

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
HANAN BACHARI

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

OCTOBRE 2004



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

La Province de Grenville est en grande partie constituée des roches mafiques et ultramafiques. Ces assemblages de roches sont l'hôte de plusieurs gisements de fer, titane et vanadium (Fe-Ti-V), économiquement exploités. La minéralisation en Fe-Ti-V de Saint-Charles et de Lac Élan se situe au cœur de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Celles du Massif de la Rivière Romaine, du Massif de la Rivière-au-Tonnerre et du Massif de Lac Allard appartiennent à la Suite anorthositique de Havre Saint-Pierre (Côte-Nord). Les lithologies répertoriées sont composées d'anorthosites, d'anorthosites à oxydes, de gabbros à oxydes d'hémo-ilménites et de magnétites titanifères. Les dépôts d'oxydes sont de type massifs (Lac Élan, Rivière-au-Tonnerre et Lac Allard), massifs lenticulaires (Saint-Charles) et disséminés (Rivière Romaine). L'analyse pétrographique révèle une minéralisation constituée essentiellement de plagioclase, d'orthopyroxène et de clinopyroxène, d'olivine, de magnétite, d'ilménite et de spinelle. Les essais de la modélisation, basés sur la distribution des éléments majeurs et des éléments en traces, suggèrent que les anorthosites et les oxydes peuvent être produits à partir d'un magma de nature dioritique. Les magmas anorthositiques de Havre Saint-Pierre et de Lac-Saint-Jean ont des contenus semblables en SiO_2 , TiO_2 , K_2O , Fe totale et Al_2O_3 . Cependant, la calcité normative moyenne de plagioclase et les indicateurs compositionnels communs (Sr, Cr et V) indiquent que les magmas de Havre Saint-Pierre sont plus évolués que ceux de Lac-Saint-Jean. Toutefois, la genèse des dépôts de Fe-Ti reste énigmatique. Leur

évolution peut être expliquée par la présence d'une phase plagioclasique et d'une phase mafique. Une telle évolution pourrait s'interpréter à partir d'un mécanisme d'immiscibilité, ou par un processus de métasomatisme due à la contamination ou tout simplement par la cristallisation fractionnée. Les attributs géochimiques et minéralogiques démontrent l'absence d'évidences de contamination. Le teste d'immiscibilité s'avère négatif. Tandis que la cristallisation fractionnée paraît être le processus le plus important de l'évolution magmatique.

Le secteur de Saint-Charles semble présenté de bonnes perspectives pour la mise en valeur d'un fort tonnage en minéral, en raison de sa longueur estimée à 360 km de largeur sur 1,8 km de longueur. Au Lac Élan, les horizons minéralisés sont étroits (4m d'épaisseur sur 100m de longueur). Il est donc, difficile d'y accumuler des ressources considérables. La région de Havre Saint-Pierre possède un excellent potentiel économique en oxydes en quantité et en qualité des gîtes suffisantes.

Dédicace

J'aimerais dédier ce mémoire à mes parents, Zineb et M'hamed Bachari pour leur amour, leur sacrifice et leur appui sans borne. Ainsi qu'à mes sœurs, particulièrement, Latifa et mes frères pour leur soutien et leur encouragement même à distance.

Hanan

Remerciement

Ce mémoire est le reflet d'une recherche qui trace l'intervention et la collaboration de plusieurs personnes. Ces personnes que j'ai appréciées et aimées et qu'elles me soient chaleureusement remerciées.

J'aimerais témoigner ma très grande reconnaissance envers ma directrice Dr. Sarah-Jane Barnes qui m'a laissé une grande liberté dans mes recherches tout en étant présente chaque fois que j'en ai eu besoin, soit pour me donner le support et l'appui nécessaire quand je me sens perdue ou pour raviver la confiance en moi dans les moments de doute. Elle fut et demeurera, pour moi, une immense inspiration au niveau de son immense professionnalisme. Merci d'avoir cru en moi.

Je suis également, redévable à mon co-directeur, Dr. Michael Higgins qui a su me prodiguer plusieurs conseils pratiques, pour sa sympathie, sa gentillesse et pour ses encouragements qui m'ont permis de poursuivre cette recherche et d'atteindre sa finalité.

Je tiens à remercier, Monsieur Christian Tremblay, membre de comité, pour ses suggestions imprégnées d'expériences et d'avoir exercer ses talents de correcteur sur ce mémoire.

Sans le soutien des Messieurs Serge Perrault et Ali Mokhsil, la collecte des échantillons de Havre Saint-Pierre aurait été fort difficile, qu'ils trouvent ici mes sincères remerciements.

Je ne peux terminer sans remercier Driss Haboudane qui a su me conseiller adéquatement tout en s'intéressant de près à mon travail. Un merci spéciale pour Dr. Jayanta Guha et sa famille pour leur accueil, leur hospitalité et leur gentillesse surtout pendant les premiers mois de mon arrivée au Québec où je ne connaissais personne.

À tout les amis (es) et collègues de travail qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire, je suis reconnaissante de m'avoir fait profiter de leur savoir faire et de leur expériences. Encore une fois... 1000 Merci.

Table des matières

Résumé.....	ii
Dédicaces.....	iv
Remerciements.....	v
Table des matières.....	vi
Liste des planches.....	ix
Liste des figures.....	xi
Liste des abréviations.....	xv
CHAPITRE I Introduction.....	1
I.1 Le potentiel économique mondiale de Fe-Ti et V	1
I.2 Problématique.....	5
I.3 Les gîtes d'oxydes associés aux anorthosites massives.....	8
I.3.1 Le gisement de Lac Tio.....	8
I.3.2 Le gisement de Tellnes.....	8
I.3.3 Le gisement du Lac à Paul.....	10
I.4 Les gîtes d'oxydes associés aux intrusions litées.....	11
I.4.1 Le complexe de Bushveld.....	11
I.4.2 Le complexe de Sept-Îles.....	12
I.4.3 Le complexe de Duluth.....	14
I.5 Le modèle génétique des anorthosites massives.....	15
I.6 Le modèle génétique des oxydes Fe-Ti.....	18
I.7 Les paramètres affectant la saturation du magma en oxydes Fe-Ti.....	22
I.7.1 La fugacité d'oxygène (fO_2).....	23
I.7.2 La température (T).....	25
I.7.3 La composition du magma en Fe, Ti et P	28
I.8 Développement des dépôts de Fe-Ti.....	29

I.9 État de la question.....	30
I.10 Les objectifs.....	30
CHAPITRE II Cadre géologique.....	32
II.1 La géologie régionale.....	32
La Province de Grenville.....	32
II.2 La géologie locale.....	36
II.2.1 La suite anorthositique du Saguenay-Lac-Saint-Jean.....	36
II.2.1.1 La géologie de Saint-Charles.....	39
II.2.1.2 La géologie de la Propriété de Lac Élan.....	41
II.2.2 La suite anorthositique de Havre Saint-Pierre (Côte-Nord).....	43
CHAPITRE III PÉTROGRAPHIE.....	47
III.1 Introduction.....	47
III.2 Pétrographie des roches de Saint-Charles et de Lac Élan.....	49
III.2.1 Les roches anorthosítiques.....	49
III.2.1.1 Les anorthosites.....	49
III.2.1.2 Les anorthosites à oxydes.....	53
III.2.2 La minéralisation en oxydes.....	55
III.2.3 Sommaire des observations minéralogiques.....	56
III.3 Pétrographie des roches de la Suite Anorthositique de Havre Saint-Pierre.....	60
III.3.1 Les roches anorthosítiques.....	60
III.3.1.1 Les anorthosites.....	60
III.3.1.2 Les anorthosites à oxydes.....	62
III.3.2 Les gabbros à oxydes.....	63
III.3.3 La minéralisation en oxydes.....	65
III.3.3.1 Les phases d'oxydes de Lac Allard.....	65
III.3.3.2 Les phases d'oxydes du Massif de la Rivière Romaine.....	67
III.3.3.3 Les phases d'oxydes du Massif de la Rivière-au-Tonnerre.....	69

III.3.3.4 Sommaire des observations minéralogiques.....	71
III.3.4 Conclusion comparative entre les lithologies des différents secteurs d'étude... .	73
CHAPITRE IV GÉOCHIMIE	75
IV.1 Introduction.....	75
IV.2 Méthodologie.....	75
IV.3 Les résultats lithogéochimiques.....	76
IV.3.1 Les éléments majeurs.....	77
IV.3.2 Les éléments des terres rares et les éléments traces.....	77
a) Les ÉTR ou les lanthanides.....	92
b) Les ferromagnésiens.....	93
c) Les multi-éléments.....	96
IV.3.3 Altération et déformation.....	101
IV.3.4 Assimilation et contamination.....	106
IV.3.5 Cristallisation fractionnée.....	107
IV.4 Sommaire des résultats.....	109
CHAPITRE V DISCUSSION ET CONCLUSIONS.....	117
V.1 Introduction.....	117
V.2 contexte de mise en place.....	119
V.3 Sources possibles du magma parental.....	121
V.4 Génération de la minéralisation en Fe-Ti.....	122
V.5 Développement et formation des dépôts de Fe-Ti.....	126
V.6 Modèle de l'évolution magmatique.....	130
V.7 Potentiel économique.....	133
RÉFÉRENCES.....	137

Liste des planches

Planche 3.2	50
Photographie en affleurement de l'anorthosite de Saint-Charles de teinte claire en raison de l'altération.	
Planche 3.3a	52
Microphotographie en lumière polarisée montrant l'anorthosite de Saint-Charles à plagioclase porphyroclastique.	
Planche 3.3b	52
Microphotographie en lumière polarisée de l'anorthosite de Lac Élan, partiellement recristallisée.	
Planche 3.4	54
Microphotographie en lumière polarisée de l'anorthosite à oxydes de Saint-Charles.	
Planche 3.5a	56
Microphotographie en lumière polarisée d'une lame mince illustrant la magnétite de Lac Élan avec de fines exsolutions en ilménite et en spinelle.	
Planche 3.5b	56
Microphotographie en lumière polarisée montrant les grains de magnétite et d'ilménite en positions intergranulaire formant le point triple (Saint-Charles). Mag (magnétite avec des exsolutions), Ilm (ilménite pure), Sp (spinelle en grain isolé).	
Planche 3.6a	61
Photographie en affleurement de l'anorthosite de Havre Saint-Pierre	
Planche 3.6b	61
Microphotographie en lumière polarisée d'une lame mince d'anorthosite du Massif de la Rivière-au-Tonnerre.	
Planche 3.7	65
Microphotographie d'une lame mince de gabbro à oxydes du Massif de la Rivière Romaine illustrant les cristaux de clinopyroxène insérés entre les oxydes.	

Planche 3.8a.....	67
Microphotographie d'une hémo-ilménite en lame mince du Massif de Lac Allard avec des grains de pyrite (Py) et de chalcopyrite (Cpy).	
Planche 3.8b.....	67
Microphotographie d'une hémo-ilménite du Massif de Lac Allard. Ilm (ilménite), Hem (hématite).	
Planche 3.9.....	69
Microphotographie d'une lame mince de grains d'ilménite et de magnétite du Massif la Rivière Romaine en position intergranulaire. Les grains sont séparés par les symplectiques de spinelle. Ilm (ilménite pure), Mag (magnétite, avec des exsolutions de spinelle), Sp (spinelle).	
Planche 3.10a.....	71
Microphotographie d'une lame mince de magnétite (Mag) et ilménite (Ilm) du Massif de la Rivière-au-Tonnerre en position intergranulaire en contact avec les cristaux de pyrite (Py) et de spinelle (Sp).	
Planche 3.10b.....	71
Microphotographie d'une lame mince d'ilménite (Ilm) dépourvue d'exsolutions. Magnétite (Mag) à lamelles d'ilménite en intercroissance.	

Liste des figures

Figure 1.1.....4

La production mondiale du vanadium par pays. La production totale s'est chiffrée aux alentours de 43000t selon Geological Survey des États Unis (modifié de Perron, 2001).

Figure 1.2.....6

Système de $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (modifié de Buddington et Lindsley, 1964)

Figure 1.3a.....16

Les relations de phase liquide dans le système An60Ab40-Diopside-Enstatite. La fusion partielle d'un matériel mafique à 15Kbar qui résulte d'un magma à plus de 75% de plagioclase (Plg), la cristallisation de plagioclase est suivi de celle de l'orthopyroxène (Opx) à forte pression, puis de l'olivine (modifié de Emslie, 1970). Cpx (clinopyroxène).

Figure 1.3b.....16

Les relations de phase liquides dans le système forsterite (Mg_2SiO_4)-plagioclase (An50Ab50)-Silica- H_2O à 15Kbar. Au point A, la forsterite, la solution solide de l'enstatite (Ens) et l'amphibole (Amo coexistent avec le liquide et la vapeur. (modifié de Kushiro, 1974). Plag (plagioclase), Qz (quartz).

Figure 1.4.....20

Deux champs de liquides immiscibles (A et B) dans le système fayalite-leucite-silice (Roedder, 1951).

Figure 1.5.....24

La fugacité d'oxygène ($f\text{O}_2$) vs température illustrant la tendance probable de l'intrusion de Newark Island (NILI) (flèche). Les trajectoires possibles de T- FO_2 sont designées par le champ gris (voir le texte pour plus de détails). QFM (quartz-fayalite-magnétite) : IW (iron-wusitite); Ilm (ilménite); Tmt (titanomagnétite); aug (augite); Ol (olivine); Plag (plagioclase) (modifié de Snyder et al., 1993).

Figure 1.6.....	27
L'ordre de la cristallisation des phases d'oxydes en fonction de la fugacité d'oxygène ($f\text{O}_2$) vs température (T) (Toplis and Carroll, 1995).	
Figure 2.1.....	33
La géologie et la subdivision tectonique de la Province de Grenville (modifié de Davidson et al., 1998).	
Figure 2.2.....	37
Carte géologique de la région du Saguenay Lac-Saint-Jean (SLSJ) illustrant les différentes unités lithostructurales; les gisements de Fe-Ti-P et la localisation de la région de Saint-Charles et de Lac Élan faisant l'objet de la présente étude (modifié de Avramtchev, 1993).	
Figure 2.3	40
Carte géologique simplifiée de la région de Saint-Charles montrant les différentes structures et la localisation des dépôts de magnétite titanifère (modifié de Jooste, 1958).	
Figure 2.4.....	42
Géologie simplifiée de la propriété de Lac Élan (modifié de Girard, 2001).	
Figure 2.5.....	46
Géologie de Havre Saint-Pierre (Côte-Nord) illustrant la région d'étude et la localisation des échantillons. (modifié de Gobeil et al., 2003).	
Figure 3.1.....	48
Projection ternaire des roches mafiques. D'après Streckeisen (1976).	
Figure 4.1.....	88
Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 d'Irvine et Baragar (1971).	
Figure 4.2.....	89
Diagrammes binaires appliqués aux différents faciès de Lac-Saint-Jean et de Havre Saint-Pierre. Al_2O_3 vs Na_2O , MnO , K_2O , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, TiO_2 et MgO .	

Figure 4.3	94
Diagrammes des ÉTR normalisés au chondrite de Taylor et McLennan (1985), a) anorthosites; b) anorthosites à oxydes; c) gabbros à oxydes.	
Figure 4.4a	98
Diagrammes binaires illustrant la variation des ferromagnésiens en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}+\text{TiO}_2$ (%).	
Figure 4.4a	99
Diagrammes binaires illustrant la variation des ferromagnésiens en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}+\text{TiO}_2$ (%).	
Figure 4.5a	102
Diagrammes des multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun. (1995). a) anorthosites, b) anorthosites à oxydes, c) gabbros à oxydes.	
Figure 4.5b	103
Diagrammes des multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). d) magnétites titanifères, e) hémo-ilménites.	
Figure 4.6	111
Diagrammes binaires illustrant la cristallisation fractionnée des différents faciès à partir d'un liquide dioritique. Al_2O_3 vs MgO et $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}+\text{TiO}_2$ vs Al_2O_3 . Plag (plagioclase), D.D (dyke de diorite), Mag (magnétite), Ilm (ilménite), Cpx (clinopyroxène).	
Figure 4.7	112
Diagramme binaire FeO_3t vs TiO_2 illustrant la cristallisation fractionnée des différentes lithologies à partir d'un liquide dioritique. Plag (plagioclase), D.D (dyke de diorite), Mag (magnétite), Ilm (ilménite), Cpx (clinopyroxène).	
Figure 4.8	114
Diagrammes binaires illustrant les résultats de la modélisation. $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}+\text{TiO}_2$ vs La et le Sm.	

