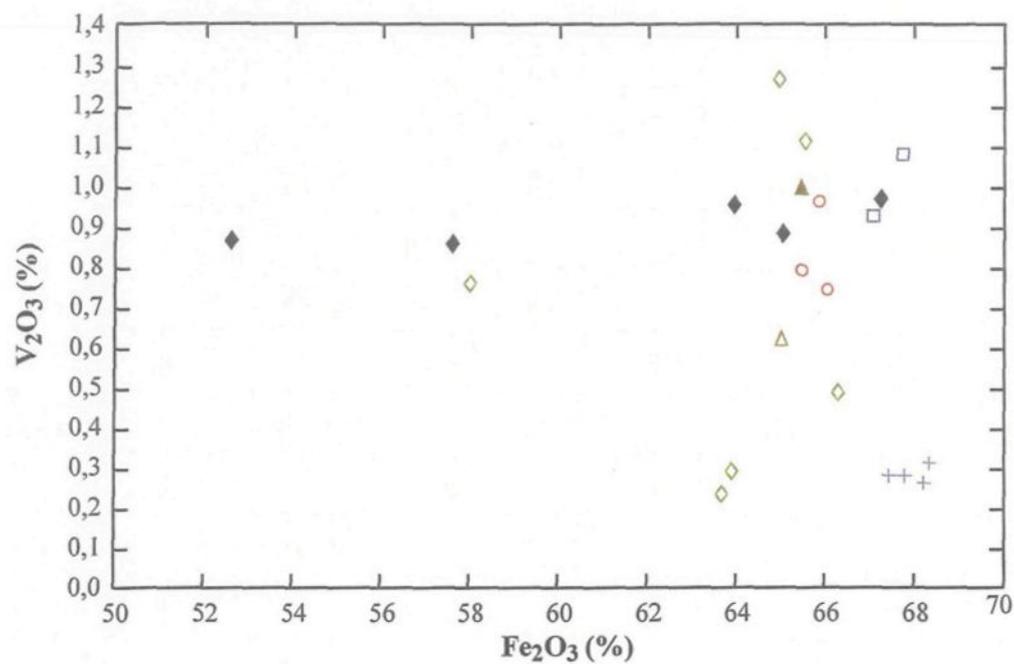


Figure 3.6. c) Fe₂O₃ (%) versus V₂O₃ dans les magnétites analysées à la microsonde (utilise les mêmes lithologies que la figure a).

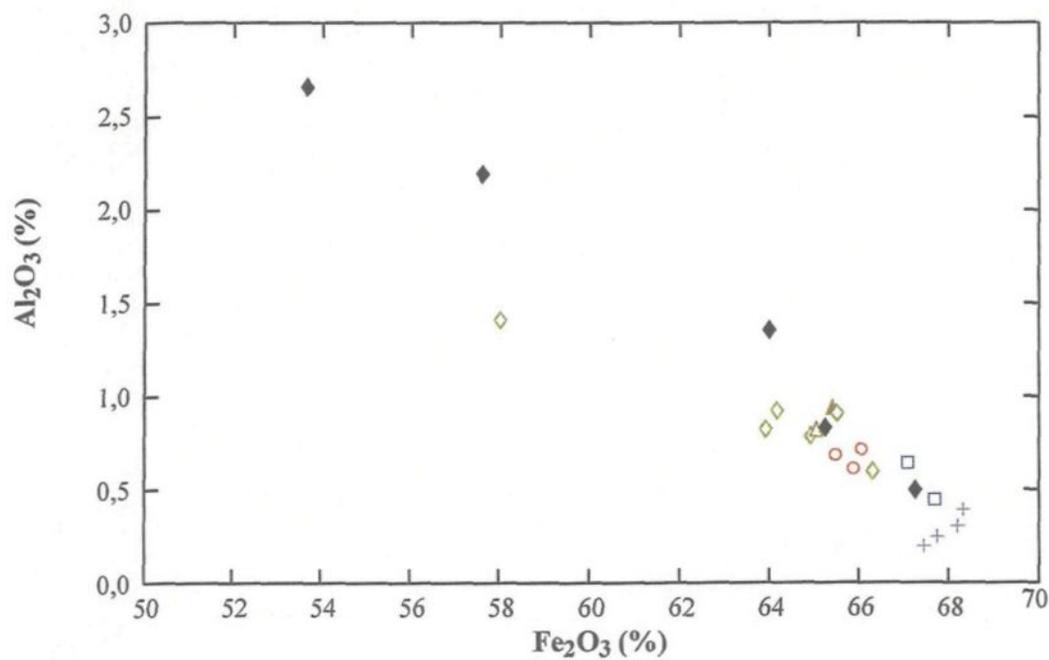
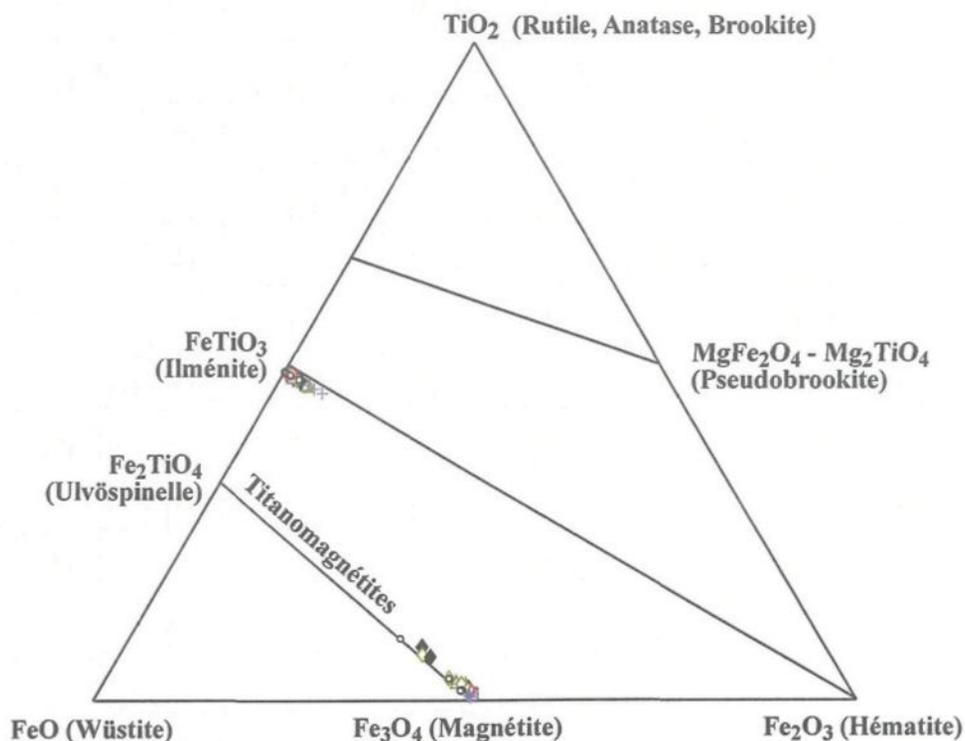


Figure 3.6. d) Fe₂O₃ (%) versus Al₂O₃ dans les magnétites analysées à la microsonde (utilise les mêmes lithologies que la figure a).



- Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite
- Troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite
- ◇ Péridotites nelsonitiques
- ◆ Roches à oxydes de Fe-Ti
- + Diorites ferrifères
- △ Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti
- ▲ Dunites à oxydes de Fe-Ti

Figure 3.7. Composition des oxydes de Fe-Ti analysée à la microsonde (ilménite et magnétite) dans le système TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 . Les échantillons proviennent des anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, des troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, des péridotites nelsonitiques, des roches à oxydes de Fe-Ti, des diorites ferrifères, des pyroxénites à oxydes de Fe-Ti et des dunites à oxydes de Fe-Ti.

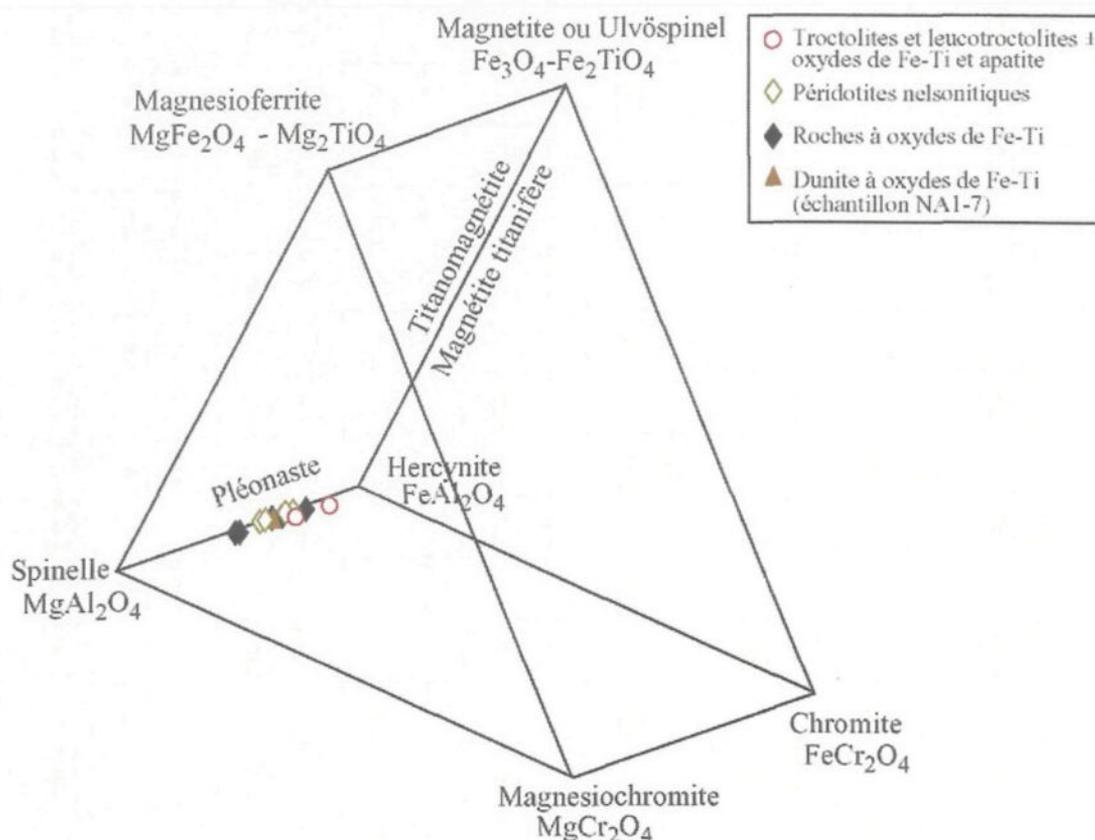


Figure 3.8. a) Composition des spinelles analysées à la microsonde, localisée dans un prisme de Johnston modifié et provenant de leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, de périidotites nelsonitiques, de roches à oxydes de Fe-Ti et de une dunite à oxydes de Fe-Ti.

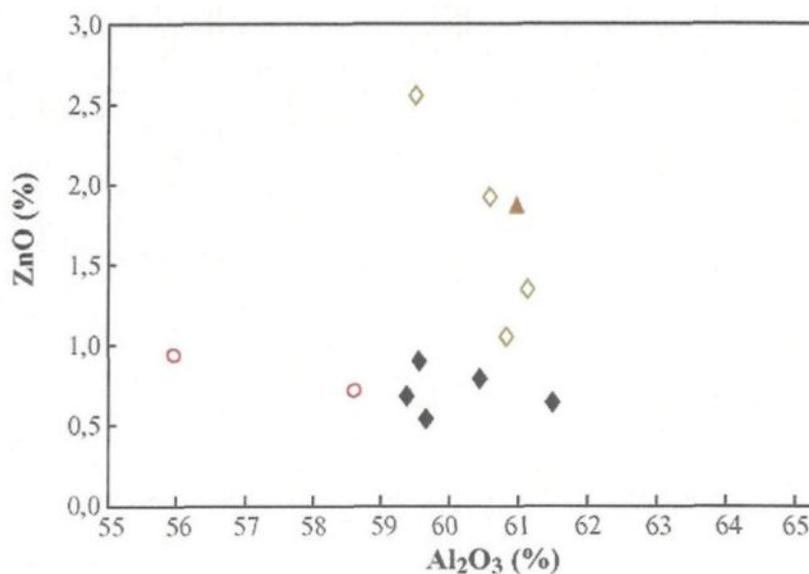
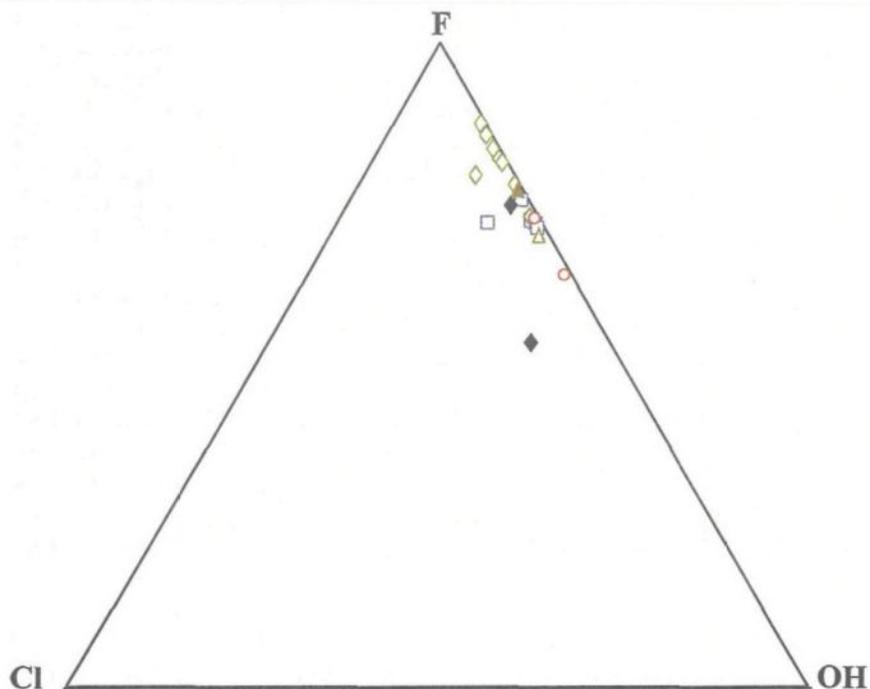


Figure 3.8. b) Al₂O₃ (%) versus ZnO (%) des spinelles analysés à la microsonde (utilise les mêmes lithologies que la figure a).



- Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite
- Troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite
- ◇ Péridotites nelsonitiques
- ◆ Roches à oxydes de Fe-Ti
- △ Orthopyroxénite à oxydes de Fe-Ti (échantillon MAN4-69)
- ▲ Dunites à oxydes de Fe-Ti (échantillon NA1-7)

Figure 3.9. Composition chimique des apatites analysée à la microsonde, dans le système F-CI-OH, pour les anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, les troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, les péridotites nelsonitiques, les roches à oxydes de Fe-Ti, une orthopyroxénite à oxydes de Fe-Ti et une dunite à oxydes de Fe-Ti.

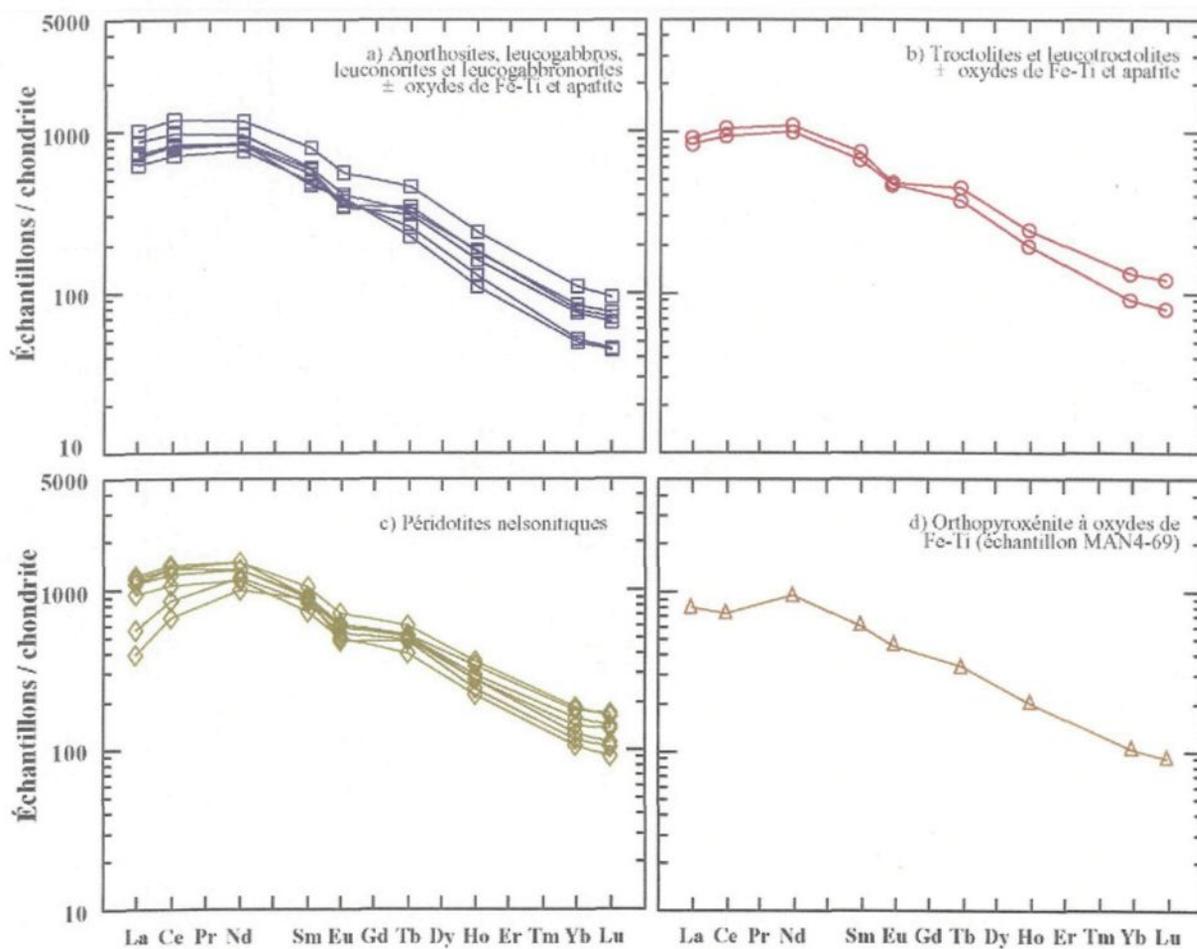


Figure 3.10. Compositions en ÉTR, normalisées sur chondrite de Sun et McDonough (1989), des apatites séparées et analysées par activation neutronique pour: **a)** les anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbro-norites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite; **b)** les troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite; **c)** les péridotites nelsonitiques, et; **d)** une orthopyroxénite à oxydes de Fe-Ti.

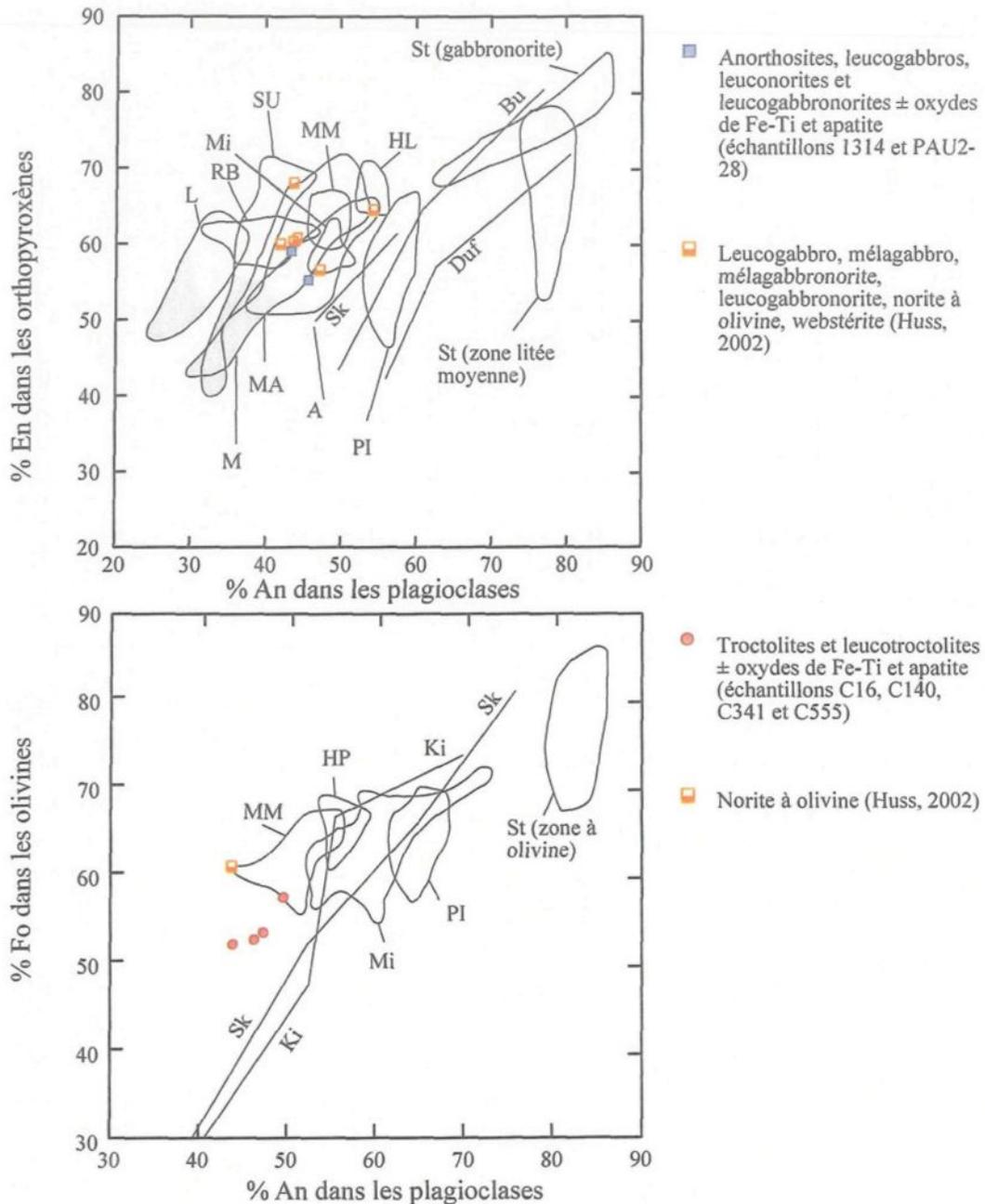
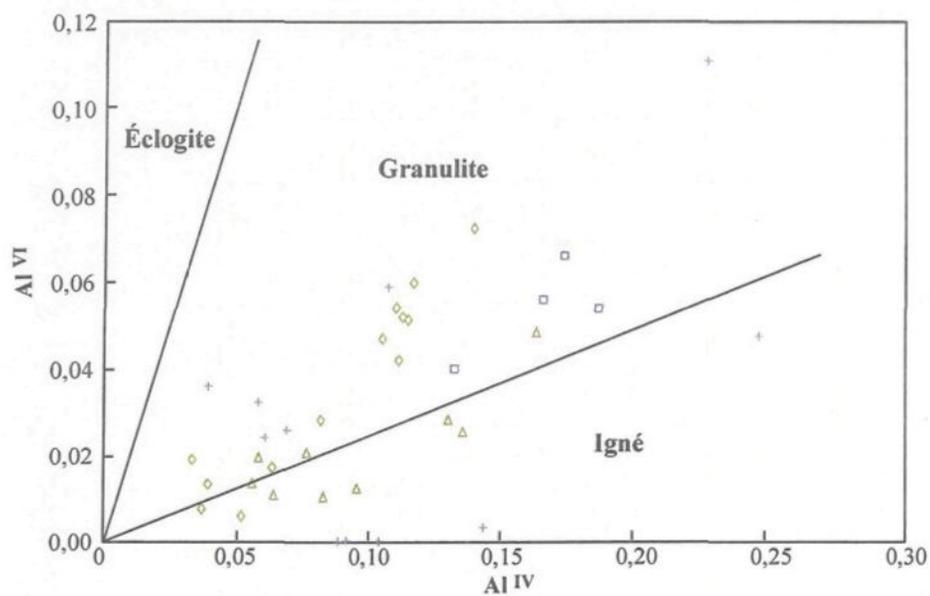


Figure 3.11. Comparaison du: a) % En des orthopyroxènes versus % An des plagioclases et b) % Fo des olivines versus % An des plagioclases à partir d'échantillons de cette étude et d'échantillons faisant partie de l'étude de Huss (2002) avec d'autres massifs anorthositiques et des intrusions mafiques litées. Diagrammes modifiés de Emslie (1985) et Ashwal (1993). Massifs anorthositiques: A: Adirondacks (Davis, B.T.C., 1963), HL: Harp Lake (Emslie, 1978, 1985), L: Labrieville (Owens et al., 1993), M: Morin (Owens et al., 1993), Ma: Madagascar (Ashwal et al., 1998), Mi: Michikamau (Emslie, 1985), MM: Mealy Mountains (Emslie, 1985), M: Morin (Owens et al., 1993), RB: Pluton jotunitique de Red Bay (Greenough, et Owen, 1995), SU: Saint-Urbain (Owens et al., 1993), PI: Paul Island (Emslie, 1985). Intrusions mafiques litées: Bu: Bushveld (Wager et Brown, 1967), Duf: Dufek (Himmelberg et Ford, 1976), Ki: Kiglapait (Morse, 1979), Sk: Skaergaard (Wager et Brown, 1967), St: Stillwater (Raedeke, 1982; Raedeke et McCallum, 1980). Pour les massifs de Labrieville, Morin et Saint-Urbain: gris pâle: jotunités, blanc: anorthosites.



- Leucogabbronorite à oxydes de Fe-Ti et apatite
- ◇ Périodites nelsonitiques
- + Diorites ferrifères
- △ Websterite à olivine et oxydes de Fe-Ti (149A)

Figure 3.12. Al^{IV} versus Al^{VI} pour les clinopyroxènes analysés à la microsonde (chaque point représente une analyse). D'après Aoki et Kushiro (1968).



Planche 3.1. a) Vue d'un affleurement d'anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite (affleurement 1311B).

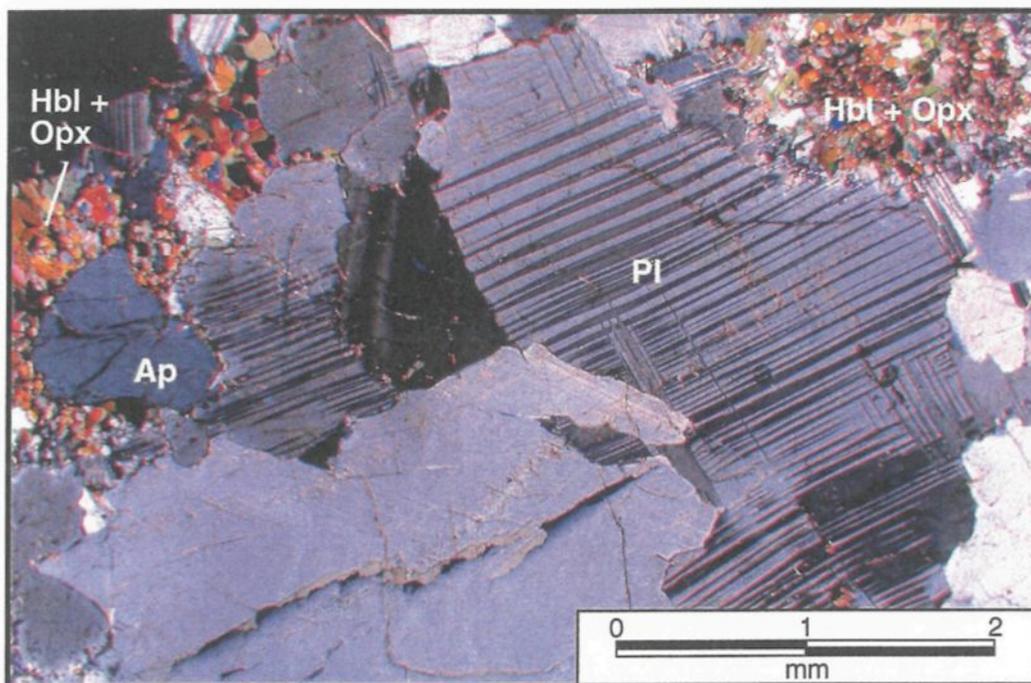


Planche 3.1. b) Microphotographie en lumière polarisée d'une anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite (échantillon 1317) montrant la texture protoclastique, caractéristique de ce faciès.

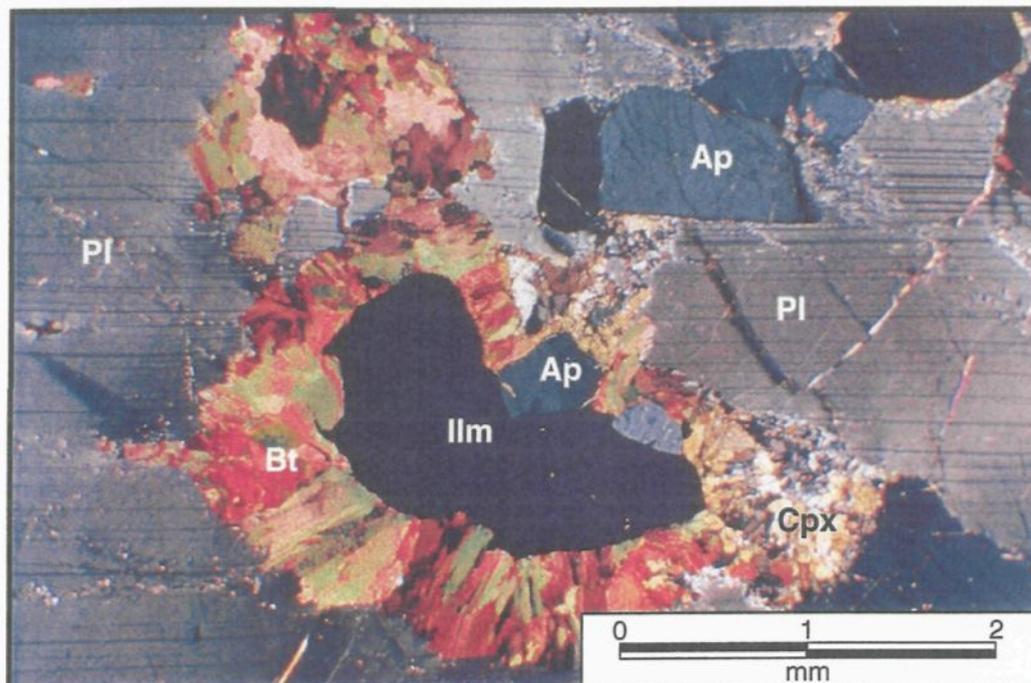


Planche 3.1. c) Microphotographie en lumière polarisée d'une anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite (échantillon 1314) où l'on peut observer la distribution interstitielle des oxydes de Fe-Ti, de l'apatite, de la biotite et des pyroxènes. On remarque également la couronne caractéristique de biotite autour d'un grain d'ilménite.

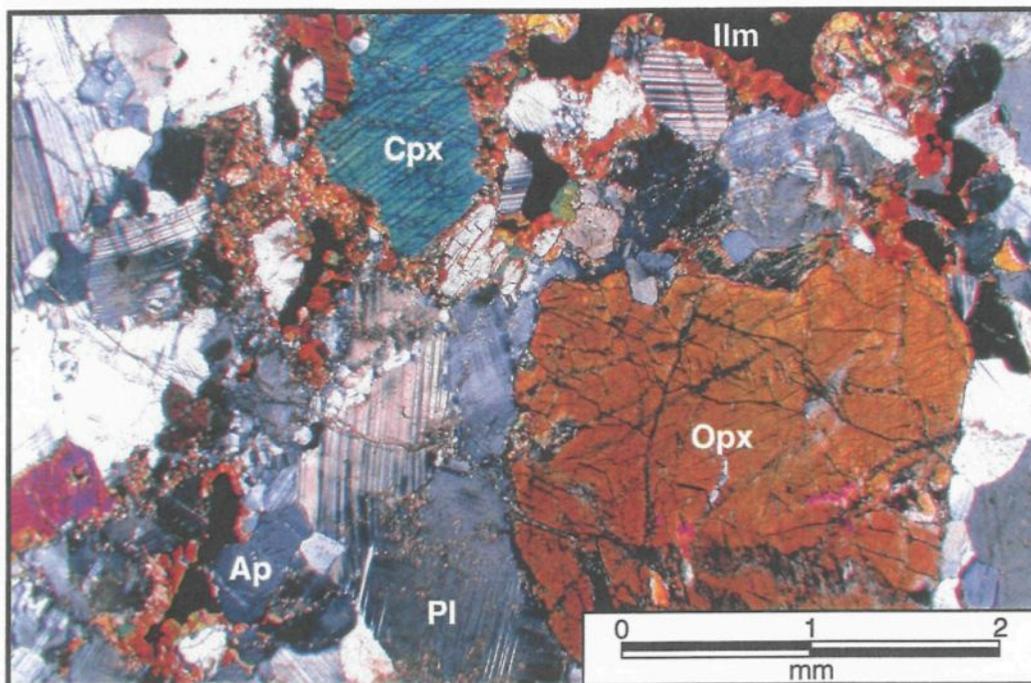


Planche 3.1. d) Microphotographie en lumière polarisée d'une leucogabbro-norite à oxydes de Fe-Ti (échantillon PAU2-28), montrant un certain degré de déformation.

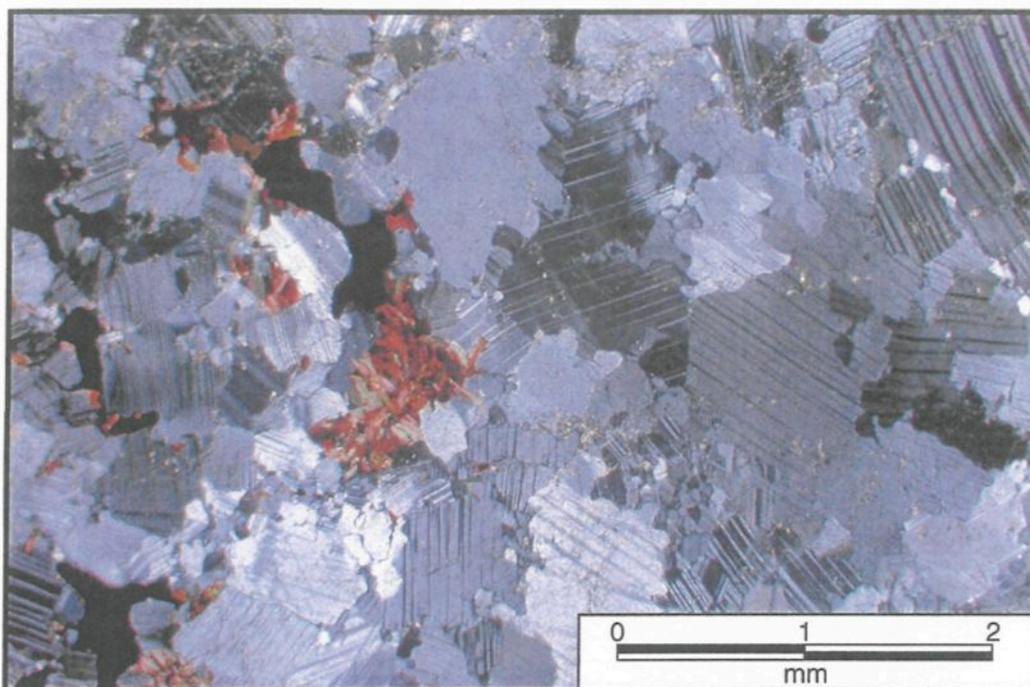


Planche 3.1. e) Microphotographie en lumière polarisée d'une leucogabbronrite à oxydes de Fe-Ti (échantillon 1312) où l'on peut observer la formation de néoblastes de plagioclase en bordure des plagioclases mâclés.

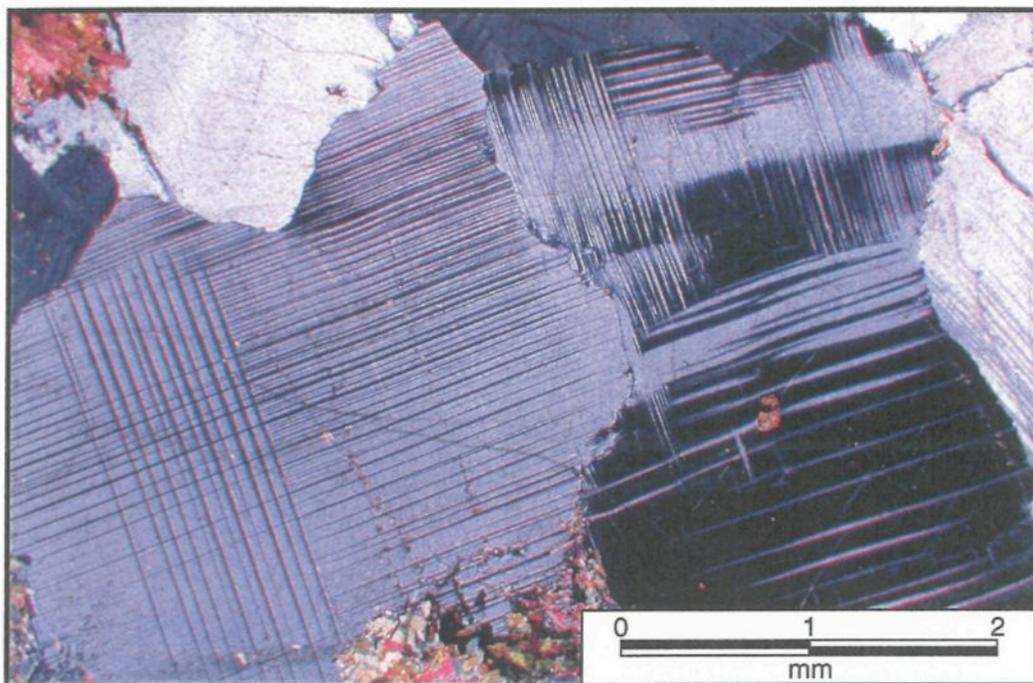


Planche 3.1. f) Microphotographie en lumière polarisée d'une anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite (échantillon 1315) où l'on peut observer au moins deux générations de mâcles de déformation.

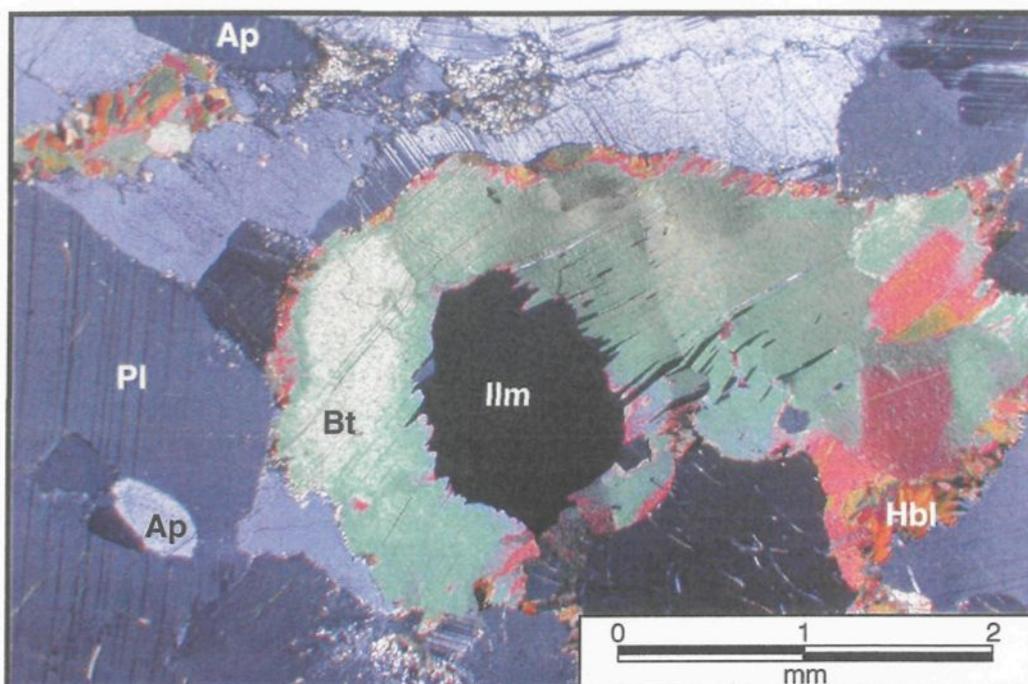


Planche 3.1. g) Microphotographie en lumière polarisée d'une anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite (échantillon 1314). Couronne de biotite autour de l'ilménite et déformation de celle-ci dans les plans de clivage la biotite.

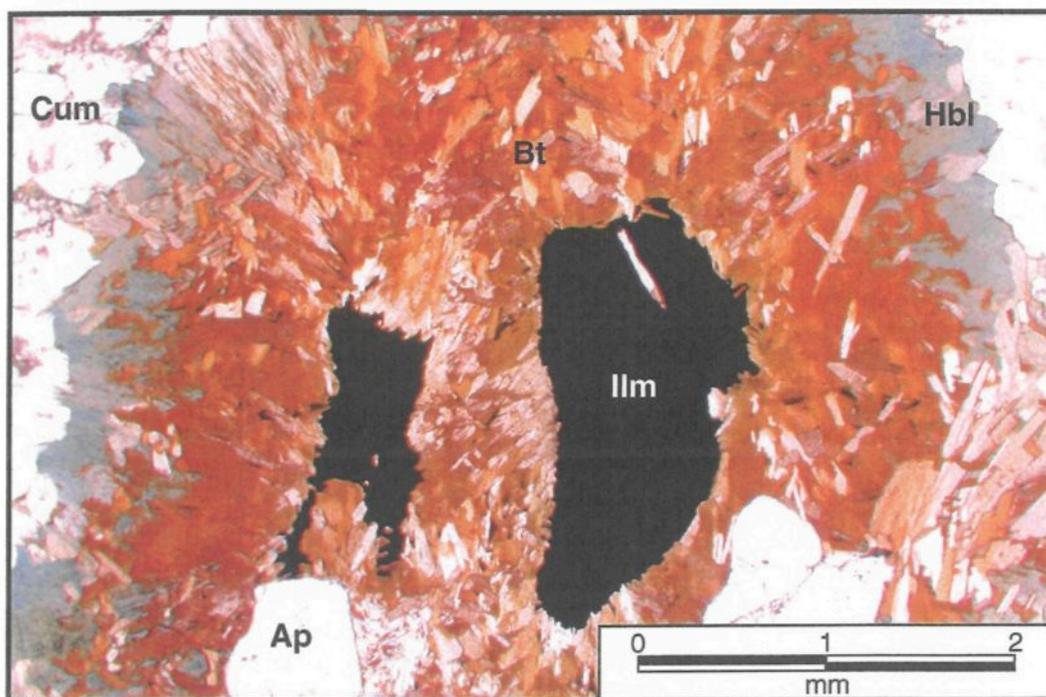


Planche 3.1. h) Microphotographie en lumière naturelle d'une anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite (échantillon 2132). Couronnes de biotite et de hornblende verte autour des grains d'ilménite.

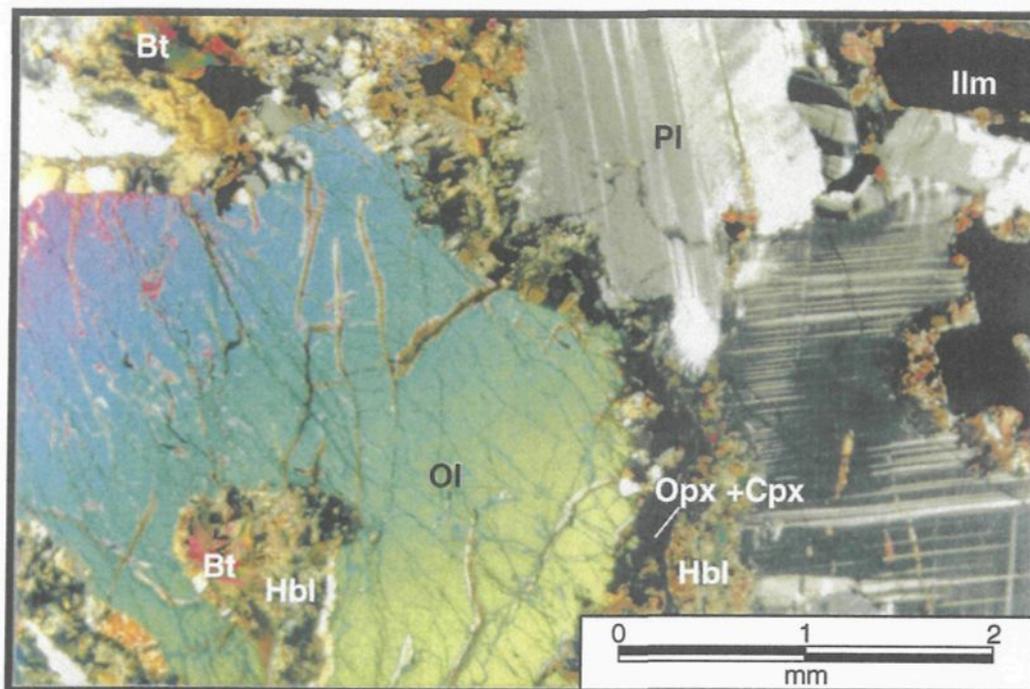


Planche 3.2. a) Microphotographie en lumière polarisée d'une leucotroctolite (échantillon C16) montrant les couronnes d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de biotite et d'hornblende verte entre l'olivine et le plagioclase.

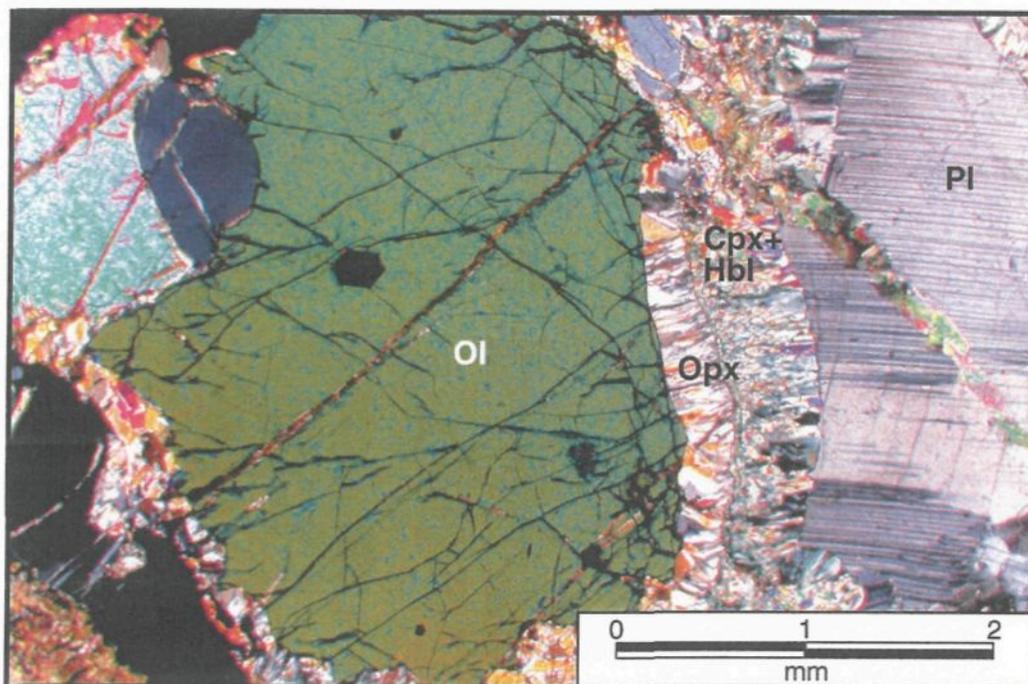


Planche 3.2. b) Microphotographie en lumière polarisée d'une leucotroctolite (échantillon NB3-12) montrant les couronnes d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'hornblende verte entre l'olivine et le plagioclase.



Planche 3.3. a) Vue en plan d'un affleurement de péridotite nelsonitique (affleurement 1116B).



Planche 3.3. b) Contact entre une péridotite et une anorthosite (affleurement 1116B).

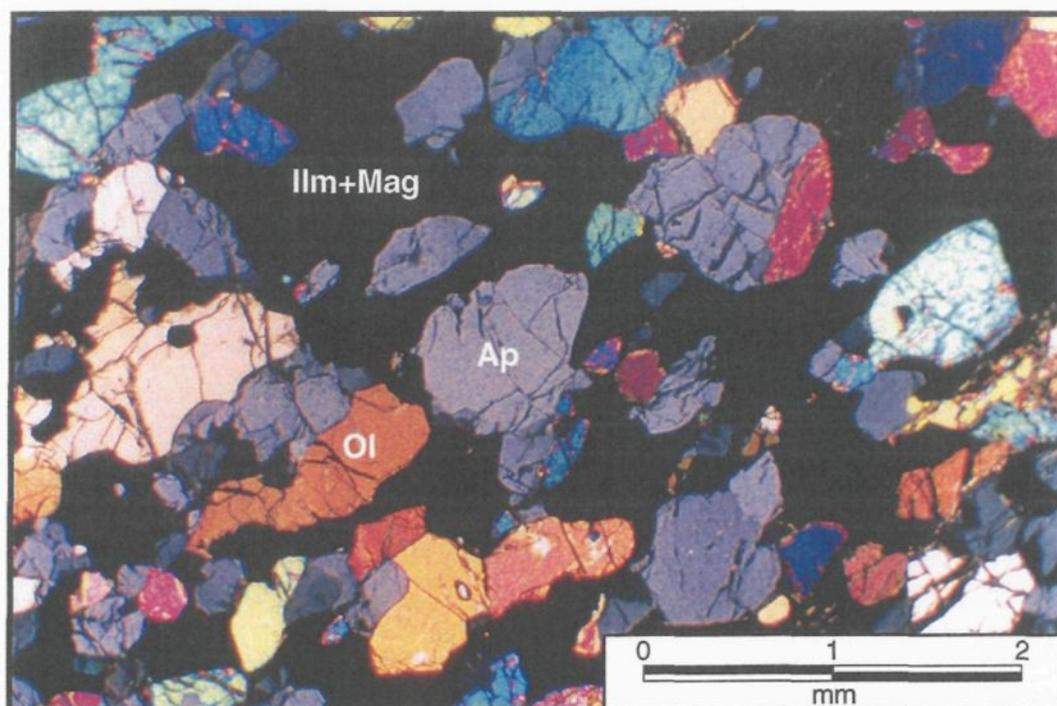


Planche 3.3. c) Microphotographie en lumière polarisée d'une péridotite nelsonitique (échantillon PAU2-80). On remarque les grains d'olivine serpentinisés ainsi que la distribution interstitielle des oxydes de Fe-Ti entre les grains d'olivine et d'apatite.