Figure 5.1	119
Âge des principaux événements géologiques dans la partie ouest du groupe de Wakeham (modifié de Madore et al., 1999).	
Figure 5.2	124
Diagramme ternaire de Roedder (1956) et son extension de Freestone (1978) qui résulte de l'addition de 3% TiO_2 et 1% P_2O_5 . Le diagramme illustre la composition des dykes de diorite de Lac à Paul, des anorthosites à oxydes, et des gabbros à oxydes de Lac-Saint-Jean et de Havre Saint-Pierre. D.D (dyke de diorite).	
Figure 5.3a,b,c	128
a) la croissance des cristaux commence à partir du contact mutuel entre les angles des grains; b) expulsion graduelle du liquide interprécipité et remplacement de l'espace en formant des grains polygonaux; c) le produit final du recuit (annealing) illustrant les grains polygonaux à jonction triple (modifié de Reynolds, 1985).	
Figure 5.3d	129
Microphotographie d'une lame mince montrant la jonction triple entre les grains de magnétite et d'ilménite.	
Figure 5.4	131
Diagramme schématique illustrant l'évolution par étape de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean et de la Suite anorthositique de Havre Saint-Pierre.	

Liste des tableaux

Tableau 1.1.....	3
Les productions et les réserves minières en ilménite et rutile en 1998 (données en 10^3 t de TiO_2).	
Tableau 1.2.....	74
Conclusion comparative entre les lithologies des secteurs d'étude.	
Tableau 4.1.....	78
Les résultats Acceptés pour les standards Ax90.	
Tableau 4.2.....	79
Les résultats des éléments majeurs et traces.	
Tableau 4.3.....	86
La composition géochimique des dykes de diorites (Fredette, en cours).	
Tableau 5.1.....	136
Analyse des ilménites massives de Lac Allard (Retty, 1944).	

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Ce présent travail porte sur les gisements de fer, titane et vanadium (Fe-Ti et V) associés aux suites anorthositiques de Lac-Saint-Jean et de Havre Saint-Pierre (Côte-Nord). Il a pour sujet l'étude pétrographique et géochimique de ces minéralisations. Ces études permettront d'analyser leur composition et leur évolution chimique qui servira de plate-forme pour une meilleure compréhension et interprétation des phases et des mécanismes qui sont intervenus avant et pendant leur mise en place, et qui pourront ensuite servir à l'élaboration d'un guide à la prospection de ces indices.

1.1 Le potentiel économique mondial de Fe-Ti et V

Les gisements de Fe-Ti rencontrés jusqu'à maintenant dans les anorthosites sont, évidemment, très importants du point de vue économique. Depuis longtemps, on s'est préoccupé de traiter par les voies métallurgiques les minerais de fer renfermant le titane pour en extraire des produits ferreux, fer ou aciers.

Le titane était presque réservé exclusivement aux applications dans le domaine aérospatial. À l'heure actuelle sa consommation s'accroît constamment à travers le

monde, dans l'industrie du pétrole, l'industrie de produits chimiques, l'industrie automobile et en médecine. Il peut être retrouvé sous forme d'ilménite (FeTiO_3), de rutile ou d'anatase (TiO_2). Depuis 1950, le Canada est considéré l'un des principaux producteurs d'ilménite. Ce minéral est extrait du gîte du Lac Tio au nord de Havre Saint-Pierre (Qc) et des scories riches en TiO_2 qui est ensuite utilisée dans la fabrication des pigments. D'autres gîtes d'ilménite situés au Manitoba, en Alberta et au Québec font encore l'objet de programmes d'exploitation élaborés (Duchesne, 1995). Le Canada, l'Australie et l'Afrique de Sud sont les 3 grands pays producteurs de titane. On trouve, également, des ressources aux USA, en Norvège, et en Malaisie (tableau 1.1).

Pour sa part, le vanadium est récupéré sous forme de coproduit ou de sous-produit. On le retrouve le plus souvent sous forme primaire dans des gisements de magnétite titanifère, de phosphate ainsi qu'un élément mineur dans les pétroles bruts. Dans l'industrie, la majeure partie du vanadium entre dans la production d'acières, dans la fabrication des alliages de titane et d'aluminium et dans la composition de certains insecticides. De nombreux indices de vanadium ont été découverts au Canada en association avec la magnétite titanifère d'une teneur soit de 0,6% de V_2O_5 . Elle ne représente, cependant, à peine un peu plus le tiers de la teneur des gisements exploités en Afrique du Sud qui titre en moyenne 1,5% de V_2O_5 . Selon la capacité des quelques pays producteurs, la production mondiale annuelle de V_2O_5 est repartie comme suit (Figure 1.1) : Afrique du Sud-44%, Russie-21%, Australie-10%, Etats-Unis-8%, Nouvelle-Zélande-4%, Kazakhstan-2%, Japon-1% et autres pays-2% (Perron, 2001).

ILMÉNITE	Production (1998)		Réerves	
Australie	1355	28 %	81000	21 %
Sud Afrique	935	19 %	63000	16 %
Canada	760	16 %	31000	8 %
Norvège	266	5 %	57000	14 %
USA	601	12 %	13000	3 %
Inde	162	3 %	30000	8 %
Malaisie	126	3 %	0	
Chine	175	4 %	30000	8 %
Autres pays	498	10 %	99900	26 %
Totale mondiale d'ilménite	4878	100 %	404900	100 %
RUTILE	Production (1998)		Réerves	
Australie	225	54 %	17000	30 %
Sud Afrique	112	27 %	8300	15 %
Norvège	0	0 %	9000	16 %
USA	7	2 %	700	1 %
Inde	13	3 %	6600	12 %
Ukraine	48	11 %	2500	4 %
Autres pays	13	3 %	12840	23 %
Totale mondiale de rutile	418	100 %	56940	100 %
Totale mondiale (ilménite+ rutile)	5296		460840	

Tableau 1.1 : Les productions et les réserves minères en ilménite et en rutile en 1998 (données en 10³t de TiO₂) (www.ngu.no).

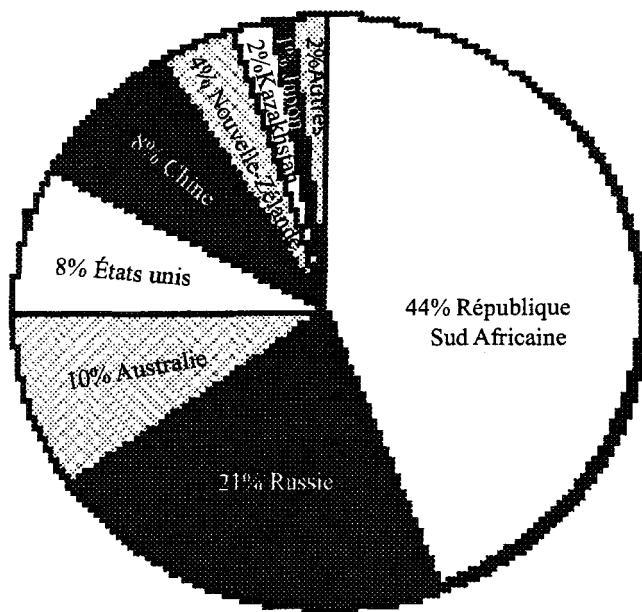


Figure 1.1 : La production mondiale du vanadium par pays. La production totale s'est chiffrée aux alentours de 43000t selon Geological Survey des États-Unis (1999) (modifié de Perron, 2001).

1.2 Problématique

Les pétrologues reconnaissent deux types de gîtes d'oxydes : des gîtes associés aux roches anorthositiques massives et des gîtes associés aux roches intrusives litées.

Les gîtes d'oxydes de Fe, Ti et V logés dans les anorthosites et les roches mafiques, représentent un des problèmes liés à la pétrologie et à la géologie économique. La mise à jour de nombreux indices de sulfures de Cu, Ni et Co dans leur environnement, au cours des dernières années, a ravivé la convoitise des intervenants en exploration minérale. En effet, les séries d'ilménite, d'ilménite-hématite ($\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$), et les séries de magnétite titanifère ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$) (figure 1.2) sont les principales phases de dépôts d'oxydes accumulés sous forme de dépôts massifs, lités ou disséminés dans l'encaissant.

Les massifs anorthositiques sont particulièrement abondants dans la Province de Grenville (Ashwal, 1993). La morphologie des lobes d'anorthosite est relativement similaire. Ce sont des corps zonés dont le cœur est constitué d'anorthosite (plagioclase homogène) passant graduellement à une norite avec l'accroissement du pyroxène (enrichie en fer) puis à une jotunite (ferrodiorite) avec une augmentation abrupte en apatite, magnétite, et ilménite. Dans les massifs d'anorthosite, les variations cryptiques et lithologiques semblent s'être limitées au faciès de bordure, alors que dans une véritable intrusion stratifiée, elles se font suivant des étages et des strates. Ces anorthosites massives sont de type concordant ou discordant. Les premières sont associées à l'anorthosite andésine et les seconds forment des lentilles

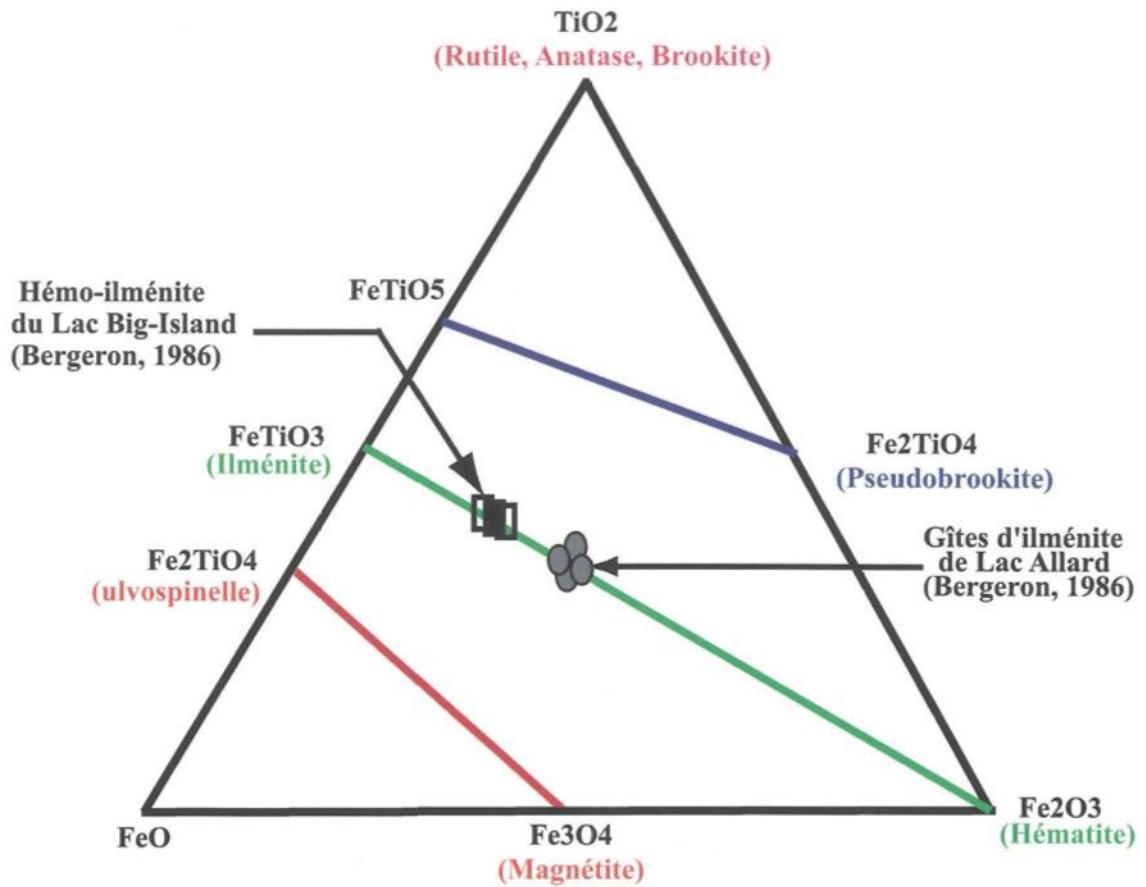


Figure 1. 2 : Système de FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (modifié de Buddington et Lindsley, 1964)

et des horizons dans/ou à la partie inférieure des filons-couches de jotunite (ferrodiorite).

La pétrologie de la suite des anorthosites massives, la raison de leur restriction au protérozoïque et les liens entre les différents sous faciès qui les composent sont les problèmes pour lesquels l'origine des anorthosites ne fait pas l'unanimité auprès des chercheurs (Ashwal, 1993). Le problème des anorthosites comprend, également, plusieurs sous-problèmes inter-parentaux, le plus significatifs étant d'où proviennent les fusions parentales des complexes d'anorthosite et quelle est leur composition? La majorité des pétrologues sont en faveur d'un dérivé mantellique à partir d'un basalte tholéïtiques ou un parent basaltique hautement alumineux (Morse, 1969; Emslie, 1985; Olson, 1992). Une minorité croissante est favorable à une source crustale inférieure (Philpotts, 1969; Demaiffe et al., 1986; Vander Auwera et al., 1998). Un autre problème, est le lien entre les anorthosites et les cumulâts felsiques avoisinants. Les deux suites sont-elles co-génétiques? Et si elles ne cristallisent pas du même magma, pourquoi on les trouve tellement associées?

Le problème commun est le rôle des faciès associés riches en Fe-Ti-P qui semblent chimiquement et minéralogiquement transitionnels entre les anorthosites et les mangérites. Ces faciès sont différemment décrits comme jotunite (ferrodiorite), monzonite, ou oxyde-apatite-gabbronorite. Selon Duchesne et al. (1974); Demaiffe et Hertogen (1981), les jotunites sont des magmas parentaux dérivés de la croûte inférieure tant pour les anorthosites que pour les mangérites qui constituent une série de différenciation co-sanguine. Philpotts (1981) suppose que les jotunites sont des

liquides immiscibles conjugués aux mangérites. Hargraves (1962) et McLelland et Whitney (1990) présument qu'il s'agit d'un mélange de liquide résiduel d'anorthosite et de liquide granitique. Duchesne et al. (1990) les considèrent comagmatique avec les mangérites. D'autres, Buddington (1972), Ashwal (1982), Markl et Frost (1999) croient qu'ils se sont cristallisés à partir des magmas interstitiels évolués et se sont isolés des cumulâts d'anorthosites.

Plusieurs informations sur ces gîtes ont été accumulées. Cependant, le modèle génétique de leur origine et la relation coexistante entre ces dépôts et la roche hôte reste le sujet de débats les plus animés au sein de la communauté scientifique.

1.3 Les gîtes d'oxydes associés aux massifs anorthositiques

1.3.1 Le gisement de Lac Tio :

Le dépôt de Lac Tio se situe dans l'Anorthosite du Lac Allard à environ 42 km au nord de Havre Saint-Pierre (HSP). Il est formé d'un amas massif d'hémo-ilménite connu à l'échelle mondiale.

Le gisement s'étend sur 1100 m de longueur et 1000 m de largeur (Hammond, 1952). Les réserves sont estimées à 60 Mt (données de 1993) avec 27,5% FeO, 25,2% Fe₂O₃ et 34,2% TiO₂ (Perrault et Hébert, 2001). Le principal dépôt mesure 1097 m selon son axe N-S et 1036 m selon son axe E-W dont l'épaisseur est à 110m.

Ce gisement est divisé en trois zones :

1. Zone supérieure composée d'une alternance d'hémo-ilménite massive.
2. Zone intermédiaire formée de couches alternatives massives à semi-massives d'hémo-ilménite et d'anorthosite.
3. Zone inférieure composée à nouveau d'hémo-ilménite massive.

Le minerai massif renferme environ 70% d'ilménite et 30 % d'hématite. Les minéraux accessoires identifiés sont : le plagioclase, le spinelle, la pyrite, la chalcopyrite, la chlorite, le rutile, l'hypersthène, la pyrrhotite, l'anatase, le zircon, le corindon, l'apatite, la millérite, la calcite et les minéraux de cobalt et de nickel (Bergeron, 1972).

Une étude sur la genèse et l'histoire du gisement a amené à considérer que le minerai a cristallisé à partir d'un fondu d'oxydes "ore magma" suite à un processus de la cristallisation fractionnée sous l'influence de la gravité. L'absence de variations stratigraphiques dans le minerai est attribuée à des injections répétées de magma et à un taux de cristallisation plutôt lent favorisant ainsi une croissance des cristaux d'hémo-ilménite (Bergeron, 1972).

1.3.2 Le gisement de Tellnes

La province anorthositique de Rogaland (Sud de Norvège) contient des dépôts d'oxydes de Fe-Ti, incluant le dépôt de Tellnes. Ce dépôt a été intensivement étudié par deux groupes : groupe de Krause et al. (1985) et groupe de Duchesne (1999). Il s'agit d'une intrusion noritique riche en ilménite d'environ 3 km de longueur et

400m de largeur logée dans l'anorthosite de Ana-Sira. Cette intrusion forme le plus grand corps de mineraï d'ilménite connu dans le monde. La composition modale de la norite d'ilménite est formée de : plagioclase (53,2%), ilménite (28,6%), orthopyroxène (10,2%), biotite (3,9%), magnétite (0,7-2,5%), et des accessoires composés de 24 minéraux incluant l'apatite (3,4%) (Krause et al., 1985). Le mineraï d'ilménite a une relation compliquée avec un système de dyke jotunitique/mangéritique. L'âge estimé pour le mineraï d'ilménite est de 920 ± 3 Ma ; il est plus jeune que celui d'un dyke de jotunite (931 ± 5 Ma) (Schärer et al., 1996). De nombreuses apophyses recoupent cet environnement telles que : les brèches intrusives, les enclaves d'anorthosites et les xénolithes. D'après les données isotopiques, la norite d'ilménite peut être dérivée de la cristallisation d'un liquide noritique relié à la cristallisation des anorthosites de Ana-Sira (Wilmart et al. 1989). Cependant, selon Duchesne (1999), la nature exacte du magma parental reste indéfinie.

Les réserves sont évaluées à 380 Mt avec une moyenne de 18% de TiO₂ (Krause et al., 1985) dont 15% de TiO₂ sous forme d'ilménite, et 3% TiO₂ concentrée dans d'autres minérais.

1.3.3 Le gisement du Lac à Paul

Le secteur du Lac à Paul se situe à 150 km au nord-est de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (Hébert, 1998). Le secteur renferme deux types de minéralisation, une minéralisation en Fe-Ti±P et une minéralisation en Cu-Ni±Co.

Les lithologies du secteur appartiennent à trois grandes familles distinctes : les gneiss du socle (quartzofeldspathiques, granulitiques, rubanés et gabbroïques), les roches magmatiques mafiques et ultramafiques (appartenant à la suite anorthositique de LSJ), et la suite magmatique des charnockites et des mangérites. Deux enclaves plurimétriques de marbre restent les seules roches d'origine sédimentaires (Hébert, 1998). Les lithologies répertoriées sont fortement minéralisées en oxydes de Fe-Ti±Apatite à 15-30% de TiO₂ sous forme d'ilménite. Certaines de ces lithologies sont chromifères (2% de CrO₃ dans la roche totale), alors que d'autres sont enrichies en phosphore (Cimon et Hébert, 1998).

Ces lithologies, qui s'apparentent aux séquences ferrodioritiques, correspondent à des reliefs aéromagnétiques à fort contraste (Dion et Dumont, 1994), qui couvrent plusieurs dizaines de km². Les ferrodiorites sont sous forme de dykes à grains fins recouvrant les autres lithologies de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Ces roches ont une texture sub-ophiolitique avec des lentilles et des amas de plagioclases antiperthitiques. Elles sont considérées habituellement comme le produit de la cristallisation fractionnée dans les massifs anorthositiques.

1.4 Les gîtes d'oxydes associés aux intrusions litées

I.4.1 Le Complexe de Bushveld:

Le Complexe de Bushveld, intercalé dans les séries anciennes du bouclier Africain, est une source majeure de minerai d'intérêt économique. Le complexe s'étend sur 450 km de longueur et 240 km de large. La masse basique est stratifiée,

structurée en lits de 8000 m d'épaisseur et renferme de larges ressources en EGP (Vermaark, 1995). Le complexe montre de bas en haut la succession suivante (Wager et Brown, 1967) :

- a) La zone marginale (0-800m) : formée de norites à grains fins ou de diabases.
- b) La zone inférieure (800-1300m) : formée d'unités cycliques à harzburgite et pyroxénite.
- c) La zone critique (1300-1800 m) : composée d'unités cycliques de chromites (15 couche), norites, et de pyroxénites.
- d) La zone principale (3000 à 3400 m) : formée par des séquences uniformes de norites, de gabbronorites et d'anorthosites.
- e) La zone supérieure (2000 à 2800 m) : à bandes principales de magnétite, des gabbronorites, d'anorthosites et de diorites.

Les bandes de magnétite ont de 3 cm à 10 m d'épaisseur et montrent de bas en haut, une diminution du V (2 à 0,2% V_2O_5) et une augmentation du Ti (2 à 10% TiO_2) (Lee, 1996). Les minéraux ferromagnésiens deviennent plus ferreux et les plagioclases moins calciques dans le même sens. Cette variation systématique de la composition chimique des minéraux, s'accorde avec l'idée d'une différenciation magmatique.

1.4.2 La suite intrusive de Sept-Îles :

La suite intrusive de Sept-Îles est mise en place dans la Province Grenvillienne du bouclier Canadien. Cette suite est d'âge précambrien (564 ± 4 Ma) (Higgins et Van

Breemen, 1998), et elle est formée de roches acides (syénite, granite) superposées sur des roches basiques incluant les anorthosites, les gabbros, les roches ultramafiques et les roches minéralisées en Fe-Ti dont l'ilménite et la magnétite forment de large masses (Rose, 1969). En 1993, une zone à apatite a été découverte par le Ministère des Ressources Naturelles. Ce gisement se trouve dans une zone dite zone critique à 250 m d'épaisseur et localisé à 15 km du port de la ville de Sept-Îles (pour plus de renseignements nous referons le lecteur à la thèse de Nabil, 2003).

Le modèle de la génération de la suite intrusive de Sept-îles s'est présenté comme un sommaire géochronologique (Higgins et Doig, 1981) lié à un rift des Basses-Terres du Saint-Laurent suite à l'ouverture de l'océan Iapétus (Higgins et Doig, 1986) :

- a) Fusion partielle du manteau au-dessus d'un système de failles (graben de Saint-Laurent) produisant un magma gabbroïque.
- b) Mise en place du magma gabbroïque dans la croûte.
- c) Cristallisation des plagioclases, des minéraux mafiques et des oxydes à la base de la chambre magmatique.
- d) Différenciation du magma donnant des roches acides dont la composition varient de syénitique à granitique.

Des études sur les variations de la composition de la magnétite, d'ilménite, et du spinelle alumineux dans la suite intrusive de Sept-îles ont montré que les minéraux sont sensibles aux variations physico-chimiques dans une chambre magmatique

(Cimon, 1998). Ces variations se traduisent par des changements cryptiques importantes en Mg, Cr, V, Ni, Mn et par des exsolutions microstructurales dans la magnétite (Nabil, 2003).

1.4.3 Le Complexe de Duluth

Le Complexe de Duluth s'étend sur 5000 km² de superficie. C'est une intrusion mafique d'âge protérozoïque (1100 Ma), associée à la province de Keweenawan et mise en place à l'intérieur du rift medio-continental du centre de l'Amérique du Nord (Green, 1983).

De nombreux gisements de sulfures ont été découverts le long de la bordure nord-ouest du complexe au Minnesota, et d'autres gîtes d'oxydes Fe-Ti (Nicholson, 1992).

Ces oxydes sont classés en 3 groupes (Hauck et al., 1997):

- a) Groupe 1 : Des strates à xénolithes de métasédiments riches en oxydes de Fe-Ti à l'intérieur des roches mafiques et ultramafiques.
- b) Groupe 2 : Les oxydes de Fe-Ti sous formes de rubans de magnétite et d'ilménite.
- c) Groupe 3 : une unité ultramafique (les OUI) riche en oxydes massifs à semi-massifs à caractère discordant.

Plusieurs études suggèrent que la recristallisation du groupe 1 soit reliée à la contamination et à l'assimilation des sédiments. Le groupe 2 peut être le résultat de

la ségrégation d'un liquide immiscible (Lister, 1966). Tandis que l'origine du groupe 3 est encore inconnue (Nabil, 2003).

La marge nord du complexe renferme environ 82 Mt de magnétite titanifère avec 12 à 14 % en TiO₂. Dans la partie ouest, les dépôts sont estimés à 220 Mt avec des teneurs de 10 % en TiO₂ (Hauk et al., 1997).

1.5 Le modèle génétique des anorthosites massives

L'origine des anorthosites est très controversée quoique, la plupart des pétrologues s'accordent pour une origine magmatique. Buddington (1972) et Ashwal (1979) considèrent que les suites anorthositiques ont cristallisé à partir d'un magma ayant la composition d'anorthosite gabbroïque (Buddington, 1972; Ashwal, 1979). Cette composition est dérivée de la fusion partielle d'une roche plus ancienne et plus calcique que l'anorthosite (Buddington, 1969). D'autres comme Heath et Fairbairn (1969) présument que les anorthosites protérozoïques sont dérivées des roches anorthositiques plus anciennes (anorthosite de l'archéen). Emslie (1969) propose un processus de cristallisation fractionnée du pyroxène à partir d'un magma basaltique. Philpotts (1981) favorise un magma parent ayant la composition d'une diorite quartzitique. Morse (1982) les considère issues d'un liquide hyperfeldspathiques résultant de l'extraction de minéraux mafiques à partir de magmas tholeïtiques.

Des évidences expérimentales ont démontré que la génération d'un liquide plagioclasique à partir d'un matériel mafique et ultramafique se fait à des conditions

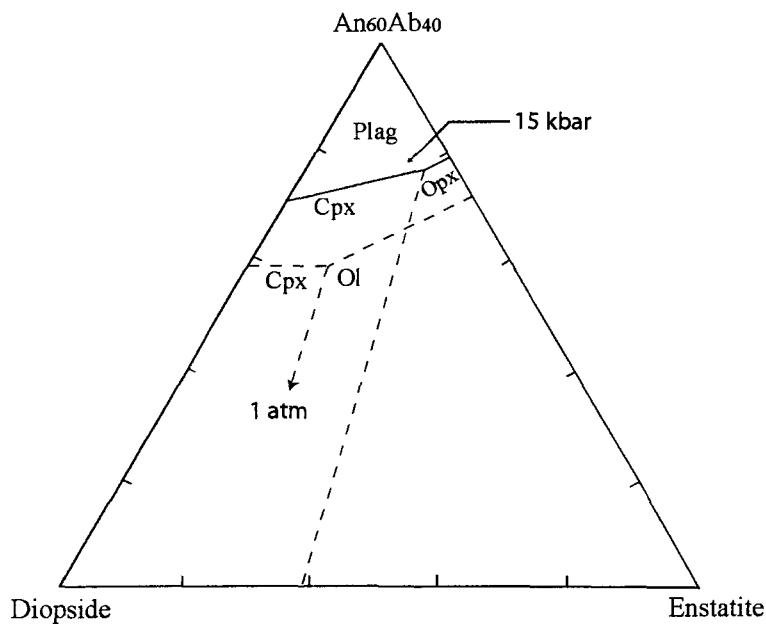


Figure 1.3a : Les relations de phases liquides dans le système $\text{An}_{60}\text{Ab}_{40}$ -Diopside-Enstatite. La fusion partielle d'un matériel mafique à 15Kbar qui résulte d'un magma à plus de 75% de plagioclase (Plag), la cristallisation de plagioclase est suivie de celle de l'orthopyroxène (Opx) à forte pression puis de l'olivine (Ol) (modifié de Emslie, 1970). Cpx (clinopyroxène).

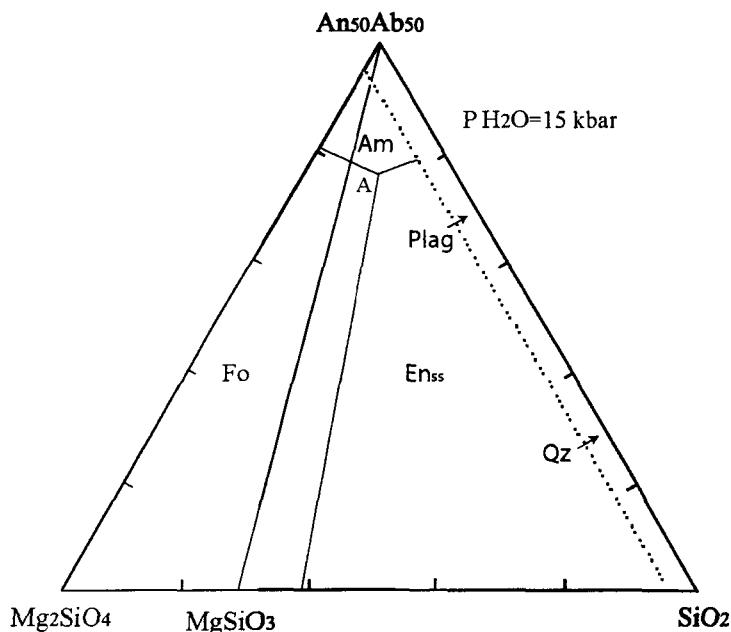


Figure 1.3b : Les relations de phases liquides dans le système forstérite (Mg_2SiO_4)-Plagioclase ($\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$)-Silica- H_2O à 15 Kbar. Au point A, la forstérite, la solution solide de l'enstatite (En_{ss}) et l'amphibole (Am) coexistent avec le liquide et la vapeur. (modifié de Kushiro, 1974). Plag (plagioclase), Qz (quartz).

de pression et température très élevées. Les diagrammes de phases du système plagioclase-diopside-enstatite (Emslie, 1970) (figure 1.3a) et du système plagioclase-forsterite-silica-H₂O (Kushiro, 1974) (figure 1.3b), démontrent que la composition minimale du magma contient plus de 75% de plagioclase à 15 Kbar. De ce fait, les anorthosites sont considérées à présent comme des intrusions polybariques. Ces roches sont censées fournir l'évidence de plagioclases de composition intermédiaires qui cristallisent à partir des magmas basaltiques seulement sous hautes pressions (Fram et Longhi, 1992), et que les gisements à mégacristaux de pyroxène riches en Al (4 à 11.9 %), devraient cristalliser à de plus grandes profondeurs (15±5 kbar) (Longhi et al., 1993).

Une fois que le magma est saturé en plagioclase, la cristallisation et le fractionnement par densité devrait se produire. Les minéraux ferromagnésiens plus denses que le magma vont s'accumuler au fond de la chambre magmatique (Miller et Weiblen, 1990; Ashwal, 1993), alors que les plagioclases, moins denses, et l'orthopyroxène alumineux vont s'accumuler vers le toit. L'instabilité gravitationnelle au sein de la chambre magmatique, va provoquer une montée diapirique d'une bouillie des cristaux de plagioclase vers un niveau de mise en place d'environ 5 kbar (Auwera et Longhi, 1994), accompagné d'un liquide interstitiel enrichi en Fe-Ti et P. Selon Duchesne (1999), le processus de la montée diapirique produit des foliations, particulièrement, le long de leurs marges et, des phénomènes très communs de granulation-recristallisation de minéraux. Il résulte probablement des contraintes internes lors de la montée diapirique et non de la déformation tectonique régionale.

Le mode de formation des anorthosites grenvillienes diffère de celui des complexes différenciés comme celui de Duluth et de Sept-Îles dont la montée de magmas chargés de cristaux se serait produite via des corridors de fractures favorisés par l'ouverture de rifts et non par la montée diapirique.

1.6 Le modèle génétique des oxydes Fe-Ti

Compte tenu de ce qui précède, le fractionnement et la cristallisation de plagioclase sont accompagnés d'un liquide interstitiel enrichi en Fe-Ti et P. Ce liquide est considéré comme résidu typique de la cristallisation fractionnée (Du Toit, 1918; Buddington, 1972 ; Emslie, 1978; Wiebe, 1984). La précipitation d'une copieuse teneur en oxyde est rencontrée dans les roches basaltiques à caractère tholeïtiques (Carmichael et al., 1974) et dans les intrusions tholeïtiques largement différencierées (Eales et Roby, 1976).

Cet enrichissement en Fe-Ti et P se produit avant que la précipitation de la magnétite titanifère ne soit initiée (Roeder et Osborne, 1966). Dans l'intrusion stratifiée de Kiglapait au Labrador, les cumulâts de magnétite et d'ilménite apparaissent après que 88,6% du magma se soit solidifié, et l'apatite apparaît après la cristallisation de 94% du liquide (Morse, 1969). Dans l'intrusion de Skaergaard, la magnétite apparaît après la solidification de 82% du magma originel, et l'apatite cumulât cristallise à la toute fin de l'évolution magmatique après que 97% du liquide se soit solidifié (Wager et Brown, 1967; Ryerson et Hess, 1980). Dans la région de

Lac Allard les roches riches en Fe-Ti et P aient été formées après la solidification d'au moins 90% de la masse totale (Bergeron, 1986).