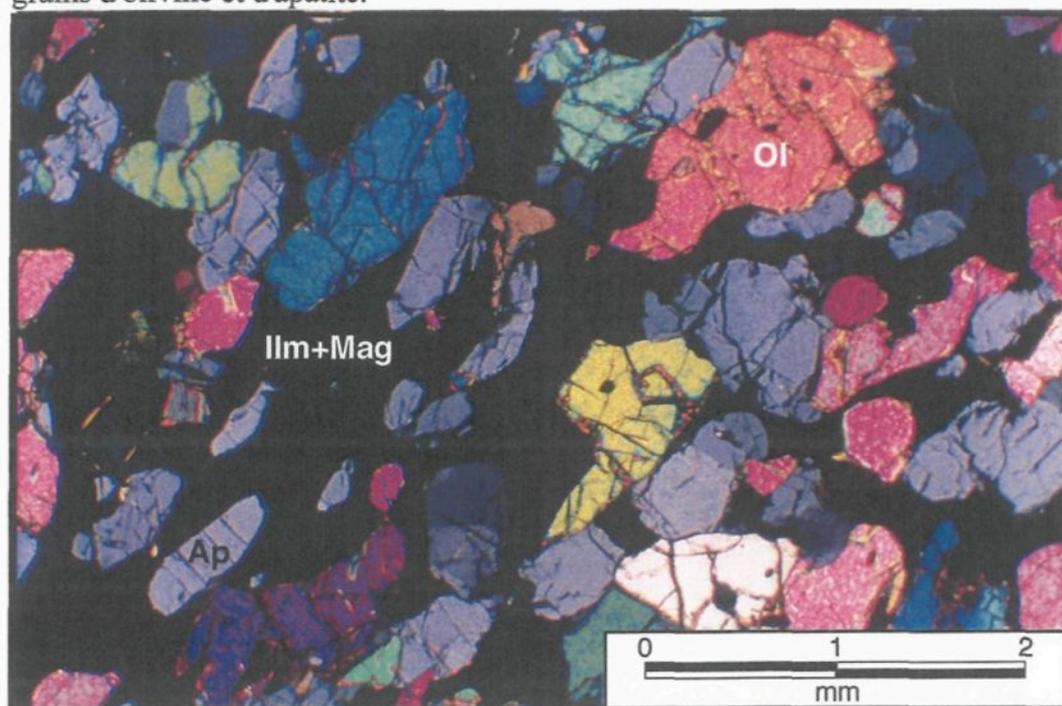


Planche 3.3. d) Microphotographie en lumière polarisée d'une péridotite nelsonitique (échantillon PAU2-80) où l'on peut observer une légère foliation de la roche caractérisée par l'alignement des grains d'apatite et d'olivine.

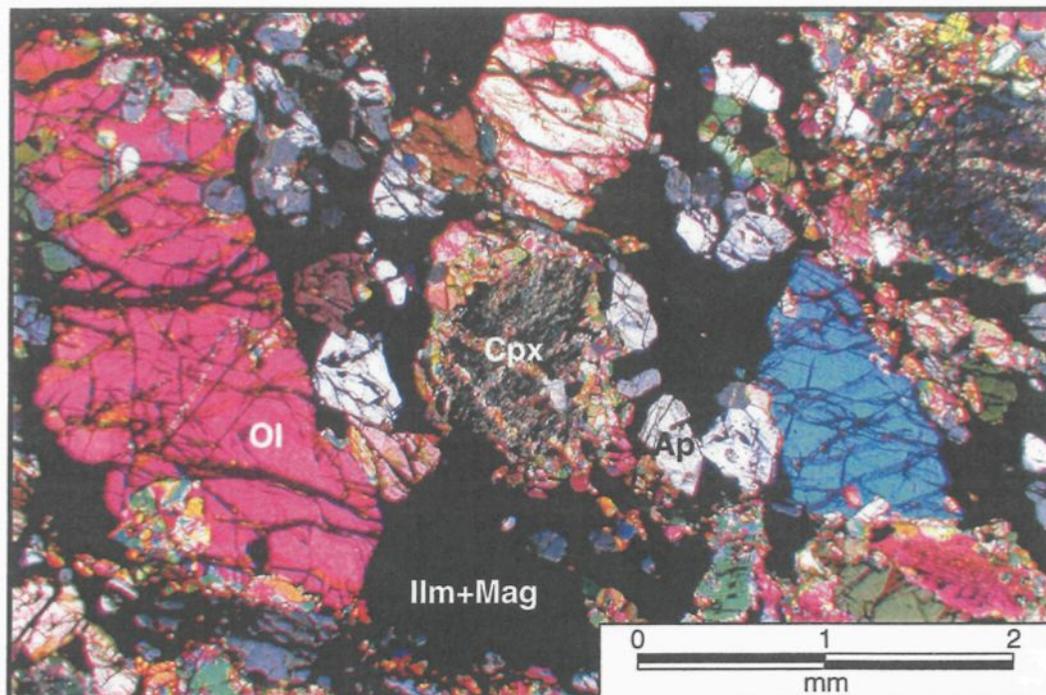


Planche 3.3. e) Microphotographie en lumière polarisée d'une péridotite nelsonitique (échantillon 1116B) montrant l'olivine serpentinisée et les clinopyroxènes.

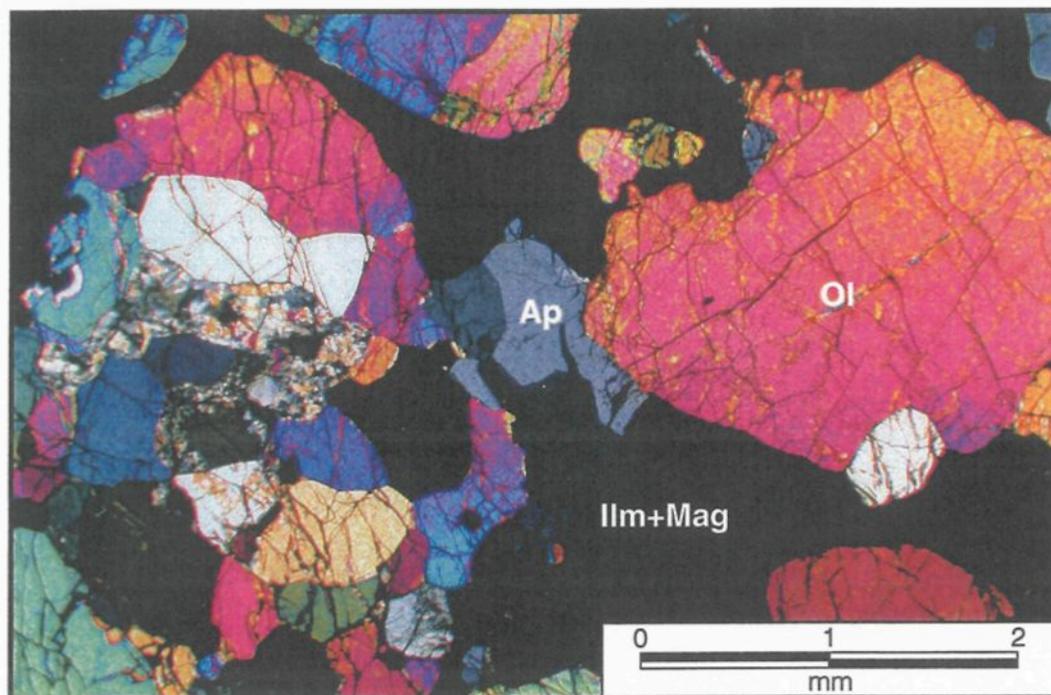


Planche 3.3. f) Microphotographie en lumière polarisée d'une péridotite (échantillon 1310) où l'on peut observer la formation de sous-grains dans les olivines.

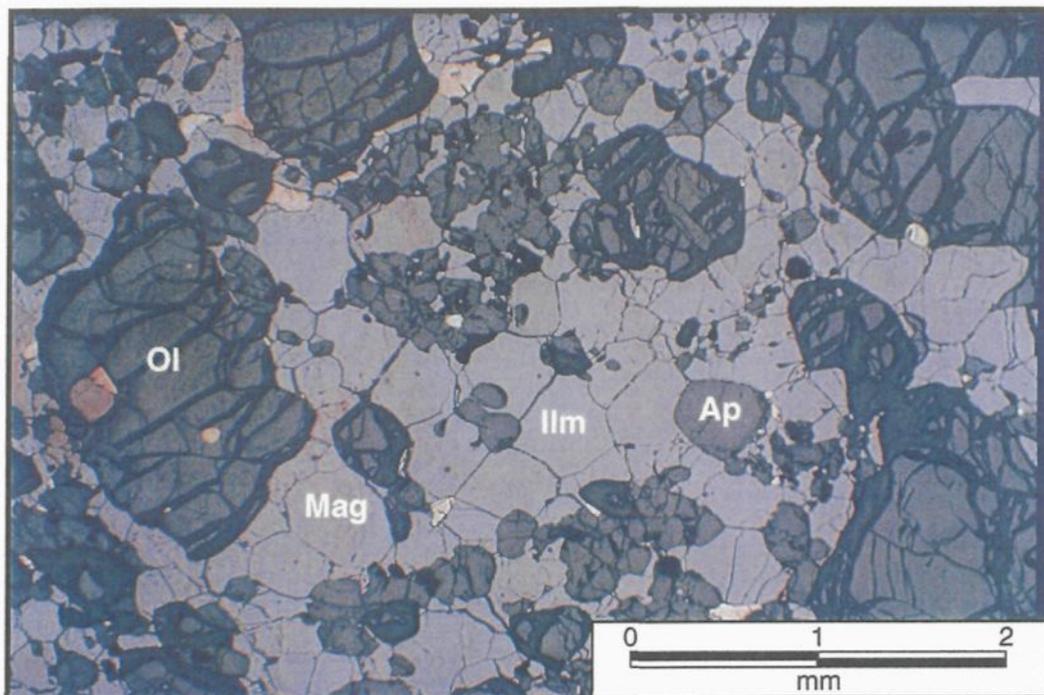


Planche 3.3. g) Microphotographie en lumière réfléchie d'une péridotite nelsonitique (échantillon MANI-48) montrant les jonctions triples caractérisant les oxydes de Fe-Ti (ilménite, magnétite) et la distribution interstitielle de ceux-ci entre les grains d'olivine et d'apatite.

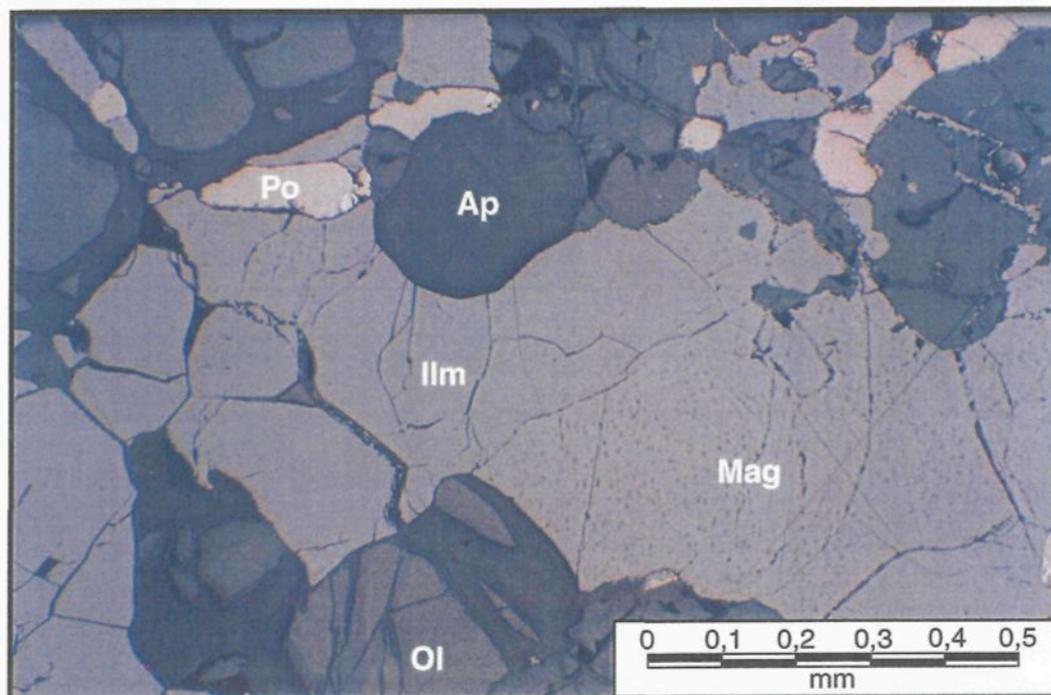


Planche 3.3. h) Microphotographie en lumière réfléchie d'une péridotite nelsonitique (échantillon MANI-48) montrant les jonctions triples caractérisant les oxydes de Fe-Ti (ilménite, magnétite) et la distribution interstitielle de ceux-ci entre les grains d'olivine et d'apatite.

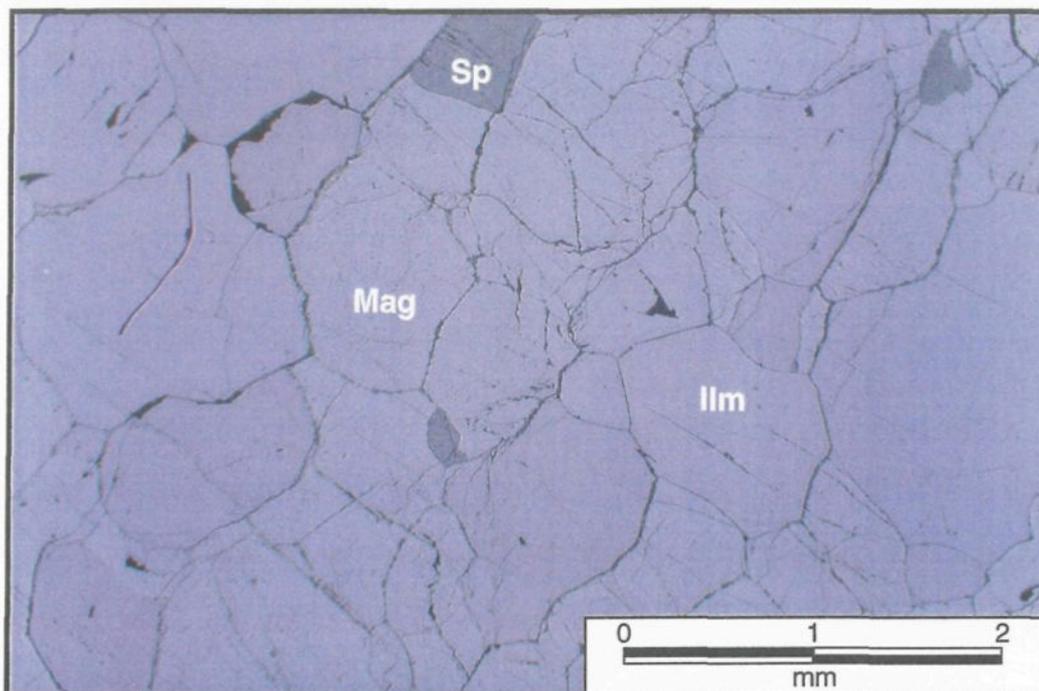


Planche 3.4. a) Microphotographie en lumière réfléchie d'une roche à oxydes de Fe-Ti (échantillon NA3-50) montrant la texture générale de ce faciès avec les grains d'ilménite (gris clair), de magnétite (grisâtres avec inclusions) et de spinelle (gris foncé).

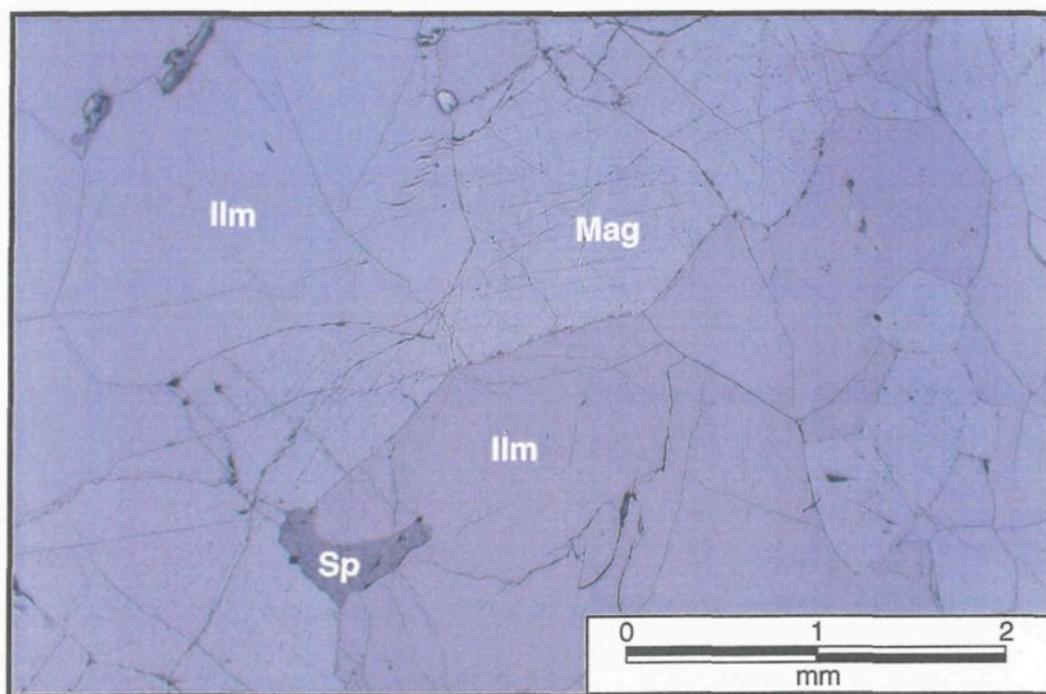


Planche 3.4. b) Microphotographie en lumière réfléchie d'une roche à oxydes de Fe-Ti (échantillon 2453).

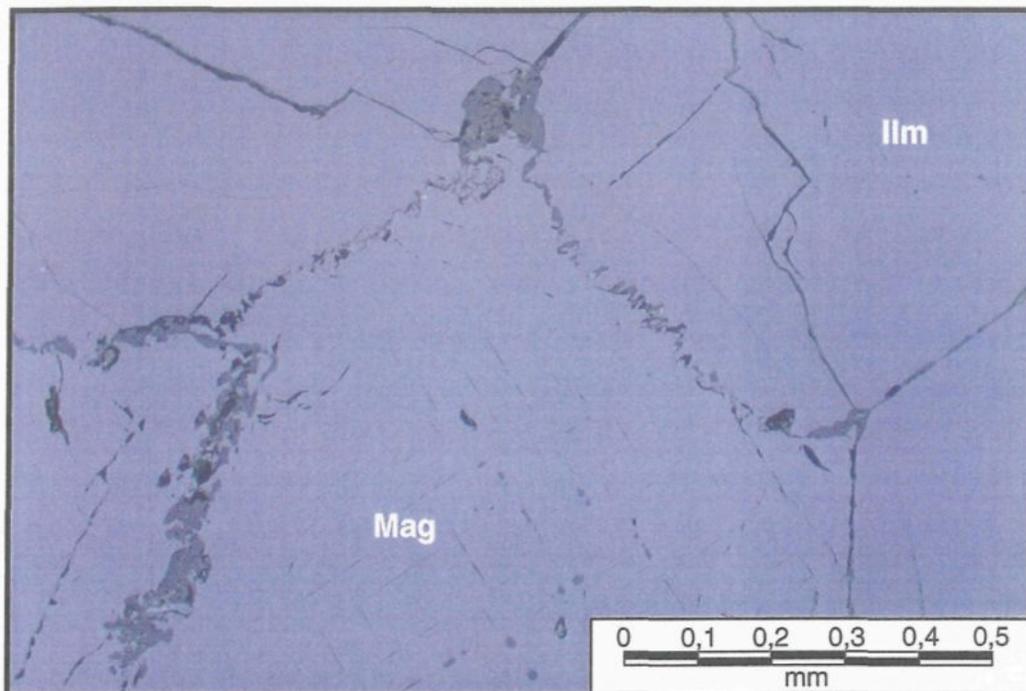


Planche 3.4. c) Microphotographie en lumière réfléchie d'une roche à oxydes de Fe-Ti (échantillon NA3-50) où l'on peut observer les contacts suturés entre l'ilménite et la magnétite. On remarque également la présence de spinelle au contact.

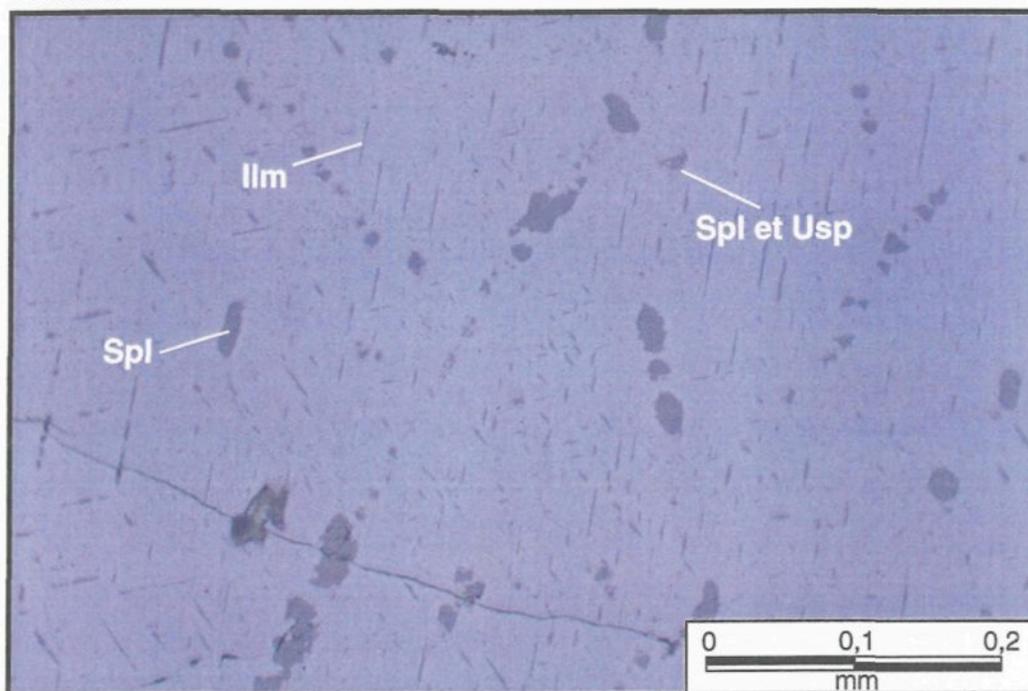


Planche 3.4. d) Microphotographie en lumière réfléchie d'une roche à oxydes de Fe-Ti (échantillon NA3-50) montrant la distribution des exsolutions lamellaires d'ilménite et des exsolutions ovoïdes de pléonaste (gris foncé). On remarque que certains grains de spinelle sont entourés d'une couronne d'ulvöspinelle (gris moyen).



Planche 3.5. a) Vue en plan de l'affleurement 1089. On peut observer une diorite ferrifère à grain moyen (lithologie 1089B) avec des enclaves d'anorthosite (partie inférieure, centre-droit) recoupée par un dyke de composition dioritique également (lithologie 1089A).



Planche 3.5. b) Vue en plan de l'affleurement 1089. On observe des enclaves d'anorthosite dans une roche de composition dioritique (lithologie 1089C, non analysée dans le cadre de ce projet).



Planche 3.5. c) Vue en plan de l'affleurement 1089. Roche de composition dioritique avec enclaves d'anorthosite (1089C), recoupée par un dyke de diorite ferrifère (lithologie 1089D).

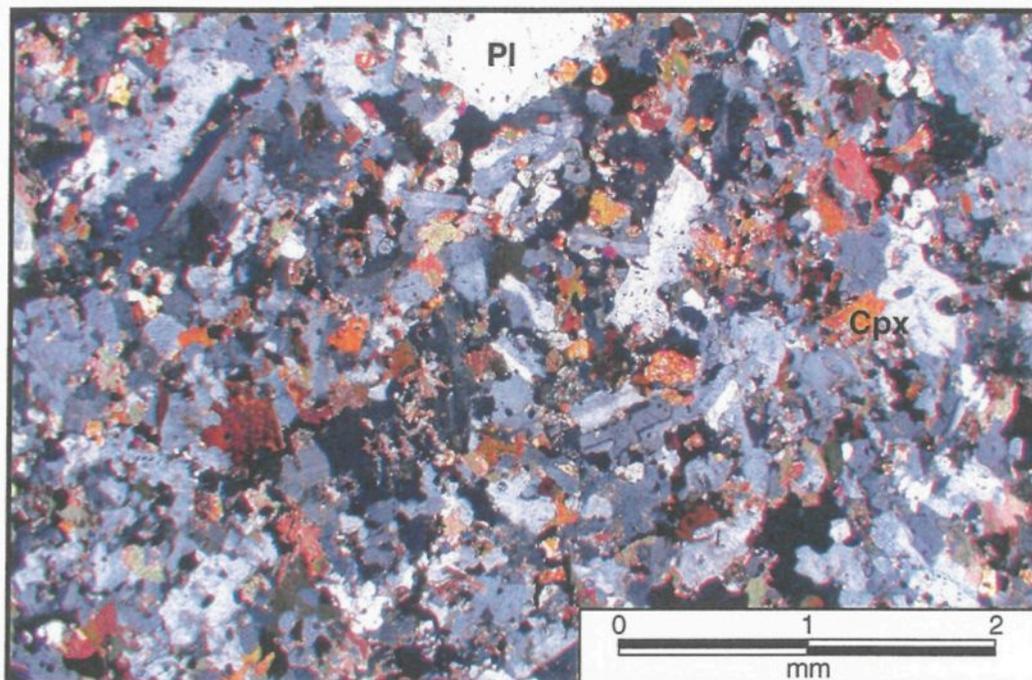


Planche 3.5. d) Microphotographie en lumière polarisée d'une diorite ferrifère (1089A) montrant la texture sub-ophitique et légèrement porphyrique de la roche ainsi que la zonation des phénocristaux de plagioclase (dans la partie supérieure au centre).

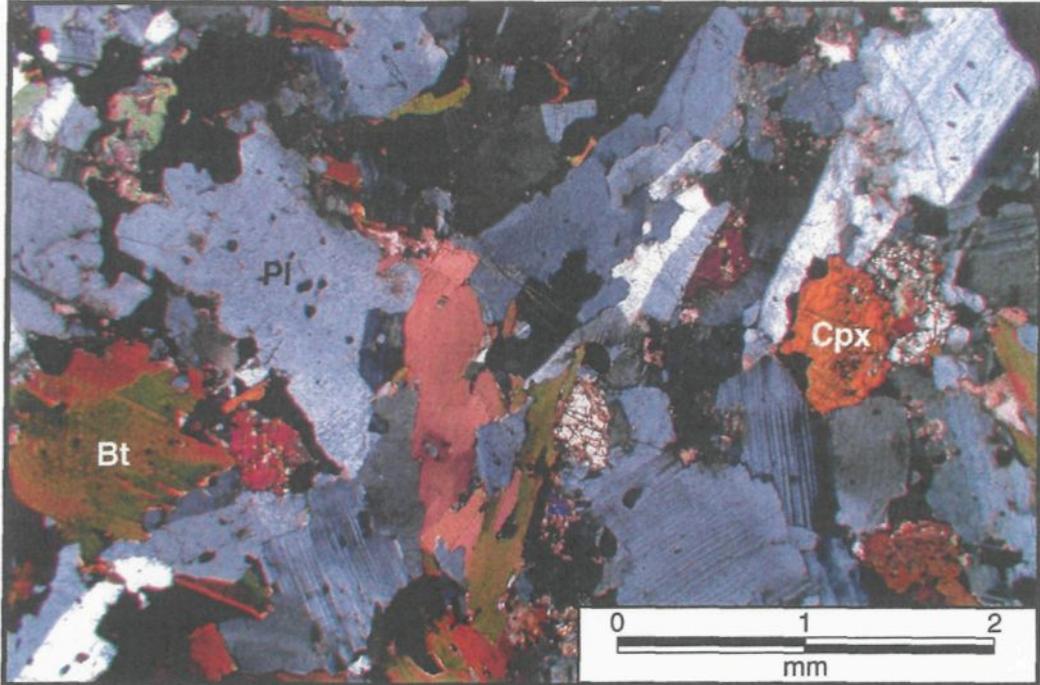


Planche 3.5. e) Microphotographie en lumière polarisée d'une diorite ferrifère (échantillon 1089B). On peut observer que cet échantillon possède une granulométrie plus grossière, comparément aux trois échantillons de diorites. On remarque également la texture anti-perthitique de certains cristaux.

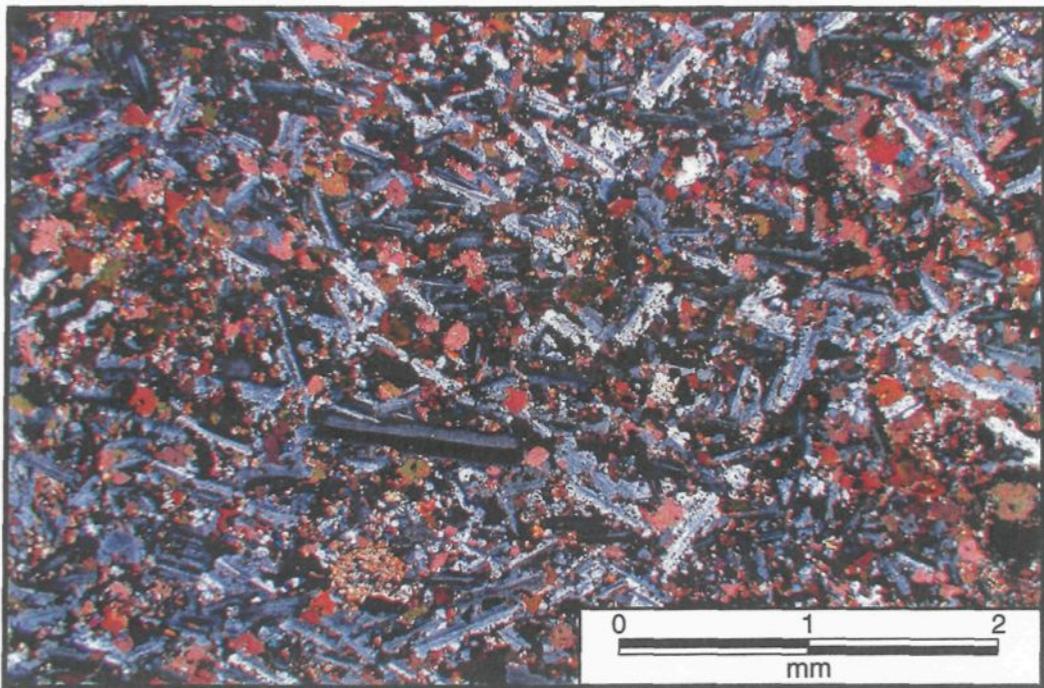


Planche 3.5. f) Microphotographie en lumière polarisée d'une diorite ferrifère (échantillon 1089D) montrant la granulométrie fine de la roche ainsi que la texture sub-ophtique bien développée.

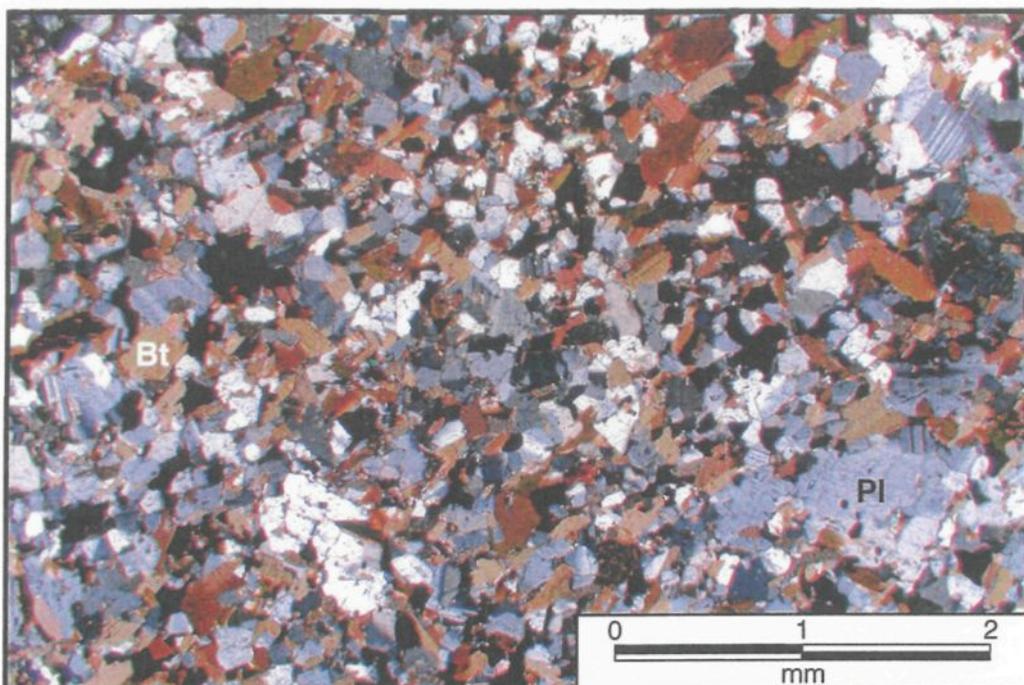


Planche 3.5. g) Microphotographie en lumière polarisée d'un dyke de diorite ferrifère (échantillon 1194B) montrant la granulométrie fine de la roche ainsi que la texture granoblastique et légèrement porphyrique.

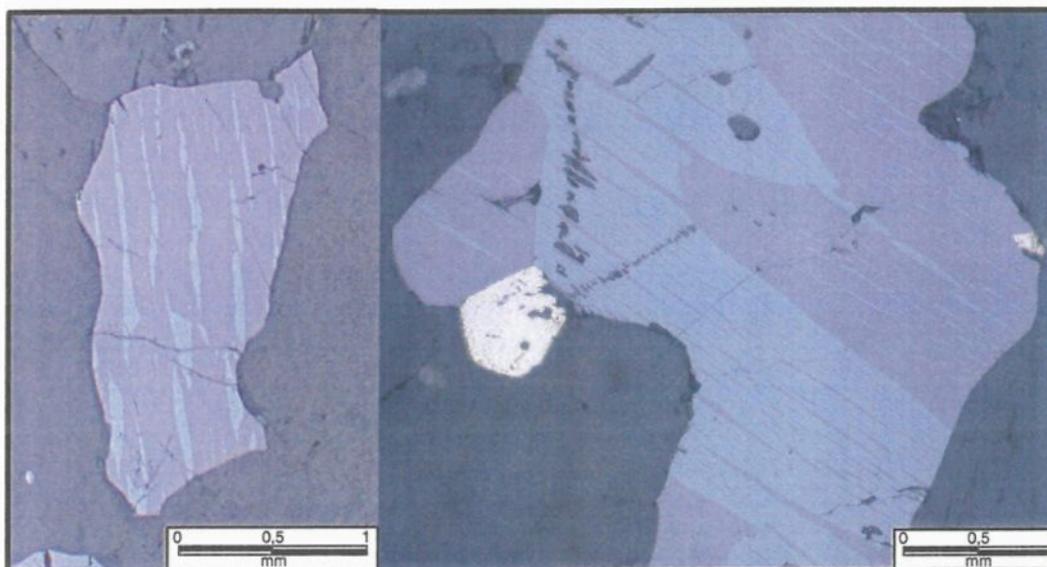


Planche 3.5. h) Microphotographie en lumière réfléchie d'une diorite ferrifère (échantillon 1089B) montrant des grains d'hémo-ilménite caractérisés par des exsolutions d'hématite sous forme de bandes (gris pâle) dans l'ilménite (gris foncé). À droite on peut observer en détail les textures d'exsolution: fines exsolutions d'hématite (en gris pâle) dans l'ilménite (gris foncé) et de fines exsolutions d'ilménite dans les bandes d'hématite.

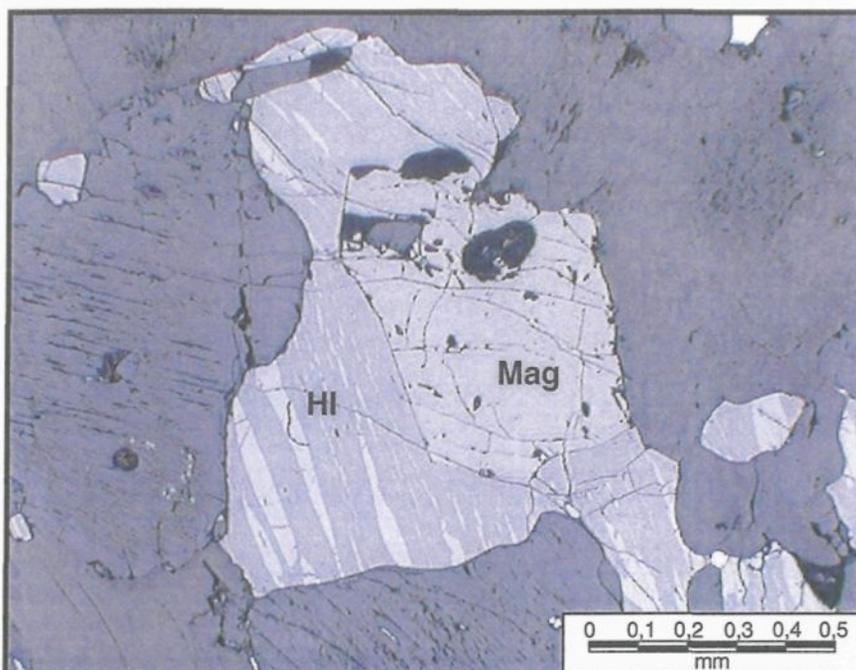


Planche 3.5. i) Microphotographie en lumière réfléchie d'une diorite ferrifère (échantillon 1089B), où l'on peut observer le contact entre un grain de magnétite (gris pâle uniforme) et un grain d'hémo-ilménite.



Planche 3.5. j) Microphotographie de 1089B prise au microscope électronique montrant un grain de magnétite (en blanc) et un grain d'hémo-ilménite avec les exsolutions d'hématite (gris pâles) dans l'ilménite (gris foncé).

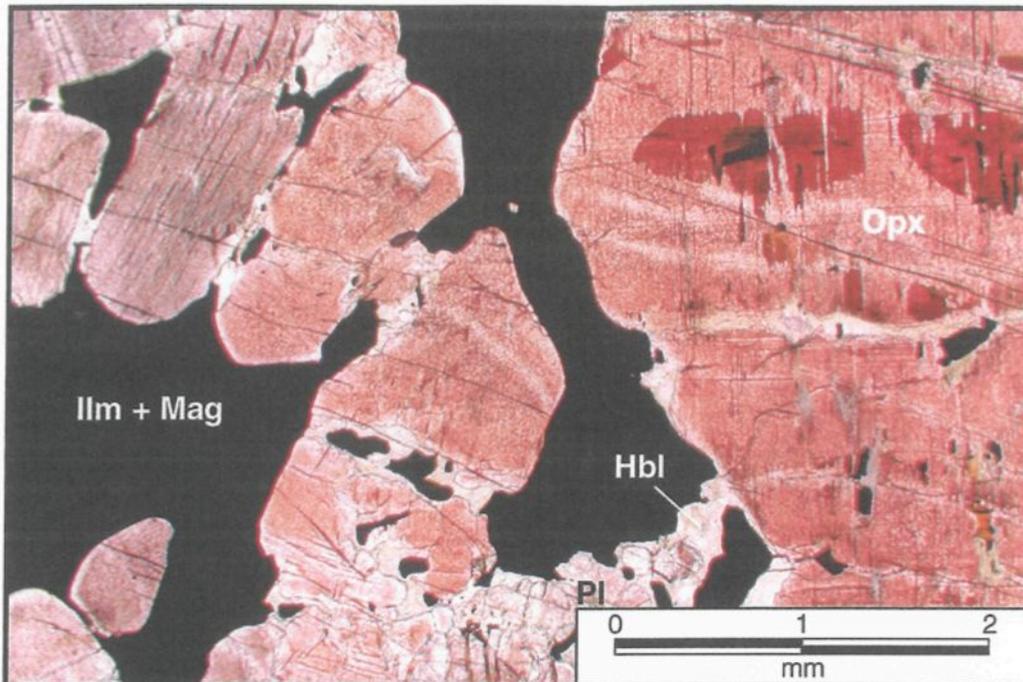


Planche 3.6. a) Microphotographie en lumière naturelle d'une pyroxénite (échantillon MAN4-69) où l'on peut observer la distribution interstitielle des oxydes de Fe-Ti entre les grains d'orthopyroxène.

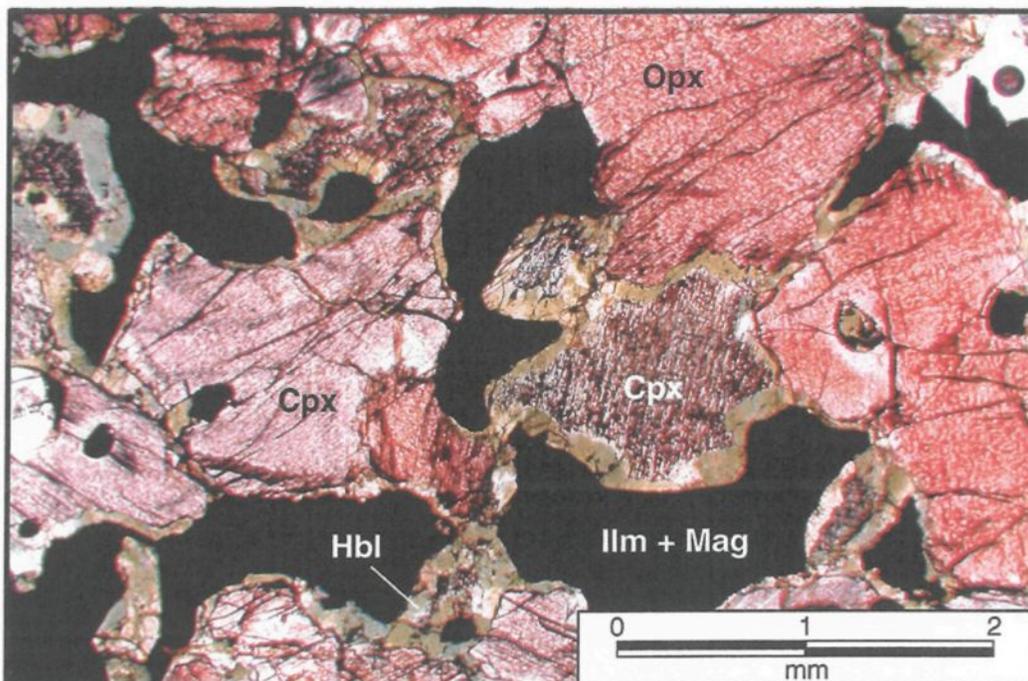


Planche 3.6. b) Microphotographie en lumière naturelle d'une pyroxénite (échantillon 150C) où l'on peut observer la présence des deux pyroxènes.

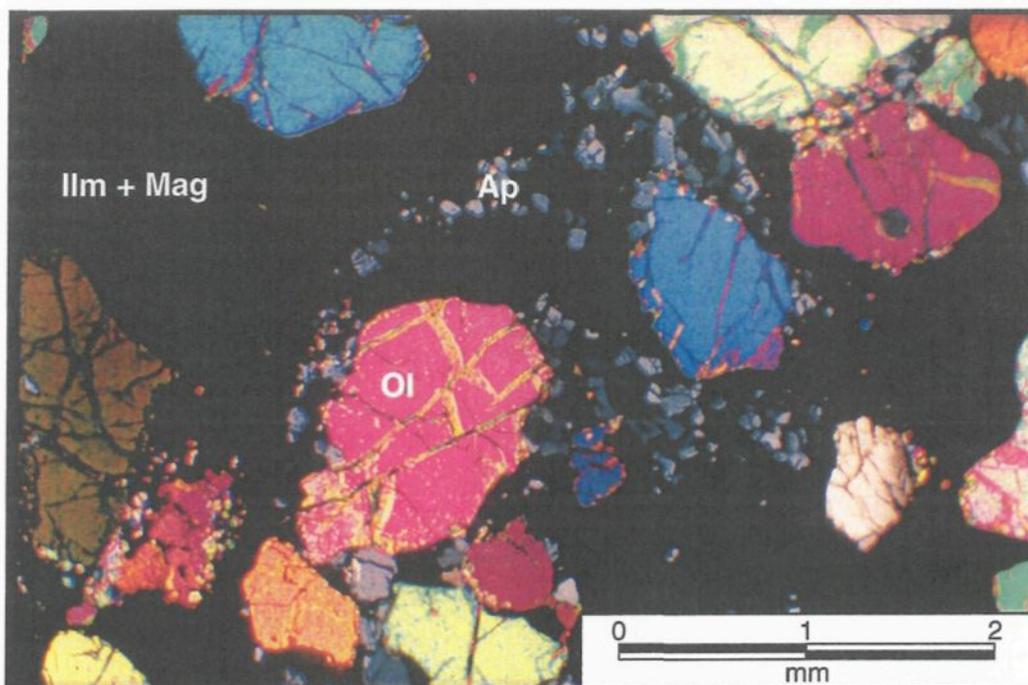


Planche 3.7. a) Microphotographie en lumière polarisée d'une dunite à oxydes de Fe-Ti (échantillon NA1-7). On remarque les grains d'olivine craquelés et serpentinisés tel que dans les péridotites nelsonitiques ainsi que la présence mineure d'apatite.

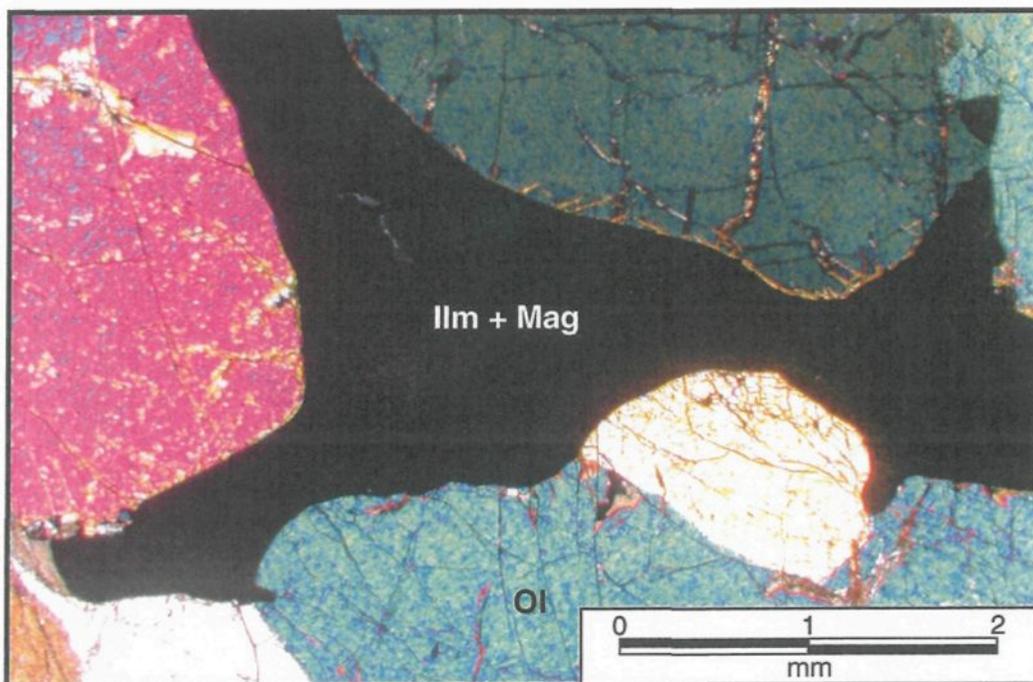


Planche 3.7. b) Microphotographie en lumière polarisée d'une dunite à oxydes de Fe-Ti (échantillon 2236B). On remarque l'absence d'apatite ainsi que la granulométrie plus élevée en comparaison avec les péridotites nelsonitiques.

CHAPITRE IV

ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

4.1 INTRODUCTION

L'étude géochimique est basée sur l'analyse de 50 échantillons représentant les différentes lithologies étudiées. Le but de l'étude géochimique est de déterminer la composition et l'évolution du magma parental à l'origine des différentes lithologies enrichies en Fe-Ti-P dans le secteur du lac à Paul et faisant parties de la SALSJ. Les 50 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments traces et certains des échantillons ont été analysés pour les éléments du groupe du platine.

Les similitudes et les différences au point de vue de la minéralogie et de la composition des minéraux ont été discutées dans le chapitre précédent. Le présent chapitre servira à mieux définir la nature des relations génétiques entre les différentes lithologies et à identifier les différents processus responsables de la formation de ces unités (e.g. fusion partielle, cristallisation fractionnée, immiscibilité).

4.2 MÉTHODOLOGIE

Tous les échantillons, excepté 98B, 149A, 150C, 2112B, 2136B, 2220C, 2188 et 4047, ont été préparés et broyés à l'Université du Québec à Chicoutimi. Ces derniers ont été broyés au Centre de Recherche Minérale dans un mortier en porcelaine. Les surfaces altérées des échantillons ont été éliminées à la scie aux diamants. Une partie de l'échantillon a été prélevé comme témoin, une autre partie a été utilisée pour la préparation d'une lame mince et le reste a été utilisé pour l'analyse géochimique. La partie utilisée pour analyse a été broyée dans un broyeur à mâchoire de type Bricho. Ensuite, l'échantillon fut réduit en poudre dans un pulvérisateur en alumine. Cinquante grammes de poudre ont été envoyés au Centre de Recherche Minérale (COREM) afin d'y effectuer l'analyse des oxydes majeurs (par fluorescence X), du soufre (LECO) et de certains éléments traces (spectrométrie d'émission atomique au plasma et fluorescence X). Deux grammes de poudre environ ont été utilisés pour l'analyse du Fe_2O_3 , du Na_2O , des éléments des terres rares (ÉTR) et de d'autres éléments traces (Ag, As, Ba, Co, Cr, Cs, Hf, Rb, Sb, Sc, Se, Ta, Th, U, W) par activation neutronique instrumentale (INAA) à l'Université du Québec à Chicoutimi, après irradiation dans le réacteur SLOWPOKE II de l'École Polytechnique de Montréal et selon la méthode décrite dans Bédard et Barnes (2002). Il est à noter que pour la modélisation géochimique, les valeurs de Na_2O et de Fe_2O_3 obtenues par INAA à l'UQAC ont été utilisées. Les éléments du groupe du platine (EGP) et le Re ont été analysés à l'UQAC également. Ils ont été préalablement concentrés à partir de 50 grammes ou moins de poudre de roche. Les résultats obtenus sont soit négligeables ou sous la limite de détection (voir tableau 4.3). Ils ne seront donc pas discutés dans le cadre de cette étude.

Pour tous les types d'analyses effectuées, les deux standards internes SH (shale) et AX-90 (komatiite) ont été utilisés afin de vérifier l'exactitude et la précision des méthodes. Pour les analyses effectuées au Centre de Recherche Minérale (COREM), leurs propres standards furent également utilisés. Les tableaux 4.1 et 4.2 comparent les résultats analytiques obtenus dans le cadre de cette étude pour les standards AX-90 et SHALE avec la moyenne des résultats obtenus pour chaque élément.

Pour les analyses effectuées au Corem, les valeurs de perte au feu (à 1100°C) sont peu élevées, variant de -3,59 à 1,75. Les valeurs de perte au feu négatives sont obtenues dans les échantillons les plus fortement enrichis en fer et reflètent le fait qu'une partie du Fe_2O_3 total analysé se retrouve en fait sous forme de FeO. L'oxydation du fer, c'est-à-dire la transformation du FeO en Fe_2O_3 occasionne un gain de poids, ce qui explique les valeurs négatives de perte au feu. Les ilménites de cette étude sont composées de 38 à 45 % de FeO et de 1 à 5 % de Fe_2O_3 alors que les magnétites contiennent de 29 à 36 % de FeO et de 51 à 68 % de Fe_2O_3 . La figure 4.1 montre la relation linéaire avec pente négative entre les valeurs de perte au feu et le contenu en Fe_2O_3 des échantillons.

4.3 LITHOGÉOCHIMIE

4.3.1 Oxydes majeurs

Selon le diagramme de Irvine et Baragar (1971) de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (figure 4.2), la majorité des échantillons de roches anorthositiques, troctolitiques et dioritiques se

localisent dans le champs alcalin, mis à part quelques échantillons de roches anorthositiques.