Pour leur part, Buddington et al. (1955), Lister (1966), Phillipotts (1967), Roeder et Weiblen (1970), et Mc Birney (1980) considèrent que ce liquide riche en Fe-Ti et P se divise en deux phases immiscibles, soit une phase riche en fer (jotunitique) qui va se concentrer à la base et, une phase riche en silice (mangérite, granite) qui va s'accumuler au sommet. Cette hypothèse est basée sur les évidences texturales des liquides immiscibles (Philpotts, 1978). Des évidences expérimentales, favorisant ce processus, ont été prouvées par le diagramme de Roedder (1951) et le champ d'immiscibilité de Freestone (1978) (figure 1.4). Roedder et Weiblen (1971) ont apporté les preuves de l'immiscibilité dans les roches riches en Fe et Ti et P. Wiebe (1979) a évoqué l'immiscibilité pour expliquer la présence d'une petite masse à caractère granitique qui aurait été formée à partir des ferrodiorites dans le Complexe anorthositique de Nain. Philpotts (1981) a suggéré également, à l'intervention de ce mécanisme pour expliquer la différenciation des liquides résiduels des massifs anorthositiques. Morse (1982) a reconnu que certaines petites masses granitiques résultent possiblement de l'immiscibilité vis-à-vis la ferrodiorite.

Roedder (1951) a constaté que la formation des fractions immiscibles pouvait se faire à des températures et des compositions proches de celles des environnements géologiques. La température expérimentale déterminée par Phillipotts (1967) pour former un magma eutectique immiscible à partir d'un bain silicaté (diorite), est

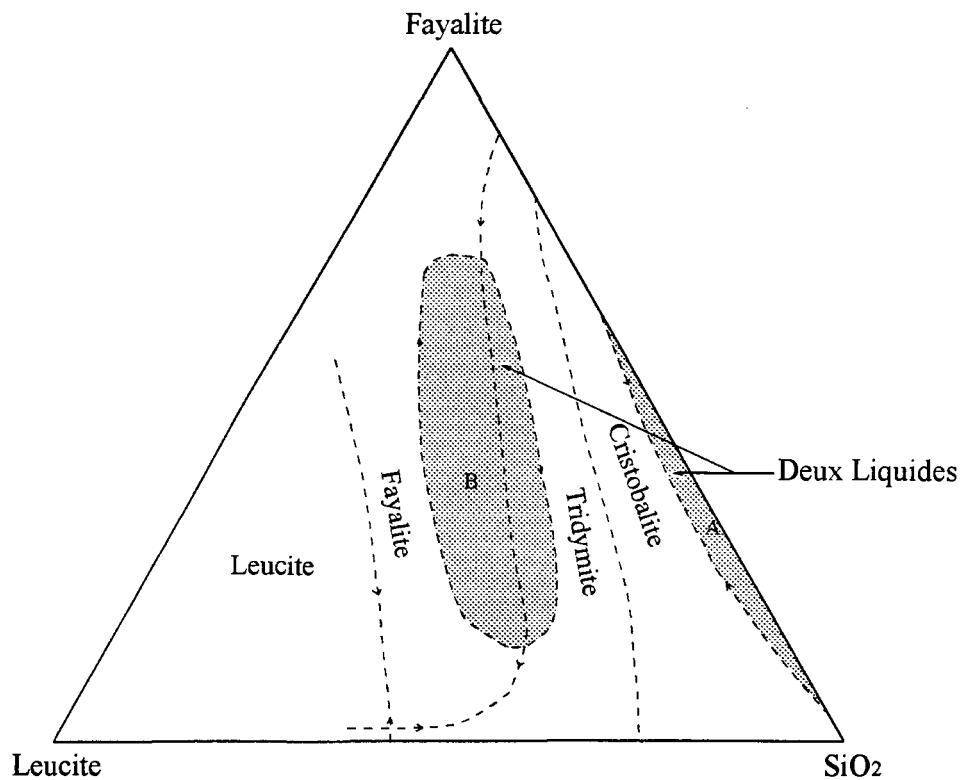


Figure 1.4: Deux champs de liquides immiscibles (A et B) dans le système fayalite-leucite-silice (Roedder, 1951).

d'environ 1420°C, voisine celle de la fusion de l'ilménite (très haute pour la gamme des roches platoniques). Selon Nuslund (1983), la séparation d'un liquide en deux phases distinctes survient dans un système très riche en Fe₂O₃, TiO₂ et P₂O₅. Les travaux du même auteur ont aussi souligné l'effet marqué de la *fO₂* dans l'élargissement du champ d'immiscibilité dans le système KAlSi₃O₈-FeO-Fe₂O₃-SiO₂ auquel il s'est ajouté des quantités variables de CaO, Na₂O, Al₂O₃, MgO, P₂O₅ et TiO₂. Lindsley et al. (1988) ont exécuté des expériences sur des troctolites riches en oxydes. Ils ont démontré la cœxistence d'un liquide d'oxyde de Fe-Ti et d'un liquide silicaté. Ces deux liquides se sont formés à la température normale des roches ignées. Lindsley (2001) suggère que la formation des dépôts d'oxydes par un processus d'immiscibilité est impossible et que ces dépôts ne sont que le produit d'une cristallisation à partir d'un liquide silicaté riche en Fe-Ti et P.

Également, l'approche de l'immiscibilité pour Duchesne (1999) est très peu convaincante, car les silicates doivent cristalliser simultanément avec les oxydes. Ces nombreuses études ont été effectuées sur des dykes de jotunite de Rogaland, qu'il considère comme produits de la cristallisation des liquides. Selon le même auteur, le caractère saisissant, s'il n'est pas l'argument décisif contre un rapport d'immiscibilité pour ces dykes, est que la distribution des éléments majeurs et traces entre le liquide mafique et le liquide silicaté est contradictoire avec les données expérimentales de Watson (1976) et les considérations théoriques de Ryerson et Hess (1978) : Le P, Zr, Ba est REE qui devraient se concentrer dans le liquide mafique, sont enrichis dans le liquide silicaté. En conséquence, les données expérimentales ne sont pas toujours prometteuses et décisives.

Les gîtes d'oxydes peuvent être aussi formés par un simple processus d'assimilation et/ou de contamination. Des observations, sur les roches de la séquence ferrodiorite-jotunite de la région de Lac Allard, amène Hargraves (1959) à présumer que ces roches se sont formées par l'intrusion de liquides mafiques dans des zones d'anorthosites broyées. Cette intrusion est accompagnée de composantes plagioclasiques acquises par assimilation des anorthosites encaissantes. Un modèle de mélange de magmas a été considéré pour expliquer l'origine de certaines couches de magnétite du Complexe de Stillwater (Irvine, 1981), et les horizons de Meresky Reef du Complexe de Bushveld (Campbell et al., 1983). Ce modèle implique l'introduction de nouveau magma dans la chambre magmatique, donnant un magma hybride, conduisant à la formation des couches de magnétite. Les roches gabbroïques riches en oxydes de Kauhajarvi (ouest de Finland) sont aussi le résultat de la contamination par un magma granitique causée par la fusion partielle de la croûte (Kärkkänen et Appelqvist, 1999).

1.7 Les paramètres affectant la saturation du magma en oxydes Fe-Ti

Il est admis que la cristallisation et la précipitation de la magnétite titanifère, de l'ilménite, et de l'apatite à partir d'un liquide basaltique sont largement contrôlées par la fugacité d'oxygène (fO_2), la température (T) (Hill et Roedder, 1974; Buddington et Lindsley, 1964) et la composition du magma en Fe, Ti et P (Karkkainen et Appelqvist, 1999).

1.7.1 La fugacité d'oxygène (fO_2)

Les études expérimentales de Roedder et Osborne (1966) et Toplis et Caroll (1995) démontrent que la fugacité de l'oxygène (fO_2) est un important facteur contrôlant la cristallisation de la magnétite et autres phases riches en Fe. Cette fO_2 peut agir sur la stabilité des phases communes d'oxydes de magnétite et d'ilménite et sur les fluides silicatés et sur leur teneur en fer en aboutissant à des transformations directes de minéraux à de nouveaux assemblages de minéraux. Ceux-ci incluent des mécanismes tels que la déshydratation ou la réhydratation des minéraux silicatés Fe-Mg, l'oxydation ou la réduction des oxydes et des sulfures, et l'augmentation ou la diminution du rapport de Fe/Mg des silicates Fe-Mg (Harlov et al., 1997).

Ulmer (1969) et Molyneux (1970 a) supposent que la cristallisation de la magnétite titanifère peut prendre place au toit de la chambre magmatique là où règne la fO_2 . Klemm et al. (1982) jugent que la formation des couches d'oxydes est dûe à la forte fO_2 causée par la présence des volatiles dérivés des roches sus-jacentes hautement métamorphisées. Les données de Phillipot et Doyle (1983) indiquent que la fO_2 est responsable du développement du liquide immiscible du Complexe de Bushveld : le champ d'immiscibilité est réduit à faible fO_2 , favorisant la précipitation d'olivine fayalitique et/ou de pyroxènes riches en fer. À forte fO_2 une importante quantité de magnétite cristallise (Phillipot et Doyle, 1983). Snyder et al. (1993) fournissent une explication plausible sur l'ordre de la cristallisation des oxydes sous des conditions de la fO_2 (figure 1.5). En effet, les études expérimentales ont été effectuées sur le liquide parental de l'intrusion mafique de Newark Island

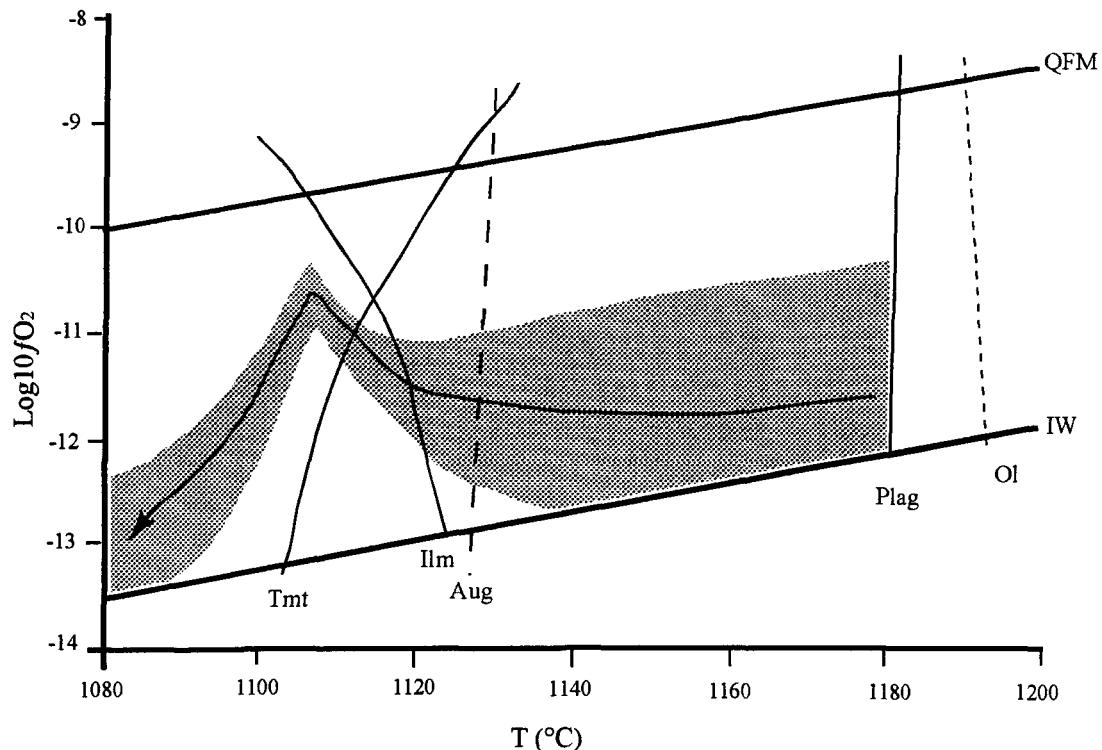


Figure 1.5 : La fugacité d'oxygène ($f\text{O}_2$) vs température illustrant la tendance probable de l'intrusion de Newark Island (NILI) (flèche). Les trajectoires possibles de $T-f\text{O}_2$ sont désignées par le champ gris (voir le texte pour plus de détaille). QFM (quartz-fayalite-magnétite) : IW (fer-wustite); Ilm (ilménite); Tmt (titanomagnétite); aug (augite); Ol (olivine); Plag (plagioclase) (modifié de Snyder et al., 1993).

(NILI) à dominance en ilménite et titanomagnétite. Ces auteurs prouvent que l'ilménite cristallise avant la magnétite où la fO_2 reste faible (proche de IW) jusqu'à le début de la cristallisation de la magnétite. À ce stade, la fO_2 augmente brusquement et s'approche de QFM. Ils présentent deux mécanismes pour expliquer cette tendance : 1) dans un système fermé, la fractionnation de l'olivine contribue à l'augmentation du ratio Fe_2O_3/FeO et par la suite, l'augmentation de la fO_2 . Une fois que l'ilménite est saturée et précipite, le ratio Fe_2O_3/FeO augmente davantage dans le liquide, et la titanomagnétite commence à se saturer et s'enrichir en Fe_2O_3/FeO . Le liquide à ce stade s'appauvrit en Fe_2O_3 et sa fO_2 diminue; 2) dans un système ouvert, où les auteurs proposent un effet cinétique : l'olivine précipite, l'échange de l'oxygène avec l'environnement est lent et maintient une fO_2 parallèle à la courbe (figure 1.4). Quand l'ilménite se sature, la production de l'oxygène est plus abondante et la fO_2 augmente ce qui contribue à une oxydation rapide de Fe^{2+} en Fe^{3+} . À cette étape, la titanomagnétite commence à se saturer et conséquemment la fO_2 diminue. Ces auteurs suggèrent que cette tendance peut être commune pour les magmas tholéitiques. Ainsi, la cristallisation de l'ilménite et de la titanomagnétite de Skaergaard et Kiglapait devrait être similaire à celle documentée par Snyder et al. (1993).

1.7.3 La température (T)

La température des séquences d'oxydes, comme indiquée par les données expérimentales de Buddington et Lindsly (1964), est celle des roches qui ont subi une consolidation soit primaire, intermédiaire ou tardive. Les minéraux d'oxydes

sont interprétés en tant que phases primaires de la cristallisation d'un magma silicaté, bien qu'elles puissent être tardives dans la pegmatite granitique (Buddington et Lindsley, 1964). Il est à noter que les conditions de réduction/oxydation et l'ordre de l'apparition des oxydes Fe-Ti dépendent principalement de la T et de la fO_2 . Ainsi, la T contrôle la cristallisation des oxydes de telle façon que sa diminution provoque la saturation du magma en oxydes de Fe-Ti et, par suite, la précipitation des oxydes de Fe-Ti (Toplis et Carroll, 1995). Comme le montre la figure (1.6), à 1120°C et à forte fO_2 on assiste à la cristallisation de la magnétite. Tandis qu'à faible T et faible fO_2 seule l'ilménite qui cristallise. En effet, selon les mêmes auteurs, à QFM+1 la magnétite est soumise à des conditions d'oxydations et que la teneur en Fe^{3+} dans le magma est de 3,5%. Par contre à QFM-2 où règne une faible fO_2 aucune magnétite ne se forme (juste 1% qui est sous forme Fe^{3+}) et uniquement l'ilménite qui cristallise.

Des données expérimentales ont démontré que le Fe_2O_3 et le $FeTiO_3$ peuvent former des séries complètes à 1000°C (Carmichael, 1961). La valeur estimée pour les oxydes de la magnétite titanifère et d'ilménite du complexe stratiforme de Skaergaard est de 1000 à 1150°C (Bartholomé, 1962). D'autres données sur la cristallisation de spinelles dans les roches basaltiques de Bushveld ont mené à suggérer que la cristallisation des magnétites titanifères soit produite entre 1025°C et 1100°C dépendant de la pression, de la fO_2 , et de la composition du magma (Evans et Moore, 1968). Cette cristallisation s'est arrêtée après la précipitation de 2000 m de roches cumulâts (Reynolds, 1985).

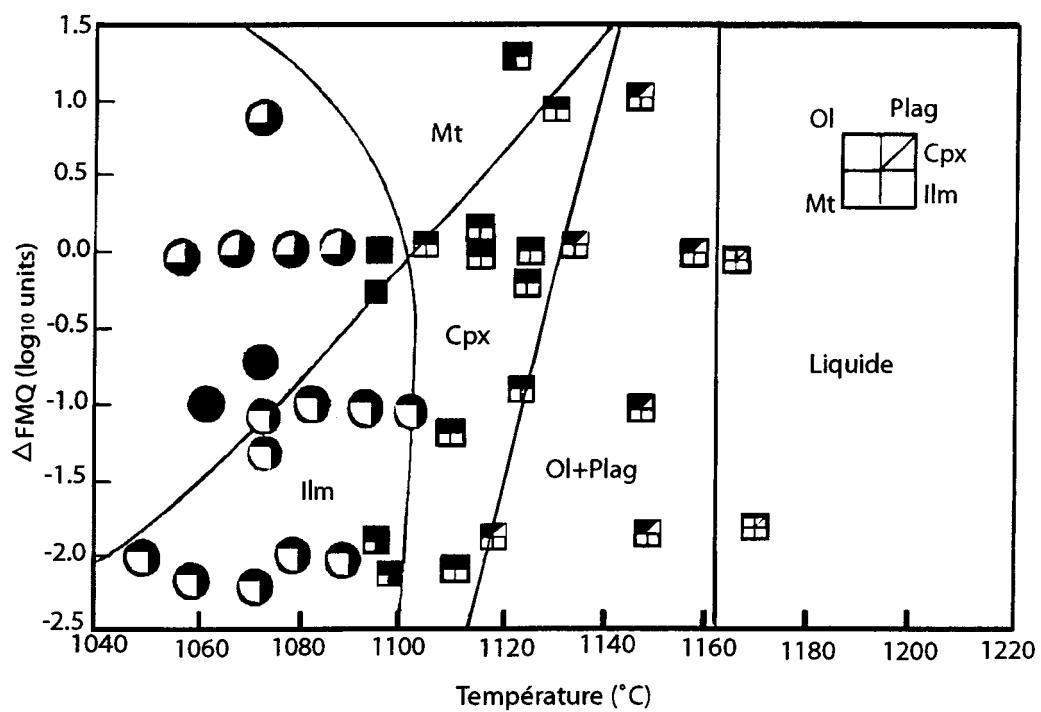


Figure 1.6 : L'ordre de la cristallisation des phases d'oxydes en fonction de la fugacité d'oxygène ($f\text{O}_2$) et la température (T) (Toplis et Carroll, 1995) (voir le texte pour plus d'explication). OI (olivine), Cpx (clinopyroxène), Plag (plagioclase), Mt (magnétite), Ilm (ilménite). .

1.7.2 La composition du magma en Fe, Ti et P

Vincent (1960) suggère que l'aspect tardif de la magnétite titanifère et de l'ilménite de l'intrusion de Skaergaard est dû à la concentration des éléments de Fe^{3+} et Ti dans le liquide résiduel avant la cristallisation. Ces oxydes peuvent coprécipiter lorsque le magma atteint 3,5% FeO_3 et 2,8% TiO_2 (Wager, 1960). Une concentration semblable (1,2-3,5% Fe_2O_3 ; 0,9-1,2% TiO_2) a été confirmée par Carmichael et Nicolls (1967) dans les liquides tholeiitiques. Eales et al. (1980) témoignent qu'une forte teneur en Fe dans les roches tholeiitiques est marquée par un accroissement en Ti et un enrichissement en V. Toujours sur les basaltes tholeiitiques, les expériences de Toplis et Caroll (1995) ont démontré que les oxydes commencent à cristalliser quand le magma atteint un maximum de 18% de FeO .

De sa part, le P augmente la solubilité du titane dans le magma tholeiitique (Ryerson et Hess, 1980). Un contenu élevé en phosphore (P) et titane (Ti) dans le magma peut également commander la paragenèse des oxydes (Toplis et al, 1994). En effet, dans la zone principale des dépôts de Kauhajarvi (ouest de Finlande) une concentration élevée en P, même sous des conditions de $f\text{O}_2$ relativement hautes, a permis la cristallisation de l'ilménite et de l'ilméno-magnétite (Karkkainen et Appelqvist, 1999). Ce contenu en P ayant comme résultat un rapport élevé en ilménite par rapport à la magnétite qui est identique au modèle de McBirney (1994) pour l'abondance de l'ilménite dans l'intrusion de Skaergaard.

1.8 Développement des dépôts de Fe-Ti

Une fois que la saturation du magma en oxydes Fe-Ti et P est atteinte, par les processus évoqués, on assiste à la précipitation et la cristallisation de ces oxydes qui vont s'accumuler dans la chambre magmatique.

L'accumulation d'un liquide résiduel tardif riche en Fe-Ti suite à un mécanisme de filtre-presse a été proposée par Osborne (1928). Wager (1928) et Hall (1932) ont supposé que les couches d'oxydes sont formées par la séparation et l'accumulation gravitationnelle des cristaux d'oxydes sur le plancher de la chambre magmatique. Les cristaux de magnétite augmentent 'in situ' et contiennent une variable proportion du liquide interstitiel (Reynolds, 1985). Sous l'effet de la compaction, ces cristaux vont s'accroître, chasser le liquide piégé et former par la suite, des agrégats de magnétite avec des contacts polygonaux à jonctions triples.

Le refroidissement du sub-solidus, les conditions de la fO_2 , et la composition des phases en oxydes provoquent le développement des inter-croissances en ilménite et/ou en spinelle et ulvo-spinelle.

Ces oxydes vont former des couches et se relocaliser à l'intérieur ou à la périphérie des masses anorthositiques pour former des dépôts massifs, lités ou disséminés sous forme de dykes, de sills ou de lentilles.

1.9 État de la question

Suite à ce qui précède, les processus qui contribuent à la concentration de Fe-Ti et P dans le magma, pour générer un gisement économique, restent une controverse et ne font pas un consensus auprès des chercheurs. Les hypothèses qui ont été mises de l'avant pour expliquer leur origine font appel :

- 1- À la saturation du magma en oxydes par la cristallisation fractionnée.
- 2- À la saturation du magma en oxydes causée par la contamination soit par la roche encaissante ou par un mélange de magmas.
- 3- À un magma évolué séparé en deux liquides immiscibles l'un riche en fer et l'autre riche en silice.

1.10 Les objectifs

Le but principal de cette étude est d'élaborer un modèle génétique des gîtes de Fe-Ti de la région de Saint-Charles, de Lac Élan et de Havre Saint-Pierre (Côte-Nord) en s'inspirant des progrès des travaux précédents, tout particulièrement ceux réalisés pour l'étude des oxydes liés aux anorthosites massives et stratifiées. Pour ce faire il faut :

- 1- Identifier les différentes lithologies de la région de Saint-Charles, de Lac Élan et de Havre Saint-Pierre (bordure S-E).

- 2- Caractériser les phases minéralogiques associées et celles en oxydes de Fe-Ti à l'aide d'une étude pétrographique et géochimique.
- 3- Établir une comparaison entre les dépôts des trois régions d'études.
- 4- Établir les relations génétiques entre les différentes séquences présentées.
- 5- Déterminer le (les) processus approprié (s) pour la formation des gîtes d'oxydes.
- 6- Évaluer la capacité du magma à générer une concentration économique.

CHAPITRE II

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1 La géologie régionale

La province de Grenville

La Province de Grenville (PG) s'étend sur 2000 km et constitue le dernier événement tectonique à s'être ajouté au bouclier Canadien. La province est associée à une orogenèse du Méso-protérozoïque moyen et tardif qui a laissé une large bande de roches intensément déformées et métamorphisées dans des conditions ayant atteint au moins celles du faciès supérieur des amphibolites. Sa marge nord-ouest est limitée par le front de Grenville (FG), qui correspond à une zone de chevauchement et de mylonitisation, et témoigne du passage d'une déformation fragile à une déformation ductile en direction de l'orogenèse (Davidson, 1998). Le FG constitue un élément structural dont la principale caractéristique est de séparer des lithologies nettement différentes : la Province de Supérieur, la Province de Nain, la Province de Churchill et la Province de Makkovik (figure 2.1). La moitié sud-est de la PG est

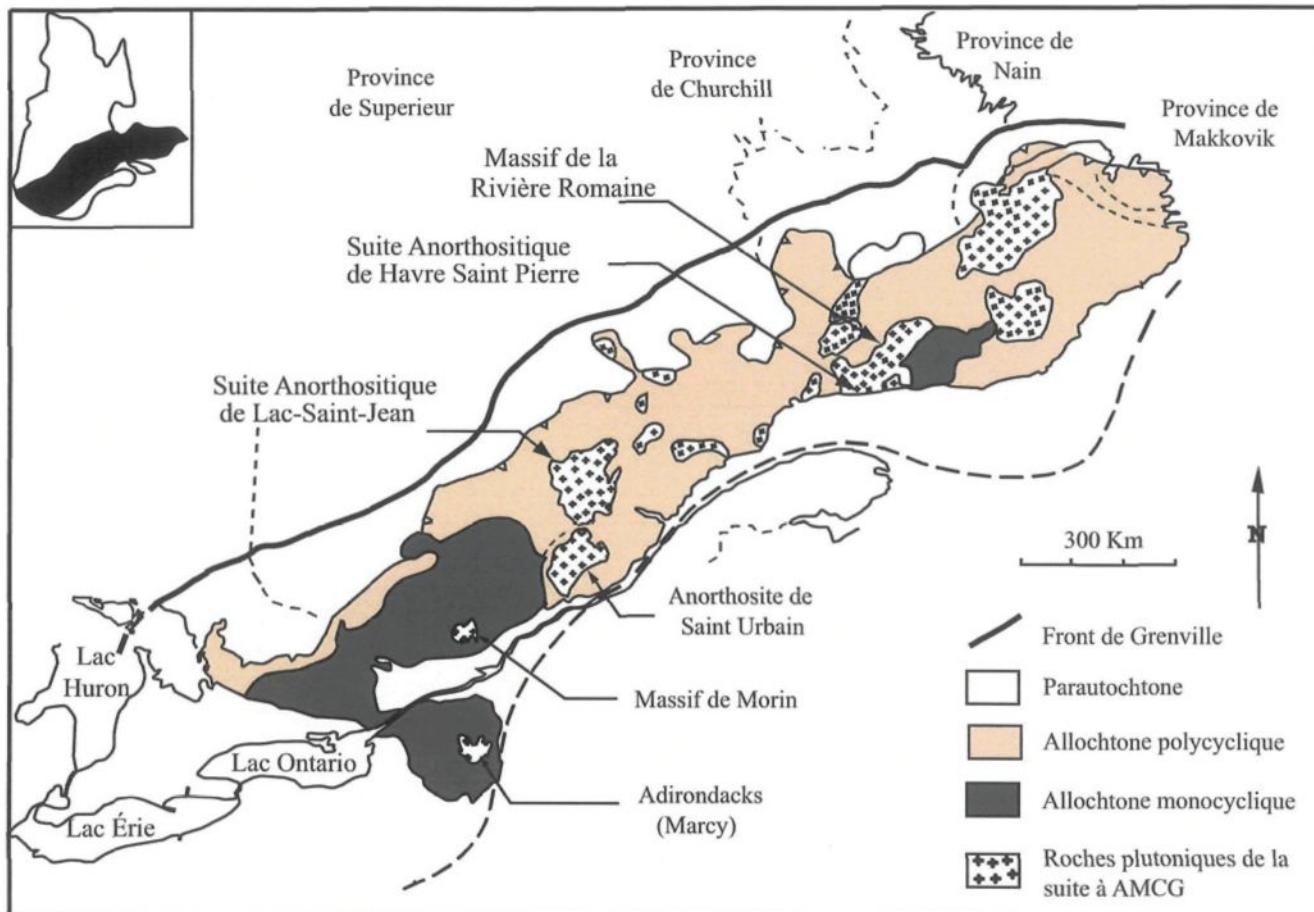


Figure 2.1: La géologie et la subdivision tectonique de la Province de Grenville (modifiée de Davidson et al., 1998)

recouverte par des roches supracrustales et platoniques d'âge grenvillien. Sa partie interne est bordée par des roches sédimentaires de plate-forme du paléozoïque inférieur.

Les interprétations tectoniques récentes présument l'existence d'une marge active, avec subduction-accrétion et, formation d'arc (Holdman et Dickin, 1995) suivie d'un magmatisme d'arrière arc et des bassins sédimentaires (entre 1,51-1,42 Ga et 1,40-1,23 Ga; Rivers, 1997) qui témoignent une période d'extension de l'arrière arc. Les déformations grenvilliennes sont attribuées à un orogène collisionnel, formé au cours d'un long épisode de fermeture océanique et de collision continent-continent vers 1,2 Ga, avec raccourcissement et épaississement concomitants de la croûte, qui s'est terminé par une exhumation relativement rapide vers 1,0 Ga (Davidson, 1998). La PG se subdivise en trois zones en s'appuyant sur l'identification de ceintures et de terrains (Rivers et al., 1989) :

- 1- La ceinture Parautochtone est localisée entre le front de Grenville et la faille de charriage de l'Allochtone polycyclique. Elle correspond à des roches remaniées et déformées d'âge archéen à protérozoïque moyen.
- 2- La ceinture Allochtone polycyclique composée de roches exposées à plusieurs cycles orogéniques antérieurs et retravaillées durant l'orogénie grenvillienne. On y retrouve d'orthogneiss et des paragneiss de haut grade métamorphique.

- 3- La ceinture Allochtone monocyclique renferme des roches supracrustales déformées, métamorphisées et envahies par des roches plutoniques durant l'orogénie grenvillienne.

Les lithologies similaires à celles de la PG apparaissent aux travers de la ceinture Appalachienne, au Groenland et en Afrique du Nord. En Europe, la Province Svéconorvégienne est reconnue comme étant sa continuité.

La PG couvre un immense territoire avec une très grande variété de contextes géologiques. Elle offre un excellent potentiel de découverte autant pour les métaux usuels que pour les métaux précieux. Dans le secteur ouest de la province, de nombreux massifs anorthositiques et plusieurs générations de dykes, de plutons et de complexes mafiques présentent des gisements magmatiques de Ni-Cu. Dans le secteur est (région de Lac Allard) un gisement d'ilménite et de magnétite est reconnu dans une suite anorthositique où la compagnie QIT Fer et Titane exploite une mine à ciel ouvert d'ilménite depuis 1950 à Lac Tio (Bergeron, 1986). Dans la partie nord-est, plusieurs indices de Ni-Cu, d'ilménite, d'apatite et de titanomagnétite sont associés à la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (Huss, 2002). D'autres travaux sur la propriété de Mirepoix ont mis à jour des minéralisations d'ilménite et d'apatite associées à des niveaux de magnétite massive (Morisset, 2002). Au nord-ouest de Sept-Îles, la compagnie de SOQUEM a poursuivi son projet d'exploration pour la recherche de minéralisation en Zn-Cu associée à des paragneiss.

2.2 Géologie locale

2.2.1 La région du Saguenay Lac-Saint-Jean

La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) est localisée dans la partie centrale de la province de Grenville au cœur de la ceinture Allochtone polycyclique (Rivers et al., 1989). Cette suite s'est mise en place entre 1160 et 1140 Ma (Higgins et Van Breemen, 1992, 1995). Cette suite est connue par une masse intrusive formant une suite AMCG (anorthosite, mangérite, charnockite, et granite) et s'étend sur une superficie excédant 20000 km² (Woussen et al., 1981) (figure 2. 2). Elle est entourée, principalement, d'orthogneiss, de migmatites à compositions diverses, et d'une quantité mineure de roches supracrustales (quartzite, paragneiss, roches calcosilicatées, marbre et amphibolite). Ces roches sont recoupées par plusieurs essaims de dykes de métabasites (Higgins et van Breemen, 1992) et des intrusions granitiques, monzonitiques et syénitiques tardives (Clark et Hébert, 1998). Dans la région, trois périodes de magmatisme ont été révélées durant le Méso-protérozoïque, soit 1160-1140 Ma, 1080-1050 Ma, et 1020-1010 Ma, séparées en divers blocs tectoniques par des zones de cisaillement ductile (Higgins et van Breemen, 1995).