Dans le tableau 4.3 et dans les diagrammes de la figure 4.3, on remarque qu'il y a une grande variation des concentrations des éléments majeurs analysés. Ceci s'explique par la variété des lithologies échantillonnées. Les anorthosites sont majoritairement composées de minéraux silicatés (voir chapitre 3), tandis que d'autres roches sont essentiellement composées d'oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) avec peu de minéraux silicatés. L'étude pétrographique a montré que les roches anorthositiques et troctolitiques possèdent des textures de mésocumulats à adcumulats. Pour leur part, les péridotites nelsonitiques, les roches à oxydes de Fe-Ti, les pyroxénites et les dunites sont des adcumulats alors que les diorites représentent des liquides. Ainsi, pour l'ensemble des lithologies, à l'exception des diorites ferrifères, la variation des pourcentages des oxydes majeurs reflète donc la variation des proportions modales des différentes phases présentes (i.e. olivine, plagioclase, pyroxènes, ilménite, magnétite, apatite et spinelle de type pléonaste).

Dans les lithologies étudiées, le plagioclase représente le minéral hôte pour le SiO_2 , l' Al_2O_3 et le Na_2O . Dans les diagrammes de SiO_2 versus Al_2O_3 (diagramme 4.3.a) et de SiO_2 versus Na_2O (diagramme 4.3.b), les roches anorthositiques se situent sur le vecteur plagioclase - oxydes de Fe-Ti + apatite. De leur côté, la majorité des échantillons de roches troctolitiques se retrouvent près du vecteur olivine-plagioclase. Cependant, certains des échantillons sont appauvris en SiO_2 par rapport au vecteur, reflétant la présence de

cumulats d'apatite et/ou d'oxydes de Fe-Ti. Les péridotites nelsonitiques se situent entre principalement les champs d'olivine et d'oxydes de Fe-Ti, reflétant l'absence de plagioclase dans ce type de roche. Dans le diagramme de SiO_2 versus Al_2O_3 , les roches à oxydes de Fe-Ti semblent composés de 5 à 14 % de Al_2O_3 , indiquant la proportion variable de spinelles alumineux composés de 60 % d' Al_2O_3 .

Le MgO est principalement contrôlé par les minéraux ferromagnésiens (olivine, orthopyroxène et clinopyroxène) et, jusqu'à un certain degré, par le spinelle alumineux (diagramme 4.3.c). Les roches montrant l'enrichissement le plus élevé en MgO sont donc les lithologies les plus enrichies en minéraux ferromagnésiens, c'est-à-dire les péridotites nelsonitiques, les dunites, les pyroxénites et certaines troctolites.

Pour sa part, le MnO est contrôlé par l'ilménite et par les minéraux ferromagnésiens. Les péridotites nelsonitiques, les dunites et les pyroxénites étant enrichis en ces deux minéraux, c'est pourquoi ils possèdent les plus fortes concentrations en MnO (diagramme 4.3.d).

Dans les lithologies étudiées, la magnétite est le minéral qui exerce le plus grand contrôle sur le FeO. Le FeO est également contrôlé par l'ilménite, le spinelle et l'olivine et un peu par les pyroxènes. Les roches les plus enrichies en FeO sont donc les roches à oxydes de Fe-Ti suivi des dunites et péridotites (diagramme 4.3.e).

De son côté, le TiO_2 est principalement contrôlé par l'ilménite. Les roches à oxydes de Fe-Ti, et certains échantillons de pyroxénites, étant les plus enrichis en ilménite, elles sont donc les plus enrichies en TiO_2 (diagramme 4.3.f). Au chapitre 3, les larges variations du ratio ilménite/magnétite dans les roches à oxydes de Fe-Ti ont été discutées. Ces variations sont reflétées sur le diagramme 4.3.f. La magnétite des roches de cette étude étant peu enrichie en TiO_2 , on remarque que trois échantillons sont plus enrichis en ilménite que les deux autres échantillons. Les roches dominées par le plagioclase (roches anorthositiques, roches troctolitiques, diorites) ainsi que certaines des pyroxénites et dunites montrent une tendance linéaire vers les roches enrichies en Fe-Ti et interceptent l'axe vertical à environ 28 % TiO_2 , ce qui suggère que les oxydes de Fe-Ti dans ces échantillons sont composés de 28 % TiO_2 . En assumant que le TiO_2 se retrouve presque exclusivement dans les ilménites et que les ilménites sont pour leur part composées en moyenne de 50 % TiO_2 , les échantillons situés sur le vecteur décrit ci-haut sont composés, en terme d'oxydes de Fe-Ti, d'environ 56 % ilménite et 44 % magnétite. Les péridotites nelsonitiques sont déplacées de ce vecteur vers le bas possiblement à cause de leur importante concentration en apatite qui diluent la concentration des échantillons en TiO_2 .

Le CaO est contrôlé par l'apatite, mais en partie seulement, car il est également contrôlé par le plagioclase. Les péridotites nelsonitiques sont roches les plus enrichies en apatite mais ne contiennent pas de plagioclase alors que les roches troctolitiques et anorthositiques contiennent beaucoup moins d'apatite que les péridotites mais beaucoup plus de plagioclase. Dans les lithologies étudiées, le pourcentage de CaO varie de 5 à 15 % pour la

majorité des échantillons (diagramme 4.3.g). Toutefois, les roches à oxydes de Fe-Ti et les dunites en contiennent peu ou pas du tout.

Le P_2O_5 est principalement contrôlé par l'apatite. Sur le diagramme de SiO_2 versus P_2O_5 (diagramme 4.3.h). les roches à oxydes de Fe-Ti, les dunites et les pyroxénites et certaines des roches troctolitiques et anorthositiques contiennent des quantités négligeables de P_2O_5 indiquant l'absence de cumulats d'apatite dans ces échantillons. Cependant, les péridotites nelsonitiques et certaines des roches anorthositiques et troctolitiques contiennent des concentrations élevées de P_2O_5 (5 à 10 %) reflétant la présence de cumulats d'apatite.

Dans les échantillons analysés, la biotite représente le principal réservoir pour le K_2O puisque le contenu en K_2O des plagioclases analysés est peu élevé (0,2 à 0,3 %; voir chapitre 3). En fait, le K_2O n'est contrôlé par aucune des phases cumulats principales, à moins que la biotite représente une phase cumulat. Les roches à oxydes de Fe-Ti et les roches ultramafiques (pyroxénites et dunites) ne contiennent presque pas de K_2O . Toutefois, la majorité des roches anorthositiques et troctolitiques contiennent des quantités significatives de K_2O (entre 0,5 et 1,5 % K_2O) reflétant possiblement une composante de liquide interstitiel (diagramme 4.3.i) mais pouvant également être expliqué par la mobilité de cet élément.

Le diagramme 4.3.j présente le TiO_2 (%) versus le FeO_t et permet d'illustrer l'influence de l'ilménite et de la magnétite sur la composition des échantillons provenant des diverses

lithologies. On remarque que tous les échantillons se situent dans le triangle représenté par les silicates (et apatite), l'ilménite et la magnétite.

4.3.2 Éléments traces (diagrammes multi-éléments)

Le figure 4.4 présente les diagrammes des profils multi-éléments pour les différentes lithologies échantillonnées. Les éléments ont été normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun, 1995 (pyrolite). Mis à part quelques exceptions, cette normalisation regroupe les éléments incompatibles mobiles LILE (Cs, Rb, Ba, K) à la gauche du diagramme et les moins mobiles HFSE (Ti, Zr, Y) à la droite du diagramme. La majorité des éléments démontrent des anomalies même si elles sont faibles. Seulement les anomalies les plus prononcées seront abordées. Tous les diagrammes possèdent la même échelle.

Les diagrammes multi-éléments sont constitués de différents groupes d'éléments et leur forme est influencée par les différentes phases minérales présentes dans les échantillons et/ou par les différents processus géologiques qui ont affecté la roche. Les éléments lithophiles à faible valence (LIL; Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu) sont principalement contrôlés par les phases fluides, par la contamination crustale et par le contenu en plagioclase de la roche. La cristallisation fractionnée va également enrichir le magma en LIL. Les éléments à forte valence (HFSE; Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta, Th) sont plus immobiles et sont contrôlés par la géochimie de la source du magma et par les processus magmatiques ultérieurs tel que la cristallisation fractionnée. Dans les roches échantillonnées, le titane et le phosphore sont fortement contrôlés par la présence d'ilménite et d'apatite respectivement. Le Hf et le Zr

sont principalement influencés par la présence de zircon ou d'autres minéraux de zirconium tel que la baddeleyite. Le Hf peut également se concentrer légèrement dans la magnétite et l'ilménite. Le Nb et le Ta possèdent une affinité pour le rutile, la biotite et l'ilménite. Sur tous les diagrammes, la composition de la croûte continentale inférieure de Taylor et McLennan (1995) a été localisée pour fin de comparaison. De plus, pour certaines lithologies, les profils des apatites analysées par INAA et également analysées à la microsonde sont présentés afin de démontrer le contrôle de celles-ci sur la concentration de certains éléments dans les échantillons. Lorsque les valeurs obtenues étaient situées sous la limite de détection, celles-ci ont été utilisées pour la construction des diagrammes. Ainsi, on remarque que toutes les apatites possèdent de fortes anomalies positives en Pb, correspondant aux limites de détection élevées de la microsonde (425 à 549 ppm).

Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

Les roches anorthositiques sont enrichies en éléments ayant une affinité pour le plagioclase. Le diagramme 4.4.a présente les échantillons de roches anorthositiques contenant peu ou pas d'apatite et le diagramme 4.4.b présente les échantillons enrichis en apatite. On remarque à gauche du diagramme 4.4.a que les LIL ont tous des concentrations supérieures à une fois pyrolite. Le Ba, l'Eu, le Sr et le Rb possèdent une anomalie marquée, probablement liée à la forte concentration en plagioclase des roches anorthositiques. L'anomalie en K est probablement liée à la présence de biotite dans certains échantillons. Pour tous les échantillons de roches anorthositiques, le Cs est très variable, passant de

valeurs qui sont sous la limite de détection à plus de 200 fois pyrolite pour un des échantillons (diagrammes 4.4. a et b). On remarque que le P et les ÉTR (à l'exception de l'Eu), sont fortement influencés par la présence d'apatite (diagramme 4.4.b). Quoique influencé par le plagioclase, l'Eu est également contrôlé par la présence d'apatite. Certains des échantillons possèdent des anomalies légèrement positives en Ti, contrôlées par la concentration variable d'ilménite dans l'ensemble des échantillons.

Troctolites et leucotroctolite ± oxydes de Fe-Ti et apatite

Les profils multi-éléments pour les roches troctolitiques ont également été subdivisés entre les échantillons appauvris en apatite et ceux enrichis en apatite (diagrammes 4.4. c et d). En fait les profils des roches troctolitiques sont assez semblables à ceux des roches anorthositiques dans la mesure où la majorité des éléments sont influencés par le plagioclase, l'apatite et le pourcentage en oxydes de Fe-Ti. En lame mince, on remarque que ce sont des roches assez mégacristiques, donc hétérogènes à petite échelle. Ceci peut influencer les profils observés. Les cinq échantillons appauvris en apatite possèdent des anomalies positives en K et des anomalies négatives en Th, anomalies non observées dans les trois échantillons enrichis en apatite. Et en raison de leur enrichissement en apatite, ces trois échantillons possèdent des anomalies positives pour les ÉTR et le P (diagramme 4.4.d).

Péridotites nelsonitiques

Les péridotites nelsonitiques sont fortement enrichies en apatite, ilménite et magnétite. Elles possèdent des profils multi-éléments assez homogènes (diagramme 4.4.e) que l'on peut attribuer à l'effet dominant du profil de l'apatite. L'ilménite, pour sa part, contrôle la distribution du Ti. La majorité des éléments, incluant les LIL ont des concentrations plus d'une fois pyrolite. Cependant, certains des LIL (Cs, Ba, Rb) possèdent des valeurs sous la limite de détection alors que le Sr et le K ont des anomalies négatives bien marquées, ce qui reflète l'absence de plagioclase dans ces roches. Les ÉTR (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) et le P possèdent des anomalies positives bien définies, en raison de la concentration importante en apatite de ce faciès. Le Th et l'U ont des anomalies légèrement positives probablement associées à la présence d'apatite. Les profils de Nb et Ta sont généralement légèrement inférieurs à ceux de la CCI.

Roches à oxydes massifs de Fe-Ti

De par leur minéralogie caractéristique (ilménite, magnétite et spinelle), les roches à oxydes de Fe-Ti possèdent des profils multi-éléments moyennement irréguliers (diagramme 4.4.f). Plusieurs des éléments analysés et représentés étaient sous la limite de détection. On remarque néanmoins l'anomalie marquée pour le titane dans tous les échantillons, laquelle est contrôlée par la présence d'ilménite. Les anomalies positives en Nb et Ta dans trois échantillons sont probablement également dues à l'ilménite également.

Diorites ferrifères

Comme pour les péridotites nelsonitiques, le diagramme multi-éléments pour les diorites ferrifères permet d'observer la ressemblance géochimique (diagramme 4.4.g) entre les échantillons. Tous les éléments sont enrichis dans les diorites ferrifères par rapport à la composition de la pyrolite et la majorité des éléments sont légèrement à moyennement enrichis par rapport à la CCI, le Th et de l'U dans deux échantillons et l'Y, l'Yb et le Lu dans trois échantillons font exception. Si on compare avec les péridotites où les anomalies étaient reliées à la présence de phases spécifiques telles que l'apatite et l'ilménite, les diorites ferrifères possèdent un enrichissement en plus global. Les diorites ferrifères, que l'on retrouve sous forme de dykes (à part peut-être 1089B), sont des liquides. Leur géochimie reflète donc l'ensemble de l'échantillon. On note de fortes anomalies pour l'ensemble des LIL. L'anomalie du Ba ressort particulièrement bien. Ceci peut refléter un processus d'enrichissement des LIL par différenciation magmatique sous forme de cristallisation fractionnée. Les ÉTR légers sont un peu plus enrichis que les ÉTR lourds mais cette tendance s'observe mieux dans le diagramme des éléments des terres rares (section suivante, 4.3.3). Les diorites possèdent également une anomalie positive en Hf. La présence de zircon a parfois été suspectée dans les échantillons. Cette anomalie pourrait donc refléter leur présence dans ce type de roche.

Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti

Les quatre échantillons de pyroxénites sélections possèdent une minéralogie assez variable (voir chapitre 3). Comme dans les roches à oxydes de Fe-Ti, les pyroxénites à oxydes de Fe-Ti possèdent des profils assez irréguliers, certains éléments étant près ou sous leur limite de détection respective (diagramme 4.4.h). Les profils reflètent majoritairement la présence variable de phases tel que l'ilménite et l'apatite qui influencent fortement certains éléments. L'ilménite est responsable pour l'anomalie fortement positive du Ti ainsi que des anomalies légèrement positives du Nb et du Ta pour deux échantillons. Le contrôle de l'apatite dans trois des échantillons peut être observé par une anomalie positive du P. Les ÉTR ont des profils semblables, même légèrement inférieurs à celui de la CCI. Leurs concentrations ont probablement été diluées par la présence des pyroxènes et des oxydes de Fe-Ti.

Dunites à oxydes de Fe-Ti

Les dunites possèdent également des profils irréguliers, plusieurs éléments étant sous ou près de la limite de détection (diagramme 4.4.i). En fait, mis à part les anomalies positives du P et du Ti, presque tous les autres éléments ont des concentrations inférieures à celles de la CCI. L'anomalie positive en Ti et les anomalies positives en Nb et Ta, par rapport à la composition de la pyrolite, sont associées à la présence d'ilménite. Les légères anomalies positives en P sont causées par la présence de petits grains d'apatite que l'on peut observer dans une microphotographie de l'échantillon NA1-7 (planche 3.7.a). Le Sr et l'Eu possèdent

des anomalies négatives dues à l'absence totale de plagioclase comparé à certaines des autres lithologies.

4.3.3 Éléments traces (diagrammes binaires)

La figure 4.5 permet de comparer les concentrations en Sr et Ba des différentes lithologies échantillonnées. Les concentrations en Ba et Sr sont nettement plus élevées dans les diorites ferrifères que dans l'ensemble des autres lithologies.

Sur la figure 4.6 du Ga (ppm) versus Al (%), les roches à oxydes de Fe-Ti définissent une tendance différente de celle des autres lithologies. Cette tendance est difficile à expliquer pour les roches à oxydes de Fe-Ti, mais pourrait être relié à l'enrichissement en spinelle alumineux de ce faciès.

Dans le diagramme de Shervais (1982) du titane versus le vanadium (figure 4.7), une des diorites se situe dans le champ des basaltes de plateau (échantillon 1089D). Les autres échantillons de diorites ferrifères possèdent un ratio Ti/V plus élevé que les basaltes associés à divers contextes tectoniques et ils possèdent une composition semblable à celle des jotunites de Morin, Saint-Urbain et Labrieville (Owens et al., 1993)

4.3.4 Éléments des Terres Rares (ÉTR)

La section suivante discute de la distribution des éléments des terres rares dans les lithologies échantillonnées. Le tableau 4.3 présente les concentrations en ÉTR analysées ainsi que les ratios $La/Lu_{(nc)}$ et $La/Yb_{(nc)}$. Les ÉTR ont été normalisés sur chondrite de Sun et McDonough (1989) et les profils sont présentés dans les diagrammes de la figure 4.8. L'affinité des éléments des terres rares pour l'apatite étant importante, les profils en ÉTR des apatites séparées et analysées par INAA sont également présentés. Ce contrôle de l'apatite sur les profils des ÉTR est abordé dans la section suivante.

Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

Les profils des ÉTR pour les roches anorthositiques sont influencés par deux phases: le plagioclase et l'apatite. Donc, comme dans les profils multi-éléments, les échantillons ont été séparés en deux catégories. Il y a ceux enrichis en apatite et ceux ayant peu ou pas d'apatite (diagrammes 4.8.a et b). Pour ces derniers, il y a une forte anomalie positive de l'Eu qui est associée à la présence du plagioclase (diagramme 4.8.a). Pour les échantillons avec de l'apatite, cette anomalie positive est partiellement masquée par la signature enrichie de l'apatite (diagramme 4.8.b). Il est à noter que ces deux échantillons sont composés à plus de 95 % de plagioclase, représentant des anorthosites très pures. Pour l'ensemble des échantillons, on remarque un enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds. Les ratios $La/Lu_{(nc)}$ varient de 2,88 à 45,5 (tableau 4.3). Ils sont particulièrement élevés

dans les deux échantillons, 1309 et 2114A, qui sont appauvris en Lu. Les ratios $La/Yb_{(nc)}$ varient de 2,97 à 10,6.

Troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite

Comme pour les roches anorthositiques, les profils des ÉTR pour les roches troctolitiques sont influencés par deux phases: le plagioclase et l'apatite. Les échantillons ont donc également été séparés en deux catégories (diagrammes 4.8.c et d). Les cinq échantillons contenant peu ou pas d'apatite ont une forte anomalie positive en Eu. Les trois échantillons contenant de l'apatite possèdent des profils normalisés nettement plus enrichis en ÉTR et l'un d'eux montre une très légère anomalie positive en Eu (diagramme 4.8.d). Pour l'ensemble des échantillons, on remarque un faible enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds. Les ratios de $La/Lu_{(nc)}$ varient de 4,20 à 10,3 et les ratios $La/Yb_{(nc)}$ varient de 5,83 à 10,8 (tableau 4.3). Ils sont semblables aux ratios des roches anorthositiques (à l'exception des deux échantillons appauvris en Lu).

Péridotites nelsonitiques

Les profils en ÉTR des péridotites nelsonitiques sont assez homogènes (diagramme 4.8.e). Ils sont contrôlés par l'apatite contenue dans les échantillons, les ÉTR étant peu compatibles dans les autres phases minérales composant ce type de roche, et ceci explique l'homogénéité des profils. La concentration en La varie de 100 à près de 250 fois les chondrites et la concentration en Lu varie d'environ 15 à 40 fois les chondrites. Comme

dans les roches anorthositiques et troctolitiques, les ÉTR légers sont un peu plus enrichis par rapport aux ÉTR lourds avec des ratios $La/Lu_{(nc)}$ variant de 4,91 à 7,70 et des ratios $La/Yb_{(nc)}$ variant de 4,66 à 7,17 (tableau 4.3).

Roches à oxydes de Fe-Ti

Les profils en ÉTR des roches à oxydes de Fe-Ti sont assez erratiques, plusieurs éléments ayant des teneurs situées près ou sous la limite de détection (diagramme 4.8.f). En fait, les profils reflètent probablement plus le contenu en impuretés (olivine, micas, apatite) des minéraux que la composition des phases minérales principales (ilménite, magnétite, pléonaste).

Diorites ferrifères

Les profils normalisés des diorites ferrifères (diagramme 4.8.g) sont légèrement différents des profils des autres lithologies car ils ne sont pas contrôlés par la présence d'apatite. Ils reflètent plutôt la composition totale des échantillons puisque ceux-ci représenteraient des liquides. La concentration en La varie d'environ 100 à plus de 400 fois les chondrites alors que la concentration en Lu varie de 4 à 20 fois les chondrites. Les ÉTR légers sont nettement enrichis par rapport aux ÉTR lourds avec des ratios $La/Lu_{(nc)}$ variant de 23,3 à 44,6 et des ratios $La/Yb_{(nc)}$ variant de 22,0 à 36,8 (tableau 4.3). Il existe de légères différences entre les profils des diorites ferrifères provenant de l'affleurement 1089 (localisé dans le centre du secteur du lac à Paul, voir figure 2.2) et le dyke de diorite 1194B qui a été

échantillonné dans la partie sud-ouest du secteur d'étude. Les trois échantillons de l'affleurement 1089 possèdent des profils assez semblables, caractérisés par une légère anomalie positive en Eu, probablement dû à la présence de phénocristaux de plagioclase dans la roche. L'échantillon 1194B est plus enrichi en ÉTR que les échantillons de l'affleurement 1089. L'anomalie positive en Eu, observée dans les trois autres échantillons, est masquée par cet enrichissement. De plus, 1194B montre le plus faible ratio ÉTR légers/ÉTR lourds (tableau 4.3).

Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti

Les profils en ÉTR normalisés des pyroxénites à oxydes de Fe-Ti sont assez plats (diagramme 4.8.h), montrant un faible enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds, les ratios $La/Lu_{(nc)}$ variant de 0,39 à 2,75 et les ratios $La/Yb_{(nc)}$ variant de 0,46 à 2,90 (tableau 4.3). Trois échantillons possèdent des profils normalisés assez semblables alors que le profil du quatrième échantillon est plus erratique et montre un appauvrissement en ÉTR par rapport aux autres. Les profils observés reflètent probablement le contenu variable en apatite des échantillons analysés et dilué par les pyroxènes.

Dunites à oxydes de Fe-Ti

Les profils en ÉTR normalisés des deux échantillons de dunite à oxydes de Fe-Ti (diagramme 4.8.i) sont semblables à ceux des pyroxénites (diagramme 4.8.h), et montrent un faible enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds. Les ratios $La/Lu_{(nc)}$

varient de 1,33 à 2,97 et les ratios $La/Yb_{(nc)}$ varient de 1,87 à 3,65 (tableau 4.3). Les profils observés reflètent le faible contenu en apatite, dilué par l'olivine et les oxydes de Fe-Ti, des échantillons analysés. De plus, comme le démontre l'observation des lames minces, l'échantillon NA1-7 contient légèrement plus d'apatite que l'échantillon 2236B et le profil de ce dernier est moins enrichi en ÉTR que l'échantillon NA1-7.

4.3.5 Contrôle de l'apatite sur la composition géochimique des lithologies

Dans la section précédente, l'importance du contrôle de l'apatite sur les profils en ÉTR de plusieurs des lithologies a fréquemment été mentionnée. Les figures 4.9. et 4.10 illustrent les effets de l'apatite sur la composition globale en ÉTR des échantillons. Les diagrammes 4.9.a et 4.9.b présentent les profils en ÉTR de deux échantillons de péridotite nelsonitique (98B et 1116B) et les profils en ÉTR des apatites séparées et provenant de chacun des échantillons. La forme des profils est identique, indiquant que les apatites contrôlent complètement la distribution des ÉTR dans les échantillons globaux, à l'exception des échantillons 2160B et 2112B où l'altération semble avoir remobilisé le La et le Ce (voir section 3.3.8). Pour les roches anorthositiques et troctolitiques (diagrammes 4.9.c à 4.9.f), on remarque également la forte similarité des profils des échantillons de roche totale et des apatites provenant des échantillons. L'Eu représente une exception, les profils des séparés d'apatite ont en général une anomalie légèrement négative alors que ceux des échantillons de roche totale possèdent généralement une anomalie positive. Cette variation des anomalies en Eu est due à l'influence du plagioclase où l'Eu y est préférentiellement concentré. En résumé, dans les péridotites nelsonitiques, l'apatite contrôle complètement la

distribution des ÉTR alors que dans les roches anorthositiques et troctolitiques, l'apatite contrôle la distribution de tous les ÉTR, à l'exception de l'Eu.

Contrairement aux autres lithologies, la distribution des ÉTR dans les diorites ferrifères n'est pas contrôlée par l'apatite. Sur un diagramme de La versus Lu (diagrammes 4.10.a et b), on peut observer que les diorites ferrifères possèdent une tendance différente de celle des autres échantillons. Le La en particulier (diagrammes 4.10.c et d) ne suit pas la tendance définie par l'apatite alors que la distribution du Lu est plus difficile à différencier de la tendance de l'apatite (diagrammes 4.10.e et f).

Tableau 4.1. Résultats obtenus pour le standard AX-90 aux laboratoires de l'UQAC et de Corem.

	Méthode	Laboratoire	Cette étude					Résultats antérieurs						
			XRF	INAA	INAA	INAA	INAA	Moy.	Std. Dév.	Min	Max	n		
SiO ₂ (%)	XRF	Corem	36,1					36,5	0,53	35,2	37,5	16		
TiO ₂	XRF	Corem	0,23					0,23	0,01	0,21	0,26	16		
Al ₂ O ₃	XRF	Corem	4,49					4,44	0,21	3,98	4,78	16		
Fe ₂ O ₃ t	INAA	UQAC		14,8	14,2	14,4		15,3	0,58	13,8	16,3	43		
Cr ₂ O ₃	XRF	Corem	0,58											
MnO	XRF	Corem	0,17					0,17	0,01	0,16	0,19	16		
MgO	XRF	Corem	27,6					27,7	0,44	26,9	28,3	16		
CaO	XRF	Corem	5,03					5,22	0,19	4,88	5,54	16		
Na ₂ O	INAA	UQAC		0,04	0,04	0,04		0,05	0,01	0,02	0,06	33		
K ₂ O	XRF	Corem	0,07					0,05	0,03	0,02	0,15	22		
P ₂ O ₅	XRF	Corem	0,01					0,01	0,01	0,01	0,03	16		
S total	XRF	Corem	3,12					3,44	0,44	2,63	4,26	16		
PAF	XRF	Corem	9,64					9,26	0,24	8,84	9,65	15		
Ag (ppm)	INAA	UQAC		<0,70	<0,65	<0,44		0,78	0,23	0,40	1	16		
As	INAA	UQAC		<0,61	0,26	0,63		0,52	0,25	0,11	1,1	29		
Ba	INAA	UQAC		<11	<18	<7,1		19,8	20,2	5	64	36		
Be	SEAP	Corem	<1					N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.		
Cd	SEAP	Corem	<2					N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.		
Co	INAA	UQAC		216	205	209		223	12	200	245	36		
Cr	INAA	UQAC		3690	3530	3657		3935	247	3135	4325	39		
Cs	INAA	UQAC		0,11	0,16	<0,11		0,40	0,32	0,09	1,10	33		
Cu	SEAP	Corem	778					864	99	710	1120	27		
Ga	XRF	Corem	5					4,67	2,05	2	7	3		
Hf	INAA	UQAC		0,29	0,21	0,30		0,29	0,09	0,12	0,53	27		
Li	SEAP	Corem	4					4,50	0,50	4	5	2		
Mo	SEAP	Corem	<4					N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.		
Nb	XRF	Corem	<3					6,8	4,35	1	14	7		
Ni	SEAP	Corem	7300					7207	675	5900	8800	44		
Pb	SEAP	Corem	<12					N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.		
Rb	INAA	UQAC		<3,6	<1,3	<2,0		4,58	2,44	1	10	35		
Sb	INAA	UQAC		<0,038	<0,036	0,023		0,16	0,34	<0,05	1,25	29		
Sc	INAA	UQAC		16,3	15,6	16,3		17,1	0,97	15	20	34		
Se	INAA	UQAC		1,45	1,54	1,27		2,70	1,38	1,2	6	31		
Sn	XRF	Corem	<10					N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.		
Sr	XRF	Corem	4					5,17	5,40	1	17	7		
Ta	INAA	UQAC		<0,019	<0,020	0,013		0,05	0,03	0,02	0,1	25		
Te	XRF	Corem	<10					N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.		
Th	INAA	UQAC		<0,025	<0,047	<0,025		0,15	0,09	0,08	0,3	31		
U	INAA	UQAC		<0,074	<0,050	<0,034		0,48	1,60	<0,2	5	29		
V	SEAP	Corem	89					97,3	16,1	80	128	9		
W	INAA	UQAC		1,01	0,51	<0,12		2,12	1,24	0,45	3,7	22		
Y	XRF	Corem	5					6,33	1,87	4	11	13		
Zn	SEAP	Corem	36					52,9	28,2	20,0	176	26		
Zr	XRF	Corem	13					20,4	6,79	10	32	20		
La	INAA	UQAC		0,36	0,41	0,46		0,43	0,07	0,26	0,67	34		
Ce	INAA	UQAC		1,07	1,23	1,10		1,37	0,38	0,84	2,30	30		
Nd	INAA	UQAC		0,85	0,68	0,88		1,08	0,37	0,60	1,83	29		
Sm	INAA	UQAC		0,38	0,36	0,41		0,45	0,06	0,35	0,72	34		
Eu	INAA	UQAC		0,16	0,14	0,15		0,17	0,04	0,09	0,29	34		
Tb	INAA	UQAC		0,11	0,11	0,16		0,12	0,03	0,09	0,18	33		
Ho	INAA	UQAC		0,20	0,12	0,20		0,19	0,06	0,08	0,33	15		
Yb	INAA	UQAC		0,52	0,50	0,50		0,53	0,07	0,43	0,69	33		
Lu	INAA	UQAC		0,08	0,07	0,07		0,09	0,01	0,05	0,11	33		
Au (ppb)	INAA	UQAC					4,73	7,18	3,73	5,04	0,77	2,62	7,2	51
Ru	INAA	UQAC					11,8	12,7	9,20	15,5	3,36	10	25,3	51
Rh	INAA	UQAC					12,0	12,2	8,87	12,1	1,04	9,2	15,3	51
Pd	INAA	UQAC					330	382	352	354	28,9	273	399	51
Re	INAA	UQAC					1,55	1,57	0,92	1,69	0,36	0,65	2,44	47
Os	INAA	UQAC					2,13	2,44	2,18	2,65	0,45	1,6	3,74	51
Ir	INAA	UQAC					2,95	3,28	3,11	3,17	0,31	2,49	4,39	51
Pt	INAA	UQAC					131	176	138	142	12,2	116	175	51

N.D.: Non disponible

Tableau 4.2. Résultats obtenus pour le standard shale (SH-0021) aux laboratoires de l'UQAC et de Corem.

	Méthode	Laboratoire	Cette étude				Résultats antérieurs				
			XRF	INAA	INAA	INAA	INAA	Moy.	Std. Dév.	Min	Max
SiO ₂ (%)	XRF	Corem	57,1				57,6	0,88	56,4	59,2	15
TiO ₂	XRF	Corem	0,91				0,91	0,03	0,86	0,98	17
Al ₂ O ₃	XRF	Corem	13,0				13,0	0,20	12,7	13,5	17
Fe ₂ O ₃ t	INAA	UQAC	3,65	3,38	3,39	3,46	3,66	0,16	3,41	4,05	26
Cr ₂ O ₃	XRF	Corem	0,02								
MnO	XRF	Corem	0,04				0,04	0,01	0,03	0,07	17
MgO	XRF	Corem	2,76				2,74	0,09	2,50	2,88	17
CaO	XRF	Corem	1,56				1,65	0,07	1,54	1,77	15
Na ₂ O	INAA	UQAC	0,81	0,88	0,94	0,88	0,91	0,07	0,78	1,06	24
K ₂ O	XRF	Corem	6,42				6,46	0,28	6,15	7,15	20
P ₂ O ₅	XRF	Corem	0,07				0,08	0,00	0,07	0,09	15
S total	XRF	Corem	1,15				1,22	0,05	1,15	1,29	5
PAF	XRF	Corem	13,7				13,3	0,44	12,4	13,7	14
Ag (ppm)	INAA	UQAC		1,15	0,92	<1,1	2,46	2,04	0,83	6,40	8
As	INAA	UQAC		20,9	23,5	23,5	21,9	2,60	15,6	24,5	12
Ba	INAA	UQAC		629	697	702	664,97	51,2	561	749	18
Be	SEAP	Corem	<1								
Cd	SEAP	Corem	<2								
Co	INAA	UQAC		26,1	26,3	27,5	29,7	2,55	25	34,5	16
Cr	INAA	UQAC		110	113	118	125	11,0	101	140	17
Cs	INAA	UQAC		2,70	2,99	2,87	3,08	0,23	2,7	3,4	13
Cu	SEAP	Corem	11				18,1	8,63	5	30	11
Ga	XRF	Corem	16				16,8	1,61	15,9	20	5
Hf	INAA	UQAC		3,61	3,82	2,74	3,95	0,61	2,75	5,05	12
Li	SEAP	Corem	27				35,2	5,80	27	39,6	3
Mo	SEAP	Corem	<4				4	0	4	4	1
Nb	XRF	Corem	12				14,3	2,81	12	22	9
Ni	SEAP	Corem	51				64,8	14,7	45	105	20
Pb	SEAP	Corem	<12				18,7	7,60	9	30	5
Rb	INAA	UQAC		128	138	138	133	4,07	127	140	20
Sb	INAA	UQAC		1,27	1,40	1,43	1,52	0,16	1,31	1,8	13
Sc	INAA	UQAC		19,0	18,9	19,4	20,8	1,54	17	23,4	16
Se	INAA	UQAC		2,47	1,71	1,97	3,71	0,84	2,5	5	11
Sn	XRF	Corem	<10				10	0	10	10	1
Sr	XRF	Corem	52				56,6	3,59	52	63	9
Ta	INAA	UQAC		1,35	1,58	1,36	1,24	0,21	0,72	1,42	12
Te	XRF	Corem	<10								
Th	INAA	UQAC		9,13	9,49	9,96	9,08	0,77	7	10	17
U	INAA	UQAC		4,29	5,14	5,29	4,61	0,62	3,06	5,42	13
V	SEAP	Corem	264				312,99	35,5	264	387	11
W	INAA	UQAC		67,5	74,8	72,0	119	24,5	84,8	155	13
Y	XRF	Corem	34				34,6	2,43	30	38,7	8
Zn	SEAP	Corem	21				25,0	18,2	4,6	72	14
Zr	XRF	Corem	150				162	23,6	111	210	16
La	INAA	UQAC		32,1	32,9	33,0	32,7	3,03	25,7	37,8	16
Ce	INAA	UQAC		64,2	63,6	70,8	66,0	4,45	59,4	75,0	14
Nd	INAA	UQAC		28,9	28,0	27,8	27,7	2,50	22,5	30,8	12
Sm	INAA	UQAC		5,26	5,74	5,81	5,85	0,53	4,78	6,54	12
Eu	INAA	UQAC		1,36	1,15	1,30	1,21	0,06	1,10	1,27	12
Tb	INAA	UQAC		0,70	0,75	0,78	0,76	0,05	0,66	0,84	11
Ho	INAA	UQAC		2,72	1,94	1,42	1,82	1,18	0,62	3,99	9
Yb	INAA	UQAC		2,79	2,91	2,85	3,01	0,12	2,80	3,20	12
Lu	INAA	UQAC		0,47	0,47	0,47	0,53	0,05	0,41	0,60	12
Au (ppb)	INAA	UQAC				12,1	12,9	2,11	10	15,4	10
Ru	INAA	UQAC				<3,7	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rh	INAA	UQAC				<0,92	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pd	INAA	UQAC				7,81	7	0	7	7	1
Re	INAA	UQAC				12,1	12	0	12	12	1
Os	INAA	UQAC				<0,98	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ir	INAA	UQAC				0,07	0,11	0	0,11	0,11	1
Pt	INAA	UQAC				4,75	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

N.D.: Non disponible

Tableau 4.3. Composition géochimique en éléments majeurs et en éléments traces des échantillons.

	Méthodes	Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite							
		1309	1311A	1311B	1312	1314	1315	1316	1317
SiO ₂ (%)	XRF	52,6	54,8	46,1	52,2	46,1	47,7	54,3	44,1
TiO ₂	XRF	1,33	0,39	3,39	1,74	2,77	1,56	0,47	3,39
Al ₂ O ₃	XRF	26,4	26,4	18,7	20,5	20,7	21,4	22,7	18,7
Fe ₂ O ₃	INAA	4,98	1,95	10,07	8,01	6,80	7,96	4,65	11,7
Cr ₂ O ₃	XRF	0,04	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
MnO	XRF	0,02	0,03	0,12	0,12	0,06	0,07	0,07	0,11
MgO	XRF	0,41	0,64	2,84	2,99	2,71	3,13	3,33	4,57
CaO	XRF	9,10	9,44	9,39	8,30	11,3	10,7	8,92	10,4
Na ₂ O	INAA	5,01	4,84	4,22	4,67	3,87	4,04	4,02	3,55
K ₂ O	XRF	0,45	1,16	1,44	1,42	0,93	0,97	0,92	0,94
P ₂ O ₅	XRF	0,05	0,14	2,9	0,27	3,3	2,79	0,11	3,22
PAF		0,50	1,11	0,83	0,89	0,36	0,53	1,00	0,33
Total		100,9	100,9	100,0	101,1	98,9	100,9	100,5	101,0
S total	LECO	0,05	<0,01	0,10	0,10	0,06	0,05	0,01	0,09
nombre Mg		14,0	39,4	35,8	42,5	44,1	43,8	58,7	43,6
Ag (ppm)	INAA	<0,25	<0,19	<0,65	<0,47	<0,39	<0,34	<0,34	<0,34
As	INAA	4,82	<0,22	0,33	<0,14	0,33	0,33	0,38	0,41
Ba	INAA	369	536	862	781	351	421	307	366
Be	SEAP	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	SEAP	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Co	INAA	14,6	3,1	22,8	16,6	25,8	29,5	16,4	40,2
Cr	INAA	227	2,75	4,42	31,8	57,7	63,1	59,0	20,2
Cs	INAA	<0,13	<0,13	<0,13	<0,19	<0,13	<0,13	<0,13	1,08
Cu	SEAP	14	4	13	12	11	4	<1	13
Ga	XRF	21	18	19	20	17	18	16	17
Hf	INAA	0,21	0,44	0,74	1,54	0,77	0,64	0,50	0,54
Li	SEAP	7	7	3	8	2	3	7	10
Mo	SEAP	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nb	XRF	<3	<3	4	3	<3	<3	<3	<3
Ni	SEAP	33	2	4	20	51	40	20	31
Pb	SEAP	13	<12	<12	<12	13	<12	<12	<12
Rb	INAA	<2,6	6,46	3,47	<2,6	<2,6	<2,6	<2,6	3,61
Sb	INAA	0,59	0,05	0,06	0,25	0,05	0,15	0,08	0,07
Sc	INAA	1,60	5,42	8,16	21,0	4,15	2,99	8,76	5,55
Se	INAA	<0,24	<0,29	<0,53	<0,44	<0,39	<0,27	<0,20	<0,39
Sr	XRF	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ta	INAA	564	583	536	490	567	560	495	494
Te	XRF	<0,1	<0,1	0,34	0,27	0,22	0,17	0,05	0,27
Th	XRF	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U	INAA	<0,058	<0,058	<0,058	<0,058	0,11	0,24	<0,058	0,11
V	INAA	<0,067	0,07	<0,067	<0,067	<0,067	0,17	0,08	<0,067
W	SEAP	145	14	46	28	72	93	44	127
X	INAA	<0,16	<0,59	<0,34	<0,16	<0,51	<0,24	<0,42	<0,42
Y	XRF	<3	5	31	10	25	24	6	27
Zn	SEAP	33	21	62	65	39	54	41	65
Zr	XRF	26	37	49	78	50	47	34	40
La	INAA	3,53	4,20	17,5	6,18	12,7	13,8	2,65	13,8
Ce	INAA	5,77	8,89	51,1	14,1	34,7	40,2	6,24	42,5
Nd	INAA	2,94	4,70	37,7	8,91	28,0	28,1	3,61	30,7
Sm	INAA	0,40	1,07	7,93	1,97	5,73	6,25	0,87	7,66
Eu	INAA	1,63	2,23	4,81	3,26	3,12	3,23	1,17	3,44
Tb	INAA	0,04	0,16	1,16	0,32	0,81	0,90	0,15	0,98
Ho	INAA	<0,058	0,22	1,15	0,37	0,95	0,74	0,18	0,85
Yb	INAA	<0,11	0,37	1,53	1,03	1,18	1,21	0,44	1,23
Lu	INAA	0,01	0,06	0,23	0,16	0,16	0,17	0,07	0,18
La/Yb _(nc)		N.D.	7,72	7,74	4,07	7,31	7,73	4,13	7,66
La/Lu _(nc)		41,2	7,74	7,88	3,99	8,07	8,40	3,91	8,15
Au (ppb)	INAA	<0,6	<0,7	<0,8	<0,9	<1,0	<0,8	<0,6	<0,9
Ru	INAA	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Rh	INAA	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Pd	INAA	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Re	INAA	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Os	INAA	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Ir	INAA	<0,9	<0,4	<0,6	<1,0	<1,0	<0,8	<0,8	<1,0
Pt	INAA	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.

N.A.: Élément non analysé; N.D.: Non disponible

INAA: Activation neutronique; XRF: Fluorescence-X; SEAP: Spectrométrie d'émission atomique au plasma

Tableau 4.3. Composition géochimique en éléments majeurs et en éléments traces des échantillons.

	Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite						
	2114A	2132	MAN3-102	MHY2-22	NA1-69	PAU2-12	PAU2-28
SiO ₂ (%)	56,6	39,1	52,5	37,7	47,1	47,8	44,5
TiO ₂	0,70	5,66	2,14	6,11	2,74	2,89	3,72
Al ₂ O ₃	25,7	14,7	20,6	15,1	18,7	23,0	18,3
Fe ₂ O ₃₍₄₀₎	2,55	16,25	6,97	15,64	13,11	9,30	9,98
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
MnO	0,03	0,19	0,08	0,17	0,15	0,05	0,10
MgO	0,39	5,67	3,23	5,87	6,21	1,45	4,47
CaO	7,53	9,71	9,85	9,85	6,34	8,90	10,6
Na ₂ O	5,49	2,78	4,64	2,86	3,53	4,75	3,57
K ₂ O	1,47	1,51	0,51	1,25	1,26	1,09	0,90
P ₂ O ₅	0,03	3,77	0,10	3,81	0,12	0,93	2,59
PAF	0,69	0,60	0,71	1,15	0,40	0,23	0,18
Total	101,2	100,0	101,3	99,5	99,7	100,4	98,9
S total	0,13	0,04	0,08	0,14	0,12	0,10	0,12
nombre Mg	23,3	40,9	47,9	42,7	48,4	23,6	47,0
Ag (ppm)	<0,20	<0,42	<0,37	<0,43	<0,28	<0,44	<0,66
As	0,40	<0,22	2,36	0,53	<0,22	0,89	0,74
Ba	823	435	327	327	457	462	335
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Co	4,8	48,3	25,3	51,5	46,6	29,9	40,8
Cr	19,7	89,3	59,8	23,2	8,0	112	11,6
Cs	<0,13	1,63	<0,13	4,64	0,98	0,35	<0,13
Cu	4	20	25	58	37	48	35
Ga	23	16	16	16	17	20	17
Hf	0,13	1,70	1,13	1,53	0,67	0,66	1,01
Li	16	11	8	15	10	4	2
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nb	<3	7	3	6	5	<3	4
Ni	1	51	60	46	81	49	26
Pb	<12	12	<12	<12	<12	<12	<12
Rb	2,90	42,2	<1,5	39,1	11,8	5,41	<2,6
Sb	0,13	0,10	0,63	0,29	0,08	0,24	0,15
Sc	1,21	11,2	21,6	11,0	6,79	3,39	11,2
Se	<0,47	0,74	<0,54	0,68	<0,54	<0,56	<0,46
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	610	406	531	421	476	596	500
Ta	0,07	0,53	0,18	0,52	0,29	0,17	0,28
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<0,025	0,31	0,08	0,22	0,42	0,11	0,25
U	<0,026	0,32	<0,067	<0,067	0,26	0,07	0,09
V	24	156	95	196	56	220	198
W	<0,53	0,62	<0,42	0,66	<0,42	<0,24	<0,42
Y	<3	42	10	37	4	12	29
Zn	17	105	40	79	101	51	33
Zr	28	96	58	78	49	47	59
La	4,21	17,9	3,47	17,7	2,81	6,54	13,6
Ce	7,01	51,8	8,20	48,8	5,44	14,9	37,7
Nd	2,50	36,8	5,36	40,3	2,54	8,31	30,2
Sm	0,38	8,36	1,56	8,63	0,48	1,84	6,70
Eu	2,91	3,84	1,60	3,61	1,54	1,85	2,91
Tb	0,04	1,22	0,33	1,34	0,09	0,24	1,05
Ho	<0,06	1,15	0,34	1,30	0,11	0,23	1,55
Yb	<0,11	2,01	0,79	1,90	0,22	0,42	1,49
Lu	0,01	0,29	0,13	0,28	0,03	0,07	0,21
La/Yb (nc)	N.D.	6,07	2,97	6,34	8,84	10,6	6,20
La/Lu (nc)	45,5	6,33	2,88	6,61	8,47	9,99	6,78
Au (ppb)	<0,8	<0,9	<0,9	<1,3	<0,7	<0,8	<1,1
Ru	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Rh	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Pd	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Re	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Os	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.
Ir	<0,8	<0,8	<0,4	<1,0	<0,6	<1,4	<1,2
Pt	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.

N.A.: Élément non analysé; N.D.: Non disponible

INAA: Activation neutronique; XRF: Fluorescence-X; SEAP: Spectrométrie d'émission atomique au plasma

Tableau 4.3. Composition géochimique en éléments majeurs et en éléments traces des échantillons.

	Troctolites et Leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite							
	1139A	C16	C140	C341	C555	NA1-3	NA2-48	NB3-12
SiO ₂ (%)	41,7	46,6	41,5	46,6	45,6	43,6	42,1	28,5
TiO ₂	4,62	1,43	7,29	0,42	2,1	3,24	2,05	6,54
Al ₂ O ₃	13,5	18,5	15,8	15,6	18,3	16,9	16,5	8,00
Fe ₂ O ₃₍₀₎	19,27	14,00	17,78	14,94	16,29	14,18	11,01	26,76
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,03	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	0,01
MnO	0,20	0,14	0,17	0,17	0,15	0,17	0,14	0,28
MgO	12,6	8,47	7,82	12,6	7,61	5,45	5,69	9,80
CaO	4,85	6,69	5,53	5,8	6,27	10,1	11,8	11,3
Na ₂ O	1,98	2,94	2,89	2,29	3,02	3,17	3,43	1,34
K ₂ O	0,51	0,89	0,81	0,67	0,84	0,93	0,76	0,41
P ₂ O ₅	0,05	0,23	0,07	0,05	0,04	3,49	4,78	6,81
PAF	-0,67	-0,13	-0,39	0,59	-0,04	-0,80	0,70	-0,21
Total	98,6	99,8	99,3	99,7	100,2	100,4	99,0	99,5
S total	0,06	0,16	0,12	0,18	<0,01	0,04	0,05	0,49
nombre Mg	56,4	54,5	46,6	62,6	48,1	43,2	50,6	42,0
Ag (ppm)	<0,34	<0,23	<0,28	<0,34	<0,39	<0,30	<0,30	<0,49
As	0,28	<0,26	1	2,12	<0,24	<0,14	0,58	<0,30
Ba	157	263	291	205	316	377	379	166
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Co	89,3	66,4	73,5	82,6	64,1	36,5	36,2	85,7
Cr	215	163	140	23,9	272	23,8	15,9	59,8
Cs	<0,13	<0,077	<0,090	<0,13	<0,043	<0,051	0,36	<0,14
Cu	68	23	127	52	5	16	12	114
Ga	12	16	18	11	19	17	15	16
Hf	1,14	0,25	1,41	<0,1	0,23	1,12	0,84	2,00
Li	3	2	2	4	2	7	8	5
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nb	4	<3	7	<3	<3	4	3	6
Ni	272	171	143	325	93	25	52	82
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Rb	<2,6	<2,6	<2,6	<1,9	<2,6	<2,6	7,18	<2,6
Sb	0,04	<0,023	0,32	2,64	<0,029	0,02	0,12	0,06
Sc	8,49	3,46	10,5	3,86	4,71	10,2	6,19	16,4
Se	<0,54	<0,52	<0,54	<0,21	<0,19	0,56	0,95	1,11
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	316	413	402	336	427	472	467	263
Ta	0,39	0,07	0,61	<0,1	<0,1	0,29	0,25	0,51
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<0,038	0,07	<0,058	<0,015	<0,058	0,19	0,48	0,40
U	<0,098	<0,065	<0,029	<0,067	<0,033	<0,067	0,28	0,25
V	151	141	226	21	226	68	63	283
W	<0,28	<0,49	<0,50	<0,33	<0,42	<0,42	<0,40	<0,42
Y	<3	3	<3	<3	<3	34	50	72
Zn	125	117	94	81	102	69	61	108
Zr	59	25	67	18	25	63	56	86
La	1,68	3,54	1,97	1,90	2,30	16,5	25,4	33,1
Ce	2,68	7,94	2,78	3,49	3,36	45,8	72,8	93,3
Nd	<1,32	4,81	1,38	1,55	1,25	35,2	55,3	77,4
Sm	0,21	0,91	0,27	0,24	0,27	7,92	12,0	16,6
Eu	0,71	1,31	0,97	0,86	1,13	3,55	4,65	5,66
Tb	<0,040	0,13	<0,07	<0,068	0,06	1,12	1,79	2,47
Ho	<0,057	0,13	<0,11	<0,072	<0,072	0,83	1,71	2,22
Yb	0,20	0,28	0,20	0,15	0,14	1,65	2,61	3,54
Lu	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,23	0,36	0,51
La/Yb (nc)	5,83	8,55	6,63	8,53	10,8	6,78	6,62	6,35
La/Lu (nc)	4,20	8,70	5,74	6,05	10,3	7,30	7,28	6,71
Au (ppb)	0,14	0,57	<1,2	<1,5	1,4024	0,54	0,33	0,47
Ru	<1,3	<2,1	N.A	N.A	N.A	<2,1	<1,8	<1,5
Rh	<0,20	<0,42	N.A	N.A	N.A	N.A	<0,47	<0,43
Pd	<1,8	<2,1	N.A	N.A	N.A	<1,5	<1,8	<1,3
Re	0,15	<0,11	N.A	N.A	N.A	<0,13	<0,13	<0,13
Os	<0,31	<0,37	N.A	N.A	N.A	<0,39	<0,24	<0,27
Ir	<0,0053	<0,0094	<1,4	<1,2	0,025	<0,0072	<0,0094	<0,0086
Pt	<1,6	8,49	N.A	N.A	N.A	3,42	4,36	5,56

N.A.: Élément non analysé; N.D.: Non disponible

INAA: Activation neutronique; XRF: Fluorescence-X; SEAP: Spectrométrie d'émission atomique au plasma

Tableau 4.3. Composition géochimique en éléments majeurs et en éléments traces des échantillons.

	Péridotites nelsonitiques											
	98B	1116B	1310	2112B	2160B	2220C	MANI-48	MANI-125	MAN2-50	PAU2-5	PAU2-56	PAU2-80
SiO ₂ (%)	18,5	25,0	17,7	24,7	21,8	18,1	13,9	17,9	17,5	19,2	14,9	16,3
TiO ₂	9,18	7,45	12,5	9,16	7,92	9,64	14,3	11,1	10,9	12,6	10,5	10,5
Al ₂ O ₃	1,8	1,86	1,22	1,96	1,74	2,03	1,62	1,66	1,04	1,41	1,38	1,39
Fe ₂ O ₃₍₀₎	39,56	36,53	46,81	36,96	46,17	50,33	41,49	39,29	40,57	34,66	34,73	36,70
Cr ₂ O ₃	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
MnO	0,4	0,43	0,49	0,46	0,53	0,49	0,3	0,31	0,32	0,30	0,27	0,31
MgO	12,6	10,9	11,6	10,0	11,4	10,8	12,1	14,9	14,7	15,9	13,2	14,3
CaO	10,9	12,7	6,01	12,6	6,63	6,21	8,34	9,22	7,97	8,38	13,9	11,7
Na ₂ O	0,13	0,20	0,04	0,22	0,08	0,03	0,03	0,05	0,02	0,16	0,04	0,08
K ₂ O	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,05	0,07	0,08	0,10
P ₂ O ₅	8,08	5,69	4,58	5,52	4,12	4,74	6,35	6,98	6,09	6,06	10,4	8,93
PAF	-2,04	-1,12	-2,05	-1,60	-2,66	-2,72	0,85	-1,02	1,75	0,41	0,39	-1,63
Total	99,2	99,7	99,0	100,0	97,8	99,7	99,3	100,5	100,9	99,2	99,8	98,7
S total	N.A.	0,49	0,57	N.A.	0,07	N.A.	0,57	0,47	0,46	0,12	0,29	0,36
nombre Mg	38,7	37,2	32,9	34,9	32,8	29,8	36,6	42,9	41,8	47,6	43,0	43,6
Ag (ppm)	<1,3	<0,87	<0,66	<1,5	<1,1	<0,76	<0,71	<0,65	<0,59	<0,64	<0,48	<0,58
As	<0,21	<0,28	<0,14	<0,19	<0,32	<0,14	<0,34	<0,21	3,91	<0,095	0,32	<0,17
Ba	<9,6	<18	<14	<22	<13	<19	<13	<15	<12	<14	<15	48,5
Be	N.A.	<1	<1	N.A.	<1	N.A.	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	N.A.	<2	<2	N.A.	<2	N.A.	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Co	108	73,5	106	73,4	82,6	90,3	168	165	154	148	144	136
Cr	17,1	8,59	39,4	19,7	11,4	21,4	22,3	22,5	14,1	165	56,8	24,5
Cs	<0,12	<0,13	<0,10	<0,16	<0,26	<0,15	<0,10	<0,20	<0,21	<0,079	<0,10	<0,11
Cu	25	195	364	16	173	14	486	275	316	255	115	139
Ga	9	10	15	15	15	23	14	10	9	8	9	10
Hf	1,26	2,21	3,62	3,47	1,83	1,65	1,71	1,45	1,56	2,16	1,77	1,89
Li	5	3	2	5	3	5	4	5	4	5	2	3
Mo	N.A.	6	7	N.A.	6	N.A.	6	6	8	7	5	4
Nb	8	4	15	9	6	3	10	7	6	7	6	8
Ni	2	3	37	5	2	6	126	143	63	212	137	60
Pb	<1	<12	<12	<1	<12	<1	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Rb	<2,6	<1,9	<2,6	<1,5	<2,6	<2,6	<2,6	<2,9	<3,2	<1,4	<3,1	<2,6
Sb	<0,029	<0,056	<0,022	0,10	<0,042	<0,028	0,13	0,07	0,42	<0,015	<0,029	0,04
Sc	23,6	94,7	29,9	99,9	37,2	22,8	20,3	16,0	19,1	19,9	14,6	16,3
Se	<0,86	<0,84	1,63	<1,6	<0,54	<0,50	0,78	0,95	0,94	0,67	<0,97	0,85
Sn	N.A.	<10	<10	N.A.	<10	N.A.	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	65	72	55	22	50	<3	82	98	74	90	131	112
Ta	0,56	0,37	1,29	0,68	0,43	0,39	0,85	0,59	0,78	0,82	0,61	0,70
Te	N.A.	<10	<10	N.A.	<10	N.A.	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tb	0,52	0,61	0,26	0,57	0,21	0,26	0,36	0,33	0,37	0,30	0,50	0,53
U	0,16	0,31	0,18	0,13	0,11	0,10	0,09	0,31	0,20	0,20	0,46	0,16
V	310	224	352	240	225	400	862	694	618	504	541	493
W	<0,24	<0,96	<0,19	0,71	<0,42	<0,46	<0,38	<0,47	<0,57	<0,18	<0,42	<0,50
Y	109	109	64	109	71	69	83	84	73	61	124	117
Zn	120	287	272	190	335	300	212	153	175	172	115	128
Zr	58	80	146	123	76	73	81	70	62	81	77	81
La	49,8	47,7	28,5	40,5	28,5	31,4	36,4	35,8	32,1	27,6	54,6	49,6
Ce	161	134	85,3	132	83,3	94,5	112	114	105	76,8	155	152
Nd	115	106	65,0	104	66,4	77,6	85,8	92,6	80,7	61,9	125	125
Sm	26,1	24,9	15,0	23,8	14,1	16,0	19,3	19,6	18,3	15,2	29,4	27,4
Eu	7,25	6,40	4,10	6,29	4,02	4,55	5,05	5,37	4,77	4,49	8,19	7,12
Tb	3,92	3,88	2,12	3,87	2,16	2,45	2,78	2,79	2,61	2,31	4,40	3,95
Ho	3,46	3,17	1,90	3,19	2,26	2,16	2,68	2,59	2,45	1,84	3,21	3,43
Yb	5,00	5,60	3,30	5,90	3,36	3,32	3,73	3,39	3,26	2,96	5,46	5,01
Lu	0,69	0,80	0,49	0,86	0,50	0,46	0,54	0,48	0,46	0,39	0,78	0,71
La/Yb (nc)	6,76	5,79	5,88	4,66	5,76	6,41	6,61	7,17	6,69	6,34	6,79	6,73
La/Lu (nc)	7,45	6,20	5,98	4,91	5,85	7,04	7,05	7,70	7,17	7,34	7,27	7,30
Au (ppb)	1,40	0,55	0,59	<1,9	0,22	<1,6	0,20	0,15	0,82	0,20	0,30	<1,8
Ru	4,36	<2,4	<3,6	N.A.	<2,1	N.A.	<2,1	<2,3	<2,0	<2,0	<2,3	N.A.
Rh	<1,7	<0,48	<0,66	N.A.	<0,22	N.A.	<0,17	<0,19	<0,22	0,33	<0,89	N.A.
Pd	<1,2	<1,0	<2,6	N.A.	<1,6	N.A.	<2,3	<1,4	<1,8	<1,9	<1,7	N.A.
Re	<0,15	<0,13	<0,13	N.A.	<0,085	N.A.	<0,13	0,30	0,16	<0,13	<0,13	N.A.
Os	<0,73	<0,41	<0,70	N.A.	<0,26	N.A.	<0,59	<0,24	<0,36	<0,28	<0,36	N.A.
Ir	0,03	<0,013	0,01	<1,6	<0,0076	<1,5	<0,0073	<0,0073	0,0173	<0,0089	<0,012	1,7
Pt	25,1	9,72	8,67	N.A.	<1,0	N.A.	<2,3	<1,6	<1,4	2,29	1,97	N.A.

N.A.: Élément non analysé; N.D.: Non disponible

INAA: Activation neutronique; XRF: Fluorescence-X; SEAP: Spectrométrie d'émission atomique au plasma

Tableau 4.3. Composition géochimique en éléments majeurs et en éléments traces des échantillons.

	Roches à oxydes de Fe-Ti					Diorites ferrifères			
	2257A	2288	2453	4047	NA3-50	1089A	1089B	1089D	1194B
SiO ₂ (%)	3,27	0,20	0,41	0,48	1,75	49,7	44,4	48,1	43,9
TiO ₂	28,4	28,6	16,2	20,7	25,9	3,44	3,49	2,52	3,27
Al ₂ O ₃	6,07	5,27	13,5	8,88	5,02	15,8	16,6	16,2	17,3
Fe ₂ O _{3(n)}	60,62	64,76	63,46	62,09	64,75	12,85	12,90	10,41	13,61
Cr ₂ O ₃	0,25	0,22	2,15	1,20	0,20	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
MnO	0,25	0,28	0,27	<0,28	0,33	0,11	0,13	0,13	0,10
MgO	1,80	1,65	4,93	3,39	3,29	3,21	4,99	5,71	4,57
CaO	0,38	<0,02	<0,02	<0,02	0,18	6,09	7,52	7,45	7,08
Na ₂ O	0,22	0,02	0,03	0,02	0,02	4,61	3,50	3,79	3,08
K ₂ O	0,09	0,03	0,05	0,06	0,10	2,60	2,97	2,61	3,32
P ₂ O ₅	0,01	<0,01	0,04	0,03	0,18	1,02	1,55	0,81	1,98
PAF	-3,37	-3,59	-3,05	-3,08	-2,73	0,83	1,45	1,32	1,59
Total	98,0	97,4	98,0	93,8	99,0	100,3	99,5	99,1	99,8
S total	<0,01	<0,01	N.A.	N.A.	0,24	0,28	0,34	0,24	0,56
nombre Mg	5,6	4,8	13,3	9,8	9,1	33,1	43,4	52,1	39,9
Ag (ppm)	<1,2	<0,85	<0,76	<0,78	<0,84	<0,39	<0,55	<0,51	<0,58
As	<0,35	<0,23	1,32	<0,16	<0,40	<0,14	<0,11	0,30	<0,17
Ba	<11	<17	<9,9	<17	<25	2371	4310	2380	2764
Be	<1	<1	—	—	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	—	—	<2	<2	<2	<2	<2
Co	157	174	245	203	165	35,4	39,9	37,9	36,5
Cr	1462	1270	13612	6982	1169	26,8	10,1	89,8	6,13
Cs	<0,20	<0,14	<0,13	<0,15	<0,15	0,21	0,29	0,41	0,70
Cu	889	949	<1	<1	734	36	31	65	93
Ga	51	52	100	78	43	27	23	23	31
Hf	3,85	3,90	0,98	1,04	3,23	5,51	3,13	5,65	11,9
Li	4	1	<1	2	2	6	7	7	11
Mo	7	6	—	—	9	<4	<4	<4	<4
Nb	17	18	<2	2	15	23	17	22	34
Ni	205	276	570	400	221	14	23	93	6
Pb	27	25	<1	<1	<12	18	16	21	15
Rb	<4,1	<3,8	4,81	<2,9	<4,0	29,7	50,3	39,4	106
Sb	0,08	0,06	0,28	0,12	<0,050	<0,026	<0,023	0,09	0,02
Sc	25,1	22,0	13,3	13,3	26,7	7,75	13,6	15,2	13,0
Se	0,95	1,64	<0,61	0,97	1,39	2,24	1,12	1,91	2,20
Sn	<10	<10	—	—	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	41	5	<3	<3	11	1438	1522	1353	803
Ta	1,54	1,44	0,18	0,29	1,19	1,78	0,99	1,82	1,91
Te	<10	<10	—	—	<10	<10	<10	<10	<10
Tb	<0,053	<0,045	<0,16	<0,071	<0,042	0,48	0,52	2,25	3,11
U	0,14	<0,086	<0,053	<0,099	<0,061	0,08	<0,067	0,62	1,11
V	2000	2300	2700	2800	1900	201	209	209	186
W	<0,61	<0,42	<0,49	<0,30	<0,71	<0,19	<0,42	<0,65	<0,59
Y	<3	3	<3	<3	<3	12	18	14	46
Zn	482	377	270	200	312	158	153	119	164
Zr	148	153	35	46	130	223	155	239	480
La	0,19	0,06	0,63	0,46	1,23	43,5	50,1	49,4	102
Ce	1,01	<0,84	<0,73	<0,62	2,73	98,7	117	102	227
Nd	<1,1	<0,78	<1,5	<1,9	2,91	51,5	66,5	54,2	121
Sm	0,05	0,02	0,20	0,10	0,50	8,63	10,5	8,25	18,6
Eu	<0,046	<0,025	<0,036	<0,051	0,18	3,67	4,59	3,24	5,06
Tb	<0,059	<0,10	<0,070	<0,085	0,15	0,83	1,02	0,84	1,77
Ho	<0,083	<0,22	<0,14	<0,050	<0,14	0,39	0,69	0,86	1,73
Yb	0,12	<0,13	<0,11	<0,098	0,29	0,80	1,08	1,25	3,17
Lu	0,03	0,03	<0,01	0,01	0,06	0,10	0,15	0,18	0,46
La/Yb (nc)	1,09	N.D.	N.D.	N.D.	2,87	36,8	31,5	26,9	22,0
La/Lu (nc)	0,56	0,22	N.D.	3,63	2,10	44,6	34,3	28,8	23,3
Au (ppb)	0,46	0,92	0,30	0,24	0,58	1,54	<0,9	0,12	<1,4
Ru	<2,1	4,13	<2,5	<2,3	<3,3	<2,1	N.A.	<0,88	N.A.
Rh	<0,95	<0,33	<0,30	<0,39	<0,97	<0,59	N.A.	<0,44	N.A.
Pd	<2,1	<3,0	<3,2	<2,3	5,56	<1,8	N.A.	<1,6	N.A.
Re	<0,12	<0,13	<0,20	0,29	<0,11	<0,15	N.A.	0,157	N.A.
Os	<0,75	<0,55	<0,52	<0,57	<0,62	<0,26	N.A.	<0,42	N.A.
Ir	0,0126	<0,0094	<0,0090	<0,0094	0,04	0,01	<1,3	<0,0063	<1,4
Pt	8,22	14,1	4,08	<1,3	9,03	22,3	N.A.	<1,6	N.A.

N.A.: Élément non analysé; N.D.: Non disponible

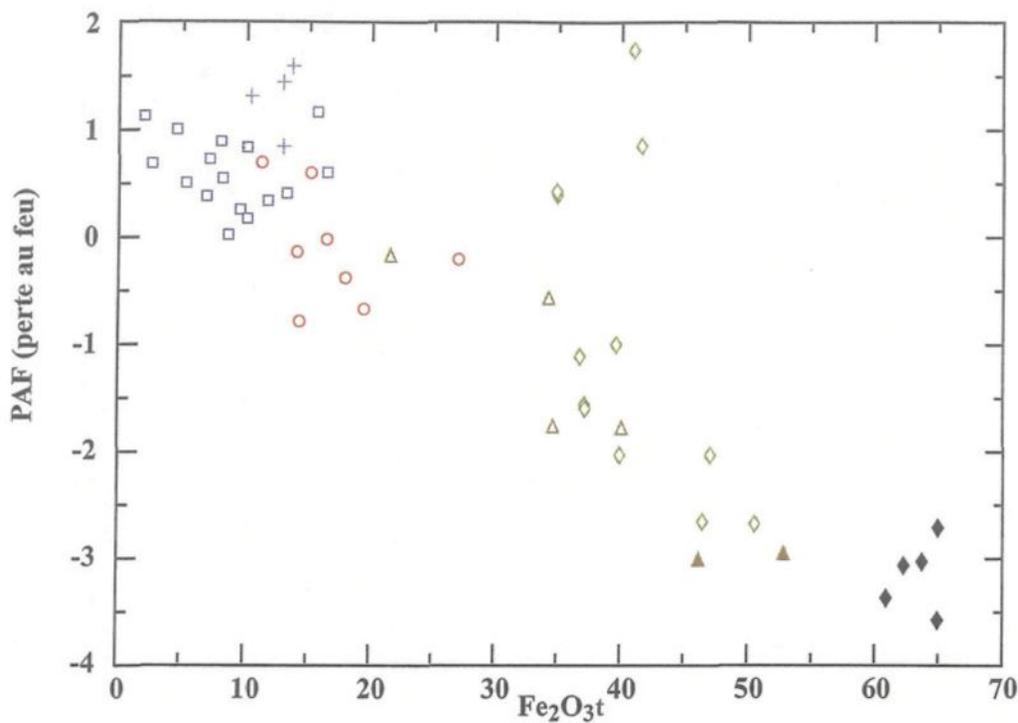
INAA: Activation neutronique; XRF: Fluorescence-X; SEAP: Spectrométrie d'émission atomique au plasma

Tableau 4.3. Composition géochimique en éléments majeurs et en éléments traces des échantillons.

	Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti				Dunites à oxydes de Fe-Ti	
	149A	150c	MAN4-69	MAN4-139	2236B	NA1-7
SiO ₂ (%)	26,7	32,9	48,9	25,5	19,9	19,1
TiO ₂	14,2	10,5	1,55	24,5	9,94	17,6
Al ₂ O ₃	2,51	3,39	3,65	1,61	3,72	1,19
Fe ₂ O _{3(t)}	39,97	34,11	21,57	34,69	52,61	45,95
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,05	0,12	0,34	0,05
MnO	0,34	0,31	0,34	0,32	0,38	0,42
MgO	11,7	11,8	19,1	12,6	14,4	14,6
CaO	4,81	6,39	3,83	0,93	0,21	1,02
Na ₂ O	0,30	0,25	0,32	0,14	0,03	0,03
K ₂ O	0,08	0,03	0,12	0,07	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,67	0,92	0,84	0,02	0,19	0,78
PAF	-1,79	-0,59	-0,2	-1,78	-2,97	-3,03
Total	99,5	100,0	100,1	98,7	98,8	97,8
S total	N.A.	N.A.	0,26	0,32	N.A.	0,07
nombre Mg	36,7	40,7	63,7	41,8	35,2	38,6
Ag (ppm)	<0,75	<0,94	<0,52	<1,6	<0,56	<0,72
As	<0,14	<0,28	2,29	0,66	<0,23	<0,35
Ba	<18	<9,9	33,4	<10	<15	<11
Be	N.A.	N.A.	<1	<1	N.A.	<1
Cd	N.A.	N.A.	<2	<2	N.A.	<2
Co	130	93,7	91,0	126	163	131
Cr	90,6	99,9	281	667	2096	251
Cs	<0,11	<0,15	<0,10	<0,16	<0,15	<0,10
Cu	53	83	64	870	<1	522
Ga	15	18	8	9	34	13
Hf	3,61	2,55	0,81	1,86	2,50	3,40
Li	5	5	3	5	7	10
Mo	N.A.	N.A.	<4	6	N.A.	8
Nb	27	6	<3	15	4	14
Ni	100	55	225	279	210	166
Pb	<1	<1	<12	16	<1	<12
Rb	<1,8	<1,6	<2,2	<2,8	<2,9	<3,3
Sb	0,12	0,10	0,34	0,71	<0,030	<0,024
Sc	35,6	43,4	35,4	42,3	15,4	27,9
Se	<0,80	1,07	<0,54	1,23	<0,79	1,11
Sn	N.A.	N.A.	<10	<10	N.A.	<10
Sr	<3	<3	45	4	<3	15
Ta	1,18	0,63	<0,1	1,29	0,35	1,21
Te	N.A.	N.A.	<10	<10	N.A.	<10
Th	<0,058	<0,061	<0,058	<0,077	<0,062	0,07
U	0,12	<0,067	<0,064	<0,083	<0,044	<0,098
V	680	630	210	727	1200	643
W	<0,42	<0,46	<0,52	<0,68	<0,42	<0,57
Y	24	27	17	5	5	13
Zn	180	160	166	161	300	202
Zr	134	92	31	47	127	148
La	6,66	6,67	5,37	0,37	1,12	3,54
Ce	18,0	20,9	12,8	1,16	2,83	8,45
Nd	12,5	14,8	11,6	<1,3	1,69	6,91
Sm	3,56	3,99	2,70	0,25	0,40	1,76
Eu	1,18	1,42	0,88	0,06	<0,040	0,51
Tb	0,69	0,72	0,51	0,11	0,10	0,28
Ho	0,77	0,87	0,86	<0,25	<0,14	0,52
Yb	1,56	1,81	1,37	0,54	0,41	0,66
Lu	0,25	0,27	0,23	0,10	0,09	0,12
La/Yb _(nc)	2,90	2,50	2,66	0,46	1,87	3,65
La/Lu _(nc)	2,75	2,52	2,43	0,39	1,33	2,97
Au (ppb)	0,39	<1,3	0,25	1,79	0,32	1,23
Ru	<1,6	N.A.	<1,7	<1,9	<1,4	<3,1
Rh	<0,37	N.A.	<0,44	<0,19	<0,40	<0,52
Pd	<1,4	N.A.	<1,6	<1,3	<1,1	<1,5
Re	0,25	N.A.	0,30	0,25	0,16	<0,67
Os	<0,25	N.A.	<0,24	<0,42	<0,31	<0,45
Ir	0,01	<1,2	<0,0094	<0,011	<0,0075	<0,026
Pt	4,37	N.A.	3,62	32,6	4,59	20,4

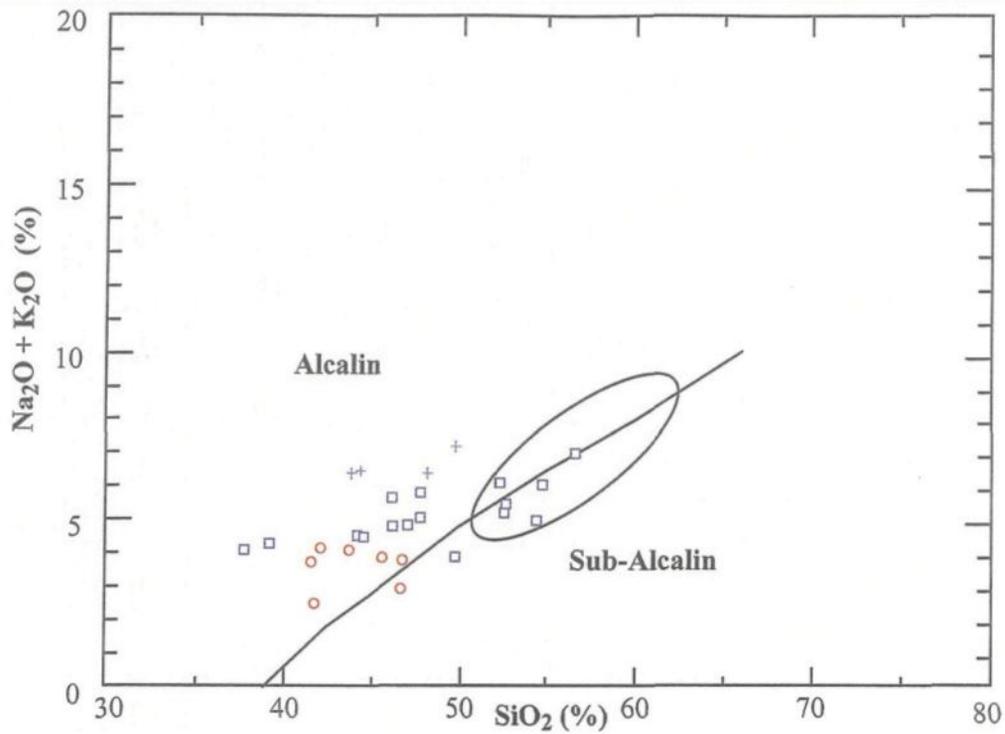
N.A.: Élément non analysé; N.D.: Non disponible

INAA: Activation neutronique; XRF: Fluorescence-X; SEAP: Spectrométrie d'émission atomique au plasma



- \square Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite
- \circ Troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite
- \diamond Péridotites nelsonitiques
- \blacklozenge Roches à oxydes de Fe-Ti
- $+$ Diorites ferrifères
- \triangle Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti
- \blacktriangle Dunités à oxydes de Fe-Ti

Figure 4.1. PAF (perte au feu) versus Fe₂O_{3t} (%) démontrant la relation entre le pourcentage en fer des échantillons et la perte au feu lors de l'analyse des échantillons par fluorescence X.



- Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite
- Troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite
- + Diorites ferrifères

Figure 4.2. Diagramme binaire de SiO₂ versus Na₂O+K₂O pour les anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, les troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite et les diorites ferrifères. D'après Irvine et Baragar (1971).

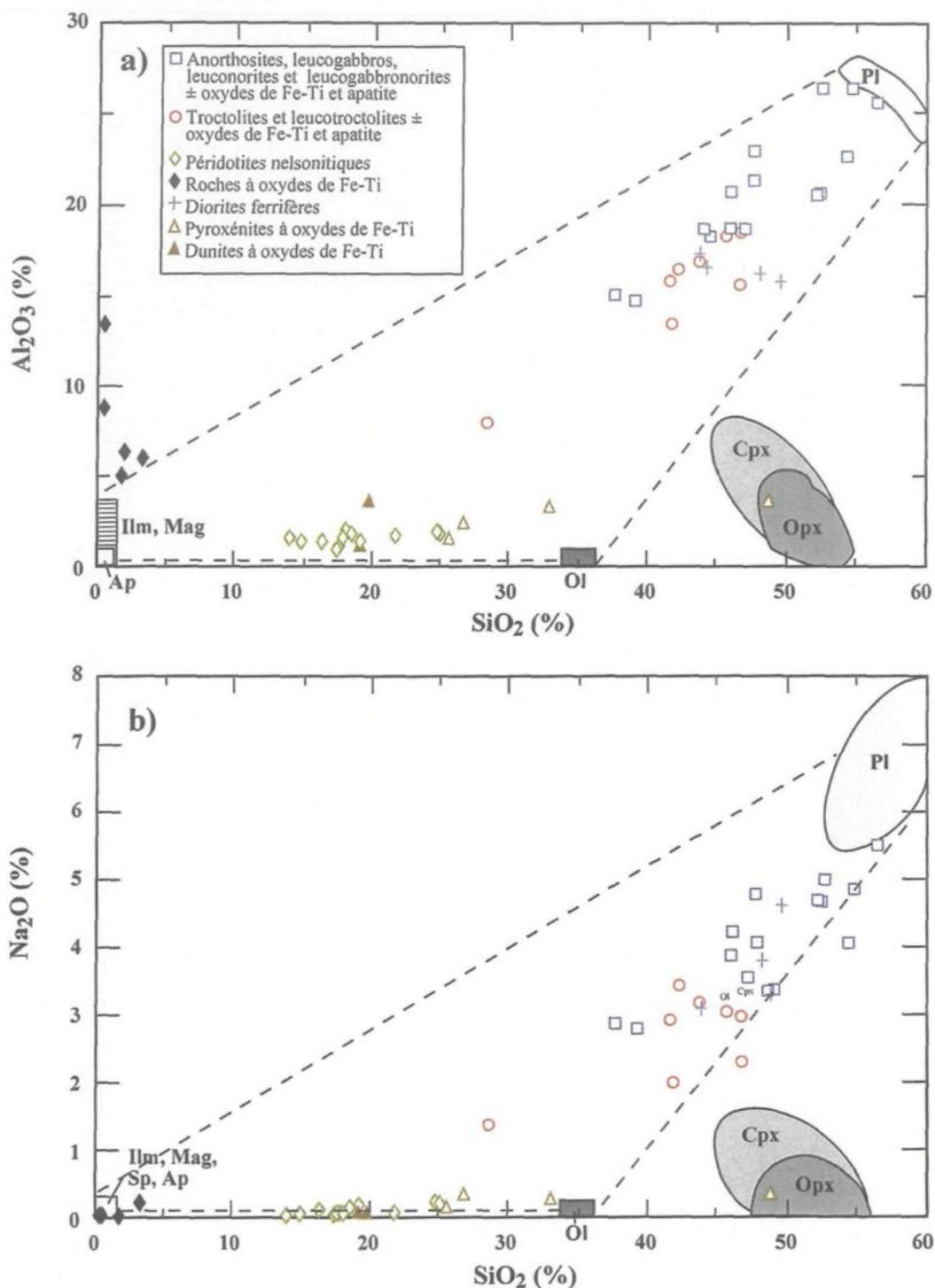


Figure 4.3. Diagrammes représentant les effets de la cristallisation fractionnée pour les lithologies répertoriées dans le domaine de: **a)** SiO₂ (%) versus Al₂O₃ (%), et; **b)** SiO₂ (%) versus Na₂O (%). Les champs des olivines et orthopyroxènes incluent les données de Huss (2002).

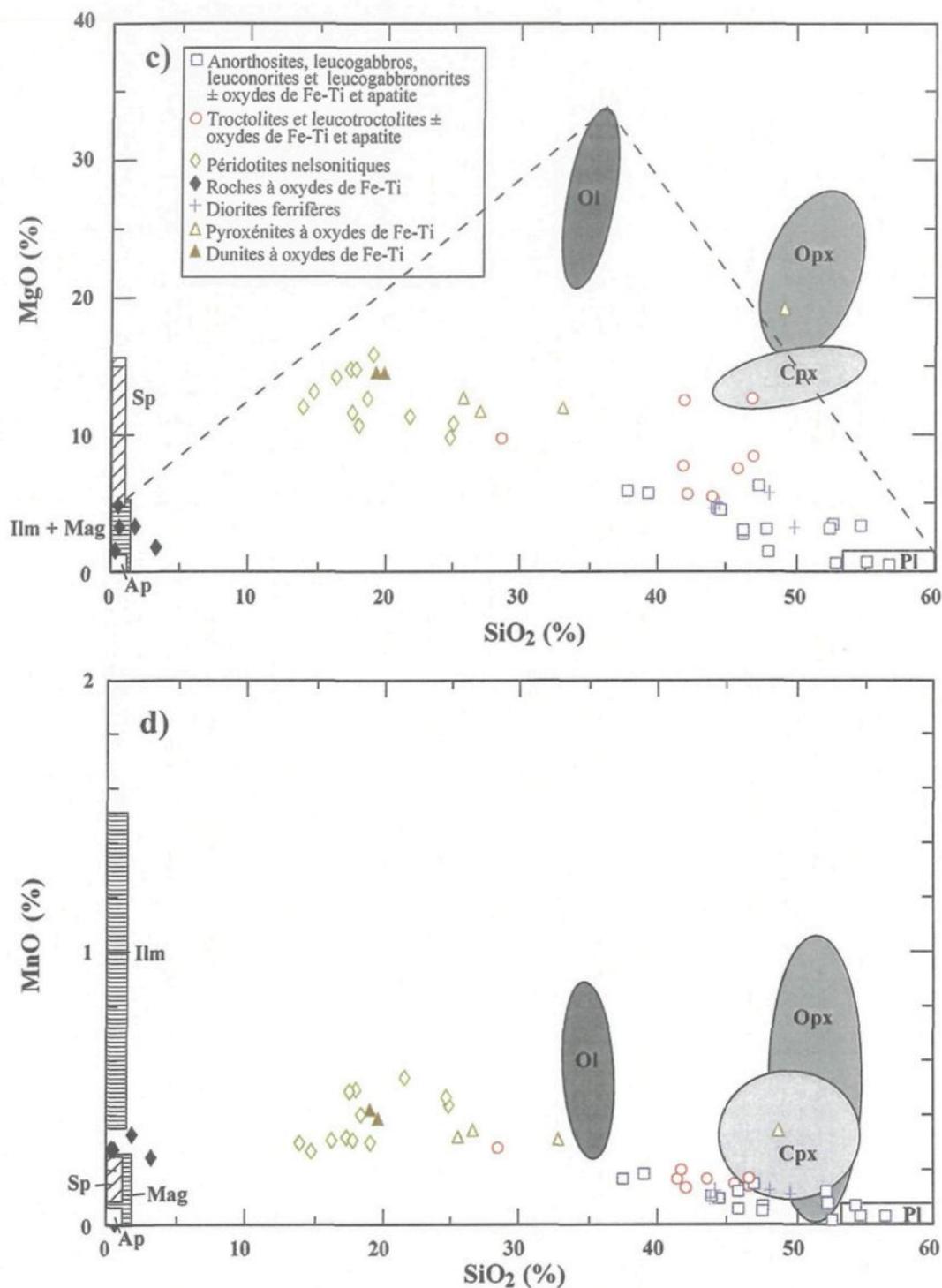


Figure 4.3. (suite) Diagrammes représentant les effets de la cristallisation fractionnée pour les lithologies répertoriées dans le domaine de: **c)** SiO₂ (%) versus MgO (%), et; **d)** SiO₂ (%) versus MnO (%). Les champs des olivines et orthopyroxènes incluent les données de Huss (2002).

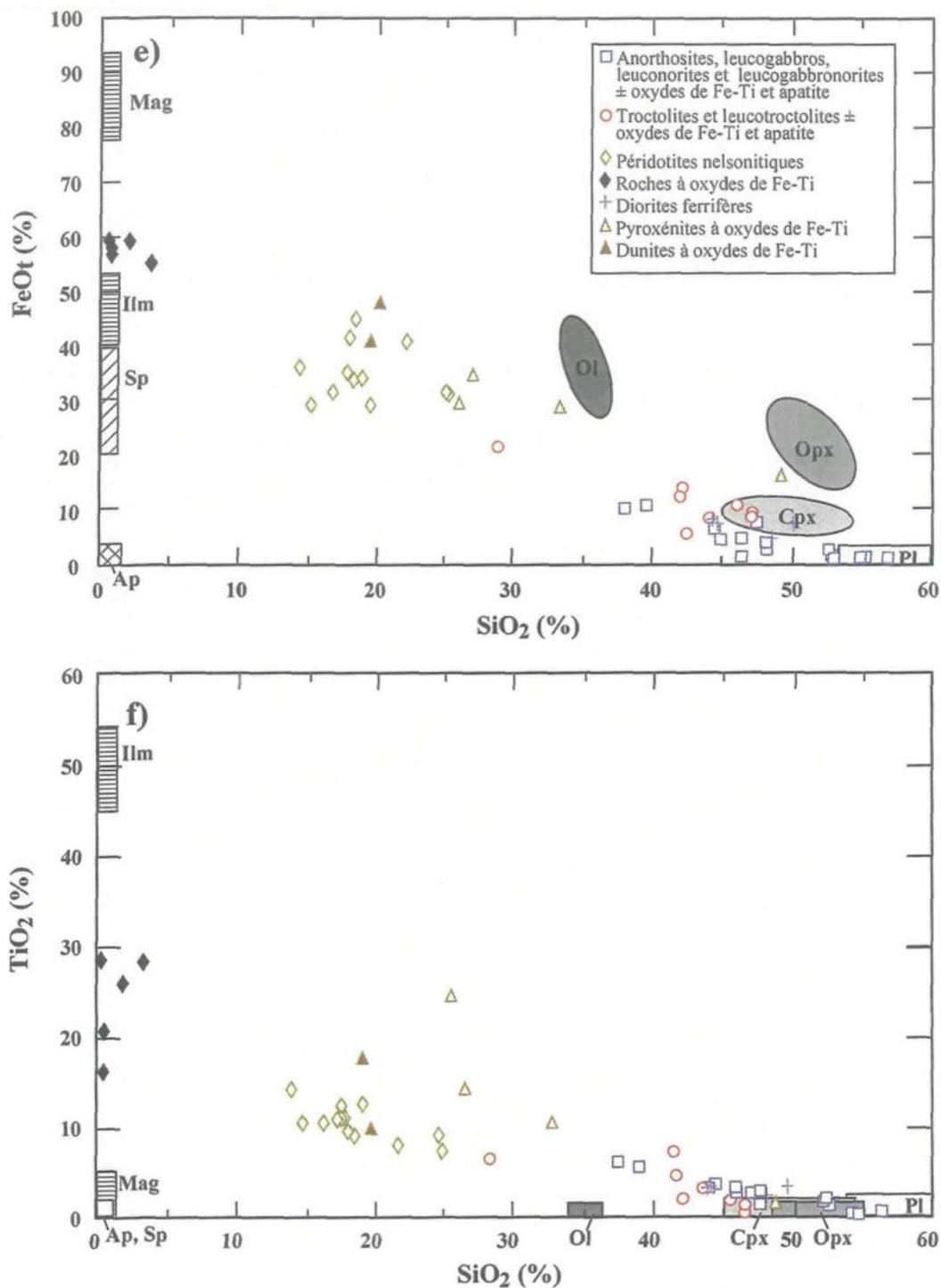


Figure 4.3. (suite) Diagrammes représentant les effets de la cristallisation fractionnée pour les lithologies répertoriées dans le domaine de: **e)** SiO₂ (%) versus FeO_t (%), et; **f)** SiO₂ (%) versus TiO₂ (%). Les champs des olivines et orthopyroxènes incluent les données de Huss (2002).

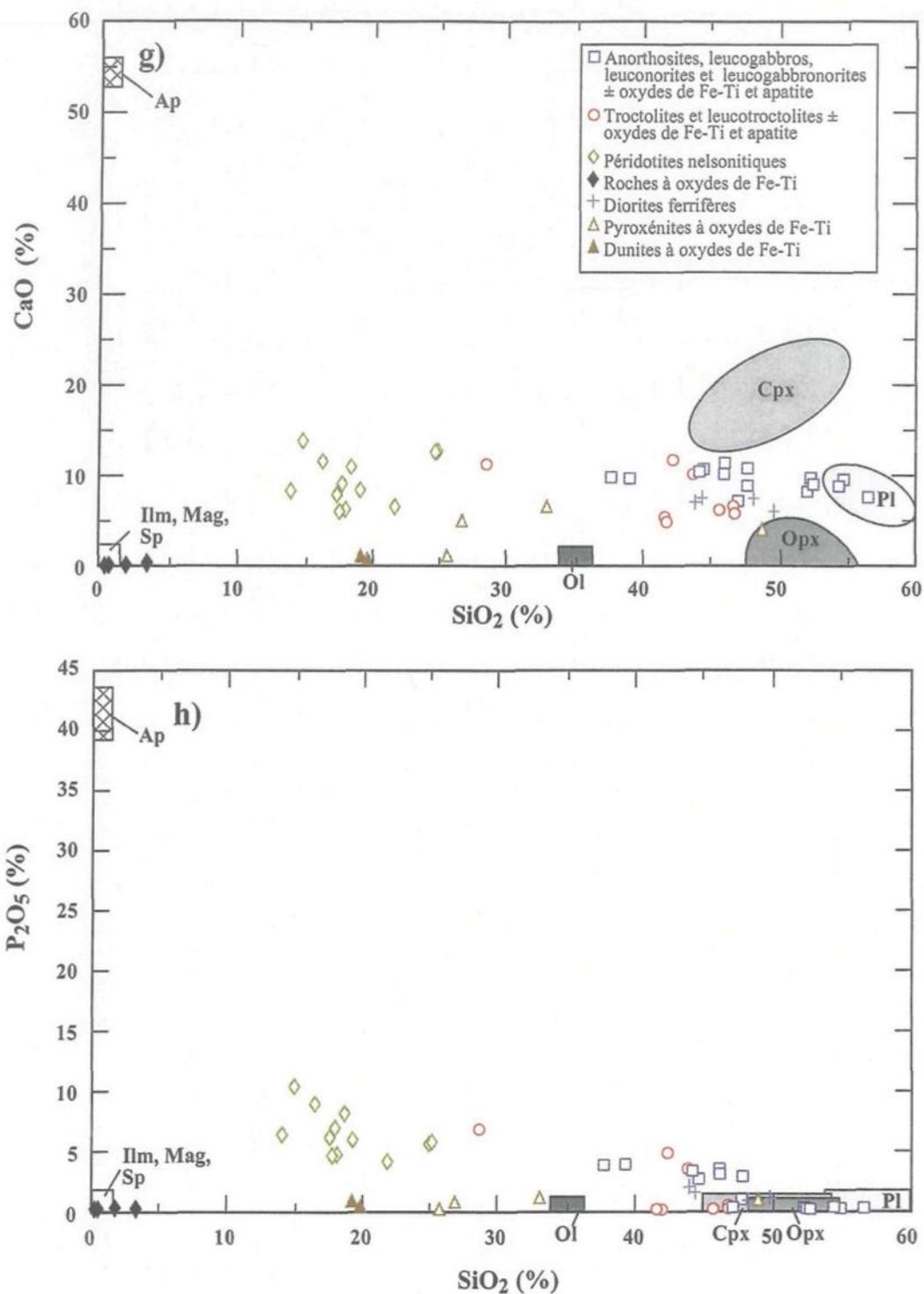


Figure 4.3. (suite) Diagrammes représentant les effets de la cristallisation fractionnée pour les lithologies répertoriées dans le domaine de: g) SiO₂ (%) versus CaO (%), et; h) SiO₂ (%) versus P₂O₅ (%). Les champs des olivines et orthopyroxènes incluent les données de Huss (2002).

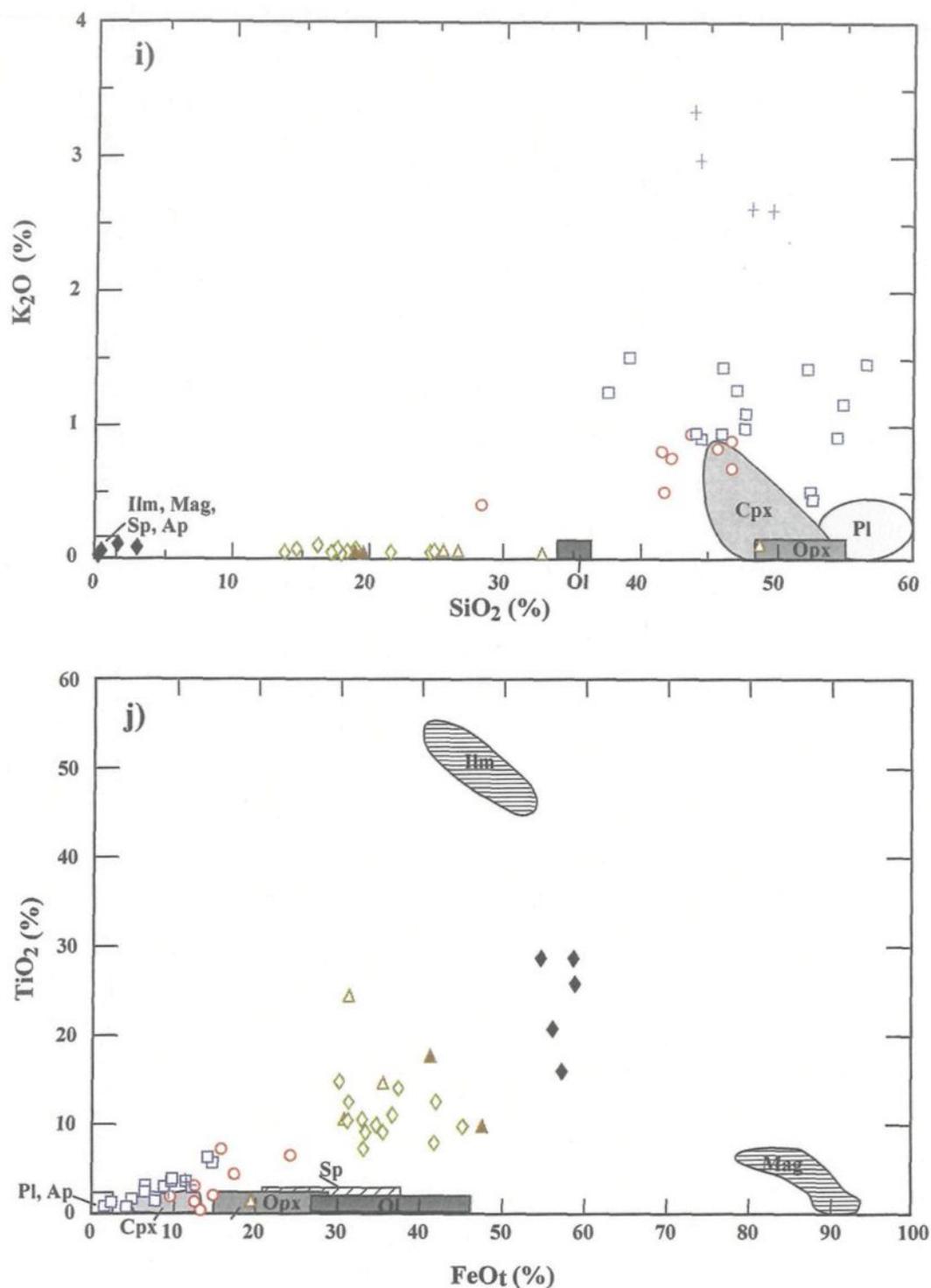


Figure 4.3. (suite) Diagrammes représentant les effets de la cristallisation fractionnée pour les lithologies répertoriées dans le domaine de: **i)** SiO_2 (%) versus K_2O (%), et; **j)** $FeOt$ (%) versus TiO_2 (%). Les champs des olivines et orthopyroxènes incluent les données de Huss (2002).

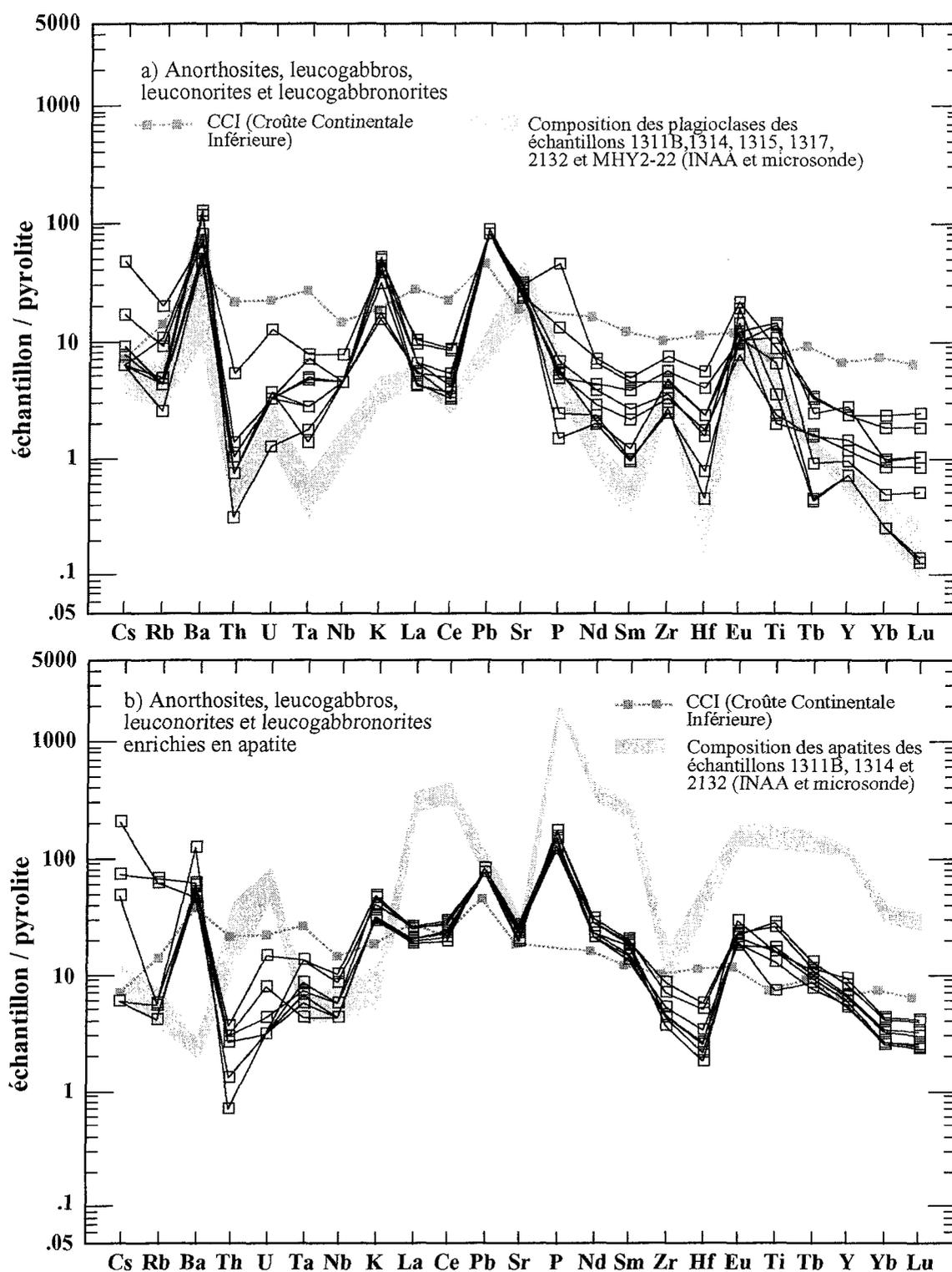


Figure 4.4. Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (pyrolite) de McDonough et Sun (1995) pour: **a)** les roches anorthositiques contenant peu ou pas d'apatite, et; **b)** les roches anorthositiques enrichies en apatite. CCI: composition de la croûte continentale inférieure de Taylor et McLennan (1995).

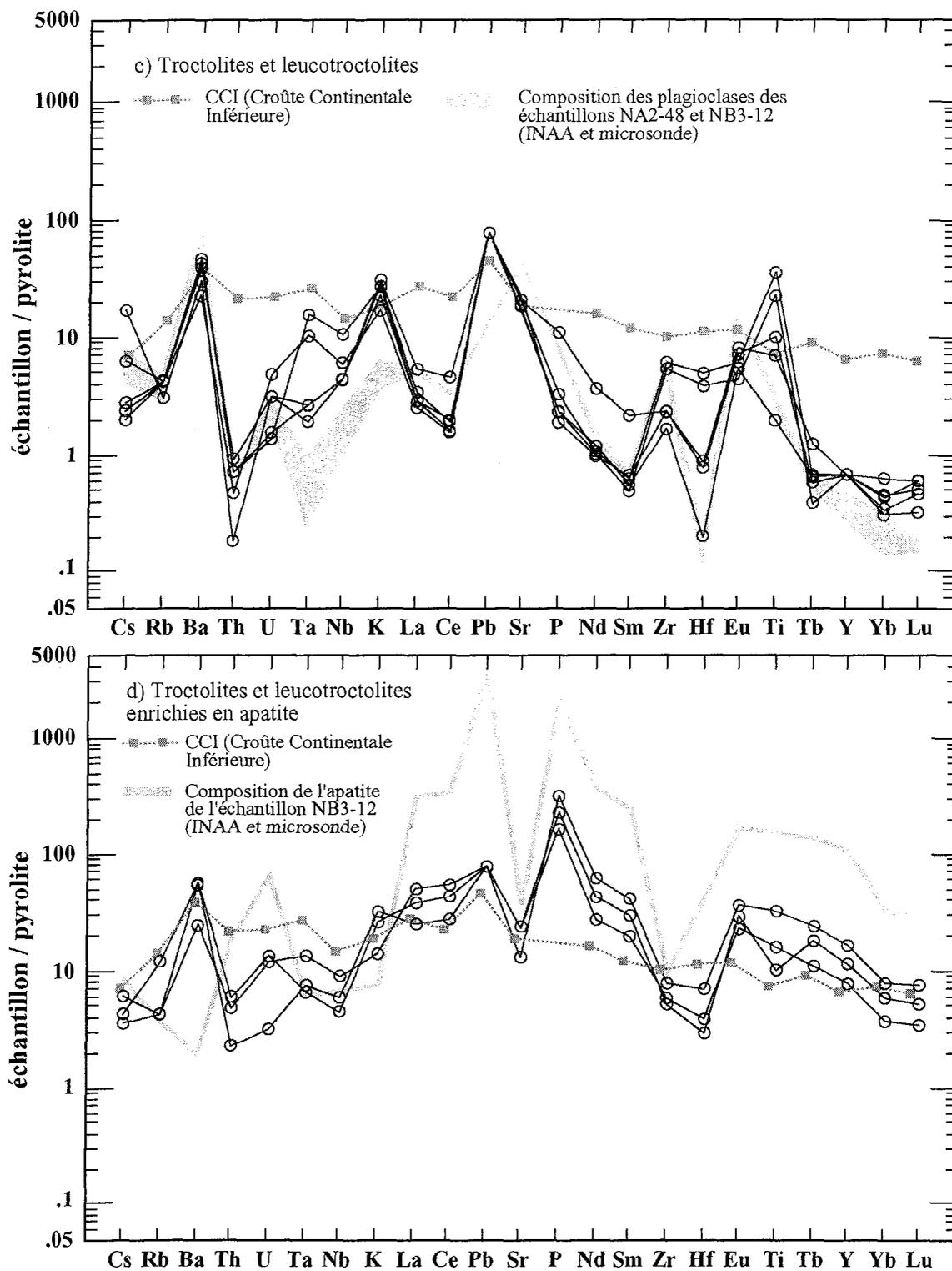


Figure 4.4. (suite) Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (pyroxène) de McDonough et Sun (1995) pour: **c)** les roches troctolitiques contenant peu ou pas d'apatite, et; **d)** les roches troctolitiques enrichies en apatite. CCI: composition de la croûte continentale inférieure de Taylor et McLennan (1995).