L'événement important dans la stratigraphie du secteur a été la mise en place de la SALSJ, principalement, représentée par des anorthosites et des leucotroctolites. Woussen et al. (1981) interprètent les anorthosites comme étant le résultat d'une montée diapirique à l'état solide et à des températures décroissantes dans un

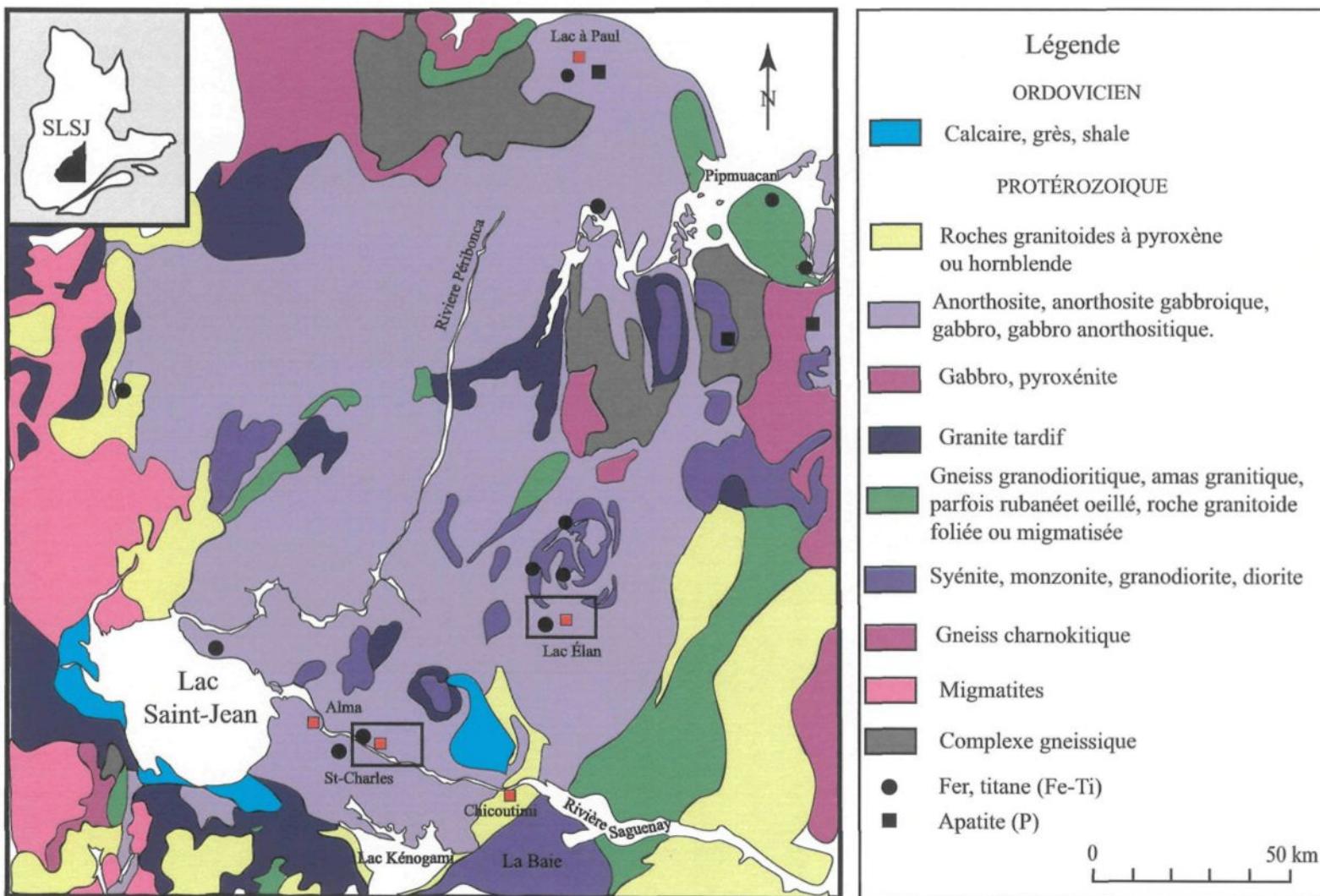


Figure 2.2: Carte géologique de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (SLSJ) illustrant les différentes unités lithostructurales, les gisements de Fe-Ti-P et la localisation des régions de Saint-Charles et de Lac Élan qui font l'objet de la présente étude (modifiée de Avramtchev, 1993)

environnement tectonique calme (Woussen et al., 1981). Cette interprétation est contredite par Higgins et van Breemen (1992). Ces anorthosites, datées de 1160 à 1140 Ma (Higgins et van Breemen, 1992), seraient plutôt le résultat d'une ascension de magmas à travers des zones de cisaillement subverticales et en décrochement sous un régime tectonique de convergence. Corrigan et Hanmer (1997) proposent à leur tour une mise en place sous l'extension crustale qui suit l'épaississement lié au chevauchement. Daigneault et al. (1999) ont conclus que la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean est imposée par un raccourcissement crustal NO-SE se manifestant par des chevauchements NNO. Ainsi, vers la fin de la montée de l'intrusion, l'évolution des conditions de la température et de la pression permettait le cisaillement et la fracturation des roches. Une faille NE-SW traverse également la Suite anorthositique et est interprétée comme un décrochement majeur qui a probablement joué un rôle dans la mise en place de la SALSJ (Hébert, 1999b).

La géologie de la région a été l'objet d'études à différentes reprises. La cartographie de Laurin et Sharma (1975) a permis d'ébaucher la géologie de la portion méridional et les unités le ceinturant. Quelques datations aux isotopes de Rb-Sr ont été effectuées sur les granitoides de la Baie et de Chicoutimi (Doig et Barton, 1968) et d'autres sur les paragneiss de Saint-Fulgence (Frith et Doig, 1975). Une autre cartographie couvrant la partie septentrionale était l'objet de thèse de doctorat de Hocq (1977). Des études sur les anorthosites de la région étaient l'objet de plusieurs chercheurs (Dimroth et al., 1981 ; Woussen et al., 1981; Higgins et van Breemen, 1992 ; Hébert et Lacoste, 1997a, b ; Huss, 2001 et Fredette (en cours)) pour établir une chronostratigraphie des événements ignés, métamorphiques,

structuraux et de proposer un modèle de cristallisation et de mise en place des plutons.

2.2.1.1 La géologie de la région de Saint-Charles

Au Sud de la Suite Anorthositique de Lac-Saint-Jean, se trouve les roches anorthositiques de la région de Bourget qui renferment des lentilles minéralisées, surnommées "magnétite titanifère de Saint-Charles Borromé" (Jooste, 1958) (figure. 2.3). La région de Bourget est située au nord de la rivière Saguenay, un peu à l'ouest de Chicoutimi.

Toutes les roches consolidées de la région sont ignées, cristallines et d'âge précambrien. L'anorthosite, l'élément caractéristique du groupe, est très abondante quoique l'anorthosite gabbroïque (leuconorite) se rencontre tout aussi fréquemment. En maints endroits, le pourcentage de minéraux foncés est suffisant pour que la roche soit classée comme un gabbro ou troctolite (Jooste, 1958). Les roches anorthositiques sont recoupées par une diorite à pyroxène et une troctolite anorthositique qui sont à leur tour, recoupés par au moins deux autres groupes de roches acides dont les trois principaux types sont : une syénite monzonitique, une syénite quartzifère et un granite (Jooste, 1958). Les affleurements connus de magnétite titanifère apparaissent sur la rive Nord du Saguenay, soit à 24 km en aval du Lac-Saint-Jean, généralement larges, semblent être des couches recoupant l'anorthosite.

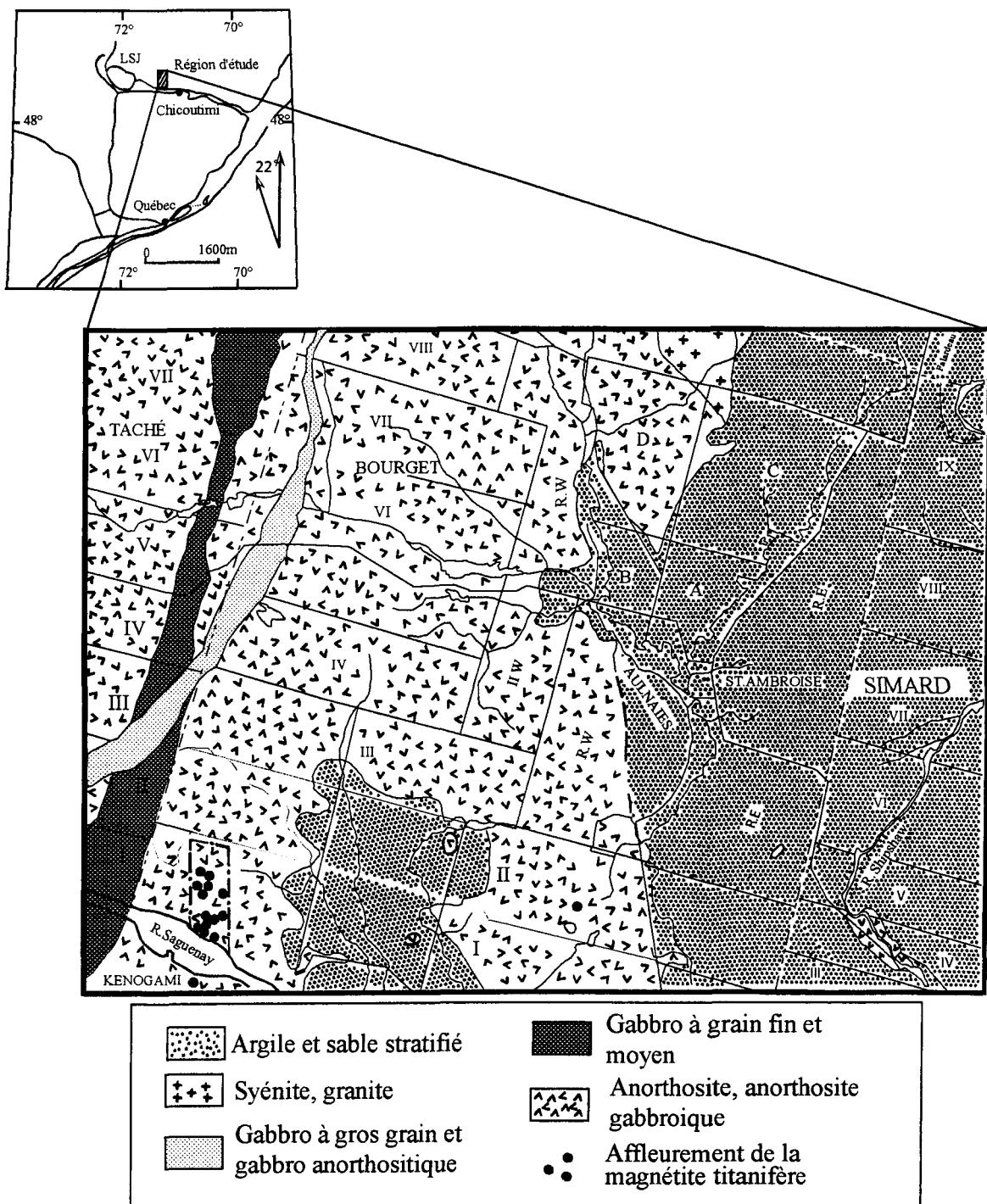


Figure 2.3 : Carte géologique simplifiée du secteur de Saint Charles montrant les différentes structures et la localisation des dépôts de magnétite titanifère (modifié de Jooste, 1958).

La première mention de ces dépôts est attribuée à Laflamme (1884). Dulieux (1912) a cartographié les affleurements de l'extrémité Sud de Lot (44). La région de Bourget a été cartographiée par Denis (1932) en vue de déterminer les formations paléozoïques. En 1944 Waddington a fait un relevé à la boussole d'inclinaison de la partie Nord des dépôts. Osborne (1944) a décrit la minéralogie de quelques-uns des affleurements. En 1948, la compagnie American Metals a aussi communiqué les résultats de quelques analyses. En 1958, Jooste a fait une étude géologique des dépôts ainsi qu'une cartographie de la région à l'échelle 1 : 4800.

2.2.1.2 La géologie de la Propriété de Lac Élan

La propriété de Lac Élan se compose d'un bloc de 25 claims de 16 hectares. Elle se situe au cœur de la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (figure 2.2), dans le coin nord du canton de Garreau, au centre du feuillet SNRC 22D/15, et sur le flanc sud, de ce qui semble être un complexe annulaire monzonitique (Laurin et Sharma, 1975). La géologie de cette propriété est dominée par l'anorthosite grise recristallisée, contenant localement de la magnétite et de l'ilménite disséminée en faible proportion. Une zone de gabbro anorthositique est présente au centre de la propriété. La minéralisation se trouve en horizons d'oxydes massifs, d'épaisseur métriques, composés de magnétite, d'ilménite, de spinelle, et de silicates interstitiels en très faibles quantités.

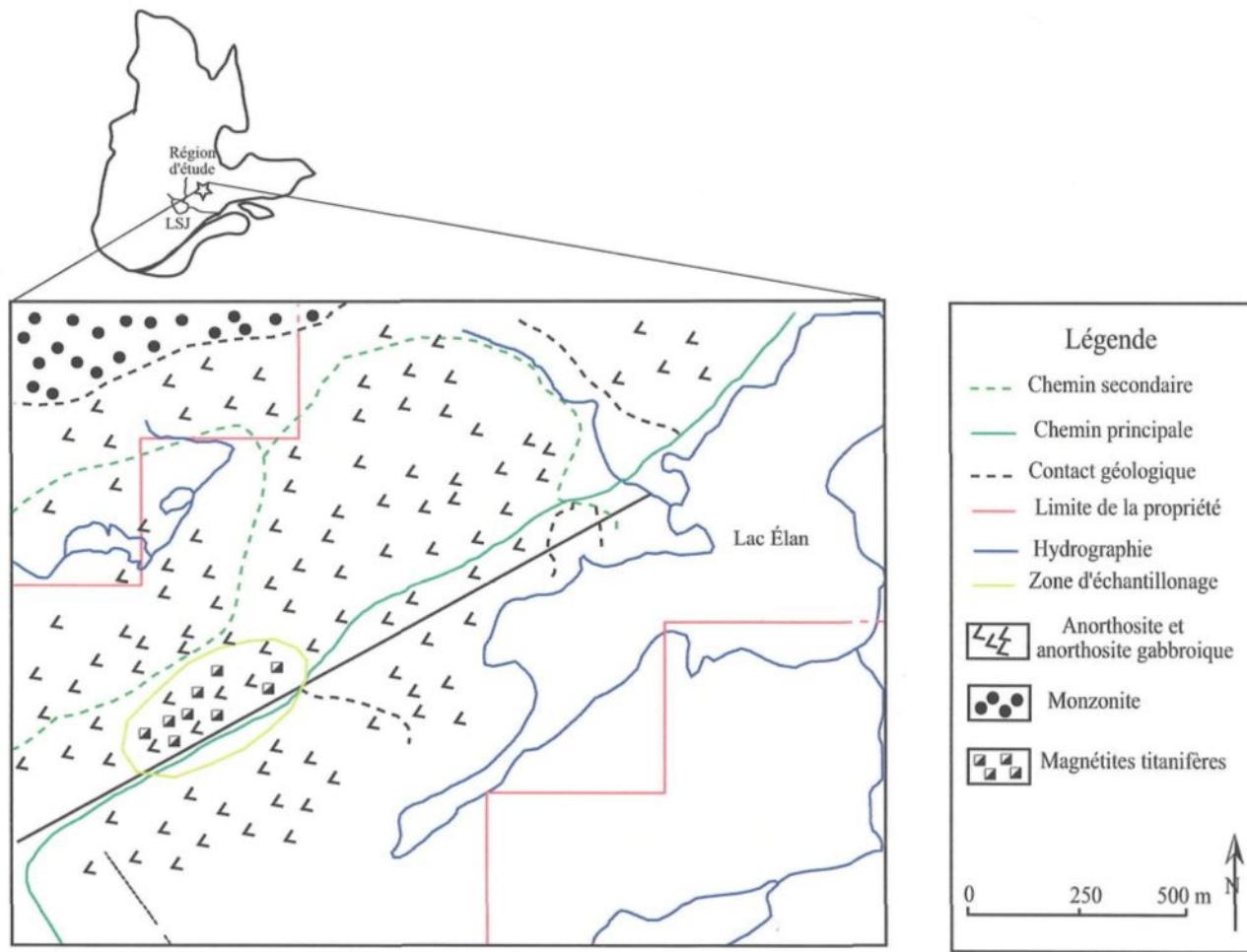


Figure 2.4 : Carte géologique simplifiée du secteur de Lac Élan illustrant les différentes lithologies et la localisation de la zone d'échantillonage (modifié de Girard, 2001)

Le contact entre l'horizon d'oxyde et l'anorthosite est habituellement franc. La composition de ces roches et la teneur en vanadium est relativement constante entre 0,40 et 0,66 % (Girard, 2001). Quelques essais, indiquent que 60% de magnétite titre 1% de V_2O_5 (Girard, 2001). Le bilan métallurgique suggère que la quasi-totalité du vanadium soit logé dans la magnétite. Seul une teneur résiduel serait présente dans l'ilménite et le spinelle (Girard, 2001).

La propriété couvrant ce dépôt, appartenait jadis à la North American Titanium, puis elle a été reprise récemment par M. Gaétan Tremblay. Selon Girard (2001) l'indice de magnétite du Lac Élan a été mise à jour l'été 1993 par M. Tremblay. Un second indice a été découvert dans le même secteur en 1994. Ces indices ont été réévalués en 1999 pour leur potentiel en vanadium.