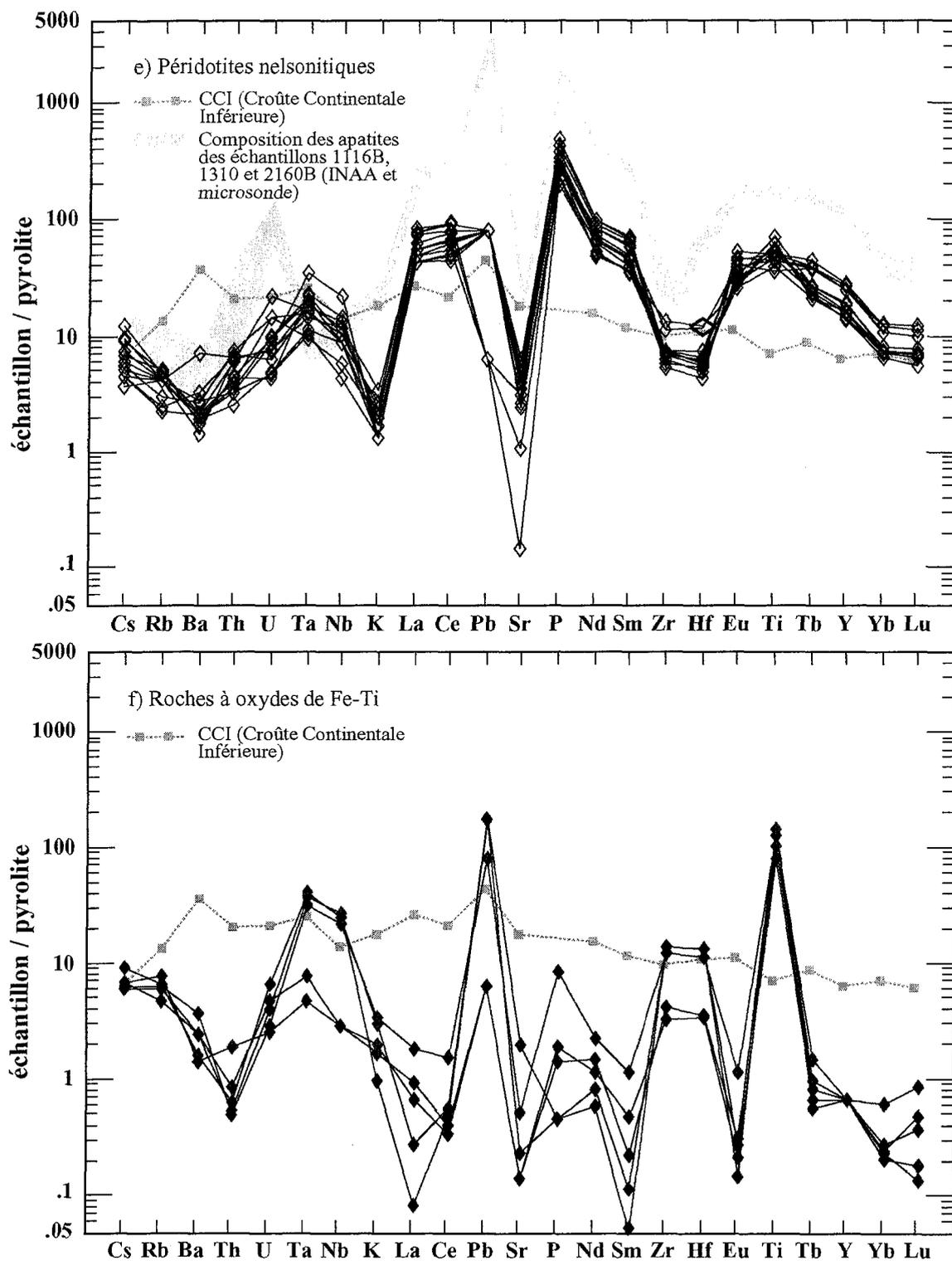


Figure 4.4. (suite) Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (pyrolite) de McDonough et Sun (1995) pour: **e)** les péridotites nelsonitiques, et; **f)** les roches à oxydes de Fe-Ti. CCI: composition de la croûte continentale inférieure de Taylor et McLennan (1995).

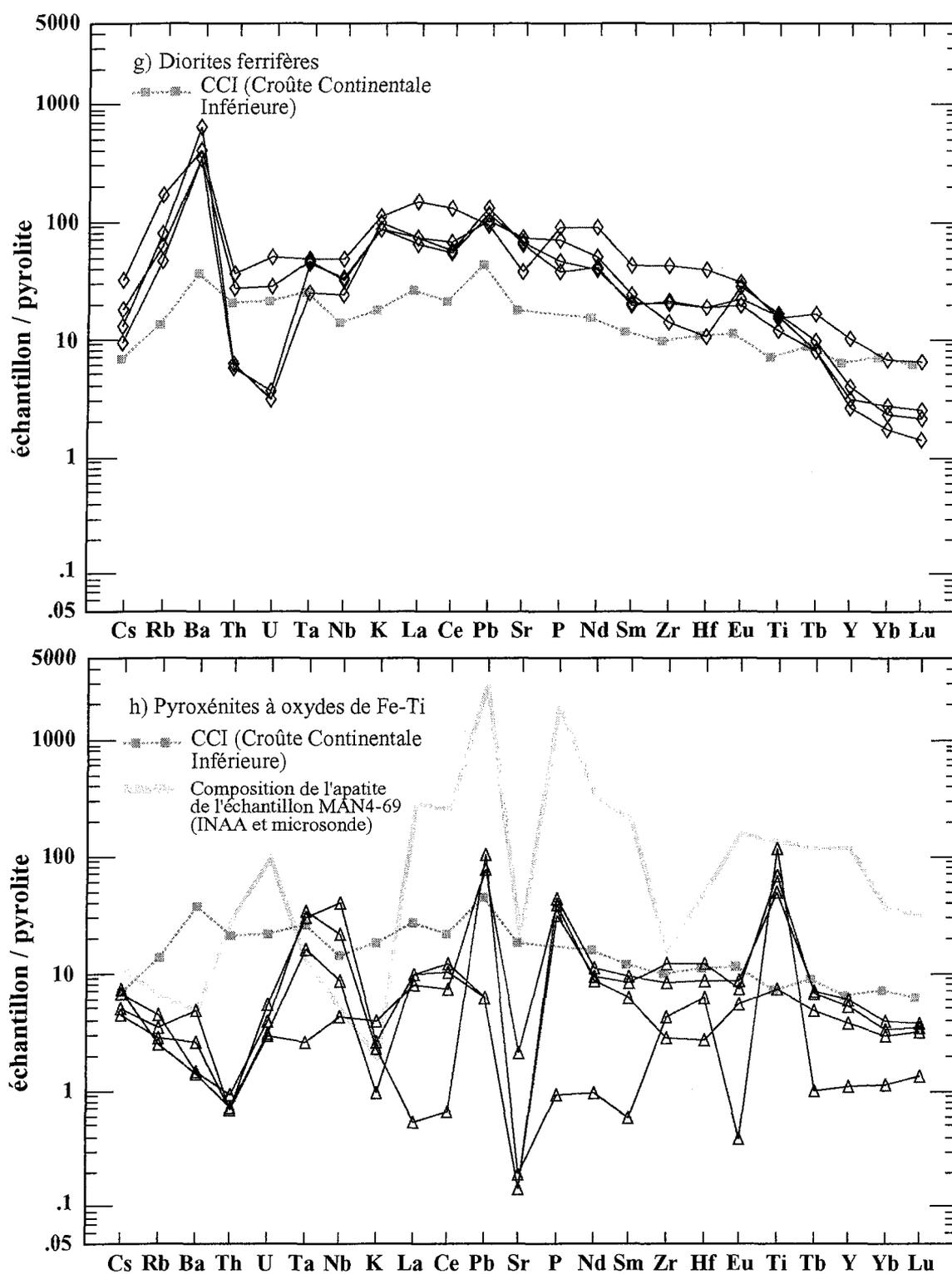


Figure 4.4. (suite) Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (pyrolite) de McDonough et Sun (1995) pour: **g)** les diorites ferrifères, et; **h)** les pyroxénites à oxydes de Fe-Ti. CCI: composition de la croûte continentale inférieure de Taylor et McLennan (1995).

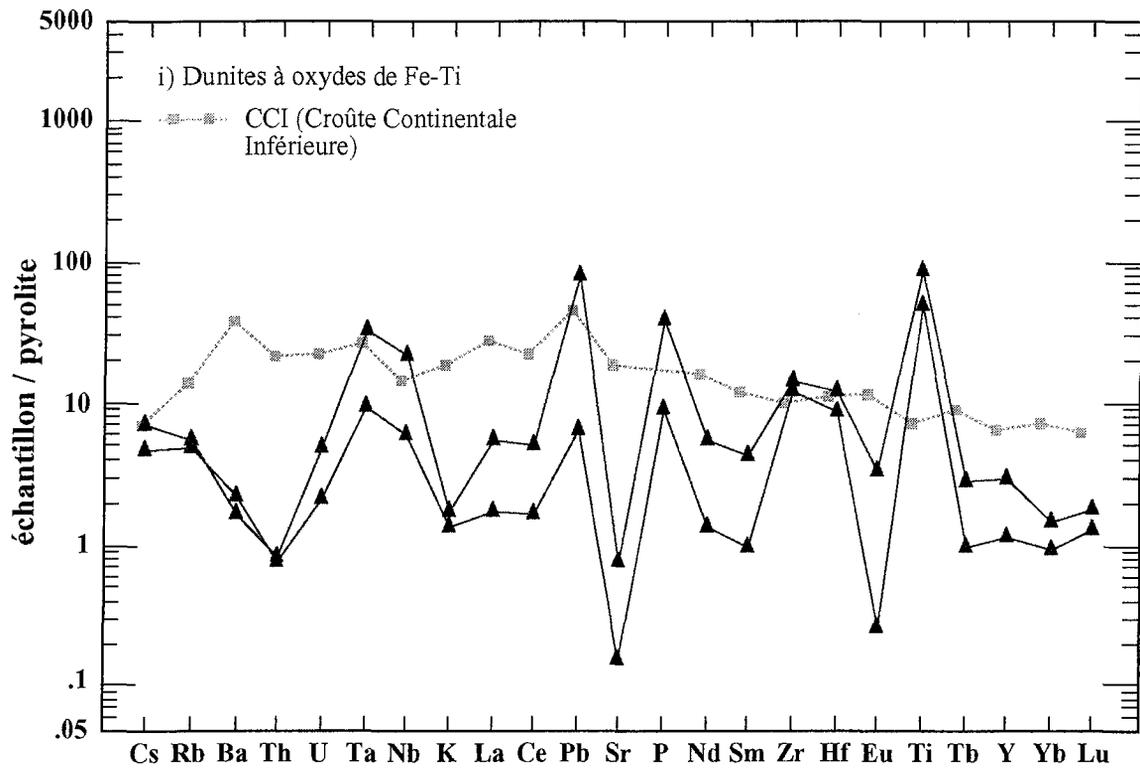


Figure 4.4. (suite) **i)** Diagramme multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (pyrolite) de McDonough et Sun (1995) pour les dunites à oxydes de Fe-Ti. CCI: composition de la croûte continentale inférieure de Taylor et McLennan (1995).

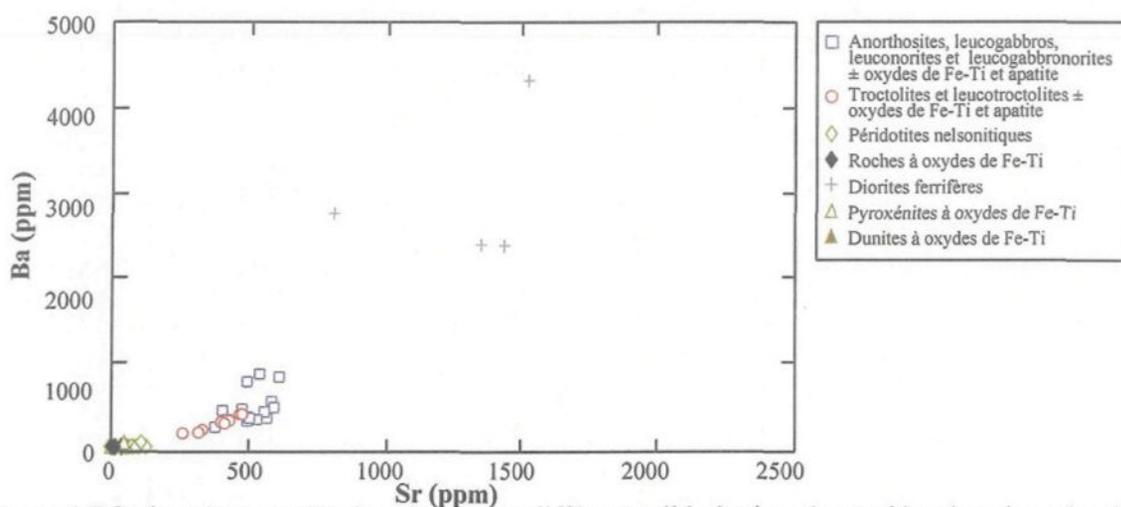


Figure 4.5 Sr (ppm) versus Ba (ppm) pour les différentes lithologies répertoriées dans le cadre de cette étude.

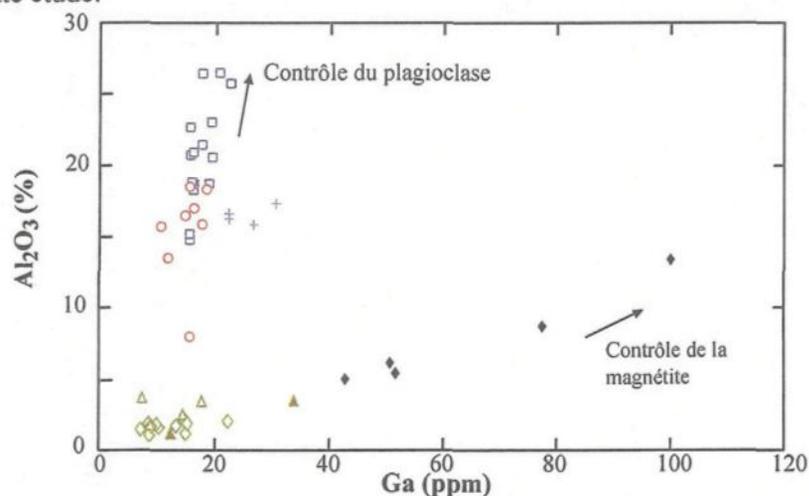


Figure 4.6. Ga (ppm) versus Al_2O_3 (%). Mêmes lithologies que celles de la figure 4.5.

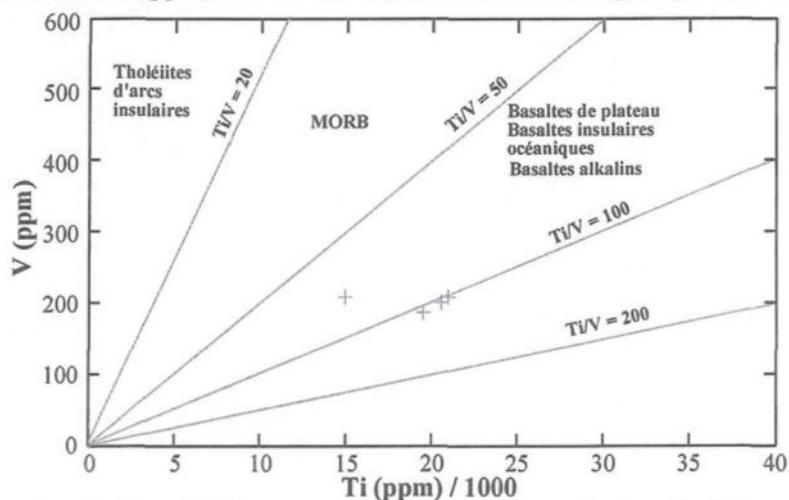


Figure 4.7. Ti (ppm)/1000 versus V (ppm) pour les diorites ferrifères. Limites de Hodder (1985), basé sur les données de Shervais (1982).

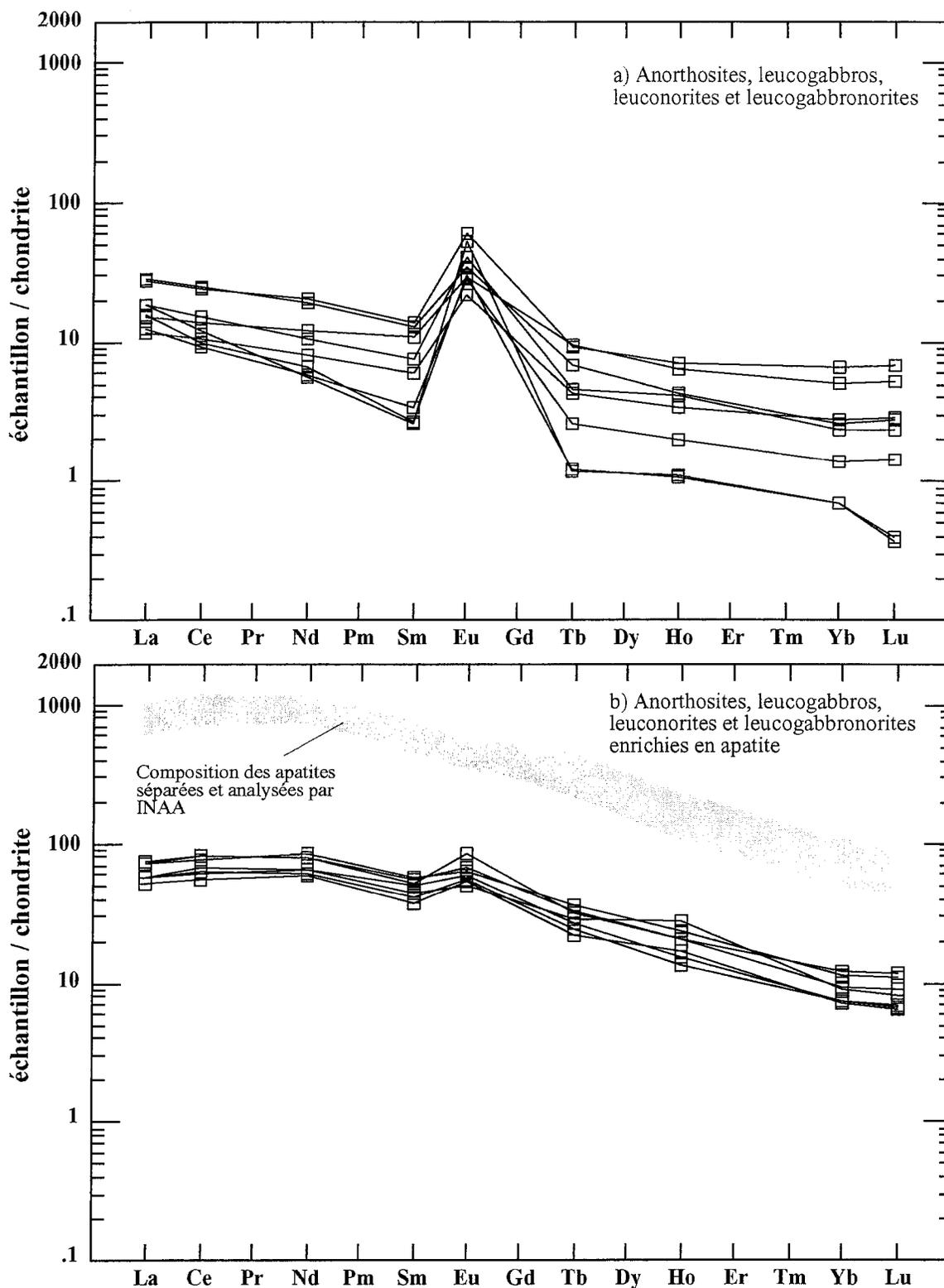


Figure 4.8. Diagrammes d'éléments des terres rares normalisés sur chondrite de Sun et McDonough (1989) pour: **a)** les échantillons de roches anorthositiques contenant peu ou pas d'apatite, et; **b)** les échantillons de roches anorthositiques enrichies en apatite.

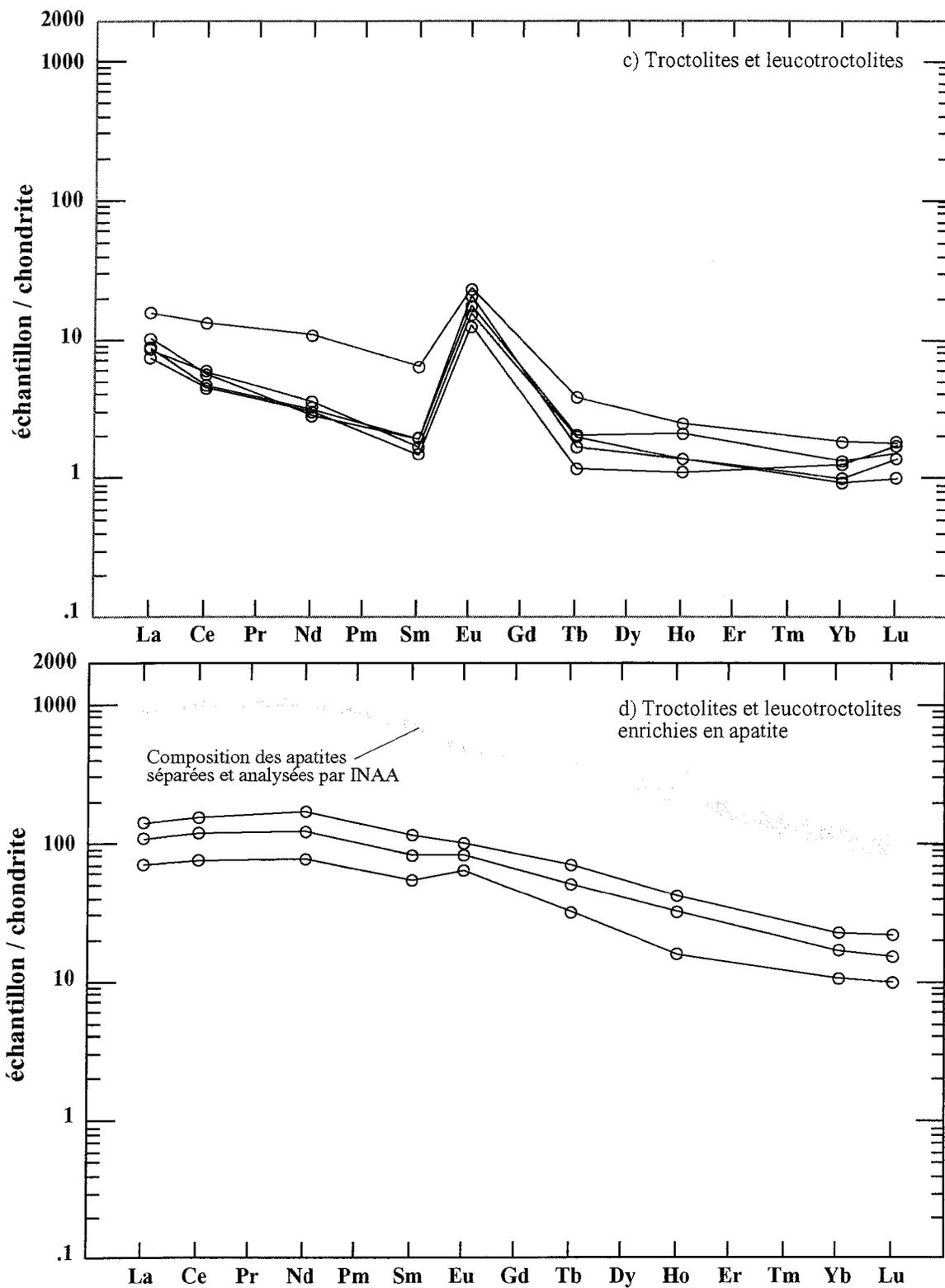


Figure 4.8. (suite) Diagrammes d'éléments des terres rares normalisés sur chondrite de Sun et McDonough (1989) pour: **c)** les échantillons de roches troctolitiques contenant peu ou pas d'apatite, et; **d)** les échantillons de roches troctolitiques enrichies en apatite.

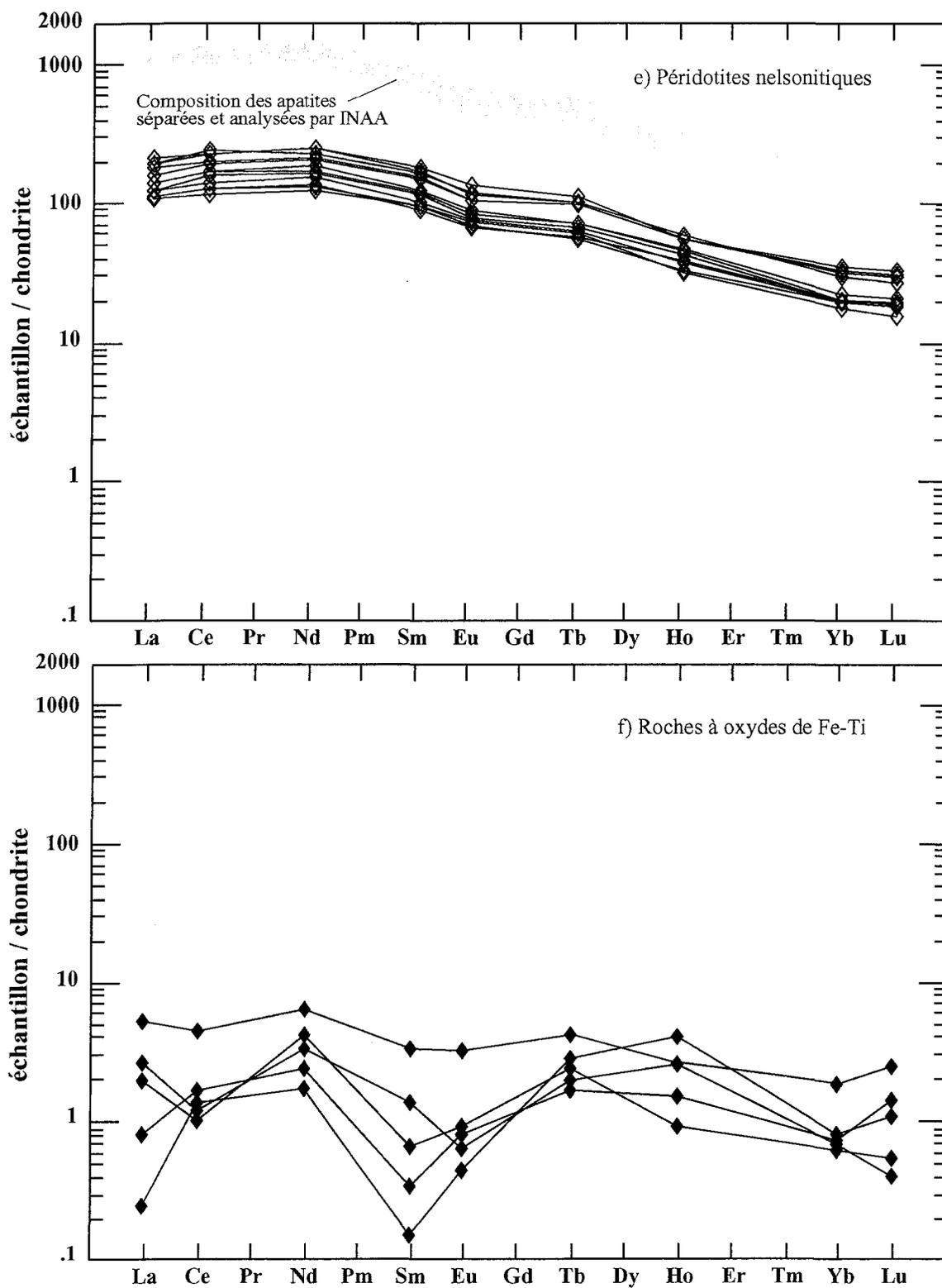


Figure 4.8. (suite) Diagrammes d'éléments des terres rares normalisés sur chondrite de Sun et McDonough (1989) pour: **e)** les péridotites nelsonitiques, et; **f)** les roches à oxydes de Fe-Ti.

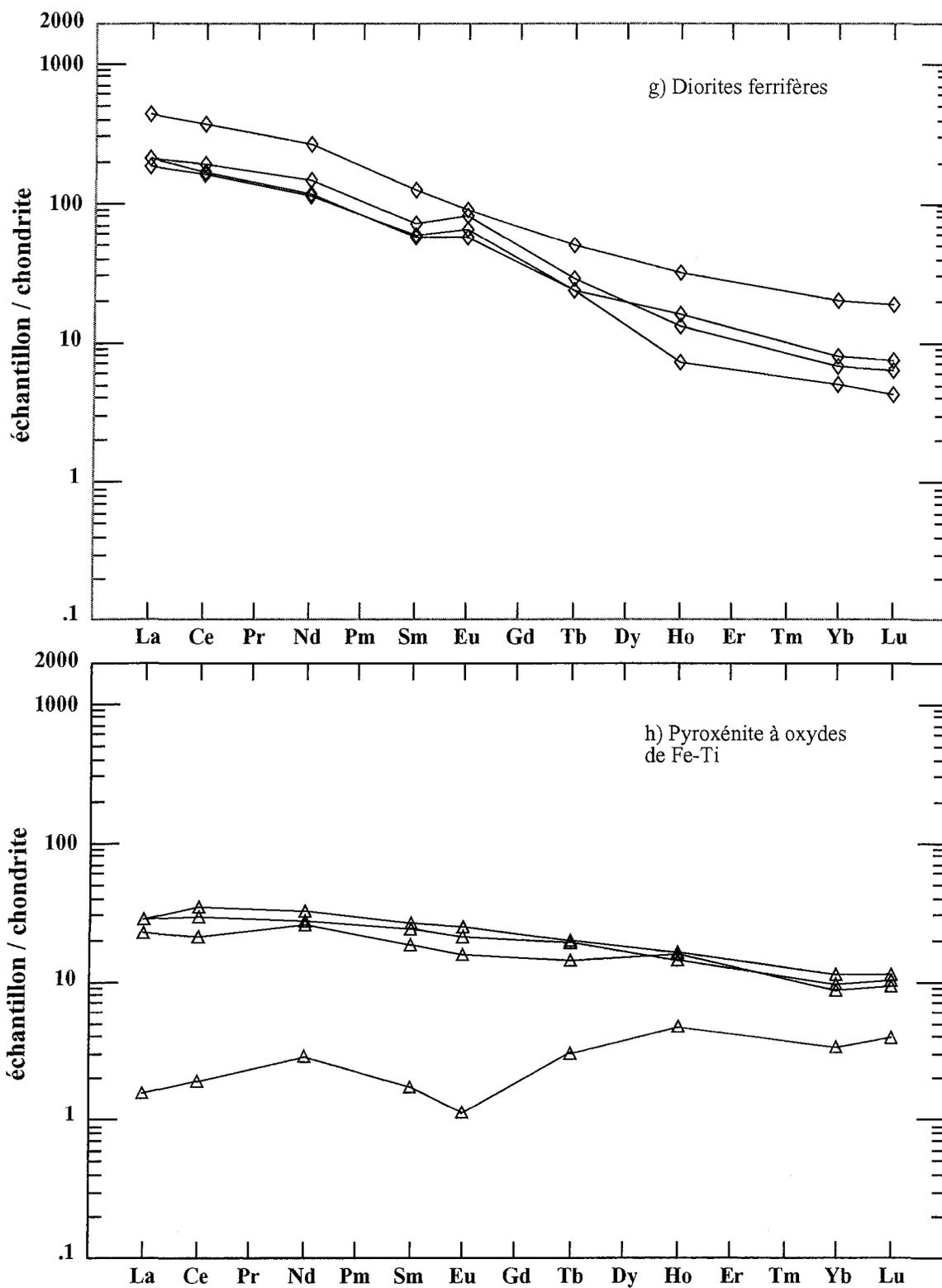


Figure 4.8. (suite) Diagrammes d'éléments des terres rares normalisés sur chondrite de Sun et McDonough (1989) pour: **g)** les diorites ferrifères, et; **h)** les pyroxénites à oxydes de Fe-Ti.

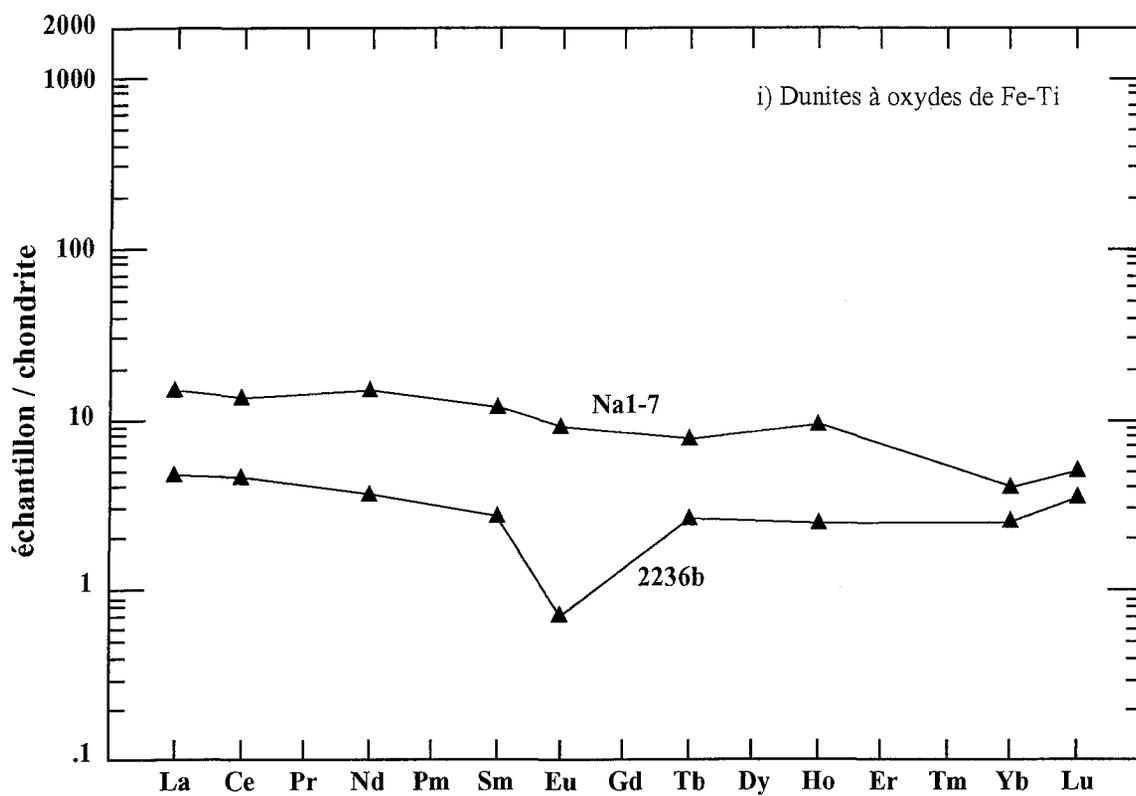


Figure 4.8. (suite) i) Diagrammes d'éléments des terres rares normalisés sur chondrite de Sun et McDonough (1989) pour les dunites à oxydes de Fe-Ti.

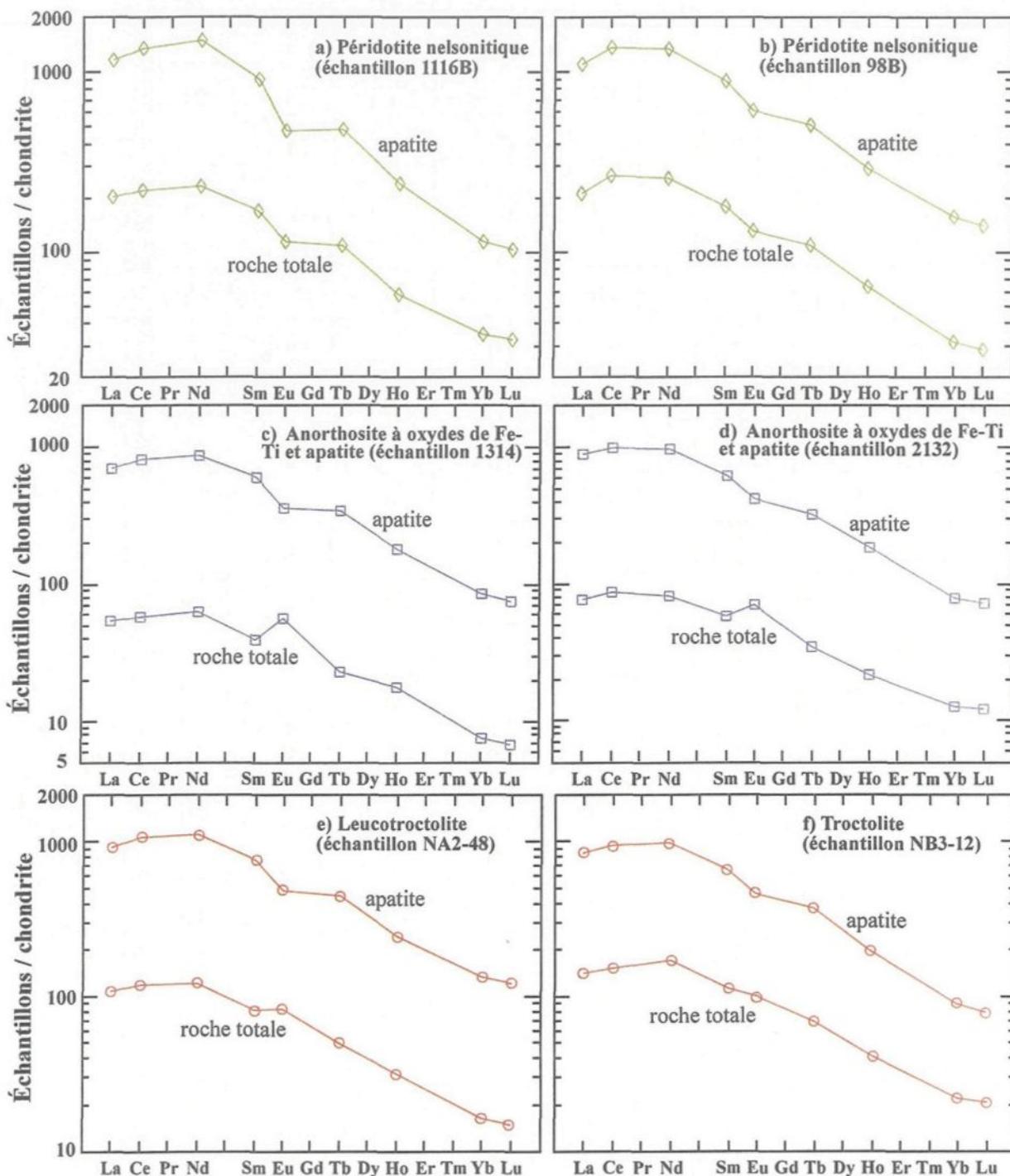


Figure 4.9. Diagrammes montrant le contrôle de l'apatite sur les profils en éléments des terres rares des échantillons de roche totale. Péridotites nelsonitiques (a et b), anorthosites à oxydes de Fe-Ti et apatite (c et d), roches troctolitiques à oxydes de Fe-Ti et apatite (e et f).

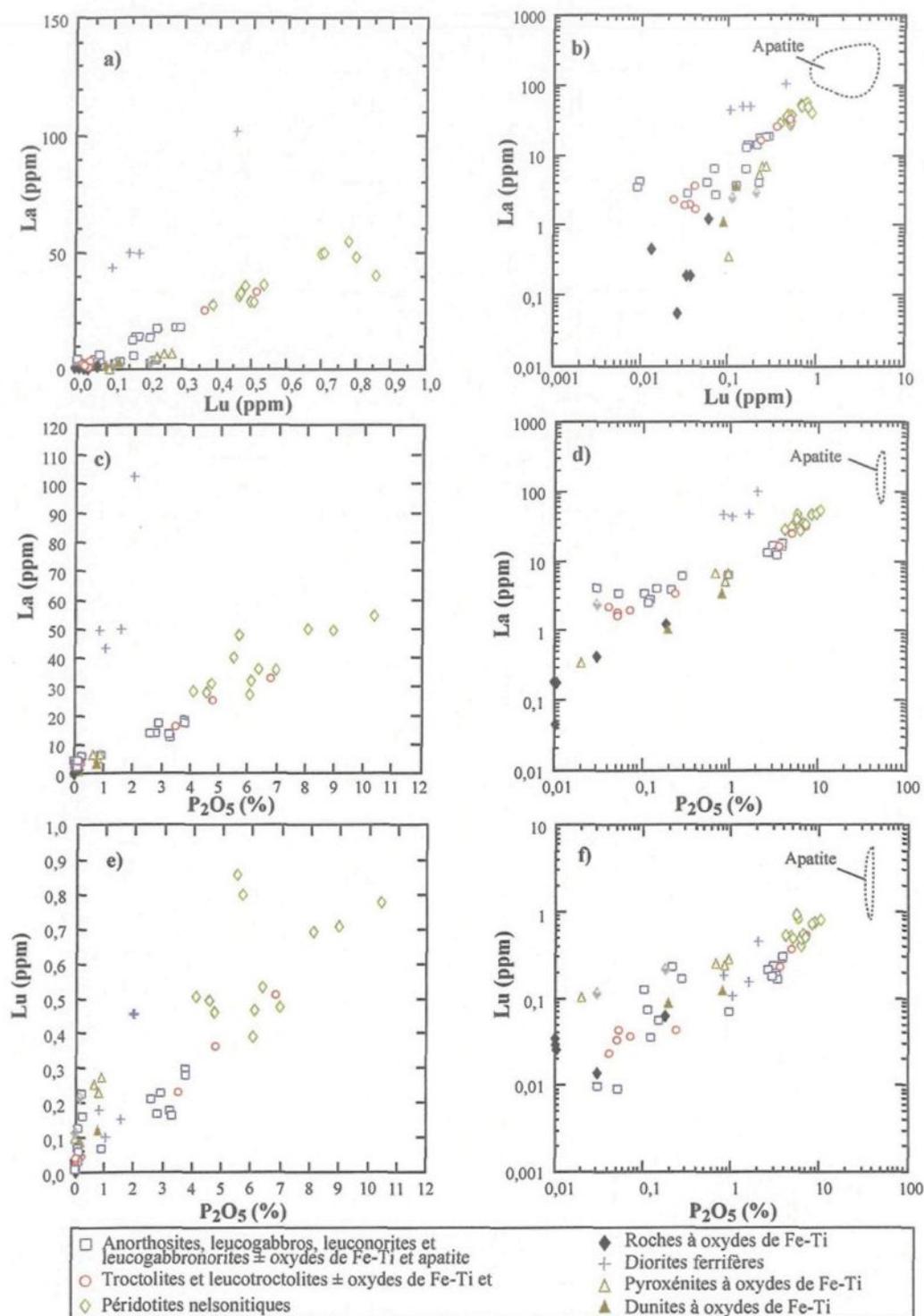


Figure 4.10. Diagrammes montrant le contrôle de l'apatite sur la distribution des ÉTR pour les différentes lithologies répertoriées: **a)** Lu (ppm) versus La (ppm); **b)** Lu (ppm) versus La (ppm) et comparaison avec la composition des apatites séparées et analysées par INAA; **c)** P_2O_5 (%) versus La (ppm); **d)** P_2O_5 (%) versus La (ppm) et comparaison avec la composition des apatites analysées; **e)** P_2O_5 (%) versus Lu (ppm), et; **f)** P_2O_5 (%) versus Lu (ppm) et comparaison avec la composition des apatites analysées.

CHAPITRE V

MODÉLISATION ET DISCUSSION

Le présent chapitre discute des points importants qui découlent de cette étude et tente de répondre aux questions formulées dans la problématique à partir des données pétrographiques et géochimiques obtenues dans le cadre de ce projet et de celles tirées de la littérature portant sur le sujet. Ce chapitre vise aussi à élaborer un modèle de formation des différentes séquences enrichies en ilménite, magnétite et apatite que l'on retrouve dans le secteur d'étude. Finalement, il discute du potentiel économique en Fe-Ti-P du secteur du lac à Paul.

Les études pétrographique et géochimique témoignent du caractère évolué des lithologies échantillonnées. Tous les échantillons et lames minces observés sont variablement enrichies en ilménite, magnétite et apatite et les analyses confirment l'enrichissement en fer, titane et phosphore. De plus, le plagioclase analysé à la microsonde, possède une composition variant de l'oligoclase à l'andésine (An_{28} à An_{50}) et le plagioclase le plus albitique se retrouve dans les diorites ferrifères tandis que le plus anorthique se retrouve dans les roches troctolitiques (figure 3.2). L'olivine (FO_{46} à FO_{64}) est enrichie en fer et en manganèse par rapport au magnésium. La majorité des lithologies sont également enrichie en éléments des terres rares, avec un enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds (figures 4.8). Les ratios $ETR_{légers}/ETR_{lourds}$ sont assez variables pour les

différentes lithologies et sont en fait contrôlés par la présence d'apatite dans les échantillons, exception faite des diorites. Les diorites ferrifères possèdent le ratio $ETR_{\text{légers}}/ETR_{\text{lourds}}$ le plus élevé. Les ratios $La/Lu_{(nc)}$ varient de 1,8 pour les roches anorthositiques à 44,6 pour les diorites.

5.1 FORMATION DES LITHOLOGIES PRINCIPALES

Un des objectifs de cette étude est de déterminer quels sont les processus qui ont dominé lors de la formation des lithologies différenciées et enrichies en Fe-Ti-P de la SALSJ dans le secteur du lac à Paul. La section suivante discute donc des points importants qui ressortent des études pétrographiques et géochimiques par rapport aux processus de cristallisation fractionnée et d'immiscibilité dans les roches échantillonnées dans le cadre de cette étude. De façon générale, et à l'exception des diorites ferrifères, les lithologies répertoriées dans le secteur d'étude représentent des cumulats.

5.1.1 Cristallisation fractionnée

Dans un contexte de suite anorthositique, l'accumulation de cristaux par cristallisation fractionnée est, à prime abord, probablement le processus le plus important dans la formation de la majorité des séquences différenciées du secteur du lac à Paul. Au chapitre 3, l'observation des lames minces polies et l'examen mégascopique des échantillons ont permis d'établir que la majorité des roches étaient formées de cumulats, variant de mésocumulats dans les roches anorthositiques et troctolitiques à adcumulats dans les

péridotites nelsonitiques, dunites, pyroxénites et roches à oxydes de Fe-Ti. Tel que mentionné précédemment, les diorites ferrifères font exception, trois échantillons étant des dykes. Au chapitre 4, la composition des échantillons ainsi que celle des phases minérales principales analysées à la microsonde (plagioclase, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, ilménite, magnétite, spinelle pléonaste et apatite) ont été localisées dans divers systèmes binaires (figures 4.3). Dans presque tous les systèmes binaires utilisés, les échantillons sont bien limités par la composition des phases principales.

5.1.2 Immiscibilité

Le processus d'immiscibilité a depuis longtemps été invoqué, dans différents contextes géologiques, pour expliquer la présence de roches de compositions mafique et silicique qui sont adjacentes. Plusieurs systèmes synthétiques ont ainsi été étudiés (voir Naslund, 1983 et Roedder, 1979). Toutefois, le diagramme pseudo-ternaire dans le système fayalite-leucite-silice (figure 5.1) est actuellement le seul diagramme permettant d'illustrer les champs d'immiscibilité possibles de basses températures dans des systèmes silicatés (Roedder, 1979; Roedder, 1951; Weiblen et Roedder, 1973). Les champs d'immiscibilité de basse température (Weiblein et Roedder, 1973) y sont localisés ainsi que la composition géochimique des échantillons de cette étude. La majorité des échantillons ne sont pas localisés à proximité des marges de ces champs, à l'exception d'un échantillon de pyroxénite et d'un autre de leucogabbronorite. Cependant, ces échantillons ne représentent pas des liquides, il s'agit plutôt de cumulats (voir description pétrographique du chapitre 3).

Toutefois, cela n'est pas concluant en soi étant donné que plusieurs variables ne sont pas contraintes dans ce système.

Dans le contexte de l'immiscibilité de roches enrichies en Fe-Ti-P, Philpotts (1967) a démontré la possibilité de former un magma eutectique immiscible composé (sur une base volumique) de 2/3 de magnétite et 1/3 d'apatite à partir d'un bain silicaté de composition dioritique (voir problématique; figure 1.5). Cependant, cette expérience s'est déroulée à une pression de 1 atmosphère ($fO_2 = 0,21 \text{ atm}$) et à des températures magmatiques raisonnables mais peu réalistes (1420°C) pour des roches plutoniques. Du point de vue expérimental, une partie de la complexité du problème réside dans l'incertitude quant à l'effet (ou aux effets) du phosphore et du titane dans les magmas. Philpotts (1967) a démontré que le phosphore jouait un rôle important en abaissant la température de fusion des liquides enrichis en Fe-Ti-P et en augmentant la solubilité des oxydes dans le liquide silicaté, empêchant ainsi la saturation en minéraux de Fe-Ti. Visser et van Groos (1979) ont étudié les effets du P_2O_5 et du TiO_2 dans le système fayalite-leucite-silice (voir ci-haut), et ils ont découvert que l'ajout de ces deux éléments augmentaient la superficie des champs d'immiscibilité. Naslund (1983) a découvert expérimentalement que l'ajout de P_2O_5 et TiO_2 au système $KAlSi_3O_8\text{-FeO-Fe}_2O_3\text{-SiO}_2$, semble élargir les champs hypothétiques d'immiscibilité. Il a également observé, dans ce même système, que l'augmentation de la fugacité d'oxygène augmente les champs d'immiscibilité (figure 5.2), que le processus d'immiscibilité (à une fugacité d'oxygène raisonnable) est possible pour des magmas composés de plus de 55 % SiO_2 (figure 5.2) et que l'immiscibilité est plus probable dans

des systèmes enrichis en fer total, TiO_2 et P_2O_5 et avec un ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ élevé. Présentement, l'argument le plus important contre l'hypothèse d'immiscibilité est le manque de données expérimentales supportant ce processus dans des conditions géologiques réalistes. Le consensus semble être que l'immiscibilité, si possible, se produirait dans un magma fortement enrichi en Fe-Ti-P. Toutefois, selon certaines données expérimentales disponibles (Vander Auwera et Longhi, 1994; Toplis et Carroll, 1996), l'arrivée de l'apatite et des oxydes de Fe-Ti sur le liquidus limite cet enrichissement en Fe-Ti-P. Vander Auwera et Longhi (1994) ont déterminé que pour un magma jotunitique, l'ilménite cristallise après la cristallisation du plagioclase, en raison du pourcentage élevé en TiO_2 du magma. Ceci a pour effet de limiter la composition du magma résiduel en FeO à environ 18 % et en TiO_2 à environ 4,7 % (pour une pression de 5 kbar). La cristallisation subséquente de l'apatite limite le P_2O_5 à 2,5 % (toujours pour une pression de 5 kbar). Et selon les études expérimentales de Toplis et Carroll (1996) sur la différenciation d'un ferrobasilte, l'enrichissement maximum observé du magma est d'un peu moins de 20 % FeO, ce qui correspond en fait à la composition maximale observée dans des verres volcaniques (Brooks *et al.*, 1991). Il est à noter que dans le contexte du secteur d'étude et selon les études expérimentales de Naslund (1983), les diorites ferrifères ne sont pas de bonnes candidates pour le processus d'immiscibilité (si l'on considère qu'elles représentent la composition du magma parental des séquences différenciées du secteur). En effet, leur composition en SiO_2 , variant de 44 à 50 %, est inférieure à la composition minimum de 55% SiO_2 observée expérimentalement (voir figure 5.2).

5.1.3 Formation des roches anorthositiques et troctolitiques

L'observation pétrographique a permis d'établir que les roches anorthositiques et troctolitiques sont des mésocumulats. Dans les roches anorthositiques, on remarque que les mafiques, les oxydes de Fe-Ti, l'apatite et les minéraux hydratés (biotite et amphibole) ont une distribution interstitielle aux mégacristaux de plagioclase. La biotite et les autres minéraux hydratés peuvent avoir cristallisé suite à la réaction entre le liquide interstitiel et les cumulats de plagioclase. La composition du liquide interstitiel n'est pas connue mais si un tel liquide possède une composition semblable à celle des diorites ferrifères par exemple, on remarque sur le diagramme de SiO_2 versus K_2O que les roches anorthositiques contiendraient entre 10 et 40 % de liquide interstitiel (figure 4.3.i). Pour leur part, l'ilménite et la magnétite pourraient représenter une phase cumulat, leur distribution interstitielle pouvant être expliquée par leur forte capacité de migration en réponse à la déformation (Duchesne, 1996; Paludan *et al.*, 1994).

Les roches troctolitiques sont assez semblables aux roches anorthositiques et semblent également être le produit de l'accumulation de cristaux par cristallisation fractionnée. Le plagioclase et l'olivine représentent la phase cumulat. La biotite et les amphiboles se retrouvent dans des textures en coronites entre l'olivine et le plagioclase. Tel que discuté à la section 3.11.1, ce type de coronite représente en fait une réaction subsolidus de déséquilibre entre l'olivine et le plagioclase en présence d'eau et il se forme lors du refroidissement subsolidus du magma à pression relativement élevée (Mongkoltip et Ashworth 1983; Griffin et Heier 1973; Gardner et Robins 1974). Sur la figure 4.3.i, on peut

observer que si la composition du liquide interstitiel est semblable à la composition des diorites ferrifères, les roches troctolitiques possèdent alors entre 10 et 30 % liquide interstitiel.

5.1.4 Formation des péridotites nelsonitiques

Les péridotites nelsonitiques sont enrichies en Fe-Ti-P et représentent les roches les plus enrichies en apatite du secteur d'étude. Elles possèdent une minéralogie particulière: une phase silicatée (olivine et/ou pyroxènes), apatite, ilménite et magnétite. On y observe également un peu de spinelle de type pléonaste. Il est à noter qu'elles ne possèdent pas de plagioclase. La nature de la phase silicatée dépend probablement de l'activité de la silice dans le magma en équilibre. Un magma plus enrichi en silice va cristalliser du pyroxène alors qu'un magma moins enrichi devrait cristalliser de l'olivine. La prédominance de l'olivine suggère que l'activité de la silice dans le magma était plus proche de celle de l'olivine. Les figures 5.3 et 5.4 présentent la composition des péridotites nelsonitiques en terme de leurs composantes principales. La figure 5.3 présente la composition modale de la phase nelsonitique dans le système ternaire magnétite-ilménite-apatite. La composition de d'autres nelsonites sont présentées aux fins de comparaison. On remarque que la composition modale de la phase nelsonitique est moyennement variable et qu'elle est proche de la composition de deux tiers oxydes de Fe-Ti et un tiers apatite. La figure 5.4 présente également la composition modale des péridotites nelsonitiques dans un système ternaire mais en terme de phase silicatée, oxydes de Fe-Ti et apatite. Le champ des compositions des OAGN (Oxide-Apatite-GabbroNorite) de l'Anorthosite de Labrieville

(Owens, et Dymek, 1992) est également présenté sur le diagramme. On remarque que les échantillons de péridotite de cette étude et les OAGN possèdent une composition modale similaire. Sur le terrain, on observe que les péridotites nelsonitiques sont en contact net avec des roches anorthositiques et troctolitiques. Considérant leur enrichissement de Fe-Ti-P et leur minéralogie particulière, le processus d'immiscibilité semble donc à prime abord attrayant pour expliquer l'origine de ces roches particulières. Néanmoins, la discussion quant à leur origine nous astreint à considérer quatre possibilités:

- 1) elles représentent des cumulats (cristallisation fractionnée).
- 2) elles représentent un liquide, résiduel ou immiscible.
- 3) les silicates sont d'origine xénocristique et la phase nelsonitique représente un liquide.
- 4) elles ont cristallisé à partir d'un liquide immiscible (immiscibilité suivie de cristallisation fractionnée).

Contrairement aux roches anorthositiques et troctolitiques, le processus de cristallisation fractionnée pour la formation des péridotites nelsonitiques n'est pas aussi attrayant en raison de l'absence de plagioclase dans ces roches. En lame mince, on observe que les péridotites sont passablement déformées et moyennement recristallisées. Les cristaux d'olivine et d'apatite "baignent" dans une matrice essentiellement composée d'ilménite et de magnétite formant des jonctions triples (section 3.3).

Un des arguments en faveur de l'immiscibilité est la présence d'un hiatus compositionnel dans la série d'échantillons. Un tel hiatus est observé dans les diagrammes binaires (figures

4.3) ainsi que dans le diagramme pseudo-ternaire du système fayalite-leucite-silice (Roedder, 1979; Roedder, 1951; Weiblen et Roedder 1973) (figure 5.1) pour les échantillons sélectionnés dans le cadre de cette étude, particulièrement entre les roches anorthositiques-troctolitiques et les péridotites nelsonitiques. Cet hiatus est également observé au niveau pétrographique et sur le terrain où aucune lithologie semblant représenter la transition entre les roches anorthositiques et les péridotites nelsonitiques n'a été identifiée. Mis à part un grain de plagioclase observé dans la lame mince de l'échantillon 1116B, le plagioclase est complètement absent des péridotites nelsonitiques. Il n'y a donc pas de roches possédant un enrichissement en Fe-Ti-P similaire à celui des péridotites nelsonitiques et contenant également du plagioclase.

La composition particulière des péridotites nelsonitiques échantillonnées dans le secteur du lac à Paul ne semblent pas, selon la littérature, avoir été fréquemment observée dans d'autres suites anorthositiques. Lorsque présentes, elles sont parfois référées sous le terme de "nelsonites impures". Toutefois, des roches similaires sont observées dans une ferrodiorite litée associée à l'anorthosite de San Gabriel en Californie. Ces roches sont composées d'olivine, de magnétite, d'ilménite et d'apatite. Il est à noter que des nelsonites au vrai sens du terme, c'est-à-dire des roches composées essentiellement d'oxydes de Fe-Ti et d'apatite, n'ont pas été observées ni sur le terrain ni en forage dans le secteur du lac à Paul. Les roches mentionnées ci-haut et associées à l'Anorthosite de San Gabriel ont été interprétées par Force (1991) comme résultant d'un liquide immiscible nelsonitique (apatite, ilménite, magnétite) entourant des cumulats d'olivine (possibilité trois, voir ci-haut). Cette

hypothèse est corroborée par la température de formation plus élevée de l'olivine par rapport à l'apatite, l'ilménite et la magnétite. Les échantillons de péridotite analysés dans le secteur du lac à Paul sont assez homogènes en ce qui a trait à la proportion en silicates observée (figure 5.4). De plus, tel que mentionné précédemment, les péridotites possèdent une bonne distribution à la grandeur du secteur. La présence d'olivine et de pyroxène dans ces roches n'est donc pas, à priori, interprétée comme étant d'origine xénocristique.

5.1.5 Formation des roches à oxydes de Fe-Ti

Les roches à oxydes de Fe-Ti ne possèdent pas une large distribution à travers le secteur d'étude. Malgré leur faible distribution, elles ont été échantillonnées car elles représentaient les roches les plus enrichies en oxydes de Fe-Ti. Les diagrammes de la figure 4.3 ont montré que, minéralogiquement et géochimiquement, ces roches sont formées presque entièrement d'ilménite, de magnétite et de spinelle alumineux avec de faibles proportions de phases minérales accessoires. Sur le terrain (figure 2.2), elles sont toujours associées à des zones de déformation, soit locales ou régionales ou à des zones de contact entre les différentes lithologies. Paludan *et al.* (1994) et Duchesne (1996) ont démontré que les oxydes de Fe-Ti migrent facilement vers des zones de basse pression en réponse à la déformation. Ce faciès est donc interprété comme résultant de la migration et de la recristallisation locale de l'ilménite et de la magnétite vers des zones de basse pression lors de la mise en place ou lors de la déformation du massif.

5.1.6 Formation des diorites ferrifères

Les diorites ferrifères sont, du point de vue pétrographique et géochimique, différentes des autres lithologies échantillonnées. Elles ont été échantillonnées car elles représentaient les seuls liquides observés dans le secteur du lac à Paul. Pour l'affleurement 1089, le contact entre les diorites et les autres lithologies n'a pu être observé (des anorthosites enrichies en oxydes de Fe-Ti et apatite et des péridotites nelsonitiques sont observées au sud), les affleurements autour de l'affleurement 1089 étant de très mauvaise qualité. Pour l'affleurement 1194 (localisé dans la partie sud-ouest du secteur), la diorite 1194B forme un dyke intrusif dans une anorthosite moyennement déformée. Cette anorthosite ne démontre pas d'enrichissement en oxydes de Fe-Ti et apatite par rapport aux anorthosites localisées plus à l'est et échantillonnées dans le cadre de cette étude. Donc la nature du contact entre les roches différenciées et enrichies en Fe-Ti-P du secteur du lac à Paul et les diorites ferrifères n'a pu être observé.

Pétrographiquement, les diorites ne possèdent pas l'enrichissement en apatite caractéristique de la majorité des autres lithologies. La présence d'hémo-ilménite au lieu d'ilménite dans les diorites ferrifères comparé aux autres lithologies étudiées dans le secteur du lac à Paul suggère, soit des conditions oxydantes plus élevées du magma, soit une différence dans la composition du magma lui-même. Les profils en ÉTR des diorites ferrifères montrent un enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds plus important que dans les autres lithologies. La distribution des ÉTR dans les autres lithologies est, d'une façon prédominante, contrôlée par l'apatite. Cependant, les diorites

ferrifères possèdent quelques similarités avec les autres lithologies échantillonnées, dont un enrichissement en fer, titane et phosphore, par rapport à un basalte de plateau par exemple. Les diorites ferrifères échantillonnées dans le secteur du lac à Paul représentent donc des liquides provenant probablement de la croûte inférieure et possiblement associés aux roches enrichies en Fe-Ti-P observées dans le secteur.

5.1.7 Formation des pyroxénites et des dunites à oxydes de Fe-Ti

Les pyroxénites et les dunites à oxydes de Fe-Ti représentent des mésocumulats d'olivine et/ou de pyroxène. Ils sont donc interprétés comme étant le produit de la cristallisation fractionnée de ces minéraux et des oxydes de Fe-Ti.

En résumé, le mécanisme principal responsable pour la formation des lithologies observées dans le secteur du lac à Paul et faisant partie de la SALSJ est la cristallisation fractionnée. Pour l'instant, le mécanisme, souvent très populaire, d'immiscibilité ne peut être mis de côté et mérite d'être retenu.

5.2 COMPOSITION DU MAGMA PARENTAL

Un des objectifs de cette étude est de circonscrire la composition du magma parental des suites différenciées et enrichies en Fe-Ti-P que l'on retrouve dans le secteur du lac à Paul. La composition des apatites séparées et analysées par INAA ainsi que différents coefficients de partition ont donc été utilisés afin de calculer la composition du liquide en équilibre avec ces minéraux.

5.2.1 Modélisation en utilisant la composition des apatites

Les profils en ÉTR des apatites du secteur du lac à Paul sont comparés avec les profils d'apatites provenant de d'autres anorthosites et complexes anorthositiques (figure 5.5). Les apatites du lac à Paul possèdent des concentrations en ÉTR similaires à celles du Labrieville (Dymek et Owens, 2001) et des moins enrichies du Rogaland (Roelandts et Duchesne, 1979; Duchesne, 1999). Elles sont légèrement moins enrichies en ÉTR que les apatites de Saint-Urbain et de Roseland (Dymek et Owens, 2001). Finalement, elles sont nettement moins enrichies en ÉTR que les apatites les plus enrichies du Rogaland (Duchesne, 1999).

Dans le contexte des unités échantillonnées dans le secteur d'étude, il est difficile de calculer la composition des liquides en équilibre à cause du manque de données en ce qui a trait au niveau du métamorphisme atteint par les roches dans la région. Si l'immiscibilité a joué un rôle dans la formation des roches enrichies en Fe-Ti-P, cela est encore plus problématique étant donné qu'il n'existe aucune donnée sur les coefficients de partition à partir d'un magma immiscible avec une composition enrichie en Fe-Ti-P. Néanmoins, la modélisation suivante a été faite à partir des concentrations en éléments des terres rares analysées dans les apatites par activation neutronique. Les ÉTR sont des éléments généralement immobiles et ils sont aussi fortement enrichis dans les apatites. Les apatites ont été séparées selon la méthode décrite au début du chapitre 3 et proviennent de quatre lithologies différentes: 1) les anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite (six échantillons), 2) les troctolites et leucotroctolites ± oxydes

de Fe-Ti et apatite (deux échantillons), 3) les péridotites nelsonitiques (sept échantillons) et 4) un échantillon d'orthopyroxénite à oxydes de Fe-Ti (échantillon MAN4-69). En tout, seize échantillons d'apatites séparés ont été analysés par INAA. Les résultats de ces analyses se retrouvent au tableau 3.11.

Le coefficient de partition d'un élément est donné par l'équation suivante:

$$D_{\text{élément}} = C_{\text{minéral}} / C_{\text{magma parental}}$$

où $D_{\text{élément}}$ est le coefficient de partition, $C_{\text{minéral}}$ représente la concentration de l'élément dans le minéral et $C_{\text{magma parental}}$ la concentration dans le magma en équilibre avec le minéral.

Donc, $C_{\text{magma parental}} = C_{\text{minéral}} / D_{\text{élément}}$. Il est à noter que les profils dépendent et de la concentration du magma parental en ÉTR pour chacune des lithologies (inconnu), des coefficients de partition et de la disponibilité des éléments (facteur R, inconnu également).

Quatre séries de coefficients de partition ont été utilisés: ceux de Fujimaki (1986), Vander Auwera *et al.* (1998), Paster *et al.* (1974) et Roelandts et Duchesne (1979). Pour le Tb et l'Ho de Fujimaki, les coefficients de partition calculés dans Vander Auwera *et al.* (1998) ont été utilisés. Les coefficients de partition de Fujimaki (1986) et de Paster *et al.* (1974), ont été obtenus expérimentalement en utilisant une composition andésitique (pour Fujimaki, 1986) et basaltique (pour Paster *et al.*, 1976). Pour Vander Auwera *et al.* (1998) et Roelandts et Duchesne (1979), les coefficients de partition ont été calculés dans un contexte géologique de complexe AMCG, similaire au contexte de cette étude. Dans le cas de Vander Auwera *et al.* (1998), les coefficients de partition ont été calculés à partir de la

composition en ÉTR d'apatites séparées et d'échantillons représentant des liquides et correspondant à l'arrivée de l'apatite sur le liquidus dans l'évolution d'un magma jotunitique. Les coefficients de partition de Roelandts et Duchesne (1979) ont été calculés pour l'intrusion de Bjerkreim-Sokndal. Les coefficients de partition utilisés sont présentés au tableau 3.19.

Les résultats des calculs sont présentés à figure 5.6. Il est à noter que lorsque toutes les compositions en équilibre calculées sont superposées, elles couvrent un large champ compositionnel. De la figure 5.6.a à 5.6.d, les profils calculés deviennent plus enrichis en ÉTR. Par exemple les magmas parentaux calculés avec les coefficients de Vander Auwera *et al.* (1998) sont plus enrichis en ÉTR que les magmas calculés avec les coefficients de partition de Fujimaki (1986), etc. Il est intéressant de noter que les profils obtenus avec des coefficients obtenus expérimentalement (Fujimaki, 1986; Paster *et al.*, 1974) sont similaires aux profils obtenus à partir de coefficients obtenus dans un contexte de suite AMCG (Roelandts et Duchesne, 1979; Vander Auwera *et al.*, 1998). Avec les coefficients de partition de Fujimaki (1986), Vander Auwera *et al.* (1998) et Paster *et al.* (1974), les profils possèdent une légère anomalie positive en Eu alors qu'avec ceux de Roelandts et Duchesne (1979), on remarque une légère anomalie négative. D'une façon générale, les quatre séries de profils d'ÉTR possèdent à peu près la même pente (i.e. le même enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds).

Les profils calculés à partir de la composition des apatites séparées et analysées par INAA et les quatre séries de coefficients présentés ci-dessus ont ensuite été comparés avec la composition des diorites ferrifères échantillonnées dans le cadre de cette étude ainsi qu'avec diverses compositions jotunitiques et basaltiques (figure 5.7). Pour les figures 5.7.a à 5.7.g. les compositions magmatiques calculées avec les coefficients de Roelandts et Duchesne (1979) ont été utilisées. Les profils d'ÉTR des diorites échantillonnées dans le secteur du lac à Paul démontrent un enrichissement en ÉTR légers plus important que les profils d'ÉTR calculés des magmas en équilibre (figure 5.7.a). Cependant, la composition en ÉTR en équilibre calculée est similaire à la composition en ÉTR des jotunitites du Labrieville, de Morin et de Saint-Urbain (Owens *et al.*, 1993) ainsi qu'à celle des jotunitites évoluées (Vander Auwera *et al.*, 1998; Wilmart *et al.*, 1989) et primitives (Vander Auwera *et al.*, 1998; Duchesne *et al.*, 1974; Duchesne et Hertogen, 1988) du Rogaland. Les ferrodiorites de Laramie couvrent un grand champ compositionnel (Mitchell *et al.*, 1996) et les magmas calculés se superposent avec les membres les plus évolués. Pour les figures 5.7 h à j), les magmas calculés ont été comparés avec des compositions plus basaltiques. Sur les figures 5.7.h et 5.7.j, les compositions parentales calculées avec les coefficients de partition de Fujimaki (1986) ont été utilisées alors que pour la figure 5.7.i, les coefficients de Roeldandts et Duchesne (1979). À part la composition moyenne du Kiglapait (Nolan et Morse, 1986; Scoates et Mitchell, 2000; Morse et Nolan, 1985; figure 5.7.j), les magmas en équilibre calculés se comparent également bien avec les compositions basaltiques du Laramie (Mitchell *et al.*, 1995) et des Adirondacks (Olson, 1992).

Cette modélisation demeure un exercice avec ses limites propres discutées ci-dessus et non la moindre étant l'incertitude concernant la valeur des coefficients de partition. Toutefois, il ressort qu'en utilisant des coefficients de partition ÉTR/apatite obtenus 1) expérimentalement, et; 2) dans un contexte de complexe AMCG, les compositions magmatiques en équilibre calculées à partir des apatites provenant de quatre lithologies distinctes possèdent des compositions géologiquement semblables à des roches (jotunitiques et basaltiques) que l'on retrouve associées à des suites anorthositiques.

5.2.2 Modélisation avec Pelé

Le logiciel Pelé a été programmé par A.E. Boudreault (copyright Université de Duke 1998-2003) à partir du logiciel Java MELTS (Ghiorso *et al.*, 1994) qui est lui-même basé sur les algorithmes et données de Ghiorso et Carmichael (1985) et de Ghiorso et Sack (1995). Dans le cadre de cette étude, Pelé a été utilisé afin de vérifier si, au point de vue thermodynamique, les lithologies principales échantillonnées et variablement enrichies en Fe-Ti±P peuvent être produites par cristallisation fractionnée à partir de magmas de compositions jotunitiques (ou dioritiques).

Dans la section précédente, les magmas parentaux calculés à partir des apatites ont été comparés aux diorites ferrifères que l'on retrouve dans le secteur d'étude ainsi qu'à divers types de magmas jotunitiques et basaltiques invoqués comme étant des magmas parentaux possibles des massifs anorthositiques. La modélisation avec Pelé fait suite à ce travail.

Trois compositions magmatiques ont été utilisées comme composition initiale: 1) la composition du dyke de diorite 1089D, échantillonnée dans le cadre de cette étude (les diorites sont pour l'instant les seuls liquides que l'ont retrouvent dans le secteur d'étude), 2) la moyenne compositionnelle de quatre échantillons de jotunite du Labrieville (Owens *et al.*, 1993), à cause de la proximité du complexe de Labrieville au secteur d'étude (figure 2.1) et 3) les jotunites évoluées du Rogaland (Vander Auwera *et al.*, 1998; Wilmart *et al.*, 1989).

Pour les modélisations, les paramètres suivant ont été utilisés: 1) cristallisation à l'équilibre, 2) conditions isobariques à 5 kbar, 3) fugacité d'oxygène au QFM-1 (à cause de l'abondance de l'ilménite versus la magnétite), 4) 0,10 % de H₂O et 5) cristallisation de l'hémo-ilménite comme oxyde rhomboédrique. Les figures 5.9 illustrent les résultats obtenus avec les trois compositions sélectionnées.

En utilisant la composition de la diorite 1089D, l'apatite arrive sur le liquidus à 1030⁰C après l'olivine, le plagioclase, le clinopyroxène, la magnétite et l'hémo-ilménite (figure 5.9.a). La composition de l'olivine (Fo₅₈), du plagioclase (An₄₁) et du clinopyroxène (Di₇₄) est similaire à la composition des minéraux analysés à la microsonde et que l'on retrouve dans les lithologies échantillonnées. Les proportions obtenues sont également similaires à celles observées. La magnétite arrive sur le liquidus avant l'hémo-ilménite et elle est beaucoup plus enrichie en ulvöspinelle que la magnétite du secteur (Usp₆₆) alors que l'hémo-ilménite (Ilm₉₆) est similaire à l'ilménite analysée dans le cadre de cette étude. Le

ratio ilménite/magnétite de 1,3 est similaire à celui observé dans les roches du secteur d'étude.

La composition moyenne des quatre échantillons de jotunites provenant du complexe du Labrieville cristallise tous les minéraux que l'on retrouve dans le secteur d'étude (voir figure 5.9.b): l'olivine (Fo₃₅), le plagioclase (An₃₅), le clinopyroxène (Di₆₃), l'orthoenstatite (En₅₄), la magnétite (USP₇₄), l'ilménite (Ilm₉₇) et l'apatite. Les proportions obtenues sont également similaires à celles observées. Le clinopyroxène et l'orthoenstatite sont produites après la cristallisation des oxydes de Fe-Ti et de l'apatite par résorption de l'olivine. L'olivine est légèrement plus fayalitique que celle que l'on retrouve dans le secteur du Lac à Paul alors que la magnétite est toujours beaucoup plus enrichie en ulvöspinelle que la magnétite analysée dans le secteur d'étude. Tel que pour l'échantillon de diorite 1089D, la magnétite arrive sur le liquidus avant l'ilménite et l'apatite commence à cristalliser lorsque le magma atteint une température de 1055⁰C. Le ratio ilménite/magnétite varie énormément avec la température.

Selon Vander Auwera *et al.* (1998), dans la Province du Rogaland l'apatite arrive sur le liquidus lorsque le magma possède la composition d'une jotunite évoluée. La modélisation avec Pelé a donc été effectuée en utilisant la composition moyenne de six échantillons de jotunites évoluées provenant de la Province du Rogaland (Vander Auwera *et al.*, 1998; Wilmart *et al.*, 1989). Cette composition cristallise également la majorité des minéraux observés dans le secteur d'étude (voir figure 5.9.c): l'olivine (Fo₂₉), le plagioclase (An₃₅), le

clinopyroxène (Di_{60}), l'ilménite (Ilm_{97}), la magnétite (USP_{74}), et l'apatite. Les proportions obtenues sont également similaires à celles observées. L'orthoenstatite (En_{42}) ne cristallise que lorsque que le magma atteint la température de $981^{\circ}C$. L'olivine est plus fayalitique que celle que l'on retrouve dans le secteur du lac à Paul alors que la magnétite est toujours plus enrichie en ulvöspinelle que la magnétite analysée dans le secteur d'étude. L'apatite commence à cristalliser lorsque le magma atteint une température de $1071^{\circ}C$. Contrairement aux deux modélisations précédentes, c'est l'hémo-ilménite qui arrive sur le liquidus avant la magnétite.

Selon Toplis et Carroll (1996), la cristallisation des oxydes de Fe-Ti n'est pas bien prédit par le logiciel Pelé. Ces auteurs ont effectué des études expérimentales sur la cristallisation d'un ferrobasilte à différentes fugacités d'oxygène. Les résultats de deux expériences effectuées à QFM-1 et ayant cristallisées de la magnétite et de l'ilménite (phases que l'on retrouve dans le secteur) sont donc inclus à la figure 5.10. Tel que pour Pelé, la magnétite cristallisée est trop enrichie en TiO_2 (i.e. en ulvöspinelle) alors que l'ilménite est similaire à la composition de l'ilménite du secteur. Il est à noter que le pourcentage de magnétite cristallisée est très faible correspondant à moins de 1%.

Il est à noter que les modélisations avec n'a pu générer la composition particulière des péridotites nelsonitiques. Plus précisément, la composition de roches composées d'olivine et/ou pyroxènes et enrichies en apatite, ilménite et magnétite mais ne comprenant pas de plagioclase n'a pu être généré. De plus, lors de ces mêmes modélisations, la température de

formation de l'olivine de composition Fo₅₅ (composition moyenne des olivines analysées dans les péridotites) est plus élevée que la température de formation de l'apatite, de l'ilménite et de la magnétite. Les différences dépendent en grande partie de la composition initiale utilisée. Par exemple, une des modélisations avec les jotunités du Labrieville donne une température de formation pour l'olivine Fo₅₄ d'environ 1125⁰C et des températures de 1075⁰C pour la magnétite, de 1065⁰C pour l'ilménite de d'environ 1055⁰C pour l'apatite.

5.2.3 Synthèse des modélisations

Les modélisations effectuées dans le cadre de cette étude ainsi que certaines données dans la littérature permettent de contraindre la composition du magma parental des séquences différenciées du secteur du lac à Paul. Les études pétrographique et géochimique ont illustré le caractère évolué des roches enrichies en Fe-Ti-P du secteur. Le magma parental de ces séquences devrait donc être également évolué. De plus, considérant la distribution ubiquiste de l'apatite à travers les lithologies échantillonnées, ce magma devait posséder une composition où l'apatite était sur le liquidus. Donc, le magma parental des roches différenciées et enrichies en Fe-Ti-P du secteur du lac à Paul possède probablement une composition jotunitique (ou dioritique). Il résulte vraisemblablement de la cristallisation massive de plagioclase qui a formé la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean et que l'on peut observer au sud. La cristallisation massive de plagioclase et de minéraux mafiques magnésiens enrichissent le magma résiduel en Fe et en éléments incompatibles dont le titane et le phosphore. Dans le complexe du Bjerkreim-Sokndal, lorsque l'apatite

arrive sur le liquidus, le magma possède la composition d'une jotunite évoluée (figure 5.7.f), avec un nombre Mg moyen de 0,27.

Les diorites échantillonnées représentent les seuls liquides observés dans le secteur. Mais, représentent-elles le magma parental des séquences différenciées et enrichies de Fe-Ti-P du secteur du lac à Paul ? La datation de ces roches contribuerait à répondre à cette question. Elles répondent à certains critères dont un enrichissement en Fe-Ti-P (par rapport à des roches basaltiques) et un caractère évolué illustré par leur enrichissement en ÉTR et par leur ratio $\text{ÉTR}_{\text{légers}}/\text{ÉTR}_{\text{lourds}_{(\text{nc})}}$ élevé. Elles possèdent un nombre Mg variant de 0,33 à 0,51. Dans la modélisation décrite ci-haut, les diorites possèdent des profils plus fortement enrichis en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds que les magmas calculés en équilibre avec les apatites. La figure 5.8 compare les profils en ÉTR des diorites de cette étude avec les profils de jotunites et ferrodiorites échantillonnées dans divers complexes anorthositiques. Les diorites de cette étude possèdent des ratios $\text{ÉTR}_{\text{légers}}/\text{ÉTR}_{\text{lourds}_{(\text{nc})}}$ plus élevés (i.e. une pente plus abrupte) que les jotunites des massifs du Labrieville, de Morin et de Saint-Urbain (Owens *et al.*, 1993). Cependant, la composition du dyke 1194B est similaire à la composition de certaines jotunites de Saint-Urbain. La composition des diorites de l'affleurement 1089 est semblable à certaines ferrodiorites de Laramie (Mitchell *et al.*, 1996). Pour les jotunites évoluées (Vander Auwera *et al.*, 1998; Wilmart *et al.*, 1989) et primitives (Vander Auwera *et al.*, 1998; Duchesne *et al.*, 1974; Duchesne et Hertogen, 1988) du Rogaland, les diorites de cette étude possèdent encore des ratios $\text{ÉTR}_{\text{légers}}/\text{ÉTR}_{\text{lourds}_{(\text{nc})}}$ plus élevés que ces jotunites. La modélisation avec Pelé a réussi,

à partir des diorites ferrifères, à produire des minéraux avec des compositions similaires à celles observées dans le secteur. Un argument qui va à l'encontre de l'hypothèse des diorites ferrifères comme magma parental des lithologies enrichies en Fe-Ti-P est la distribution des éléments des terres rares dans les plagioclases des roches anorthositiques et troctolitiques versus la composition en ÉTR des diorites ferrifères. Les ratios $La/Yb_{(nc)}$ des diorites ferrifères varient de 22 à 37 et les ratios $La/Lu_{(nc)}$ varient de 23 à 45. Avec des coefficients de partition d'environ 0,22 pour le La et de 0,03 pour le Yb et le Lu (moyennes de Fujimaki *et al.*, 1984), cela donne une composition $La/Yb_{(nc)}$ variant de 170 à 290 et une composition $La/Lu_{(nc)}$ variant de 190 à 360 dans les plagioclases cristallisant à partir de magmas de compositions similaires à celles des diorites. Par contre, les plagioclases des roches anorthositiques et troctolitiques ont des ratios assez différents, les ratios $La/Yb_{(nc)}$ varient de 14 à 38 et les ratios $La/Lu_{(nc)}$ varient de 22 à 50. Toutefois, il est à noter qu'il y a une certaine incertitude quant aux concentrations de Yb et Lu analysées par INAA dans les plagioclases. Plusieurs des analyses étaient près de la limite de détection et certaines étaient sous la limite de détection. Et toute variation peut grandement affecter les ratios présentés ci-haut. Le problème ne se présente pas pour le La, étant plus abondant que les ÉTR lourds dans les plagioclases. En fait, les concentrations en La calculées pour les plagioclases cristallisant à partir des diorites et les concentrations analysées dans les plagioclases sont similaires, surtout si on utilise un coefficient de partition de 0,1 qui correspond à la limite inférieure des coefficients de partition mesurés par Fujimaki *et al.* (1984). Ainsi, à prime abord, les plagioclases des roches anorthositiques et troctolitiques ne semblent pas avoir

cristallisés à partir des diorites échantillonnées dans le secteur d'étude, mais cette affirmation peut être mise en doute en raison de certaines incertitudes quant aux données.

5.3 POTENTIEL ÉCONOMIQUE

Toutes les lithologies échantillonnées sont variablement enrichies en Fe-Ti±P sous forme d'apatite, d'ilménite et de magnétite. La section suivante explore donc brièvement le potentiel que pourrait receler les différentes lithologies du secteur en terme de ces trois minéraux.

5.3.1 Apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$)

Le potentiel économique de l'apatite découle principalement de son contenu en phosphore et l'apatite en contient en moyenne 40 % sous forme de P_2O_5 . Cependant, les éléments des terres rares peuvent également représenter un potentiel économique. Les sources principales de phosphate sont les phosphates marins sédimentaires. Quatre-vingt-dix pour cent des phosphates tel que l'apatite sont utilisés dans la production de fertilisants chimiques. Idéalement, un gîte exploité pour cet usage contient 30 % de P_2O_5 , au moins 5% de CaCO_3 et moins de 4 % de FeOt plus Al_2O_3 . Globalement, les gîtes de haut grade exploités pour l'industrie des fertilisants diminuent, les gîtes de plus bas grade deviennent donc plus intéressants. Mis à part l'industrie des fertilisants chimiques, le phosphore a des usages multiples. Il représente un nutriment essentiel pour les plantes et il est utilisé dans la nourriture animale, comme levain dans la farine et dans la poudre à pâte et comme additif dans les breuvages. Il est aussi utilisé dans les produits pharmaceutiques. Il possède

également des usages industriels. Il est utilisé comme adoucisseur d'eau, dans les produits antirouilles, dans les matériaux ignifuges, dans les insecticides et détergents, et dans la production de l'élément phosphore. Il est à noter que peu importe les usages, l'apatite exploitée doit contenir peu d'uranium et de thorium afin de prévenir la pollution environnementale résultant de l'exploitation et de la transformation de l'apatite. Malgré les fluctuations annuelles, il y a une augmentation de la production de phosphate afin de répondre aux besoins croissants de consommation globale de nourriture. Les principaux pays producteurs des dernières années sont les États-Unis, le Maroc et la Chine.

Dans le secteur du lac à Paul, les péridotites nelsonitiques représentent le meilleur potentiel en terme d'apatite et donc de phosphore. Les échantillons contiennent de 10 à 25 % d'apatite correspondant à 4,6 à 10,4 % de P_2O_5 . Les roches anorthositiques et troctolitiques contiennent également de l'apatite mais les concentrations sont plus variables et inférieures à celles des péridotites. Il est à noter que dans le complexe du Rogaland, les gîtes considérés de haut grade possèdent des concentrations supérieures à 5 % de P_2O_5 (Duchesne, 1999). En raison des quantités élevées en fer des roches du secteur, le secteur du lac à Paul ne représente pas un gîte de haut grade en terme de phosphore exploité pour l'industrie des fertilisants chimiques. Toutefois, il représente un secteur intéressant soit comme gîte de plus bas grade lorsque les réserves de haut grade seront épuisées ou comme gîte pour un autre usage que celle des fertilisants chimiques. De plus, les péridotites nelsonitiques représentent une cible attrayante car elles possèdent une bonne distribution à

travers le secteur et les apatites analysée contiennent en moyenne moins de 0,5 à 3 ppm de Th et de 1 à 2 ppm de U.

5.3.2 Ilménite

Du point de vue économique, l'ilménite est intéressante pour son contenu élevé en titane, 50 % en moyenne sous forme de TiO_2 . Évidemment, elle n'est pas aussi économique à exploiter que la rutilite (TiO_2) en raison des coûts reliés à la transformation de l'ilménite (FeTiO_3) en TiO_2 , qui est sa forme la plus utilisée (95 %). La rutilite se retrouve déjà sous cette forme. Les usages du titane sont multiples et la liste suivante n'est pas exhaustive. Sous forme de dioxyde de titane (TiO_2), il est utilisé comme pigment blanc dans la peinture, les laques, les plastiques, les caoutchoucs, etc. Sous forme de titane (Ti), il est utilisé dans les métaux, la bijouterie et les implants orthopédiques. Sous forme d'alliage métallique, on l'utilise dans les armatures de vélos et d'avions. Les producteurs d'ilménite les plus importants sont le Canada (20 % avec la mine Tio) et la Norvège (6 % avec le gisement de Tellnes).

Pour produire l'oxyde de titane (TiO_2) à partir de l'ilménite, l'industrie a recours à deux procédés : le procédé au chlore et le procédé au sulfate. Les exigences environnementales et en terme de qualité de la matière produite imposent des restrictions sévères sur la composition de la matière première utilisée. Pour assurer le bon fonctionnement du chlorateur, il est nécessaire que les matières premières acheminées (ilménite) possèdent une teneur élevée en TiO_2 et contiennent moins de 1 % à 1,5 % d'oxyde de magnésium (MgO)

et d'oxyde de calcium (CaO) combinés. Pour sa part, le procédé au sulfate qui utilise l'acide sulfurique comme agent de lessivage requiert des matières premières contenant moins de 0,25 % de Cr_2O_3 afin que le pigment de TiO_2 ne possède pas une coloration jaunâtre. De plus, le total de Cr_2O_3 et V_2O_5 devrait être inférieur à 0,5 %. L'ilménite métamorphique représente donc une cible de choix à cause de la perte en MgO et Cr_2O_3 en faveur des spinelles lors du métamorphisme. La préparation de TiO_2 à partir de l'ilménite produit en moyenne 3,5 tonnes de déchets par tonne de matière avec le procédé au sulfate.

Les roches à oxydes de Fe-Ti montrent les plus fortes teneurs en ilménite (30 à 60 %) et représentent donc le meilleur potentiel pour le titane (15 à 30 % TiO_2). Cependant, ce faciès ne possède pas une bonne distribution à travers le secteur d'étude, étant surtout associé à des zones de contact et de déformation. Les péridotites nelsonitiques contiennent moins d'ilménite (15 à 30 % modale) mais elles possèdent une meilleure distribution. Les pyroxénites et les dunites contiennent également de l'ilménite mais leur contenu est assez variable (annexe 2). Sur la figure 5.11 on remarque que les ilménites du secteur se situent plus près du pôle ilménite que les ilménites du Lac Tio sur le vecteur ilménite-hématite. Les concentrations en CaO analysées dans les ilménites par microsonde se situent toutes sous la limite de détection. Les concentrations en MgO sont toutefois plus élevées (figure 5.12). Sur la figure 5.12, on remarque que les lithologies avec le contenu le plus élevé en ilménite (i.e. roches à oxydes de Fe-Ti, péridotites nelsonitiques) et donc les plus intéressantes au point de vue économique ont les ilménites les plus enrichies en MgO. En fait, les ilménites se situent toutes au-dessus de la limite de 1 à 1,5 % MgO. La

concentration en Cr_2O_3 est souvent inférieure à la limite de détection qui s'établit à 0,025 %. Les échantillons du secteur du lac à Paul représenteraient donc de meilleurs candidats pour le procédé au sulfate que le pour le procédé au chlore.

5.3.3 Magnétite

La magnétite pourrait représenter un sous-produit de l'exploitation de l'apatite et de l'ilménite. La magnétite est utilisée dans les "liqueurs denses", mélange d'eau et de magnétite, pour le nettoyage du charbon. Pour la plupart des charbons, le lavage consiste à les immerger dans un liquide dense composé d'eau et de fines particules de magnétite en suspension. Selon le principe d'Archimède, les déchets lourds sont précipités au fond des bacs tandis que le charbon, plus léger flotte à la surface où il est récupéré.

5.4. Modèle de mise en place des séquences évoluées du secteur du Lac à Paul

Le modèle suivant se base sur les données pétrographiques et géochimiques ainsi que sur les modélisations effectuées dans ce chapitre. Le magma parental des séquences différenciées et enrichies en Fe-Ti-P du lac à Paul un magma parental est probablement de composition dioritique, composition similaire aux jotunites du Labrieville par exemple (voir section 5.3). La distribution ubiquiste de l'apatite dans ces séquences indique que ce magma parental était enrichi en P et que l'apatite était sur le liquidus. Ce magma dioritique représente probablement le liquide résiduel à la cristallisation des lobes d'anorthosite essentiellement composés de plagioclase situés plus au sud et formant le reste de la Suite

anorthositique de Lac-Saint-Jean. Ce liquide devait contenir des enclaves de ces anorthosites. On retrouve de telles enclaves dans le secteur du lac à Paul. Par différenciation magmatique sous forme de cristallisation fractionnée, il y a la formation des pyroxénites et possiblement des dunites puis des roches troctolitiques et anorthositiques. Tel que mentionné précédemment, les péridotites nelsonitiques possèdent une minéralogie particulière, leur mode de formation demeure problématique mais les données pétrographiques et géochimiques suggèrent qu'elles sont associées à la formation des lithologies précédentes. Les amas de roches à oxydes de Fe-Ti se sont formés lors de la déformation post- ou synchrone à la mise en place des roches du secteur. Les diorites ferrifères représentent possiblement un liquide résiduel à la formation de ces lithologies.

Tableau 5.1. Coefficients de partition des ÉTR dans l'apatite utilisés pour le calcul du magma parental.

	Fujimaki, 1986	Vander Auwera <i>et al.</i>, 1998	Paster <i>et al.</i>, 1974	Roelandts et Duchesne, 1979
La	14.5	12	8.6	4.3
Ce	21.1	15	11.2	5.5
Nd	32.8	19	14	6.9
Sm	46	20	14.6	7.3
Eu	25.5	13	9.6	7.5
Tb	39.4 *	19	15.4	7.7
Ho	28.8 *	16.8	13.3	6.6
Yb	15.4	13	8.1	4
Lu	13.8	10	-----	3.25

* Selon les calculs dans Vander Auwera *et al.* (1998).

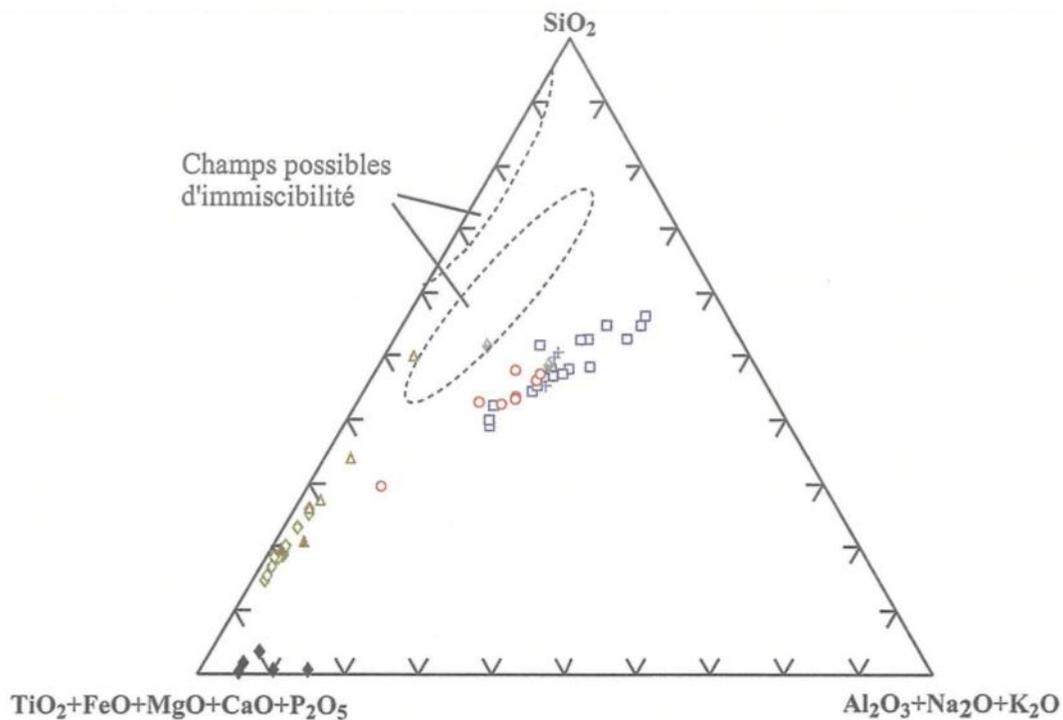


Figure 5.1. Diagramme pseudo-ternaire dans le système fayalite-leucite-silice montrant la composition des roches de cette étude ainsi que les champs possibles d'immiscibilité. Diagramme modifié de Roedder (1979). Champs d'immiscibilité adaptés de Weiblen et Roedder (1973) et Roedder (1951).

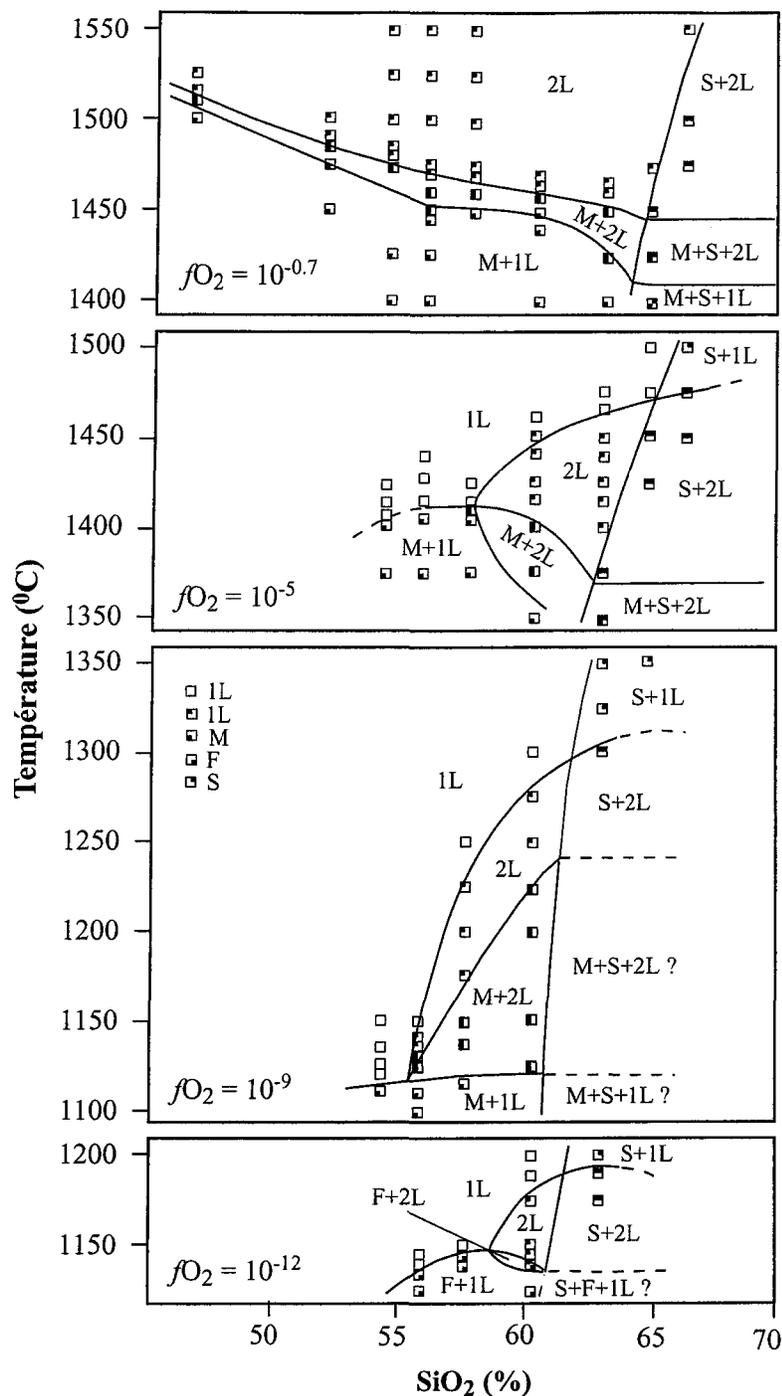


Figure 5.2. Résultats expérimentaux (Naslund, 1983) dans le système $\text{KAlSi}_2\text{O}_8\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (Naslund, 1983). Les lignes pleines et en pointillés représentent des limites estimées. F= fayalite, M= magnétite, S= tridymite ou cristobalite, 1L= un liquide, 2L= deux liquides.

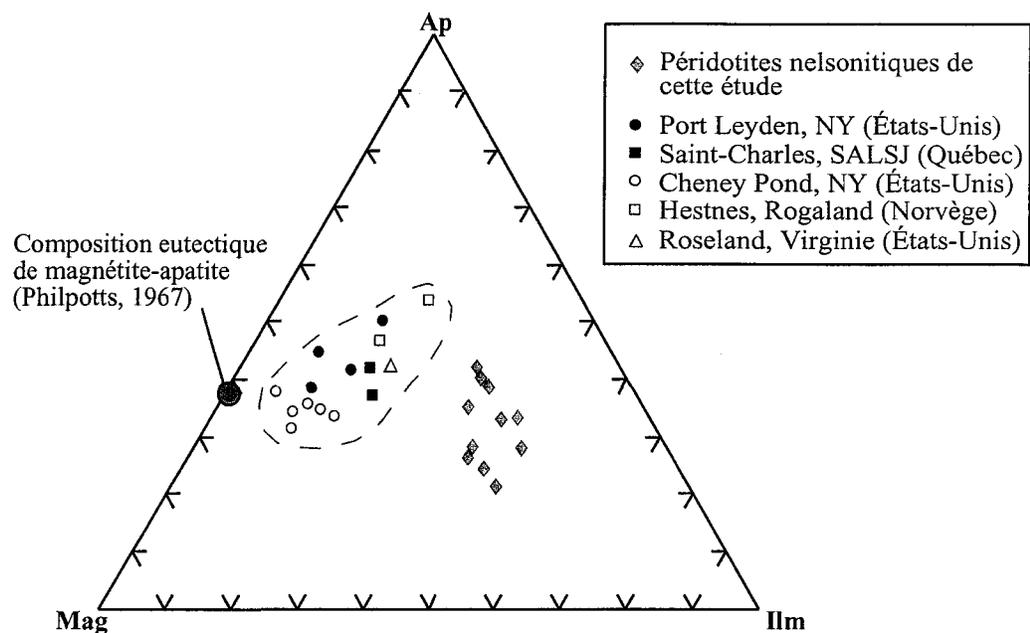


Figure 5.3. Composition de la phase nelsonitique des péridotites nelsonitiques (proportions modales basées sur l'observation pétrographique) dans le système ternaire magnétite-ilménite-apatite. Comparaison avec la composition eutectique de Philpotts (1967) dans le système binaire magnétite-apatite ainsi qu'avec des péridotites nelsonitiques provenant de: Port Leyden (Darling et Florence, 1995), de Saint-Charles (Kolker, 1982), Cheney Pond (Kolker, 1982), Hestnes (Kolker, 1982) et Roseland (Kolker, 1982). Modifié de Darling et Florence (1995).

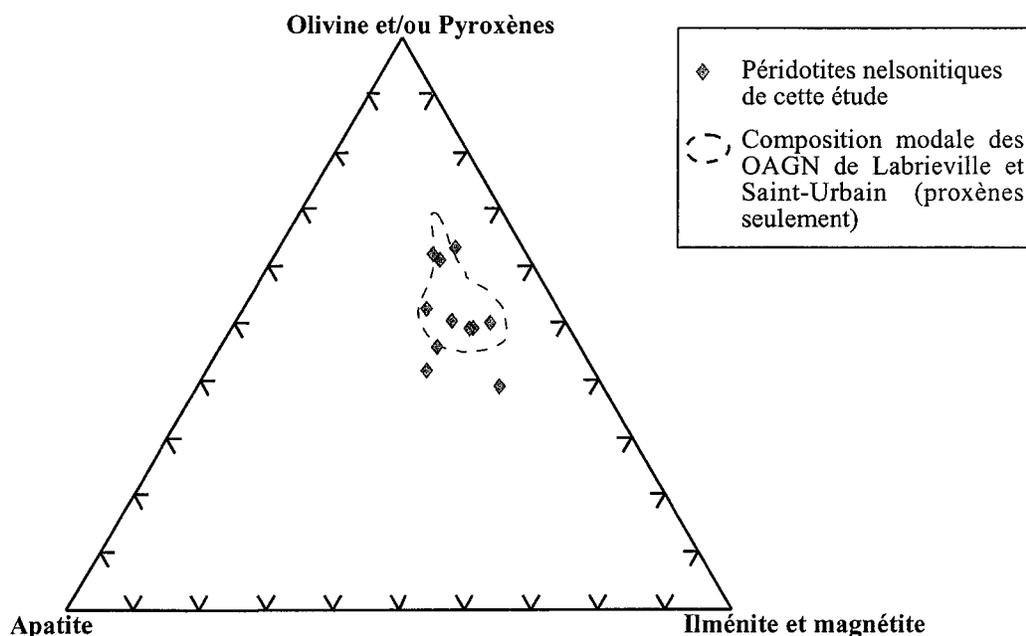


Figure 5.4. Composition modale des péridotites nelsonitiques en terme de silicates (olivine et/ou pyroxènes), apatite et oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) pour les péridotites nelsonitiques de cette étude. Comparaison avec les OAGN (Oxide-Apatite-GabbroNorite) de Labrieville et de Saint-Urbain (Owens et Dymek, 1992).