2.2.2 La Suite anorthositique de Havre Saint-Pierre (Côte-Nord)

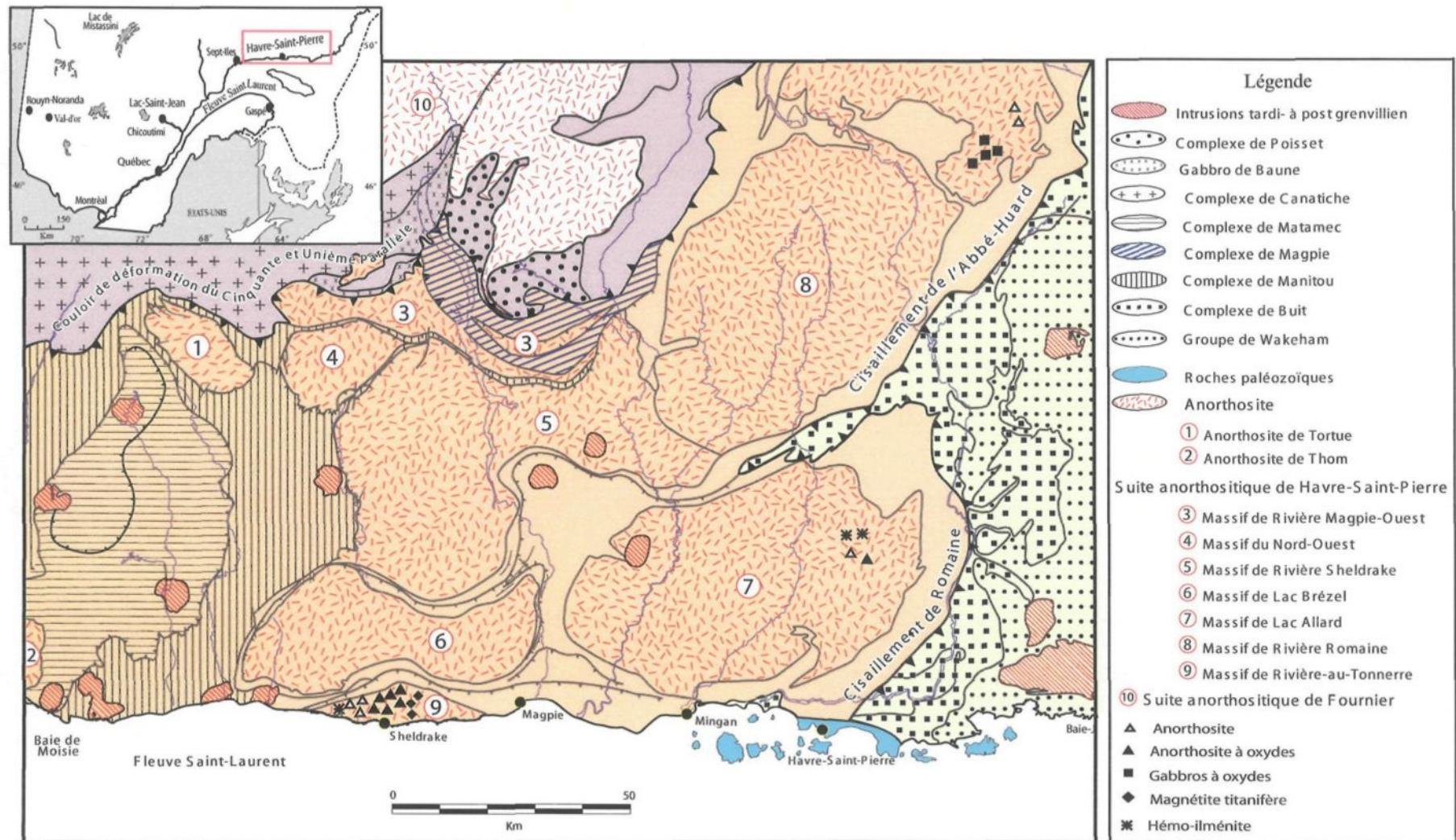
La suite anorthositique de Havre Saint-Pierre couvre environ 15 % de la superficie du territoire de la Côte-Nord. Elle renferme le massif de la Rivière Romaine, le massif de Lac Allard et le massif de la Rivière-au-Tonnerre (figure 2.5).

Une cartographie de la région du massif de la Rivière-au-Tonnerre a été effectuée en 1870 par Richardson. En 1911, Rivers a mis une attention sur les dépôts de la magnétite titanifère trouvés dans le secteur. Retty (1942 et 1944) a cartographié les environs de Lac Allard, et les rives de la Rivière Romaine. Il a reconnu l'existence d'un massif anorthositique principal centré autour de Lac Allard ainsi que celle d'une

bande localisée le long du cours supérieur de la Rivière Romaine. Ces travaux de terrain ont mené à la découverte de minéralisation en ilménite dans l'anorthosite située le long de rive est de Lac Allard. Cette découverte a donné suite à une activité d'exploration minière et à la découverte des principaux dépôts d'ilménite du Lac Tio exploités par la compagnie QIT-Fer et Titane inc, depuis 1948. De même une étude spécifique sur des relations géologiques entre l'anorthosite et les zones minéralisées fut entreprise par Hammond (1949), Hargraves (1962) et Bergeron (1986). Les travaux de Sharma et Franconi (1975) ont démontré que l'anorthosite cartographiée sur la Rivière Romaine fait partie du même massif anorthositique. Selon Sharma et Franconi (1975), le complexe de HSP est composé d'anorthosite, d'anorthosite gabbroïque et de gabbros anorthositiques. Van Breemen et Higgins (1993) ont utilisé le terme de Complexe anorthositique de HSP pour designer toutes ces anorthosites qu'ils divisent en lobes. Ils ont daté une anorthosite pegmatitique prélevée à l'ouest de la Rivière-au-Tonnerre à 1062 ± 5 Ma.

Deux types de gîtes y sont associés : 1) des gîtes formés de minéralisations d'ilménite et d'hématite (Hémo-ilménite), pauvre en magnétite, et 2) des gîtes formés des minéralisations de magnétite et pauvre en ilménite. Dans la majorité des gîtes, la minéralisation massive d'oxydes de fer et titane recoupe l'anorthosite. Elle est généralement associée à des ferrodiorites, à des norites et parfois à des faciès gabbroïques (Perrault, 1999, Gobeil et al., 2003). Sur la Côte-Nord, près de 70 indices et gîtes d'ilménite, d'ilménite-magnétite, et d'ilménite-apatite sont répertoriés (Perrault, 1999). Excepté le gisement du Lac Tio, au Nord de la suite anorthositique de Havre Saint-Pierre (HSP), 18 indices majeurs et 8 gîtes d'ilménite sont également

répertoriés. Ces gîtes sont composés de couches d'ilménite massive encaissée dans des anorthosites. La magnétite, la pyrite et la chalcopyrite sont des constituants mineurs. Une minéralisation de magnétite titanifère a été observée dans la marge ouest de HSP. Une autre minéralisation en Fe-Ti et Fe-Ti-P₂O₅ a été également découverte dans une jotunite à l'est de HSP, composée de 20 à 50% de magnétite, d'ilménite et d'apatite définie la couche primaire de la jotunite (Perreault, 1999).



CHAPITRE III

PÉTROGRAPHIE

3.1 Introduction

Le présent chapitre se veut une étude pétrographique, basée sur l'observation macroscopique et microscopique des échantillons prélevés qui ont servi à la fabrication de 51 lames minces polies. 15 lames provenant du secteur de Saint-Charles, 12 lames de la propriété de Lac Élan, 24 lames de Havre Saint-Pierre partagé sur 3 secteurs : a) Lac Allard (4 lames), b) Massif de la Rivière Romaine (6 lames), et c) Massif de la Rivière-au-Tonnerre (13 lames).

Cette étude fait l'objet d'une description détaillée des traits pétrographiques, minéralogiques des différentes lithologies prélevées, y compris l'encaissant régional et la minéralisation en oxydes, afin de permettre une compréhension globale des mécanismes les plus propices à la formation des minéralisations et leurs compositions.

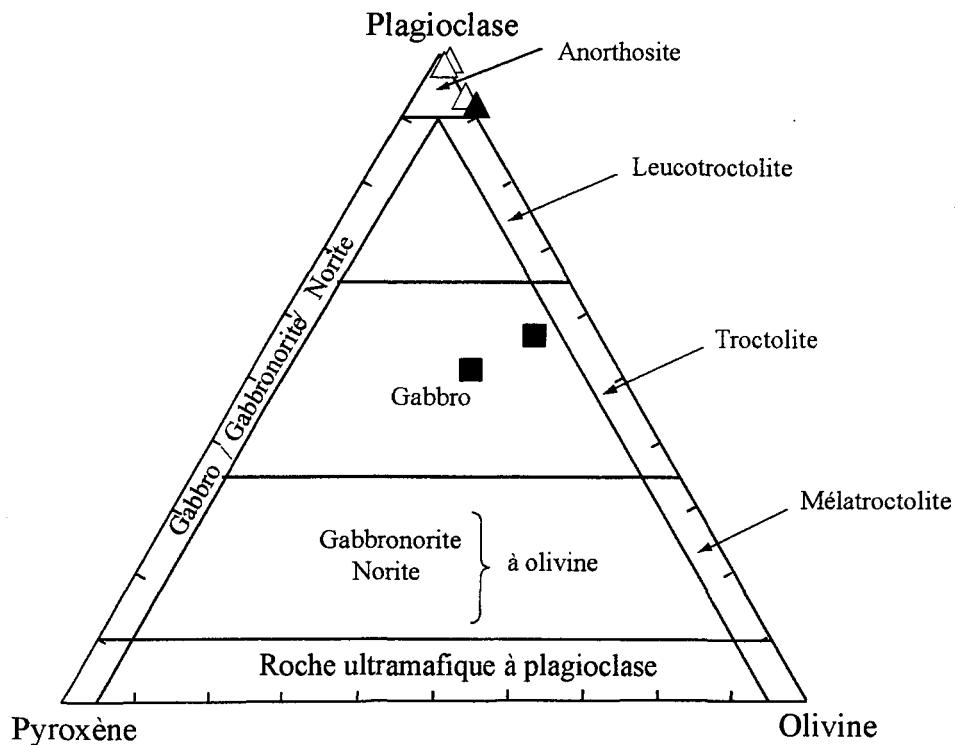


Figure 3. 1: Projection ternaire des roches mafiques. D'après Streckeisen (1976). Anorthosite (\triangle). Anorthosite à oxydes (\blacktriangle). Gabbro à oxydes (\blacksquare).

Les travaux de terrain et de laboratoire ont permis d'identifier 5 types de roches mafiques en se basant sur le diagramme de Streckeisen (1974) (figure 3.1), à savoir : les anorthosites, les anorthosites à oxydes, les gabbros à oxydes, et les oxydes d'hémo-ilménites et de magnétites titanifères. La minéralisation en oxydes a une composition en ilménite, hématite, magnétite, spinelle, et rarement en apatite.

3.2 Pétrographie des roches de Saint-Charles et de Lac Élan

3.2.1 Les roches anorthositiques

3.2.1.1 Les anorthosites

Description macroscopique

Les affleurements de la plupart des roches anorthositiques de Saint-Charles sont de teintes claires, invariablement blanches, dûes à l'altération des plagioclases (figure 3.2). Celles de Lac Élan sont grises, recristallisées et diversement massives et foliées.

Le type d'anorthosite le plus commun est à gros grains et il est constitué principalement des cristaux de plagioclase de 90 à 95 % avec 5 à 10% de minéraux de couleur foncée. Bien qu'une bonne partie de l'anorthosite soit à grain grossier, on trouve aussi de l'anorthosite à grains moyens ou fins qui semblent provenir du broyage des grands cristaux de plagioclase. Ainsi la texture de la roche est porphyroclastique.



Planche 3.2: Photographie en affleurement de l'anorthosite de Saint-Charles de teinte claire à cause de l'altération

Description microscopique

En lame mince (figure 3.3a et b), le pourtour des grains de plagioclase est très irrégulier, dentelé et découpé. Les grains ont de 0,8 à 5 mm de diamètre et peuvent atteindre 20 mm dans certains endroits. Les lamelles des macles sont généralement incurvées résultant d'une granulation. Ces cristaux de plagioclases sont empoussiérés de fines inclusions qui consistent en petits cristaux opaques soit : la magnétite, l'ilménite et même les sulfures.

Les minéraux foncés sont : l'orthopyroxène, (~4%) de 0,1 à 1,2 mm (Lac Élan) et de 0,08 à 0,6mm (Saint-Charles), la hornblende (~3%) de 0,1 à 1,2 mm. Les pyroxènes sont les minéraux foncés les plus abondants. L'olivine est rare, tandis que la biotite (1 à 7%) apparaît dans presque tous les échantillons examinés, de 0,02 à 1,2 mm sous forme de petits bâtonnets, et tous dispersés dans la matrice silicatée.

Avec l'augmentation de la teneur en minéraux de couleur foncé, l'anorthosite passe à l'anorthosite à oxydes dans laquelle la magnétite et l'ilménite sont les minéraux mafiques les plus communs.

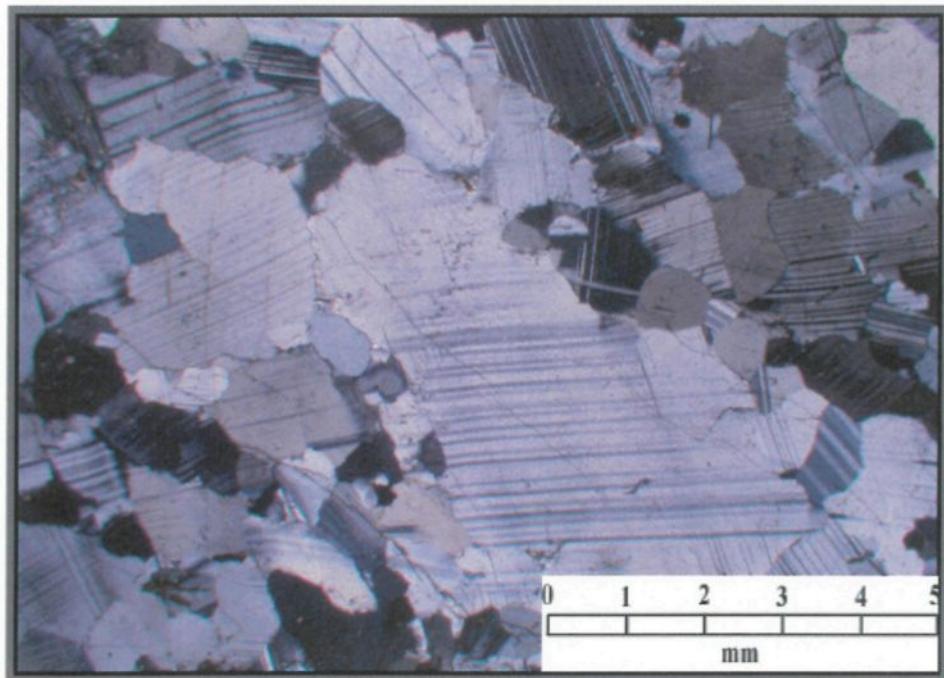


Planche 3.3a : Microphotographie en lumière polarisée montrant l'anorthosite de Saint Charles à plagioclase porphyroclastique.

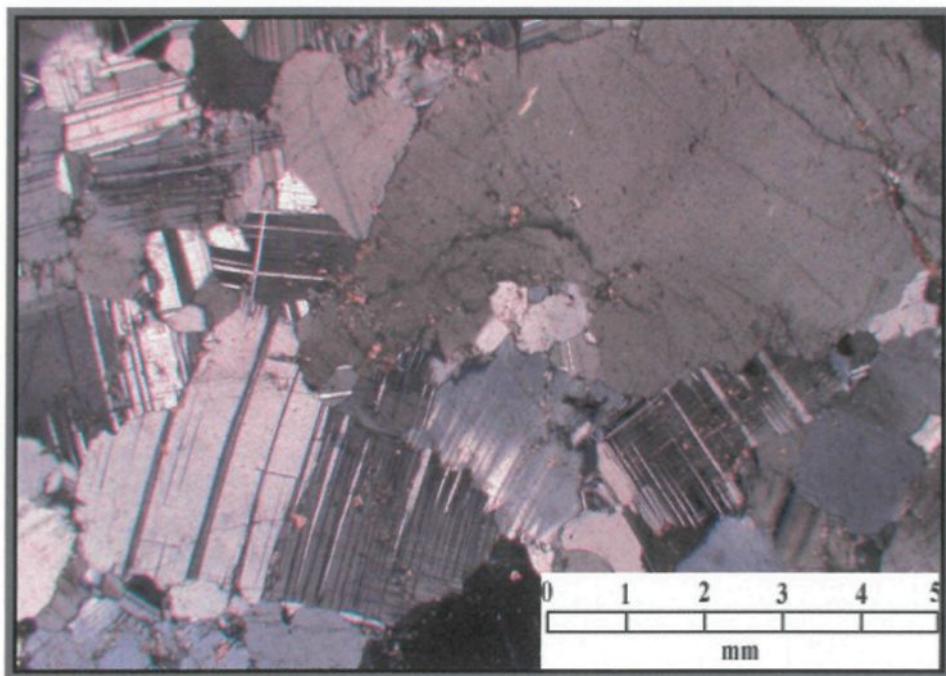


Planche 3.3b : Microphotographie en lumière polarisée de l'anorthosite de Lac Élan, partiellement recristallisée.