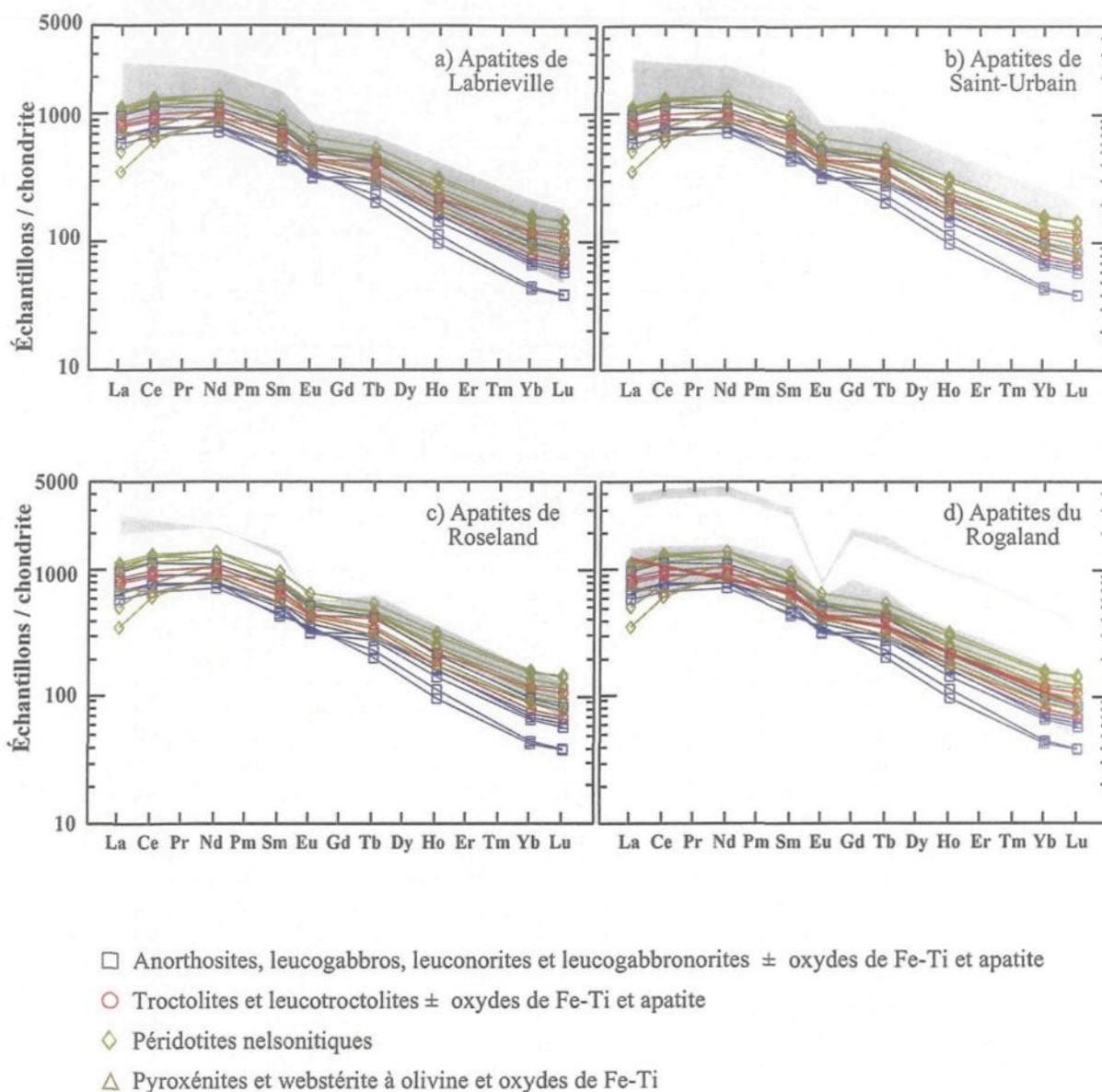


Figure 5.5. Comparaison des profils en ETR des apatites analysées par INAA avec les profils des apatites provenant: **a)** du Labrieville (Dymek et Owens, 2001); **b)** de Saint-Urbain (Dymek et Owens, 2001); **c)** de Roseland (Dymek et Owens, 2001), et; **d)** du Rogaland (Roelandts et Duchesne, 1979; Duchesne, 1999).

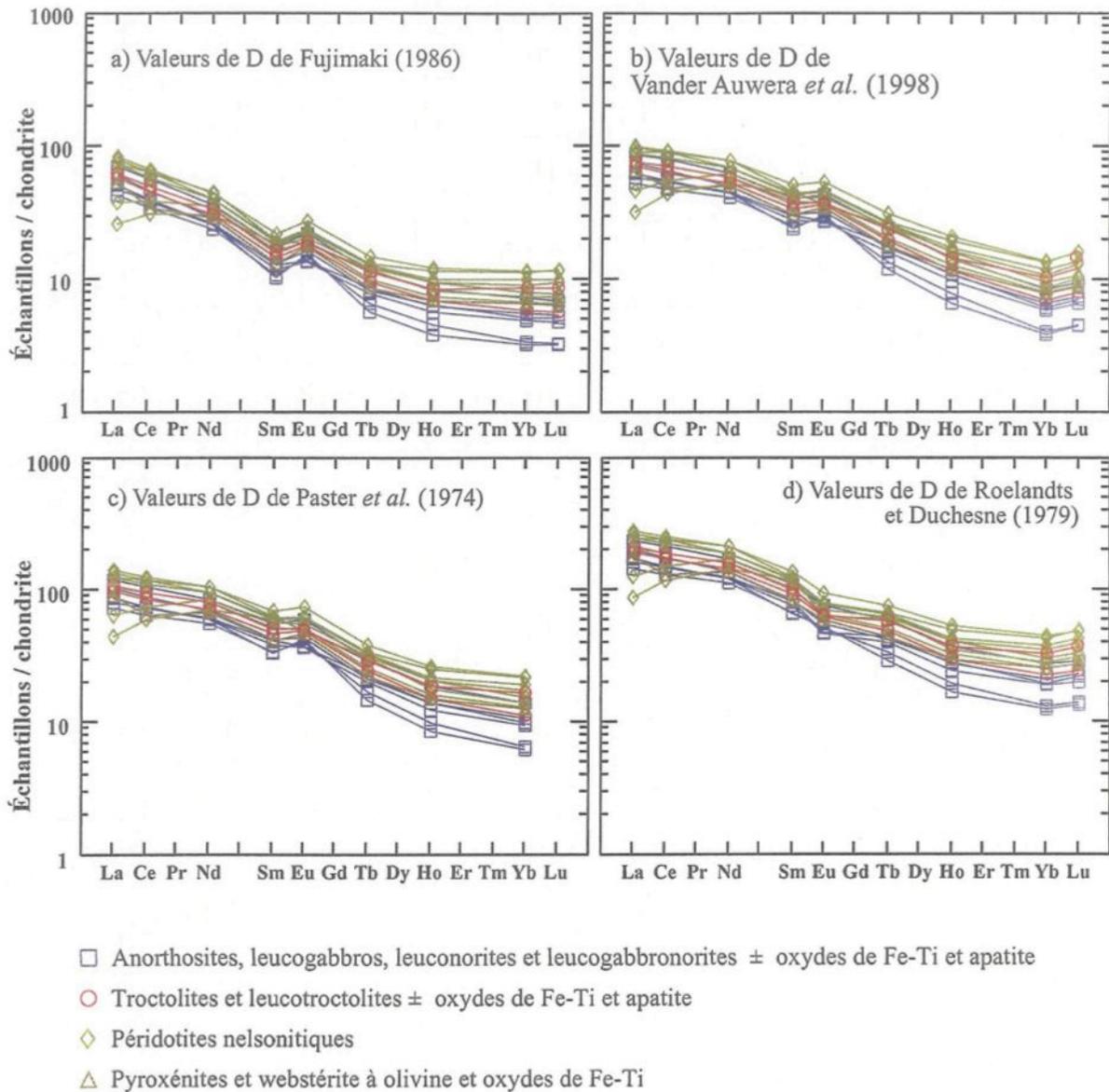


Figure 5.6. Composition en ÉTR (éléments des terres rares) de magmas en équilibre calculés à partir de la composition en ÉTR d'apatites provenant de quatre lithologies différentes (anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, troctolites et leucotroctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite, péridotites nelsonitiques et une pyroxénite à oxydes de Fe-Ti) et à partir de quatre séries de coefficients de partition: **a)** Fujimaki (1986); **b)** Vander Auwera *et al.* (1998); **c)** Paster *et al.* (1974), et; **d)** Roelandts et Duchesne (1979). Pour le Tb et Ho de Fujimaki, les coefficients de partition calculés dans Vander Auwera *et al.* (1998) ont été utilisés.

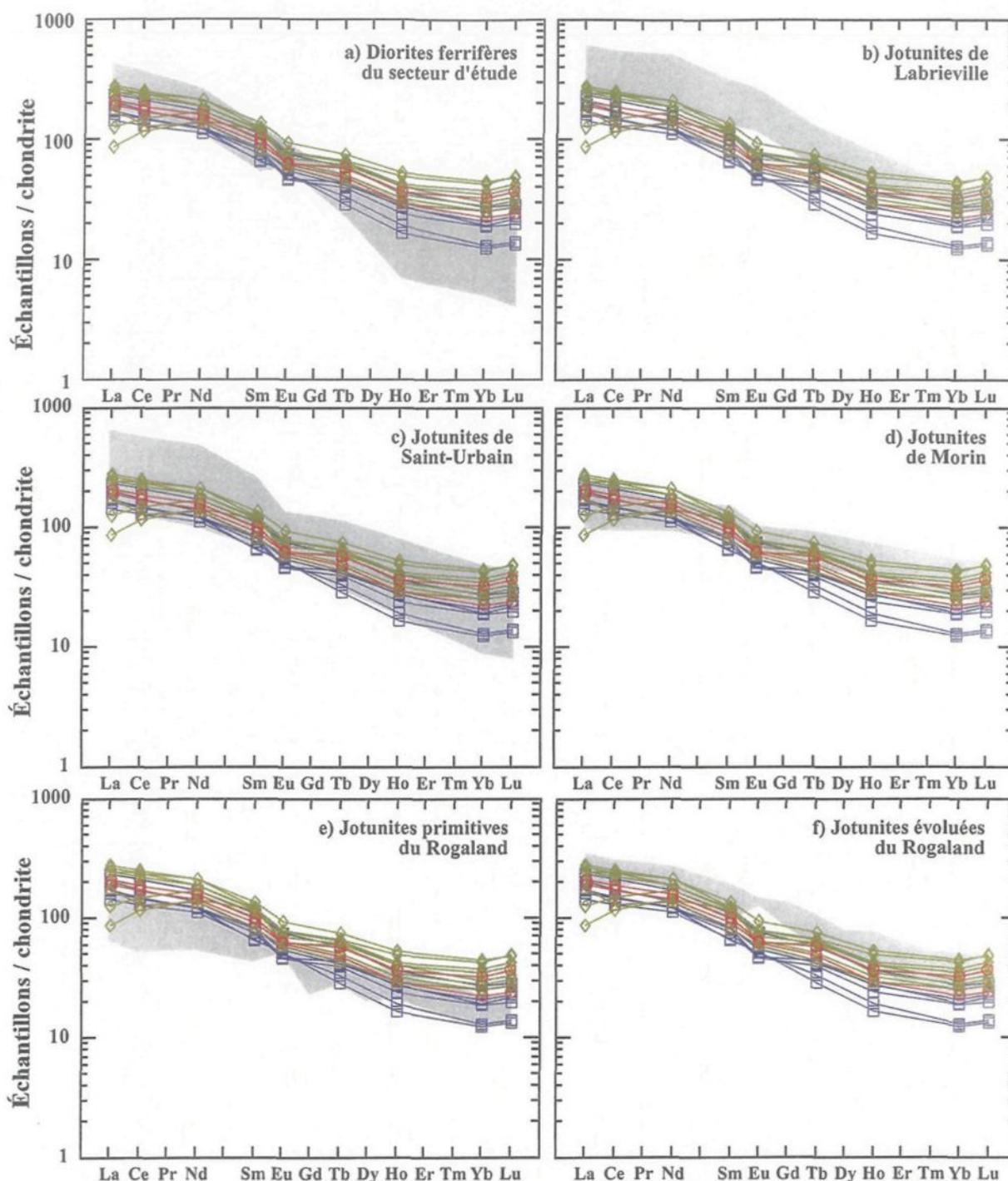


Figure 5.7. Comparaison entre la composition en éléments des terre rares des magmas en équilibre, calculés à partir des apatites analysées par activation neutronique et les coefficients de partition de Roelandts et Duchesne (1979) et, **a)** les diorites ferrières présentes dans le secteur d'étude; **b)** des jotunites du massif de Labrieville (Owens *et al.*, 1993); **c)** des jotunites de Saint-Urbain (Owens *et al.*, 1993); **d)** des jotunites du complexe de Morin (Owens *et al.*, 1993); **e)** des jotunites primitives de la Province du Rogaland (Vander Auwera *et al.*, 1998; Duchesne *et al.*, 1974; Duchesne et Hertogen, 1988), et; **f)** des jotunites évoluées du Rogaland (Vander Auwera *et al.*, 1998; Wilmart *et al.*, 1989).

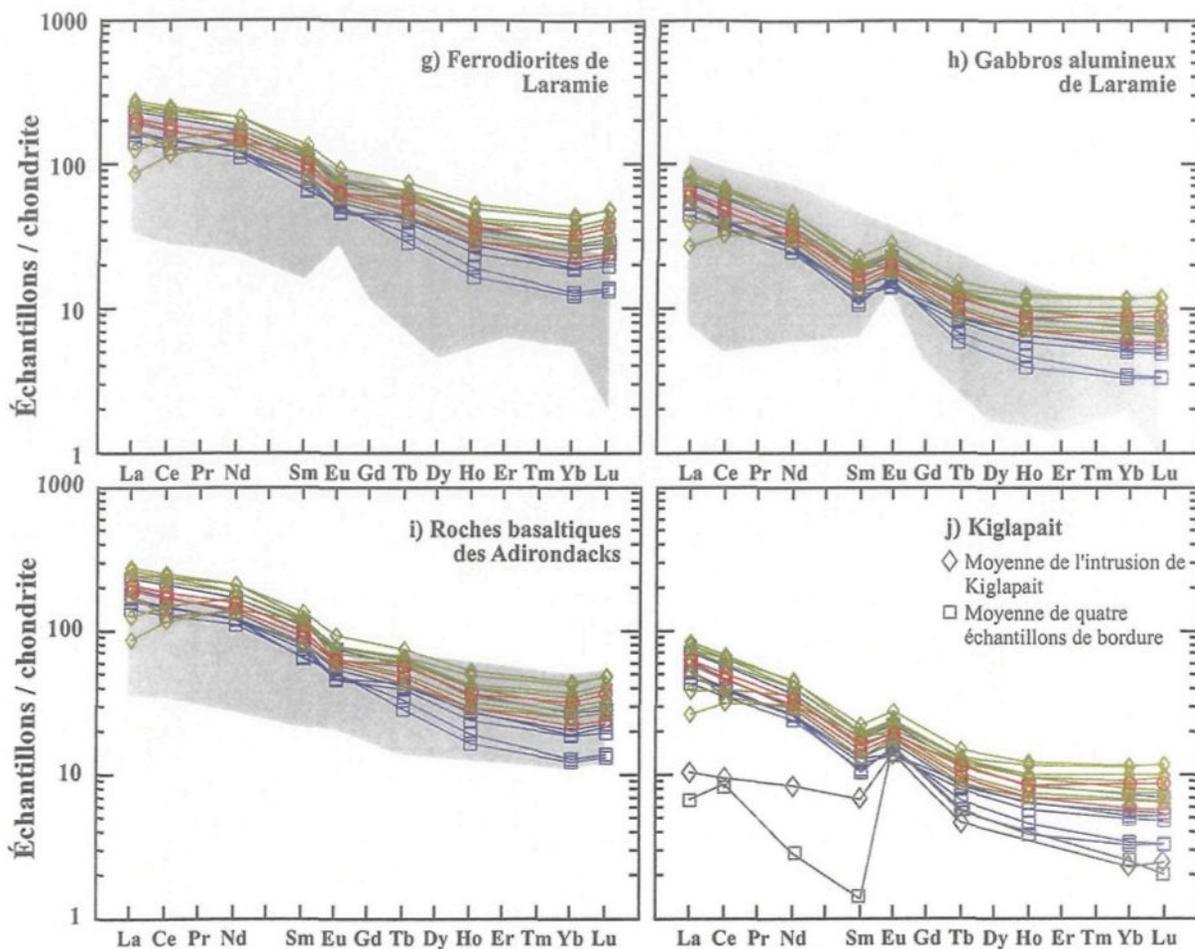


Figure 5.7. (suite). Comparaison entre la composition en éléments des terre rares des magmas en équilibre (calculés à partir des apatites analysées par activation neutronique et les coefficients de partition de Roelandts et Duchesne (1979) pour g et i et de Fujimaki (1986) pour h et j) et, **g)** des ferrodiorites du complexe de Laramie (Mitchell *et al.*, 1996); **h)** des gabbros alumineux du complexe de Laramie (Mitchell *et al.*, 1995); **i)** des roches basaltiques des Adirondacks (Olson, 1992), et; **j)** la moyenne compositionnelle de quatre échantillons de bordure du Kiglapait (Nolan et Morse, 1986; Scoates et Mitchell, 2000) et la moyenne de l'intrusion du Kiglapait (Morse et Nolan, 1985).

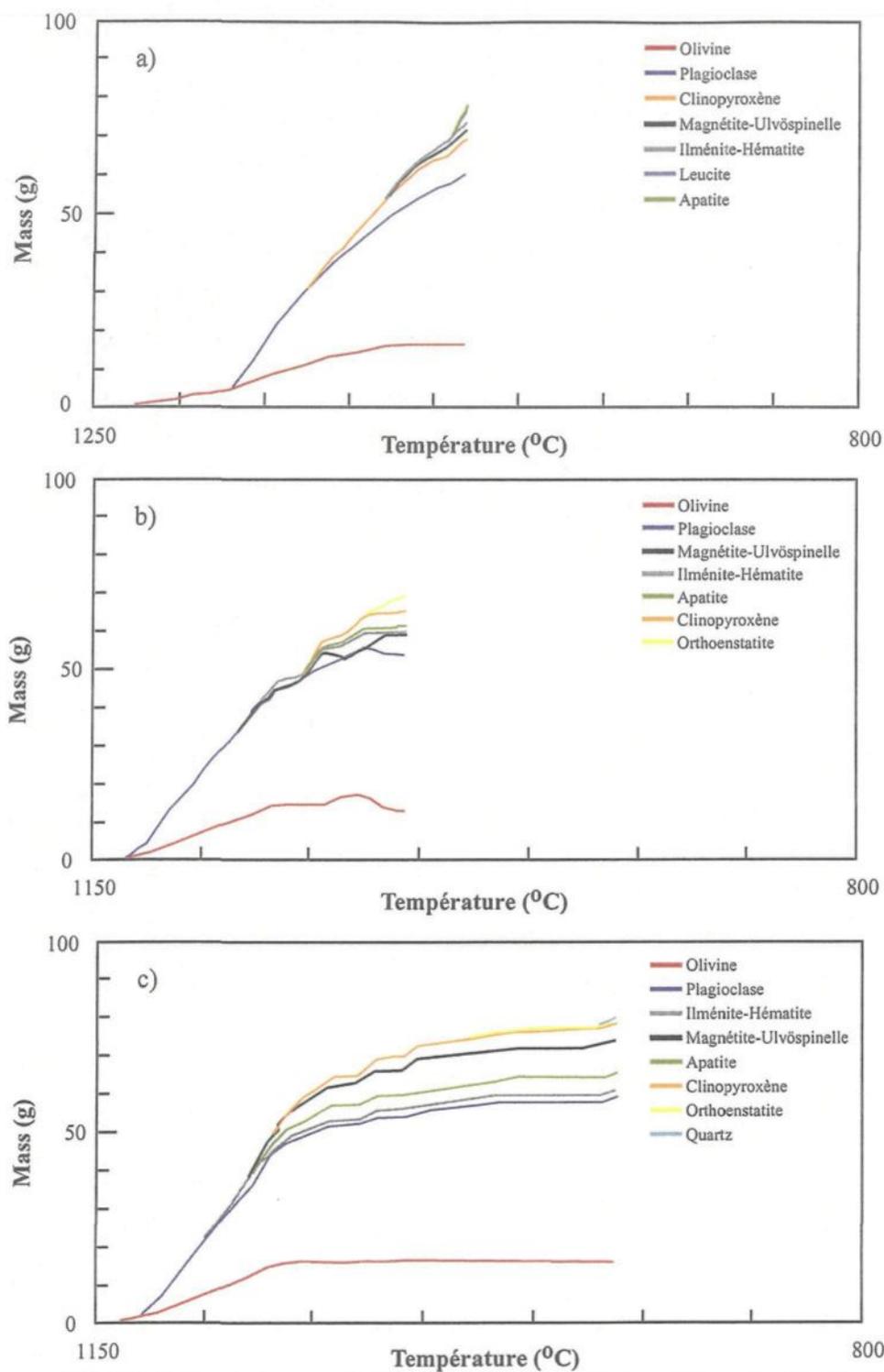


Figure 5.8. Modélisation avec Pelé en utilisant a) l'échantillon de diorite 1089D comme magma initial; b) la moyenne compositionnelle des jotunites du Labrieville (Owens et al., 1993) comme magma initial, et; c) la moyenne compositionnelle des jotunites évoluées du Rogaland (Vander Auwera et al., 1998; Wilmart et al., 1989) comme magma initial.

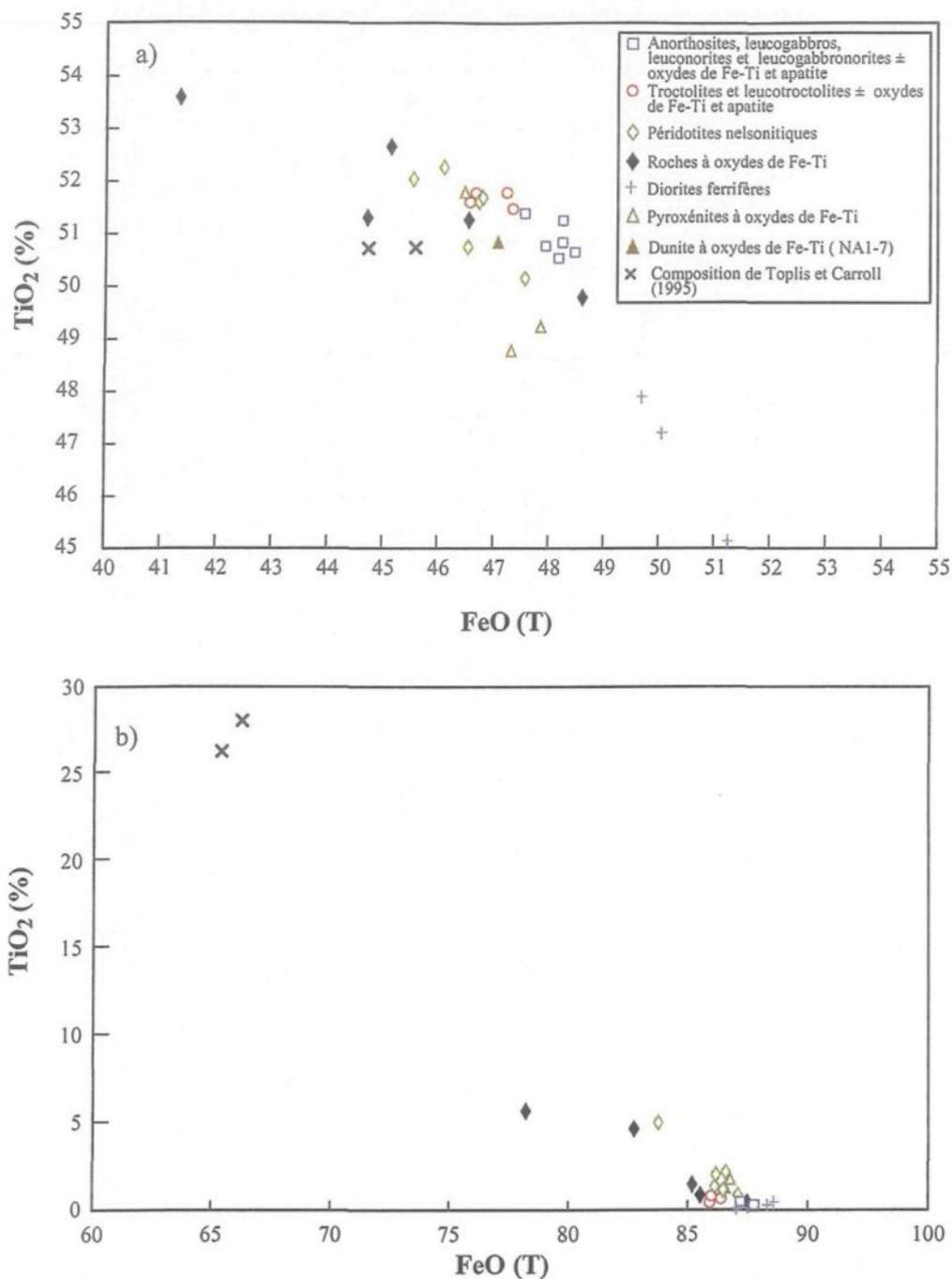


Figure 5.9. Comparaison entre la composition des: **a)** ilménites, et; **b)** magnétites de cette étude et la composition des ilménites et magnétites obtenue expérimentalement par Toplis et Carroll, 1995 (FMQ = -1; cristallisation des deux oxydes) dans le système Fe₂O₃ versus TiO₂.

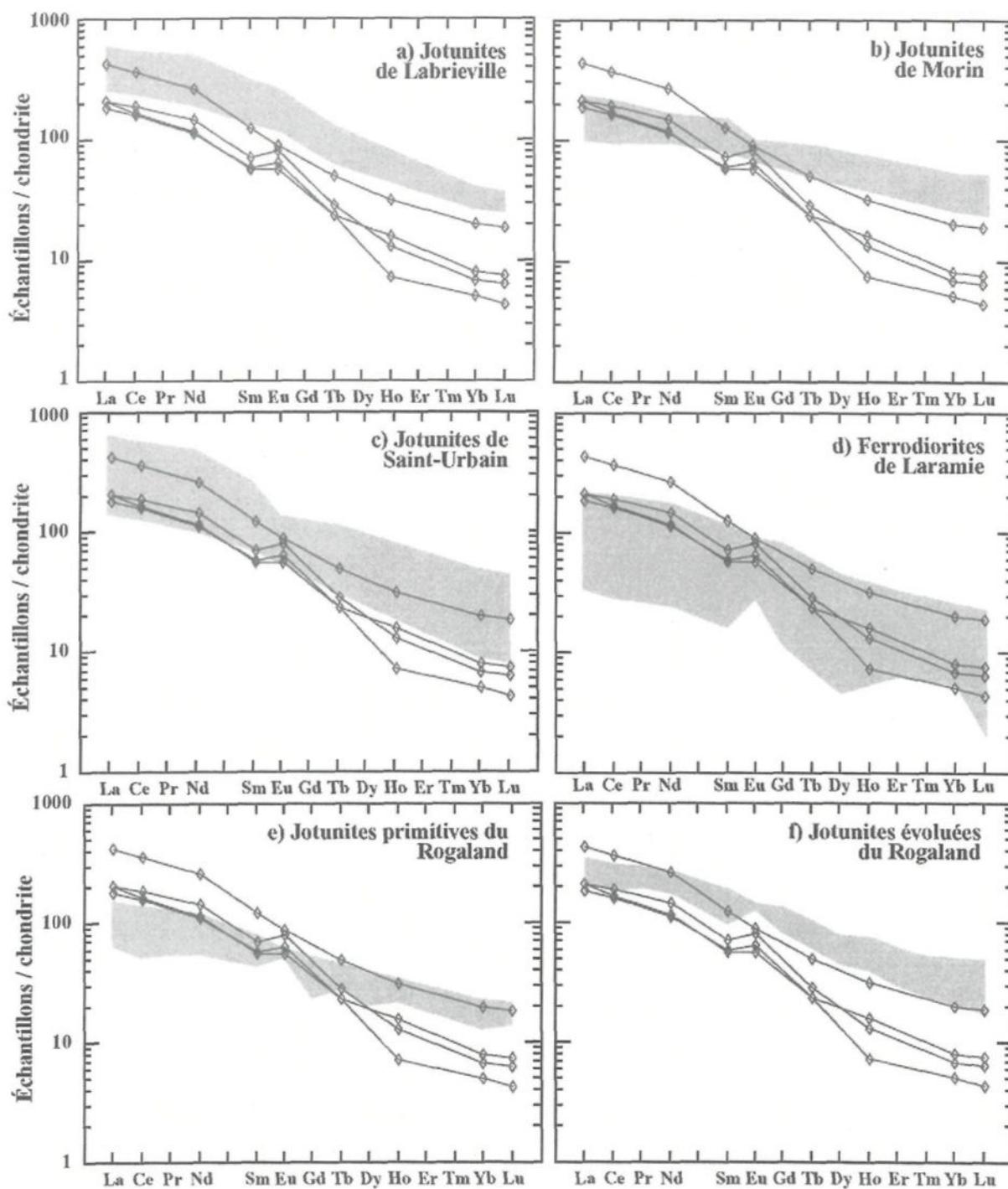


Figure 5.10. Comparaison entre la composition en éléments des terres rares (ÉTR) des diorites de cette étude et la composition en ÉTR des **a)** jotunites du massif de Labrieville (Owens *et al.*, 1993); **b)** jotunites du complexe de Morin (Owens *et al.*, 1993); **c)** jotunites de Saint-Urbain (Owens *et al.*, 1993); **d)** ferrodiorites du complexe de Laramie (Mitchell *et al.*, 1996); **e)** jotunites primitives de la Province du Rogaland (Vander Auwera *et al.*, 1998; Duchesne *et al.*, 1974; Duchesne et Hertogen, 1988), et; **f)** des jotunites évoluées du Rogaland (Vander Auwera *et al.*, 1998; Wilmart *et al.*, 1989).

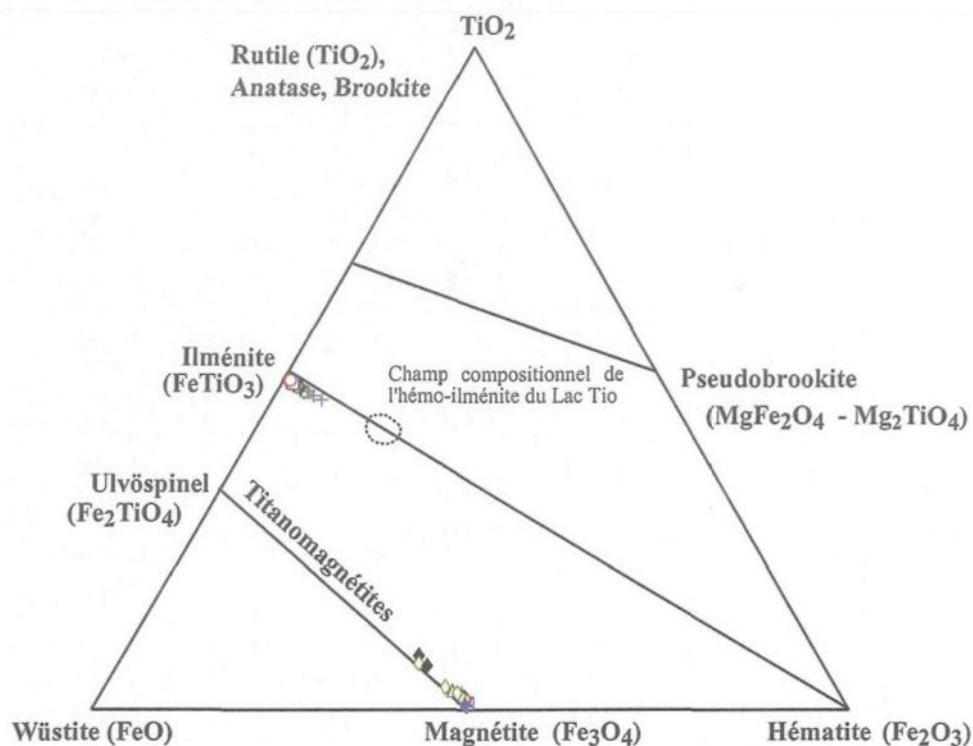


Figure 5.11. Comparaison entre la composition des oxydes de Fe-Ti (ilménite et magnétite) de cette étude et la composition de l'hémo-ilménite du Lac Tio (Bergeron, 1972) dans le système $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$.

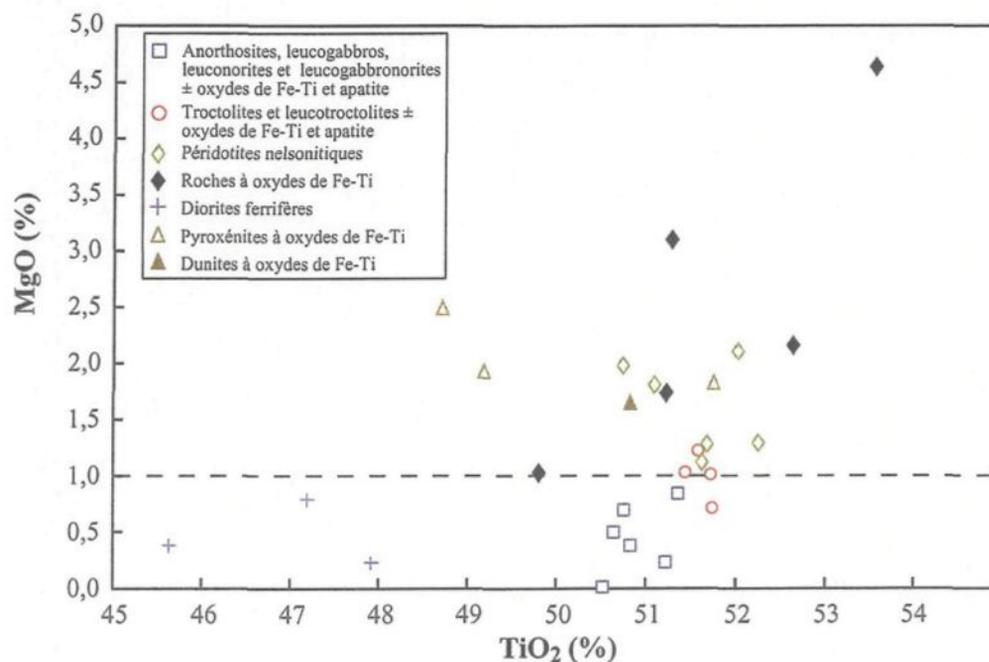


Figure 5.12. TiO_2 (%) versus MgO des ilménites analysées à la microsonde montrant la limite de 1% MgO .

CHAPITRE VI

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Ce mémoire de maîtrise a été réalisé en partenariat avec le Ministère des Ressources naturelles (MRN) et l'Université du Québec à Chicoutimi. Le but du projet était la caractérisation géochimique, pétrographique et l'évaluation du potentiel économique des lithologies enrichies en Fe-Ti±P±V (ilménite, magnétite et apatite) du secteur du lac à Paul, situé dans la partie nord de la Suite anorthositique de Lac - Saint-Jean (SALSJ). Cette étude englobait le feuillet du Lac à Paul (SNRC 22E/15), la partie nord du feuillet du Lac Mélonèze (SNRC 22E/10) et la partie est du feuillet de Chûtes-des-Passes (SNRC 22E/14).

Les objectifs du projet étaient : 1) l'identification et la caractérisation des différentes lithologies enrichies en Fe-Ti±P présentes dans le secteur d'étude, 2) l'évaluation des différents processus responsables pour la formation des différentes lithologies recensées et l'évaluation de la nature des relations génétiques entre ces différentes lithologies, 3) la caractérisation du (des) magma (s) parental (aux), et l'évaluation de sa (leur) capacité à former des gîtes de Fe-Ti±P, 4) l'évaluation du potentiel économique du secteur du Lac à Paul en terme de fer, titane et phosphore et finalement 5) l'élaboration d'un modèle de mise en place des différentes séquences observées.

L'étude pétrographique a permis d'établir que l'enrichissement en Fe-Ti-P dans le secteur du lac à Paul était dû à l'enrichissement variable des roches en ilménite, magnétite et

apatite. Elle a également permis de subdiviser les roches échantillonnées en cinq lithologies principales et deux lithologies secondaires: 1) anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, 2) troctolites et leucotroctolites \pm oxydes de Fe-Ti et apatite, 3) péridotites nelsonitiques, 4) roches à oxydes de Fe-Ti, 5) diorites ferrifères, 6) pyroxénites à oxydes de Fe-Ti, et 7) dunites à oxydes de Fe-Ti. Un autre élément qui ressort de l'étude pétrographique est que la majorité des lithologies sont des cumulats, à l'exception des diorites ferrifères. Les roches anorthositiques et troctolitiques ont possiblement une composante de liquide interstitiel. Les analyses effectuées à la microsonde sur les minéraux de plagioclase, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, ilménite, magnétite, spinelle et apatite ont permis de mettre au jour la nature évoluée des phases minérales du secteur d'étude.

Tel que pour l'étude pétrographique, l'étude géochimique a permis de mettre à jour la nature évoluée des roches du secteur. Les roches les plus enrichies en P_2O_5 sont les péridotites nelsonitiques et les roches les plus enrichies en TiO_2 sont les roches à oxydes de Fe-Ti. Pour la majorité des lithologies, les profils en ÉTR sont contrôlés par l'apatite, à l'exception des diorites ferrifères. Ces dernières possèdent les ratios $ÉTR_{légers}/ÉTR_{lours}$ les plus élevés. L'étude géochimique ainsi que l'étude pétrographique apportent peu d'évidences pour ou contre l'immiscibilité comme processus pour la formation des lithologies du secteur du lac à Paul.

La composition du magma parental calculée à partir de la composition des apatites analysées par INAA et quatre séries de coefficients de partition (figures 5.6 et 5.7) est similaire aux roches jotunitiques et ferrodioritiques que l'on retrouve associées aux massifs anorthositiques. Certaines compositions parentales calculées sont également similaires à la composition de basaltes alumineux également associés aux massifs anorthositiques. L'utilisation du logiciel Pelé avec trois compositions magmatiques (diorites de cette étude, jotunites du Labrieville et jotunites évoluées du Rogaland) permet de modéliser, au point de vue thermodynamique, la formation par cristallisation fractionnée des roches anorthositiques et troctolitiques observées dans le secteur.

Les roches troctolitiques et anorthositiques, les dunites et les pyroxénites du secteur d'étude se sont probablement formées par cristallisation fractionnée. Étant donné leur minéralogie particulière, l'origine des péridotites nelsonitiques n'est pas élucidée et le ou les processus impliqués ne sont pas entièrement compris. Les roches à oxydes de Fe-Ti se sont formées lors de déformation post- ou synchrone à la mise en place des roches du secteur. De leur part, les diorites ferrifères représentent un liquide, probablement relié génétiquement aux roches enrichies en Fe-Ti±P du secteur du lac à Paul. Toutefois, tel que discuté ci-bas, elles pourraient être associées à un autre événement magmatique car elles contiennent uniquement de l'hémo-ilménite par rapport à l'ilménite, qui est l'oxyde de Fe-Ti observé dans les roches enrichies en Fe-Ti±P du secteur d'étude et dans le reste de la SALSJ.

En terme de potentiel économique, les roches à oxydes de Fe-Ti sont les roches les plus intéressantes pour le titane. Cependant, à la grandeur du secteur, leur distribution est locale et semble associée à des zones de déformation. Les péridotites nelsonitiques représentent également un potentiel en terme de titane. Elles sont moins enrichies en ilménite mais possèdent une meilleure distribution. En raison du contenu moyennement élevé en MgO des ilménites provenant de ces deux lithologies, les ilménites du secteur représenteraient de meilleures candidates pour le procédé au sulfate. Les péridotites nelsonitiques représente le potentiel le plus intéressant en terme d'apatite et donc en terme de phosphore. La magnétite pourrait être exploitée comme sous-produit pour l'industrie du charbon.

Une recommandation qui ressort de la présente étude serait la datation d'au moins un des dykes de diorite ferrifère observés dans le secteur d'étude. La présence d'hémo-ilménite dans ces roches justifie cette recommandation et permettrait d'expliquer sa présence. En effet, jusqu'à présente date, l'hémo-ilménite n'a jamais été observé dans la SALSJ, uniquement l'ilménite. Le résultat obtenu permettrait de résoudre la question à savoir si toutes les roches anorthositiques du secteur du lac à Paul appartiennent à SALSJ (1160-1140 Ma). En effet, si les diorites ferrifères ont l'âge de la suite, ce serait la première fois que l'hémo-ilménite est signalée dans cette suite et sa présence devrait être expliquée par les processus magmatiques. Le Labrieville, par exemple, renferme de l'hémo-ilménite. Si les diorites ferrifères sont plus jeunes, on peut supposer que les roches du secteur n'appartiennent pas à la SALSJ ou que seulement les diorites ferrifères sont plus jeunes et qu'elles seules appartiennent à un autre événement magmatique.

RÉFÉRENCES

- Andersen, D.J., Lindsley, D.H., et Davidson, P.M. 1993. Quilf: a pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers and Geosciences*, **19**: 1333-1350.
- Anderson, A.T. 1966. Mineralogy of the Labrieville Anorthosite, Quebec. *American Mineralogist*, **51**: 1671-1711.
- Anderson, A.T. 1968. Oxidation of the LaBlache Lake titaniferous magnetite deposit, Quebec. *The Journal of Geology*, **76**: 528-547.
- Anderson, A.T., et Morin, M. 1968. Two types of massif anorthosite and their implications regarding the thermal history of the crust. *Dans* Origin of anorthosite and related rocks. *Édité par* Y.W. Isachsen. New York State Museum and Science Service Memoir 18, pp. 57-69.
- Aoki, K., et Kushiro, I. 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **18**: 326-337.
- Ashwal, L.D. 1978. Petrogenesis of massif-type anorthosites: crystallization history and liquid line of descent of the Adirondack and Morin Complexes. Thèse de doctorat, Université de Princeton, Princeton, New Jersey, 136 pages.
- Ashwal, L. D. 1982. Mineralogy of mafic Fe-Ti oxide-rich differentiates of the Marcy anorthosite massif, Adirondacks, New York. *American Mineralogist*, **67**: 14-27.
- Ashwal, L. D. 1993. *Anorthosites*. Springer-Verlag, 422 pages.
- Ashwal, L.D., Hamilton, M.A., Morel, V.P.I., et Rambeloson, R.A. 1998. Geology, petrology and isotope geochemistry of massif-type anorthosites from southwest Madagascar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **133**: 389-401.
- Avramtchev, L. 1993. Carte Minérale de la région du Saguenay – Lac Saint-Jean (1:1 500 000). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, PRO 93-07, Québec.
- Bachari, H. 2004. La genèse des dépôts d'oxydes fer, titane et vanadium associés aux anorthosites massives de la région de Lac-Saint-Jean (Saint-Charles et lac Élan) et de la région de Havre Saint-Pierre (massif de la Rivière-au-Tonnerre, massif de la rivière Romaine et massif de lac Allard), Québec, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 151 pages.

- Badham, J.P.N., et Morton, R.D. 1976. Magnetite-apatite intrusions and calc-alkaline magmatism, Camsell River, N.W.T. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **13**: 348-354.
- Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N., et Desborough, G.A. 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, **2**: 97-150.
- Barton, J.M. 1998. Evaluation of possible roles of non-magmatic brines in igneous-related hydrothermal systems, especially Fe (-Cu-Au-REE) deposits. GSA Annual Meeting Abstract, Toronto, Ontario, p. A-127.
- Barton, M.D., et Johnson, D.A. 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide (REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, **24**: 259-262.
- Bateman, A.M. 1951. The formation of late magmatic oxide ores. *Economic Geology*, **46**: 404-426.
- Bédard, L.P., et Barnes, S.-J. 2002. Comparison of N-type semi-planar and coaxial INAA detectors for 33 Geochemical reference samples. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, **254**: 485-497.
- Berg, J.H. 1977. Dry granulite mineral assemblages in the contact aureole of the Nain Complex, Labrador, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **64**: 32-52.
- Bergeron, M. 1972. A mineralogical study of the hemo-ilmenite ore from Lac Tio, Quebec. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique, Université de Montréal, Montréal, Québec, 143 pages.
- Bergeron, M. 1986. Minéralogie et géochimie de la suite anorthositique de la région du lac Allard, Québec: évolution des membres mafiques et origine des gîtes massifs d'ilménite. Thèse de Ph.D., Université de Montréal, Montréal, Québec, 485 pages.
- Bolsover, L.R., et Lindsley, D.H. 1983. Sybille oxide deposit: massive Fe-Ti oxides intrusive into the Laramie anorthosite complex (LAC), Wyoming. *Eos*, **64**: 328.
- Bonnichsen, B. 1972. Sulfide minerals in the Duluth Complex. *Dans Geology of Minnesota: A centennial volume. Édité par P.K. Sims et G.B. Morey. Geological Survey of Minnesota*, pp. 388-393.
- Bowen, N.L. 1917. The problem of the anorthosites. *The Journal of Geology*, **25**: 209-243.
- Brooks, C. K., Larsen, L.M., et Nielsen, T.F.D. 1991. Importance of iron-rich tholeiitic magmas at divergent plate margins: a reappraisal. *Geology*, **19**: 269-272.

- Buddington, A.F. 1939. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Geological Society of America Memoir 7, pp.1-343.
- Buddington, A.F., Flahey, Y., et Vlisidis, A.1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. American Journal of Science, **253**: 497-532.
- Buddington, A.F., et Lindsley, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Journal of Petrology, **5**: 310-357.
- Carter, B.A. 1982a. Geology and structural setting of the San Gabriel anorthosite-syenite body and adjacent rocks of the western San Gabriel Mountains, Los Angeles County, California. *Dans* Geologic excursions in the Transverse Ranges, southern California. Geological Society of America, Cordilleran Section, 78th annual meeting, Anaheim, California, guidebook field trips 5 and 6, pp. 1-53.
- Carter, B.A. 1982b. Mineral potential of the San Gabriel anorthosite-syenite body, San Gabriel Mountains, California. *Dans* Geology and mineral wealth of the California: Santa Ana, California, *Édité par* D.L. Fife et J.A. Minch, South Coast Geological Society, pp. 208-212.
- Cawthorn, R.G., et Molyneux, T.G. 1986. Vanadiferous Magnetite Deposits of the Bushveld Complex. *Dans* Mineral Deposits of Southern Africa, *Édité par* C.R. Anhaeusser et S. Maske. Geological Society of South Africa, Johannesburg, pp. 1251-1266.
- Cawthorn, R.G., et Collerson, K.D. 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. American Mineralogist, **59**: 1203-1208.
- Cimon, J. 1998. L'unité à apatite de Rivière des Rapides, complexe de Sept-Îles localisation stratigraphique et facteurs à l'origine de sa formation. *Dans* Proceedings of the 33rd Annual Forum on the Geology of Industrial Minerals, Quebec City. *Édité par* M. Bélanger, T. Clark et H.L. Jacob. CIM Special Volume 50, pp. 75-96.
- Cimon, J., et Hébert, C. 1998. Modèle préliminaire sur l'origine, la mise en place et le potentiel économique des séquences différenciées associées à l'Anorthosite de Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources naturelles du Québec, PRO 98-06, Québec, pp. 1-8.
- Chace, F.M. 1956. Abbreviations in field and mine geological mapping. Economic Geology, **51**: 712-723.

- Clark, T., et Hébert, C. 1998. Étude du gîte de Cu-Ni-Co de McNickel, Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 98-02, Québec, pp. 1-52.
- Corrigan, D., et Hanmer, S. 1997. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere. *Geology*, **25**: 61-64.
- Daigneault, R., Gobeil, A., et Hébert, C. 1999. Chevauchements et décrochements grenvilliens: comparaison des styles structuraux des secteurs Manitou, Manicouagan et Chicoutimi. Programme et résumés, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec, DV 99-03, p. 28.
- Daliran, F. 2002. Kiruna-type Iron Oxide-apatite Ores and "Apatites" of the Bafq District, Iran, with an Emphasis on the REE Geochemistry of their Apatites. *Dans Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, volume 2, Édité par T.M. Porter, PGC Publishing, Adélaide, pp. 303-320.*
- Darling, R.S., et Florence, F.P. 1995. Apatite light rare earth element chemistry of the Port Leyden Nelsonite, Adirondack Highlands, New York: Implications for the origin of nelsonite in anorthosite suite rocks. *Economic Geology*, **90**: 964-968.
- Davidson, A. 1984. Identification of ductile shear zones in the southwestern Grenville Province of the Canadian Shield. *Dans Precambrian Tectonics Illustrated. Édité par A.A. Kroner et R. Greiling. Schweitzerbartöschche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, pp. 263-279.*
- Davidson, A. 1986. New interpretations in the Southwestern Grenville Province. *Dans The Grenville Province. Édité par J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer. Geological Association of Canada, pp. 61-74.*
- Davidson, A. 1995. Review of the grenville orogen in its North American type area. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **16** :3-24.
- Davis, B.T.C. 1963. Geology of the St. Regis quadrangle, New York. Thèse de Ph.D. (non publiée). Université de Princeton, Princeton, New Jersey, 170 pages.
- Demaiffe, D., Weis, D., Michot, J., et Duchesne, J.-C. 1986. Isotopic constraints on the genesis of the Rogaland Anorthositic suite (Southwest Norway). *Chemical Geology*, **57**: 167-179.
- Demaiffe, D., et Hertogen, J. 1981. Rare earth element geochemistry and strontium isotopic composition of a massif-type anorthositic-charnockitic body: the Hydra Massif (Rogaland, SW Norway). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**: 1545-1561.

- Dion, D.J., et Dumont, R. 1994. Données numériques mailles du champ magnétique total résiduel, territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**: 431-435.
- Duchesne, J.-C. 1970. Microstructures of Fe-Ti oxide minerals in the South Rogaland anorthositic complex (Norway). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **93**: 527-544.
- Duchesne, J.-C. 1972. Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif, South-Western Norway. *Journal of Petrology*, **13**: 57-81.
- Duchesne, J.-C. 1984. Massif anorthosites: another partisan review. *Dans Feldspars and feldspathoids, Édité par W.S. Brown*. NATO Advanced Study Institute. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 411-433.
- Duchesne, J.-C., 1996. Liquid ilmenite or liquidus ilmenite: a comment on the nature of ilmenite vein deposits. *Dans Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot, Édité par D. Demaiffe*. Royal Museum for Central Africa (Tervuren), Université Libre de Bruxelles, pp. 73-82.
- Duchesne, J.-C. 1999. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation. *Mineralium Deposita*, **34**: 182-198
- Duchesne, J.-C., Roelandts, I., Demaiffe, D., Hertogen, J., Gijbels, R. et de Winter, J. 1974. Rare-earth data on monzonitic rocks related to anorthosites and their bearing on the nature of the parental magma of the anorthositic series. *Earth and Planetary Science Letters*, **24**: 325-335.
- Duchesne, J.-C., et Demaiffe, D. 1978. Trace elements and anorthosite genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 249-272.
- Duchesne, J.-C. et Hertogen, J. 1988. Le magma parental du lopolithe de Bjerkrem-Sokndal (Norvège méridionale). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, **306**: 45-48.
- Duchesne, J.-C., Wilmart, E., Demaiffe, D. and Hertogen, J., 1989. Monzonorites from Rogaland (Southwest Norway): a Series of Rocks Coeval but not Comagmatic with Massif-type Anorthosites. *Precambrian Research*, **45**: 111-128.

- Duchesne, J.-C., Liégeois, J.P., Vander Auwera, J., et Longhi, J., 1999. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, **11**: 100-105.
- Dymek, R.F. 1997. On the hemoilmenite-rutile ores at Saint-Urbain, Quebec: Geological Society of America Abstracts with Programs 29, p. 455.
- Dymek, R.F., et Owens, B.E. 2001. Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxide-apatite gabbroanorthosites) associated with Massif anorthosites. *Economic Geology*, **96**: 797-815.
- Eaton, D.W., Hynes, A., Indares, A., et Rivers, T. 1995. Seismic profiling in the eastern Grenville province, Quebec: new evidence for late extension, eclogite reflectivity and Moho relief. *Geology*, **23**: 855-858.
- Emslie, R.F. 1970. The geology of the Michikamau intrusion, Labrador. Geological of Canada Survey Paper 68-57, pp. 1-85.
- Emslie, R.F. 1975. Major rock units of the Morin Complex, Southwestern Quebec Geological Survey of Canada Paper 74-48, pp. 1-37.
- Emslie, R.F. 1978. Anorthosite massifs, Rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research*, **7**: 61-98.
- Emslie, R.F. 1980. Geology and petrology of the Harp Lake Complex, central Labrador: an example of nelsonian magmatism. Geological Survey of Canada, Bulletin 293, pp. 1-136.
- Emslie, R.F. 1985. Proterozoic anorthosite massifs. *Dans The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic provinces. Edité par A.Tobi et J.L.R. Touret. NATO ASI Series C158*, pp. 39-60.
- Emslie, R.F., et Hegner, E. 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, **106**: 279-298.
- Emslie, R.F., Hamilton, M.A. et Thériault, R.J. 1994. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. *The Journal of Geology*, **102**: 539-558.
- Florence, F.P., et Darling, R.S. 1994. Moderate P-high T metamorphism and melting in the western Adirondack highlands: Wide of the bull's eye but on the mark. Geological Society of America Abstracts with Programs 26, p. 17.

- Force, E.R. 1991. Geology of titanium-mineral deposits. Geological Society of America Special Paper 259, pp. 1-112.
- Force, E.R., Adeniranye, O.A., Baron, J.H., Jackson, D.A., Jude, M., Salami, S.O., Smith, R., et Wiafe, S.A. 1974. Geologic map of the Port Leyden 7.5 minute quadrangle. New York State Geological Survey Open File Report.
- Force, E.R., et Carter, B.A. 1986. Liquid immiscibility proposed for nelsonitic components of the anorthosite-syenite-gabbro complex, San Gabriel Mountains, California. Geological Society of America Abstracts with Programs 18, p. 604.
- Force, E.R., et Herz, N. 1979. The Roses Mill pluton and its relation to nelsonite and augen gneiss of the Roseland district, central Virginia. Geological Society of America Abstracts with Programs 11, p. 179.
- Förster, H. 1987. Ignimbritic cauldrons, alkali granites and mineral deposits in fault-block mountains. *Geologische Rundschau*, **76**, 373-388.
- Förster, H., et Knittel, U. 1979. Petrographic observations on a magnetite deposit at Mishdovan, Central Iran. *Economic Geology*, **74**: 1485-1510.
- Förster, H., et Jafarzadeh, A. 1994. The Bafq mining district in central Iran-A highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, **27**: 554-577.
- Forsyth, D.A., Milkereit, B., Zelt, C.A., Hutchison, D.R. 1994. Deep structure beneath Lake Ontario: crustal-scale Grenville subdivisions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**: 255-270.
- Fountain, J.C., Hodge, D.S., et Hills, F.A. 1981. Geochemistry and petrogenesis of the Laramie anorthosite complex, Wyoming. *Lithos*, **14**: 113-132.
- Fram, M.S., et Longhi, J. 1992. Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthosite complexes. *American Mineralogist*, **77**: 605-616.
- Francoeur, G. 1997. Projet Chûtes-des-Passes. Mines d'Or Virginia, Québec, 42 pages.
- Frietsch, R. 1978. On the magmatic origin of the Kiruna-type. *Economic Geology*, **73**: 478-485.
- Frietsch, R., et Perdahl, J.-H. 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews*, **9**: 489-510.
- Frost, B.R., Frost, C.D., Lindsley, D.H., Scoates, J.S., et Mitchell, J.N. 1993. The Laramie Anorthosite Complex and the Sherman Batholith: Geology, evolution, and theories for

- origin. *Dans* Geology of Wyoming. *Édité par* A.W. Snoke, J.R. Steidtmann, et S.M. Roberts. Geological Survey of Wyoming Memoir 5, pp. 118-161.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application. *American Mineralogist*, **77**: 1004-1020.
- Fujimaki, H. 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**:42-45.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., et Aoki, K.-I. 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 662-672.
- Gardner, P.M., et Robins, B. 1974. The olivine - plagioclase reaction: Geological evidence from the Seiland petrographic province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **44**, 149-156.
- Geijer, P. 1931. The iron ores of the Kiruna type. Geographical distribution, geological characters, and origin. *Sveriges Geologiska Undersökning C367*, pp. 1-39.
- Geijer, P. 1967. Internal features of the apatite-bearing magnetiteores. *Sveriges Geologiska Undersökning C624*, pp. 1-32.
- Geijer, P., et Ödman, O.H. 1974. The emplacement of the Kiruna iron ores and related deposits. *Sveriges Geologiska Undersökning C700*, pp. 1-48.
- Ghiorso, M.S., et Carmichael, I.S.E. 1985. Chemical mass transfer in magmatic processes. II. Applications in equilibrium crystallization, fractionation and assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **90**: 107-120.
- Ghiorso, M.S., Hirschmann, M., et Sack, R.O. 1994. MELTS: Software for thermodynamic modeling of magmatic systems. *EOS*, **75**: 571.
- Ghiorso, M.S., et Sack, R.O. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**: 197-212.
- Gobeil, A., Hébert, C., Clark, T., Beaumier, M., et Perreault, S. 2002. Géologie du lac De La Blache (22K/03 et 22K/04). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, rapport RG 2002-01, pp. 1-52.
- Goldberg, S.A. 1984. Geochemical relationship between anorthosite and associated iron-rich rocks, Laramie Range, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**: 376-387.

- Green, A.G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D.R., Canin, W.F., Lee, M.W., Avena, W.F., Behrendt, J.C., et Hinze, W.J. 1988. Crustal structure of the Grenville Front and adjacent terranes. *Geology*, **16**: 788-792
- Greenough, J.D., et Owen, V. 1995. The role of subcontinental lithospheric mantle in massif-type anorthosite petrogenesis: evidence from the jotunitic Red Bay pluton, Labrador. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **75**: 1-15.
- Griffin, W. L. 1970. Genesis of coronas in anorthosite of the Jotun Nappe, Indre Sogn, Norway. *Journal of Petrology*, **12**: 219-243.
- Griffin, W. L., et Heier, K.S. 1973. Petrological implications of some corona structures. *Lithos*, **6**: 315-335.
- Grobler, N.J., et Whitfield, G.G. 1970. The olivine-apatite magnetites and related rocks in the Villa Nora occurrence of the Bushveld igneous complex. *Dans Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions. Édité par D.J.L. Visser et G. von Gruenewalt. Geological Society of South Africa Special Publication 1*, pp. 208-227.
- Gross, G.A. 1965. General geology and evaluation of the iron deposits. *Dans Geology of Iron Deposits in Canada, volume I, rapport de géologie économique 22. Commission géologique du Canada*, pp. 1-181.
- Gross, S.O. 1968. Titaniferous ores of the Sanford Lake district, New York. *Dans Ore Deposits of the United States, 1933-1967. Édité par J.D. Ridge. American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, New York, volume I*, pp. 140-153.
- Gross, G.A. 1996. Mafic Intrusion-Hosted Titanium-Iron. *Dans Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Édité par O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, Geological Survey of Canada*, pp. 573-582.
- Haggerty, S.E. 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Dans Oxide Minerals. Édité par D. Rumble. Mineralogical Society of America short course notes, volume 3*, pp. Hg101-Hg300.
- Hagner, A.F. 1968. The titaniferous magnetite deposit of Iron Mountain, Wyoming. *Dans Ore deposits of the United States. Édité par J.D. Ridge. American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, New York, volume I*, pp. 666-680.
- Hammond, P. 1952. Allard Lake Ilmenite Deposits. *Economic Geology*, **47**: 634-649.

- Hargraves, R.B. 1962. Petrology of the Allard Lake anorthosite suite, Quebec. *Dans Petrologic studies: a volume to honor A.F. Buddington*. Geological Society of America, Denver, pp. 163-189.
- Hébert, C. 1991. Linéament Lac Saint-Jean-Pipmuacan. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 91-24, Québec.
- Hébert, C. 1999. Emplacement of the Lac Saint-Jean anorthositic suite, Grenville Province, Quebec, Canada. *Journal of conference abstracts. European Union of Geosciences Congress, Strasbourg, volume 4, p. 687.*
- Hébert, C. 2001. Géologie de la région de Lac Mélonèze. Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 2001-02, Québec, pp.1-25.
- Hébert, C., et Beaumier, M. 1999. Géologie de la région de Chûte-des-Passes (22E/14). Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte annotée SI-22E14-C3G-99K, Québec.
- Hébert, C., et Beaumier, M. 2000. Géologie de la région du Lac à Paul. Ministère des Ressources naturelles, RG 99-05, Québec, pp.1-31.
- Hébert, C. et Lacoste, P. 1994. Linéament de St-Fulgence-Poulin de Courval. Programme et résumés, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 94-09, p. 56.
- Hébert, C., et Lacoste, P. 1998a. Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 96-08, Québec, pp.-1-22.
- Hébert, C. et Lacoste, P. 1998b. Géologie de la région de Bagotville (22 D/07). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 97-06, Québec, pp.1-32.
- Hébert, C., Lacoste, P., et Vaillancourt, C. 1995a. Géologie des régions de Jonquière, Chicoutimi et Bagotville (SNRC 22D/06 et 22D/07). *Dans Programmes et Résumés 1995, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec, p 28.*
- Hébert, C., Lacoste, P., et Vaillancourt, C. 1995b. 22D/06 Jonquière-Chicoutimi. *Compilation géoscientifique 1 :50000, SIGÉOM. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec.*
- Helvacı, C. 1984. Apatite-rich iron deposits of the Avnik Bignöl region, southeastern Turkey. *Economic Geology*, **79**: 354-371.

- Henriquez, F., et Martin, R.F. 1978. Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile. *Canadian Mineralogist*, **16** : 581-589.
- Hervet, M., van Breemen, O., et Higgins, M.D., 1994. U-Pb igneous crystallization ages of intrusive rocks near the southeastern margin of the Lac-St-Jean Anorthosite Complex, Grenville Province, Quebec. *Radiogenic Age and Isotopic Studies*, report 8; Geological Survey of Canada, Current Research 1994-F, pp. 115-124.
- Herz, N. 1968. The Roseland alkalic anorthosite massif, Virginia. *Dans Origin of anorthosite and related rocks (1969)*. Édité par Y.W. Isachsen. New York State Museum and Science Service Memoir 18, pp.357-367.
- Herz, N., et Force, E.R. 1979. A revised stratigraphy for the Blue Ridge basement of the Roseland district, central Virginia. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, p. 182.
- Herz, N., et Force, E.R. 1987. Geology and mineral deposits of the Roseland District of central Virginia. U.S. Geological Survey Professional Paper 1371, pp. 1-56.
- Herz, N., and Force, E. R., 1984, Rock suites in Grenvillian terrane of the Roseland district, Virginia. *Geological Society of America Special Paper* 194, pp. 187-214.
- Higgins, M.D., et van Breeman, O. 1992. The age of the Lac-Saint-Jean Anorthosite Complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1412-1423.
- Higgins, M.D., et van Breemen, O. 1996. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay – LacSaint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, **79**: 327-346.
- Higgs, D.V. 1954. Anorthosite and related rocks of the western San Gabriel Mountains, southern California. *University of California Publications in Geological Sciences*, **30**: 171-222.
- Hildebrand, R.S. 1986. Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmaticzone, northwest Canada. *Economic Geology*, **81**: 640-659.
- Hill, R., et Roedder, P.L. 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *The Journal of Geology*, **82** : 709-729.

- Hillhouse, D.N. 1960. Geology of the Piney River-Roseland titanium area, Nelson and Amherst counties, Virginia. Thèse de Ph.D. (non publiée), Institut Polytechnique de la Virginie, Virginie, États-Unis, 129 pages.
- Himmelberg, G.R., et Ford, A.B. 1976. Pyroxenes of the Dufek intrusion, Antarctica. *Journal of Petrology*, **17**: 219-243.
- Hocq, M. 1977. Contribution à la connaissance petrostructurale et minéralogique des massifs anorthositiques et mangéritiques de la région du réservoir Pipmuacan. Thèse de Ph.D. (inédiée), Université de Montréal, Montréal, Québec, 699 pages.
- Hodder, A.P.W. 1985. Depth of origin of basalts inferred from Ti/V ratios and a comparison with the K₂O-depth relationship for island-arc volcanics. *Chemical Geology*, **48**: 3-16.
- Hughes, J.M., Cameron, M., et Mariano, A.N. 1991. Rare-earth-element ordering and structural variations in natural rare-earth-bearing apatites. *American Mineralogist*, **76**: 1165-1173.
- Huss, L. 2002. Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-EGP des indices de la région du Lac à Paul, suite anorthositique de Lac St-Jean. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 220 pages.
- Ider, M. 1997. Géochronologie, géochimie et pétrographie des roches métamorphiques et ignées autour du gisement de wollastonite du Canton Saint-Onge, Québec, Canada. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, Canada, 167 pages
- Irvine, T.N., et Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **8**: 523-548.
- Jooste, R-F. 1958. Région de Bourget, Districts Ministère des Richesses Naturelles, Rapport géologique 78, Québec, pp.1-47.
- Kolker, A. 1982. Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Economic Geology*, **77**: 1146-1158.
- Kozłowski, A., et Wiszniewska, J. 2003. Phosphate and silicate inclusions in apatite and pyroxene from the precambrian nelsonite and jotunite of NE Poland. *Archiwum Mineralogiczne*, **54**: 5-21.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.

- LaForce, M.J., Darling, R.S., et Hay, R.E. 1994. Geophysical investigation of the Port Leyden nelsonite. Geological Society of America Abstracts with Programs 26, pp. 30-31.
- Laurin, A.F., et Sharma, K.N.M. 1975a. Carte Réservoir Pipmuacan (1783). Service de l'exploration géologique, Québec.
- Laurin, A.F., et Sharma, K.N.M. 1975b. Région des rivières Mistassini, Péribonca, Saguenay (Grenville 1965-1967). Ministères des Richesses naturelles, R.G.-161, Québec, pp.1-89.
- Lindsley, D.H. 1991. Origin of Fe-Ti oxide deposits in the Laramie anorthosite complex. IGCP 290 resume, Adirondack meeting.
- Lindsley, D.H. et Philip, J.R. 1993. Experimental evaluation of Fe-Ti oxide magmas. EOS, **74**: 337.
- Lindstrom, D.J. 1976. Experimental study of the partitioning of the transition metals between clinopyroxene and coexisting silicate liquids. Thèse de Doctorat (non publiée), Université de l'Oregon, Oregon, 188 pages.
- Lister, G.F. 1966. The composition and origin of selected iron-titanium deposits. Economic Geology, **61**: 275-310.
- Longhi, J., Fram, M.S., Vander Auwera, J. et Montieth, J.N. 1993. Pressure effects, kinetics, and rheology of anorthositic and related magmas. American Mineralogist, **78**: 1016-1030.
- Longhi, J., Vander-Auwera, J., Fram, M.S., et Duchesne, J.-C. 1999. Some Phase equilibrium constraints on the origin of proterozoic (Massif) anorthosites and related rocks. Journal of Petrology, **40**: 339-362.
- Maquil, R., et Duchesne, J.C., 1984. Géothermométrie par les pyroxènes et mise en place du massif anorthositique d'Egersund-Ogna (Rogaland, Norvège méridionale). Annales de la Société Géologique de Belgique, **107**: 27-49.
- McCann, A.J. 1998. Exploration and development of apatite and ilmenite: the Sept-Îles project of Norsk-Hydro – SOQUEM. Dans Proceedings of the 33rd Annual Forum on the Geology of Industrial Minerals, Quebec City. *Édité par* M. Bélanger, T. Clark et H.L. Jacob. CIM Special Volume 50, pp. 57-73.
- McDonough, W.F. et Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, **120**: 223-253.

- McLelland, J., Ashwal, L. et Moore, L. 1994. Composition and petrogenesis of oxide-, apatite-rich gabbro-norites associated with Proterozoic anorthosite massifs: examples from the Adirondack Mountains, New York. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 225-238.
- Myers, J.S., et Platt, R.G. 1977. Mineral chemistry of layered Archaean anorthosite at Majorqap qáva, near Fiskenaesset, southwest Greenland. *Lithos*, **10**: 59-72.
- Michot, P. 1960. La géologie de la catazone: le problème des anorthosites, la palingénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland meridionale (Norvège méridionale). *Norges Geologiske Undersøkelse*, **212**: 1-54.
- Michot, P. 1965. Le magma plagioclastique. *Geologische Rundschau*, **54**: 956-976.
- Miller, W.J. 1910. Geology of the Port Leyden quadrangle. New York State Museum Bulletin 135, pp. 1-61.
- Mitchell, J.N., Scoates, J.S., et Frost, C.D. 1995. High-Al gabbros in the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming: implications for the composition of melts parental to Proterozoic anorthosite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**: 166-180.
- Mitchell, J.N., Scoates, J.S., Frost, C.D., et Kolker, A. 1996. The geochemical evolution of anorthosite residual magmas in the Laramie anorthosite complex, Wyoming. *Journal of Petrology*, **37**: 637-660.
- Mongkoltip, P., et Ashworth, J.R. 1983. Quantitative estimation of an open-system symplectite-forming reaction: restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *Journal of Petrology*, **24**: 635-661.
- Moore, C.H., Jr. 1940. Origin of the nelsonite dikes of Amherst County, Virginia. *Economic Geology*, **35**: 629-645.
- Morgan, J.W., Stein, H.J., Hannah, J.L., Markey, R.J., Wiszniewska, J. 2000 Re-Os study of ores from the Suwalki anorthosite massif, northeast Poland. *Mineralium Deposita*, **35**: 391-401.
- Morin, M. 1969. Labrieville map area, Saguenay County. Ministère des Richesses Naturelles, rapport préliminaire 141, pp. 1-145.
- Morse, S.A. 1968. Layered intrusions and anorthosite genesis. *Dans* Origin of anorthosite and related rocks. *Édité par* Y.W. Isachsen. New York State Museum and Science Service Memoir 18, pp. 99-110.

- Morse, S.A. 1979. Kiglapait geochemistry I: systematics, sampling and density. *Journal of Petrology*, **20**: 555-590.
- Morse, S.A. 1980. Kiglapait mineralogy II : Fe-Ti oxide minerals and the activities of oxygen and silica. *Journal of Petrology*, **21** : 685-719.
- Morse, S.A. 1982. A partisan review of proterozoic anorthosites. *American Mineralogist*, **67**: 1087-1100.
- Morse, S.A., et Nolan, K.M. 1985. Kiglapait geochemistry VII: Yttrium and the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 1621-1644.
- Murray, J., et Oreskes, N. 1997. Uses and limitations of cathodoluminescence in the study of apatite paragenesis. *Economic Geology*, **92**: 368-376.
- Nabil, H. 2003. Genèse des dépôts de Fe-Ti-P associés aux intrusions litées (exemples: l'intrusion mafique de Sept-Iles, au Québec; complexe de Duluth aux États-Unis). Thèse de Ph.D., Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 441 pages.
- Naslund, H.R. 1983. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts. *American Journal of Science*, **283**: 1034-1059.
- Naslund, H.R., Dobbs, F.M., Henríquez, F.J., et Nyström, J.O. 1998. Evidence for iron-oxide magmas at El Laco, Chile, *Geological Society of America, Abstracts with Program* 30, p. A-91.
- Nielsen, R.L., Forsythe, L.M., Gallahan, W.E., et Fisk, M.R. 1994. Major- and trace-element magnetite-melt equilibria. *Chemical Geology*, **117**: 167-191.
- Nolan, K.M., et Morse, S.A. 1986. Marginal rocks resembling the estimated bulk composition of the Kiglapait intrusion: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 2381-2386.
- Nyström, J.O. 1985. Apatite iron ores of the Kiruna field, northern Sweden: magmatic textures and carbonatitic affinity: *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **107**: 133-141.
- Oakeshott, G.B. 1958. Geology and mineral deposits of San Fernando quadrangle, Los Angeles County, California. *Division of Mines Bulletin* 172, pp.1-147.
- Olson, K.E. 1992. The petrology and geochemistry of mafic igneous rocks in the anorthosite-bearing Adirondack Highlands, New York. *Journal of Petrology*, **33**: 471-502.

- Olson, K.E., et Morse, S.A. 1990. Regional Al-Fe mafic magmas associated with anorthosite-bearing terranes. *Nature*, **344**: 760-762.
- Owens, B.E. et Dymek, R.F. 1992. Fe-Ti-P rich rocks and massif anorthosite: Problems of interpretation illustrated from the Labrieville and Saint-Urbain plutons, Quebec. *Canadian Mineralogist*, **30**: 163-190.
- Owens, B.E., Rockow, M.W., et Dymek, R.F. 1993. Jotunites from the Grenville Province, Quebec: petrological characteristics and implications for massif anorthosite petrogenesis. *Lithos*, **30**: 57-80.
- Owens, B.E., et Dymek, R.F. 2001. Petrogenesis of the Labrieville alkalic anorthosite massif, Grenville Province, Quebec. *Journal of Petrology*, **42**: 1519-1546.
- Owens, B.E., Dymek, R.F., Tucker, R.D., Brannon, J.C., et Podosek, F.A. 1994. Age and radiogenic isotopic composition of a late- to post- tectonic anorthosite in the Grenville Province: the Labrieville massif, Quebec. *Lithos*, **31**: 189-206.
- Paludan, J., Hansen, U. B., et Olesen, N. Ø. 1994. Structural evolution of the Precambrian Bjerkreim-Sokndal Intrusion, South Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **74**: 185-198.
- Parak, T. 1975. Kiruna iron ores are not "Intrusive magmatic ores of the Kiruna type". *Economic Geology*, **70**: 1242-1258.
- Park, C.F., Jr. 1961. A magnetite "flow" in northern Chile. *Economic Geology*, **56**: 431-441.
- Paster, T.P., Schauwecher, D.S., et Haskin, L.A. 1974. The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 1549-1577.
- Philpotts, A.R. 1966. Origin of anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec. *Journal of Petrology*, **7**: 1-64.
- Philpotts, A.R. 1967. Origin of certain Iron-Titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, **62**: 303-315.
- Philpotts, A.R. 1981. A model for the generation of massif-type anorthosites. *Canadian Mineralogist*, **19**: 233-253.
- Phinney et Morrison. 1990. Partition coefficients for calcic plagioclase: implications for Archean anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 1639-1654.

- Pinckney, L.R., et Lindsley, D.H. 1976. Effects of magnesium on iron-titanium oxides. Geological Society of America Abstracts with Programs 8, p. 1051.
- Raby, R. 1968. La Hache-Est, Projet 13-778-01, Rapport des travaux statutaires. SOQUEM, GM 23170, 22 pages.
- Raedeke, L.D. 1982. Petrogenesis of the Stillwater Complex. Thèse de Ph.D., Université de Washington, Washington, Etats-Unis, 212 pages.
- Raedeke, L.D., et McCallum, I.S. 1980. A comparison of fractionation trends in the lunar crust and the Stillwater complex. *Dans* Proceedings of the conference on the lunar highlands crust (Geochimica et Cosmochimica Acta supplement). *Édité par* J.J. Papike et R.B. Merrill. Pergamon, New York, pp. 133-153.
- Reynolds, I.M. 1985. Contrasted mineralogy and textural relationships in the uppermost titaniferous magnetite layers of the Bushveld Complex in the Bierkraal area north of Rustenberg. *Economic Geology*, **80**: 1027-1048.
- Reynolds, I.M. 1986. The mineralogy and ore petrography of the Bushveld titaniferous magnetite-rich layers. *Dans* Mineral Deposits of Southern Africa. *Édité par* C.R. Anhaeusser et S. Maske. Geological Society of South Africa, Johannesburg, pp. 1267-1286.
- Ripley, E.M., Severson, M.J., et Hauck, S.A. 1998. Evidence for Sulfide and Fe-Ti-P-Rich Liquid Immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, **93** :1052-1062.
- Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, **86**: 117-154.
- Rivers, T., et Chown, E.H. 1986. The Grenville Orogen in eastern Quebec and western Labrador-definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes. *Dans* The Grenville Province. *Édité par* J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer. Geological Association of Canada special paper 31, Geological Association of Canada, St-John's, Terre-Neuve, Canada, pp. 31-50.
- Rivers, T., et Corrigan, D. 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**: 359-383.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., et Davidson, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics*, **8** : 63-84.

- Rivers, T., van Gool, J.A.M., Connelly, J.N. 1993. Contrasting tectonic styles in the northern Grenville Province: implications for dynamics of orogenic fronts. *Geology*, **21**: 1127-1130.
- Roedder, E. 1951. Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. *American Mineralogist*, **36**: 282-286.
- Roedder, E. 1979. Silicate liquid immiscibility in magma. *Dans The Evolution of the Igneous Rocks fiftieth anniversary perspectives. Édité par H.S.Yoder*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, Etats-Unis, pp. 15-58.
- Roelandts, I., et Duchesne, J.-C. 1979. Rare earth elements in apatite from the layered norites and iron-titanium oxide orebodies related to anorthosites (Rogaland, S.W. Norway). *Dans Origin and distribution of the elements. Édité par L.H. Ahrens*. Pergamon, Oxford, pp.199-212.
- Rose, E.R.1961. Iron and titanium in the anorthosite at Saint-Urbain, Quebec. Rapport 61-7, Commission Géologique du Canada, 25 pages.
- Ross, C.S. 1941. Occurrence and origin of the titanium deposits of Nelson and Amherst Counties, Virginia. U.S. Geological Survey Professionnal Paper 198, pp. 1-59.
- Schärer, U., Wilmart, E., et Duchesne, J.-C. 1996. The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U-Pb dating of the Rogaland complex, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, **139**: 335-350.
- Scoates, J. S., et Frost, C. D. 1996. A strontium and neodymium isotopic investigation of the Laramie anorthosites, Wyoming, USA; implications for magma chamber processes and the evolution of magma conduits in Proterozoic anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** : 95-107.
- Scoates, J.S., Frost, C.D., Mitchell, J.N., Lindsley, D.H., et Frost, B.R. 2000. Residual liquid origin for a monzonitic intrusion in a Proterozoic anorthosite complex: the Sybille intrusion, Laramie anorthosite complex, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, volume 108, pp. 1357-1371.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**: 101-118.
- Snetsinger, K.G., Bunch, T.E., et Keil, K. 1968. Electron microprobe analysis of vanadium in the presence of titanium. *American Mineralogist*, **53**: 1770-1773.
- Streckeisen, A. 1974. How should charnockitic rocks be named? *Dans Géologie des domaines Cristallins. Société géologique de Belgique, Liège, Belgique*, pp.349-360.

- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**: 1-33.
- Stephenson, R.C. 1945. Titaniferous magnetite deposits of the Lake Sanford area, New York. *New York State Museum Bulletin* 340, pp. 1-78.
- Sun, S.S., et McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Dans Magmatism in the Ocean Basins. Édité par A.D. Saunders et M.J. Norry, M.J.* London Geological Society special publication 42, Londres, Royaume-Uni, pp. 313-345.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, **33**: 241-265.
- Toplis, M.J., Dingwell, D.B, et Libourel, G. 1994a. The effect of phosphorus on the iron redox ratio, viscosity, and density of an evolved ferro-basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**: 293-304.
- Toplis, M.J., Libourel, G., et Carroll, M.R. 1994b. The role of phosphorus in basalt crystallization processes: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 797-810.
- Toplis, M.J., et Carroll, M.R. 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferrobasaltic systems. *Journal of Petrology*, **36**: 1137-1170.
- Toplis, M.J., et Carroll, M.R. 1996. Differentiation of ferro-basaltic magmas under conditions open and closed to oxygen: Implications for the Skaergaard intrusion and other natural systems. *Journal of Petrology*, **37**: 837-858.
- Toplis, M.J., et Corgne, A. 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **144**: 22-37.
- Turcotte, S. 2001. Mise en place de la portion nord-est de la suite anorthositique du Lac-Saint-Jean durant un chevauchement Grenvillien. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 204 pages.
- Valley, J., et O'Neil, J. 1978. Oxygen isotope evidence for shallow emplacement of Adirondack anorthosite. *Nature*, **300**: 497-500.
- Vander Auwera, J., et Longhi, J. 1994. Experimental study of a jotunite (hypersthene monzodiorite): constraints on the parent magma composition and crystallization

- conditions (P, T, fO_2) of the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (Norway). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **118**: 60-78.
- Vander Auwera, J., Longhi, J., et Duchesne, J.-C. 1998. A Liquid Line of Descent of the Jotunite (Hypersthene Monzodiorite) Suite. *Journal of Petrology*, **39**: 439-468.
- Van Marcke de Lummen, G. 1985. An Fe-Ti oxides-apatite-biotite (nelsonite) deposit related to the Costabonne granite, eastern Pyrenees, France. *Bulletin de Minéralogie*, **108**: 353-365.
- Visser, W., et Van Groos, A.F.K. 1979. Effects of P_2O_5 and TiO_2 on liquid-liquid equilibria in the system K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 . *American Journal of Science*, **279**: 970-988.
- Von Gruenewaldt, G. 1973. The main and Upper zone of the Bushveld Complex in the Roossenekal area, Eastern Transvaal. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **76**: 207-227.
- Von Gruenewaldt, G. 1993. Ilmenite-apatite enrichments in the Upper Zone of the Bushveld Complex: a major titanium - rock phosphate resource. *International Geological Review*, **35**: 987-1000.
- Wager, L.R., et Brown, G.M. 1967. *Layered Igneous Rocks*. Oliver and Boyd, Edinburgh, Royaume-Uni, 588 pages.
- Watson, T.L. 1907. Mineral resources of Virginia. Virginia Jamestown Exposition Commission, J.P. Bell, Lynchburg, Virginie, 618 pages.
- Watson, T.L., et Taber, S. 1913. Geology of the titanium and apatite deposits of Virginia. *Virginia Geological Survey Bulletin 3-A*, 308 pages.
- Watson, E.B. 1985. Henry's law behavior in simple systems and in magmas: Criteria for discerning concentration-dependent partition coefficients in nature. *Geochimica et Cosmochimica et Acta*, **49**: 917-923.
- Weiblen P. W., et Roedder E. 1973. Petrology of melt inclusions in Apollo samples 15598 and 62295, and of clasts in 67915 and several lunar soils. *Dans Proceedings Lunar Science conference IV*, Pergamon, NewYork, pp. 681-703.
- Weidner, J.R. 1982. Iron-oxide magmas in the system Fe-C-O. *Canadian Mineralogist*, **20**: 555-566.
- Whitney, P.R., et McLelland, J.M. 1973. Origin of coronas in metagabbros of the Adirondack Mountains. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **39**: 81-98.

- Whitney, P.R., et McLelland, J.M. 1983. Origin of biotite-hornblende-garnet coronas between oxides and plagioclase in olivine metagabbros, Adirondack region, NY. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **82**: 34-41.
- Wiebe, R.A. 1979. Fractionation and liquid immiscibility in an anorthositic pluton of the Nain complex, Labrador. *Journal of Petrology*, **20**: 239-269.
- Wiebe, R.A. 1990. Evidence for unusually feldspathic liquids in the Nain complex, Labrador. *American Mineralogist*, **75**: 1-12.
- Wiebe, R.A. 1992. Proterozoic anorthosite complexes. *Dans Proterozoic crustal evolution. Édité par K.C. Condie. Elsevier, Amsterdam*, pp. 215-261.
- Wilmart, E., Demaiffe, D., et Duchesne, J.-C. 1989. Geochemical Constraints on the Genesis of the Tellnes Ilmenite Deposit, Southwest Norway. *Economic Geology*, **84**: 1047-1056.
- Wiszniewska, J., Duchesne, J.-C., Claesson, S., Stein, H.J., et Morgan, J. 1999. Geochemical constraints on the origin of the Suwalki Anorthosite Massif and related Fe-Ti-V ores, NE Poland. *EUG 10 Meeting Abstracts*, p. 686.
- Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L., et Archer, P. 1981. Crystallization and emplacement of the Lac-St-Jean Anorthosite Massif (Quebec, Canada). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**: 343-350.
- Woussen, G., Roy, D.W., Dimroth, E., et Chown, E.H. 1986. Mid-Proterozoic extensional tectonics in the core zone of the Grenville Province. *Geological Association of Canada Special Paper 31*, pp. 297-311.
- Woussen, G., Martignole, J., et Nantel, S. 1988. The Lac-St-Jean anorthosite in the St-Henri-de-Taillon area (Grenville Province): A relic of a layered complex. *Canadian Mineralogist*, **26**: 1013-1025.
- Wynne-Edwards, H.R. 1972. The Grenville Province. *Dans: Variations in Tectonic Styles in Canada. Édité par R.A. Price et J.W. Douglas. Geological Association of Canada Special Paper 2*, pp. 263-334.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An introduction to Metamorphic Petrology. Longman Scientific and Technical (Longman earth science series), Essex, London, 248 pages.*

Annexe 1:
Coordonnées UTM et lithologies des échantillons

Échantillon	Lithologie	UTME	UTMN	Échantillon	Lithologie	UTME	UTMN
98B	Dunite nelsonitique	374866	5519766	2288	Roche à oxydes de Fe-Ti	368763	5513074
149A	Webstérite à olivine et oxydes de Fe-Ti	357999	5531887	4047	Roche à oxydes de Fe-Ti	365838	5524056
150C	Webstérite à oxydes de Fe-Ti	357856	5531954	2453	Roche à oxydes de Fe-Ti	351829	5532488
1089A	Dyke de diorite ferrifère	375609	5527717	C16	Leucotroctolite à oxydes de Fe-Ti	363888	5508173
1089B	Diorite ferrifère	375609	5527717	C140	Leucotroctolite à oxydes de Fe-Ti	351708	5532253
1089D	Dyke de diorite ferrifère	375609	5527717	C341	Troctolite	352710	5532363
1116B	Lherzolite nelsonitique	375262	5521337	C555	Leucotroctolite à oxydes de Fe-Ti	367107	5506962
1139A	Troctolite à oxydes de Fe-Ti	363920	5509482	MAN1-48	Dunite nelsonitique	381330	5527210
1194B	Dyke de diorite ferrifère	357378	5520761	MAN1-125	Dunite nelsonitique	381330	5527210
1309	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti	366041	5511325	MAN2-50	Dunite nelsonitique	381330	5527095
1310	Dunite nelsonitique	383171	5511815	MAN3-102	Leucogabbro à oxydes de Fe-Ti	381330	5527690
1311A	Anorthosite	382559	5511216	MAN4-69	Orthopyroxénite à oxydes de Fe-Ti	381520	5527960
1311B	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite	382559	5511216	MAN4-139	Pyroxénite à oxydes de Fe-Ti	381520	5527960
1312	Leucogabbronorite à oxydes de Fe-Ti	381237	5516243	MHY2-22	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite	384540	5518625
1314	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite	373314	5518046	NA1-3	Leucotroctolite à oxydes de Fe-Ti et apatite	385125	5514150
1315	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite	370352	5519107	NA1-7	Dunite à oxydes de Fe-Ti	385125	5514150
1316	Leucogabbro	365766	5520860	NA1-69	Leuconorite à oxydes de Fe-Ti	385125	5514150
1317	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite	372501	5529584	NA2-48	Leucotroctolite à apatite	385240	5513775
2112B	Wehrlite nelsonitique	381148	5516393	NA3-50	Roche à oxydes de Fe-Ti	385210	5513350
2114A	Anorthosite	380725	5516816	NB3-12	Troctolite à oxydes de Fe-Ti et apatite	387060	5512620
2132	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti et apatite	383540	5514870	PAU2-5	Dunite nelsonitique	387060	5512620
2160B	Wehrlite nelsonitique	382563	5516729	PAU2-12	Anorthosite à oxydes de Fe-Ti	374900	5529325
2220C	Dunite nelsonitique	383100	5509851	PAU2-28	Leucogabbronorite à oxydes de Fe-Ti et apatite	374900	5529325
2236B	Dunite à oxydes de Fe-Ti	377287	5514116	PAU2-56	Dunite nelsonitique	374900	5529325
2257A	Roche à oxydes de Fe-Ti	375907	5516996	PAU2-80	Dunite nelsonitique	374900	5529325

Annexe 2:

Composition modale des échantillons, basée sur l'observation pétrographique

Anorthosites, leucogabbros, leuconorites et leucogabbronorites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

	1309	1311A	1311B	1312	1314	1315	1316	1317	2114A	2132	MAN3-102	MHY2-22	NA1-69	PAU2-12	PAU2-28
Plagioclase	90-95	95-97	75-80	75-80	75-80	80-85	50-55	65-70	90-95	55-60	65-70	55-60	65-70	85-90	60-65
Orthopyroxène				2-5	<1	tr-1							8-10		10-12
Opx (secondaire, coronites)						tr	tr	5-7							
Clinopyroxène			2-3	4-5	tr-1		20-25				25-30		tr	tr	8-10
Olivine					tr			?							
Ilménite	2-3	tr	5-6	3-4	5-6	3-4	tr	6-7	1-2	10-12	4-5	12-13	5-6	5-6	7-8
Magnétite	1-2	tr	tr-1	tr			tr	tr		tr	tr	tr		tr	1-2
Hercynite	tr	tr						tr				tr	tr	tr	tr
Spinnelle (coronites)															
Apatite	tr	tr	5-7	tr	7-9	5-7	tr	7-8	tr	9-10	tr	9-10	tr	tr	6-7
Biotite	1-3		2-5	4-5	5-10	2-5	5-7	5-10	2-5	5-10	tr		5-7	4-5	5-10
Hornblende verte		2-5	2-5	4-5	1-3	2-5		5-10	1-2	5-10		15-20	10-12	tr-1	
Hornblende brune															4-5
Cummingtonite							15-20				tr	5-10			
Feldspath potassique			tr	tr	tr	tr	tr		tr				tr		
Muscovite	tr			tr			tr	tr					tr	tr	
Quartz				tr	tr	tr	tr	tr							
Carbonates	tr			tr			tr	tr			tr	tr	tr	tr	tr
Séricite	tr		tr	tr	tr	tr			tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Chlorite									tr	tr			tr		
Sulfures (tr)		Po, Py	Po, Cpy	Po			Py		Py		Po, Py	Po, Py	Py	Po, Py	Po, Py

Annexe 2 (suite):

Composition modale des échantillons, basée sur l'observation pétrographique

Leucotroctolites et Troctolites ± oxydes de Fe-Ti et apatite

	1139A	C16	C140	C341	C555	NA1-3	NA2-48	NB3-12
Plagioclase	45-50	60-65	50-55	50-55	60-65	60-65	60-65	25-30
Olivine	20-25	15-20	20-25	20-25	20-25	10-12	15-20	25-30
Orthopyroxène	tr-1				5-6			
OPX (coronites)	8-10	3-4	tr	tr	7-8	5-7	5-7	10-15
Clinopyroxène		tr		tr		5-7		
Ilménite	9-10	2-3	14-15	tr	4-5	6-7	4-5	13
Magnétite	5-7	tr-1	1-2	tr	5-6		tr-1	1-2
Spinnelle		tr			tr			
Spinnelle (coronites)	tr	tr	tr		tr			tr
Apatite	tr	tr	tr	tr	tr	8-9	11-12	16-17
Amphibole verte	7-10	2-3	tr	5	8-10	5-7	5-10	10-15
Cumingtonite		tr			8-10	5-7	5-10	10-15
Biotite		5-7	2-3	2-3	4-5	3-4	tr-2	5-7
Muscovite							tr	
Séricite	tr					tr	tr	
Serpentine							tr	
Chlorite	tr						tr	
Sulfures (tr)		Py, Cpy		Po, Cpy		Py	Po, Cpy	Po, Cpy
Mica blanc								tr
Chlorite							1-2	
Serpentine	1-2	tr-1	tr-1	tr		tr	2-3	
Sulfures (tr)		Po, Cpy	Po, Cpy			Py	Po, Py	Po, Py

Roches à oxydes de Fe-Ti

	2257A	2288	4047	2453	NA3-50
Ilménite	55-60	30-35	40-45	55-60	50-55
Magnétite	20-25	40-45	40-45	30-35	40-45
Spinnelle	10-12	20-25	10-15	8-10	8-10
Apatite	tr	tr			tr
Olivine					tr-1
Clinopyroxène	5-10				
Amphibole					

Péridotites nelsonitiques

	98B	1116B	1310	2112B	2220C	2160B	MAN1-48	MAN1-125	MAN2-50	PAU2-5	PAU2-56	PAU2-80
Olivine	50-55	25-30	50-55	50-55	60-65	20-25	35-40	50-55	50-55	45-50	40-45	45-50
Clinopyroxène		15-20		5-10		20-25						
Orthopyroxène		5-7										tr
Ilménite	15-20	18-20	25	15-16	15-17	18-20	28-30	20-22	20-22	22-25	20-22	20-22
Magnétite	5-7	8-10	14-15	7-8	10-12	8-10	17-19	10-12	14-15	10-12	12-14	5-7
Hercynite	tr	2-3	2-3	tr	tr	2-3	2-3	2-3	1-2	2-3	2-3	2-3
Apatite	20-22	13-15	10-12	13-15	10-12	10-12	15-18	15-18	15-18	14-15	24-25	20-22
Plagioclase		tr-1										
Amphibole						1-2		tr				
Biotite			tr			tr	tr	4-5	tr	2-3	2-3	tr-1
Mica blanc								tr				
Chlorite							1-2					tr
Serpentine	1-2	tr-1	tr-1	tr		tr	2-3		10-15	4-5	4-5	tr

Annexe 2 (suite):

Composition modale des échantillons, basée sur l'observation pétrographique.

Diorites Ferrifères

	1089A	1089B	1089D	1194B
Plagioclase	55-60	50-55	55-60	55-60
Clinopyroxène	15-20	10-15	15-20	2-5
Orthopyroxène				
Biotite	7-10	25-30	7-10	25-30
Amphibole				tr
Hémo-Ilménite	5-7	7-10	5-7	5-7
Magnétite	2-5	2-5	2-5	2-5
Apatite	3-4	3-4	2-3	4-5
Séricite	tr	tr	tr	tr
Carbonates	tr	tr		tr
Feldspath potassique	tr	tr	tr	tr
Sulfures (tr)	Py	Py	Py	Py

Pyroxénites à oxydes de Fe-Ti

	149A	150C	MAN4-69	MAN4-139
Orthopyroxène	25	25-30	80-85	35-40
Clinopyroxène	10-15	20-25	tr	
Olivine	15-20			
Ilménite	25-28	20-22	3-4	45-50
Magnétite	10-15	10-15	2-3	10-20
Spinelles		2-3	2	tr
Apatite	1-2		2-3	
Amphibole verte	5-7	5-7	2-3	tr
Biotite			tr	tr
Plagioclase			tr	tr
Sulfures (tr)			Po,Py	

Dunites à oxydes de Fe-Ti

	2236B	NA1-7
Olivine	55-60	50-55
Ilménite	20	35
Magnétite	20-22	8-10
Spinelles	2-3	2-3
Apatite	tr	1-2
Clinopyroxène		tr
Biotite		tr
Sulfures (tr)		Po, Cpy

Annexe 3:

Limites de détection pour chacun des éléments analysés à la microsonde

Olivine

Échantillons 1116B, 1310, NA3-50, C16, C140, C341, C555		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	313	6
TiO ₂	367	6
Al ₂ O ₃	191	4
Cr ₂ O ₃	276	6
FeO	285	5
MnO	199	6
MgO	418	17
NiO	449	14
CoO	296	5
CaO	272	8

Plagioclase

Échantillons 1311A, 2132, C16, C140, C341, C555, 1089A, 1089B, 1089D		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	240	5
TiO ₂	313	6
Al ₂ O ₃	191	4
FeO	228	5
MgO	205	6
BaO	534	19
SrO	420	16
CaO	238	7
Na ₂ O	276	15
K ₂ O	184	7

Échantillons 149A, PAU2-5, PAU2-56, PAU2-80, 2567D, NA1-7, NB3-12		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	251	6
TiO ₂	302	8
Al ₂ O ₃	160	4
Cr ₂ O ₃	227	6
FeO	231	5
MnO	172	4
MgO	346	14
NiO	370	11
CoO	151	5
CaO	215	5

Échantillons 1311B, 1314, NB3-12, PAU2-28		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	198	3
TiO ₂	261	4
Al ₂ O ₃	167	3
FeO	192	3
MgO	177	3
BaO	1286	10
SrO	599	34
CaO	194	5
Na ₂ O	219	8
K ₂ O	154	4

Annexe 3 (suite):

Limites de détection pour chacun des éléments analysés à la microsonde.

Clinopyroxène

Échantillons 1116B, 1089A, 1089B, 1089D		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	261	5
TiO ₂	330	8
Al ₂ O ₃	188	5
Cr ₂ O ₃	251	5
FeO	248	5
MnO	376	14
MgO	211	7
NiO	241	4
CoO	155	1
CaO	262	7
Na ₂ O	279	11
K ₂ O	201	6

Orthopyroxène

Échantillons 1314, PAU2-28, MAN4-69, MAN4-139, 149A		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	221	11
TiO ₂	189	4
Al ₂ O ₃	285	4
Cr ₂ O ₃	164	5
FeO	239	4
MnO	233	4
MgO	159	3
NiO	329	9
CoO	206	4
CaO	217	5
Na ₂ O	351	7
K ₂ O	139	2

Échantillons PAU2-28, 2160B, 149A		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	211	2
TiO ₂	276	5
Al ₂ O ₃	163	3
Cr ₂ O ₃	210	5
FeO	205	4
MnO	316	10
MgO	186	7
NiO	350	7
CoO	129	2
CaO	214	4
Na ₂ O	223	9
K ₂ O	163	4

Annexe 3 (suite):

Limites de détection pour chacun des éléments analysés à la microsonde.

Ilménite

Échantillons 1311A, 2132, C16, C140, C555, 1116B, 1310, 2257A, 2453, NA3-50, 1089A, 1089B		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	432	6
TiO ₂	262	4
Al ₂ O ₃	261	6
Cr ₂ O ₃	301	6
V ₂ O ₃	336	9
FeO	308	5
MnO	456	17
MgO	180	5
NiO	289	4
CoO	206	2
ZnO	713	31
CaO	308	7

Échantillons 1311B, 1314, PAU2-12, PAU2-28, NB3-12, 2160B, PAU2-5, PAU2-56, PAU2-80, 149A, MAN4-69, NA1-7

Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	418	5
TiO ₂	244	3
Al ₂ O ₃	215	4
Cr ₂ O ₃	253	4
V ₂ O ₃	417	17
FeO	257	4
MnO	383	12
MgO	158	4
NiO	422	7
CoO	172	2
ZnO	658	23
CaO	248	5

Magnétite

Échantillons C16, C140, C555, 1116B, 1310, 2453, NA3-50, 1089A, 1089B, 1089D		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	433	6
TiO ₂	274	4
Al ₂ O ₃	265	6
Cr ₂ O ₃	328	7
V ₂ O ₃	334	11
FeO	340	4
MnO	498	13
MgO	182	5
NiO	305	4
CoO	239	2
ZnO	723	32
CaO	324	6

Échantillons PAU2-12, PAU2-28, 2160B, PAU2-5, PAU2-56, PAU2-80, 149A, NA1-7

Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	427	6
TiO ₂	255	4
Al ₂ O ₃	218	5
Cr ₂ O ₃	276	4
V ₂ O ₃	412	17
FeO	283	4
MnO	417	11
MgO	160	4
NiO	443	8
CoO	198	2
ZnO	660	27
CaO	259	5

Annexe 3 (suite):

Limites de détection pour chacun des éléments analysés à la microsonde.

Spinelle

Échantillons C140, C555, 1310, 2257A, 2453, NA3-50		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	359	9
TiO ₂	225	4
Al ₂ O ₃	267	41
Cr ₂ O ₃	269	7
V ₂ O ₃	276	7
FeO	271	5
MnO	408	17
MgO	179	7
NiO	255	5
CoO	179	3
ZnO	701	33
CaO	268	7

Échantillons 2160B, PAU2-56, PAU2-80, NA1-7		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SiO ₂	345	6
TiO ₂	207	4
Al ₂ O ₃	202	5
Cr ₂ O ₃	222	6
V ₂ O ₃	338	19
FeO	222	4
MnO	335	12
MgO	160	3
NiO	363	9
CoO	146	3
ZnO	657	27
CaO	210	4

Annexe 3 (suite):

Limites de détection pour chacun des éléments analysés à la microsonde.

Apatite

Échantillons 2132, C16, 1116B, 1310		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SO ₃	255	9
P ₂ O ₅	421	4
SiO ₂	285	12
ThO ₂	N.D.	N.D.
UO ₂	7097	179
La ₂ O ₃	431	8
Ce ₂ O ₃	402	7
Nd ₂ O ₃	1214	35
Eu ₂ O ₃	N.D.	N.D.
Yb ₂ O ₃	743	13
Y ₂ O ₃	529	4
FeO	256	5
MnO	252	4
MgO	223	6
CaO	283	7
SrO	395	15
BaO	370	23
PbO	425	21
Na ₂ O	324	9
K ₂ O	211	6
F	1150	48
Cl	115	3

Apatite

Échantillons 1311B, 1314, PAU2-28, NB3-12, 2160B, PAU2-5, PAU2-56, PAU2-80, 2288, MAN4-69, NA1-7, PAU2-101		
Éléments	L.D. (ppm)	Écart Type
SO ₃	288	167
P ₂ O ₅	369	3
SiO ₂	269	64
ThO ₂	6233	375
UO ₂	559	186
La ₂ O ₃	419	272
Ce ₂ O ₃	335	50
Nd ₂ O ₃	N.D.	N.D.
Eu ₂ O ₃	1058	215
Yb ₂ O ₃	651	204
Y ₂ O ₃	468	21
FeO	233	67
MnO	224	94
MgO	239	81
CaO	229	5
SrO	351	104
BaO	N.D.	N.D.
PbO	549	335
Na ₂ O	298	66
K ₂ O	174	4
F	911	27
Cl	97	15

ANNEXE 4

Glossaire des abréviations minérales utilisées, selon Kretz (1983) et Chace (1956).

Ap - Apatite
Amp - Amphibole
Cpx - Clinopyroxène
Cpy - Chalcopyrite
Ilm - Ilménite
Mag - Magnétite
Opx - Orthopyroxène
Ol - Olivine
Pl - Plagioclase
Po - Pyrrhotite
Px - Pyroxène
Py - Pyrite
Spl - Spinelle