3.2.1.2 Les anorthosites à oxydes

Description macroscopique

Cette roche dérive graduellement d'un accroissement de minéraux d'oxydes en Fe-Ti. Il s'agit d'une roche massive, homogène et grenue, formées de plagioclases, de grains d'oxydes de forme arrondie répartie en plages ou en grains isolés et de grains de teinte beige en position intergranulaire.

Description microscopique

Au microscope, la roche (figure 3.4) est formée essentiellement d'agrégats de plagioclase (50%) et d'oxydes intergranulaires. La magnétite (14%) et l'ilménite (12%) se présentent en grain ou plage à texture granoblastique. Le spinelle est en exsolution soit en lamelle ou ponctuée, et parfois associés à des lamelles d'ilménite. Ces gouttelettes de spinelle (7 à 10%) se trouvent dans la magnétite ainsi qu'en symplectiques au contact entre la magnétite et l'ilménite. Des évidences de déformation sont notées sur l'ensemble des grains.

Quelques grains d'apatite ont été observés en inclusion dans le plagioclase. L'apatite y est automorphe, en prisme hexagonal.

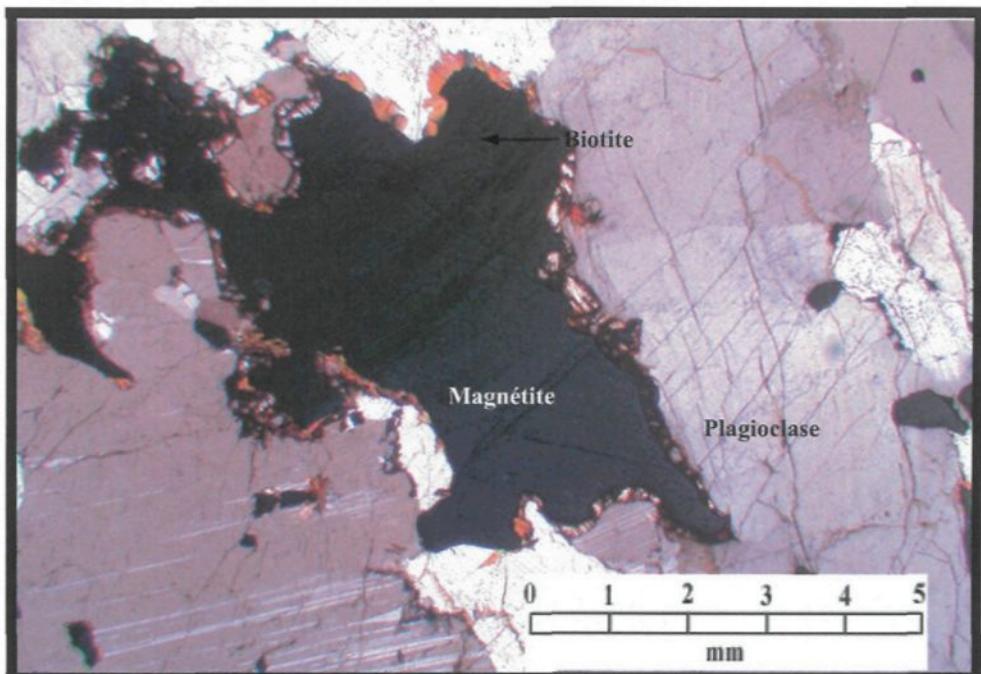


Planche 3.4 : Microphotographie en lumière polarisée de l'anorthosite à oxydes (Lac Élan). La magnétite est entourée par des cristaux de bitotite et de chlorite.

3.2.2 La minéralisation en oxydes

Tous les échantillons examinés du secteur de Saint-Charles et Lac Élan forment des horizons d'oxydes massifs ou des amas irréguliers, composés en ordre d'abondance de magnétite, d'ilménite et de spinelle repartis d'une façon uniforme dans la roche. Ils présentent également, des traces de silicates, et d'autres en sulfures, généralement altérés. L'ensemble à texture granoblasique bien développée, témoignant d'une recristallisation.

a) La magnétite :

C'est la phase la plus abondante à texture granoblasique. Elle compte pour 40 à 70 % des échantillons de Lac Élan et de 40 à 55 % de ceux de Saint-Charles. La taille des cristaux est d'environ 1 à 3 mm (Lac Élan) et elle peut aller jusqu'à 5mm à Saint-Charles. La magnétite (figure 3.5a et b) se trouve en position intergranulaire avec l'ilménite et parfois en intercroissance avec les lamelles d'ilménite et, par endroit, avec le spinelle qui peut être lamellaire ou ponctué. Dans certains échantillons de Lac Élan l'ilménite et le spinelle sont associés.

b) L'ilménite :

L'ilménite (figure 3.5.a et b) constitue 25 à 40 % à Saint-Charles et 20 à 40 % à Lac Élan. Elle est généralement, granoblasique, intergranulaire, limpide, pure, parfois fracturée. Elle se distingue de la magnétite par son anisotropie et montre des

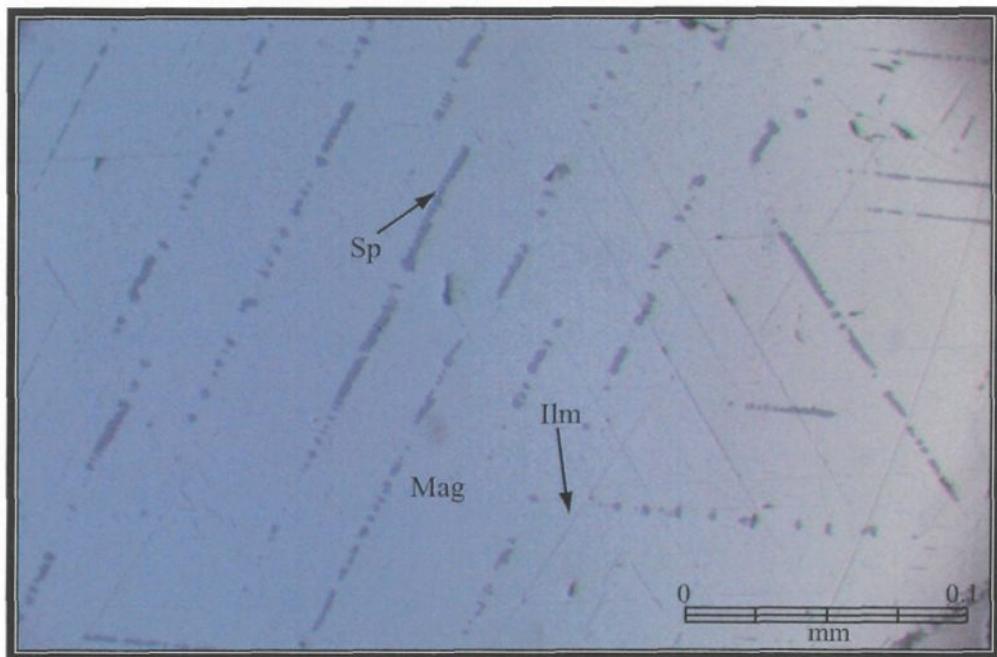


Planche 3.5a : Microphotographie en lumière polarisée d'une lame mince illustrant la magnétite de Lac Élan avec de fines exsolutions en ilménite et en spinelle.

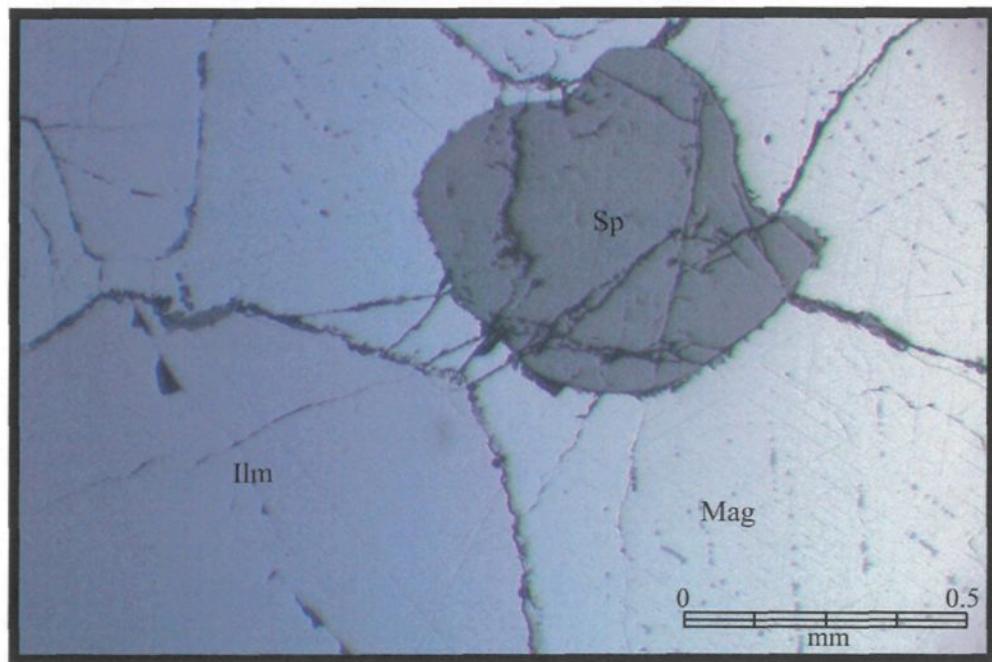


Planche 3.5b : Microphotographie en lumière polarisée montrant les grains de magnétite et d'ilménite en positions intergranulaire formant le point triples (Saint-Charles). Mag(magnétite avec des exsolutions), Ilm (ilménite pure), Sp (spinelle en grain isolé).

contacts irréguliers. On la trouve en grains isolés ou en intercroissance lamellaires (15%) avec la magnétite. Les grains isolés sont en cristaux arrondis ou grossièrement tabulaires de 0,2 à 4 mm de diamètre. Par endroits, les lamelles sont minces et régulières de 0,001 à 0,1 mm de longueur, et présentent parfois la texture en treillis.

C) Le spinelle :

Le spinelle (figure 3.5 a et b) est de couleur vert foncé et isotropique. Il est en grains isolés et forme environ 5 % de la roche. La taille est moyenne de 1 à 2 mm et peut aller jusqu'à 4mm dans le secteur de Saint-Charles. Il développe dans certains cas, des contacts rectilignes avec la magnétite et l'ilménite. Le spinelle est également observé sous forme d'exsolutions lamellaires ou ponctuée (6%). Les lamelles traversent partiellement ou entièrement les grains de magnétite, et elles sont très fines (moins de 0,01mm de longueur) ou plus grossières. Des exsolutions symplectiques sont aussi présentes au contact entre la magnétite et l'ilménite.

D) L'apatite :

L'apatite de Saint-Charles et de Lac Élan constitue environ 2% de la roche totale. La taille est de 0,2 à 6 mm et de 0,05 à 2 mm respectivement dans les deux secteurs. Ce minéral est sous forme de grains incolores, irréguliers, généralement quelque peu arrondis, soit isolés ou en inclusions dans les diverses phases en présence.

E) Les sulfures :

Dans le secteur de Saint-Charles, nous n'avons pas observé de sulfures. Par contre les échantillons de Lac Élan montrent des sulfures mais uniquement en traces. Il s'agit de pyrite et de chalcopyrite qui se présentent en fines gouttelettes, soit en inclusions dans les différentes phases d'oxydes ou au point triples entre les oxydes granoblastiques. Ils sont généralement, altérées et localement en contact mutuel.

3.2.3 Sommaire des observations minéralogiques :

1. Les roches anorthositiques dominent et elles sont en partie foliées, quoique, la foliation ne soit pas très distincte.
2. Les roches ont une texture granoblastique témoignant d'une recristallisation qui caractérise habituellement l'effet du métamorphisme.
3. Les macles de plagioclase sont dans la plupart des cas déformés. Cela peut être attribué à un degré de contrainte pendant la cristallisation.
4. Les minéraux ferromagnésiens ne sont pas déformés par rapport aux cristaux de plagioclase. La cristallisation de ces minéraux semble avoir pris fin après celle de plagioclases.

5. L'olivine est serpentinisée dans certains endroits. La serpentinitisation s'est produite à un stade tardif de l'évolution magmatique.
6. Les oxydes prédominent dans les anorthosites, leur texture est celle d'une roche ignée. Les phases les plus importantes sont les suivantes :
 - La magnétite, avec des exsolutions de spinelle et des lamelles d'ilménite. Le pourcentage de magnétite est de 40 à 55 % à Saint-Charles et 40 à 70 % à Lac Élan.
 - L'ilménite est pure (20 à 40% de la roche), parfois, en lamelle associée avec les exsolutions de spinelle.
 - Le spinelle est exsolvé, lamellaire, ponctué, ou en grains dispersés. Totalisant 15% des deux secteurs.
 - L'apatite de Saint-Charles ne s'y trouve que par endroit (2% à Saint-Charles et 1% à Lac Élan).
 - La texture polygonale et la jonction triple entre les grains d'oxydes caractérisent habituellement un degré de contracte du probablement à un phénomène de métamorphisme.

- Des évidences de déformation sont notées par des macles periclins de plagioclase, des lamelles d'exsolutions d'ilménite et de spinelle qui sont courbées et disloquées.
- Les exsolutions symplectiques de spinelle entre les grains de magnétite et d'ilménite pourraient indiquer un phénomène d'expulsion lors de la cristallisation post-magmatique.

3.3 Pétrographie des roches de Havre Saint-Pierre

3.3.1 Les roches anorthositiques

3.3.1.1 Les anorthosites

Description macroscopique

Du point de vue macroscopique, le Massif anorthositique de Lac Allard (MALA), le Massif de la Rivière Romaine (MRR) et le Massif de la Rivière-au-Tonnerre (MRAT), présentent presque tous les mêmes structures, les mêmes textures et une légère différence au niveau de la composition minérale. L'anorthosite est une roche grossièrement grenue, d'aspect massif et homogène, de teinte blanchâtre à légèrement rosée. Le plagioclase est de 90 à 95% de la roche totale et sous forme des porphyroclastes grisâtres à gris bleuté. Les minéraux ferromagnésiens sont rarement identifiables (granulométrie sub-millimétriques) (figure 3.6).



Planche 3.6a : Photographie en affleurement de l'anorthosite de Havre Saint-Pierre

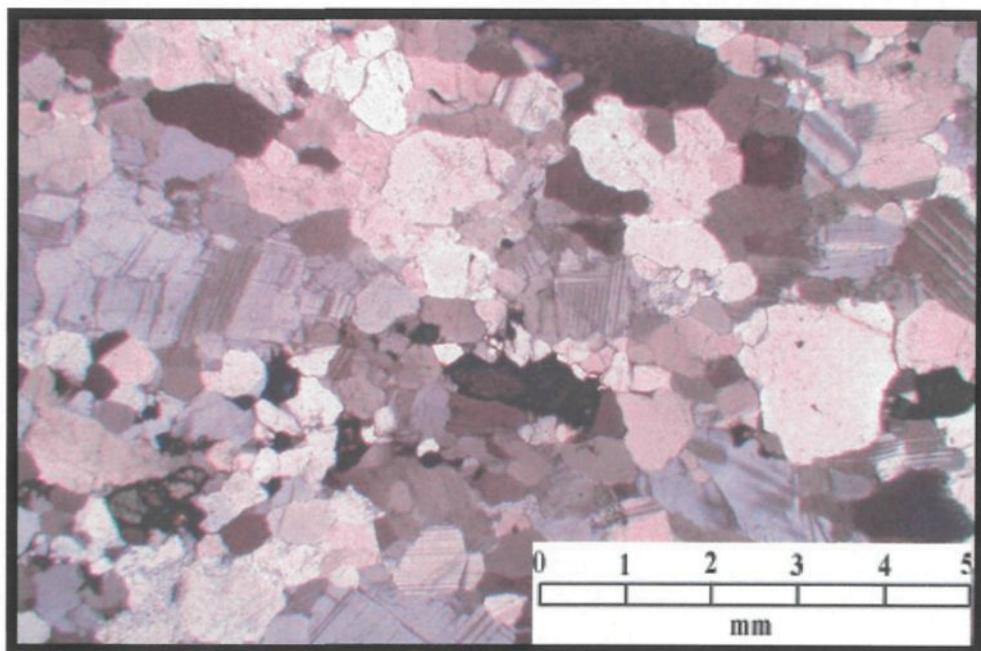


Planche 3.6b : Microphotographie en lumière polarisée d'une lame mince d'anorthosite du Massif de la Rivière-au-Tonnerre.

Description microscopique

En lame mince, la texture des grains de l'anorthosite varie de l'hypidiomorphe granulaire à l'allotriomorphe. Dans le Massif de la R Romaine, on trouve deux populations de plagioclase, une à gros grains de 5 à 11 mm et l'autre de 0,1 à 0,5 mm de taille. Ceux du Massif de Lac Allard ont de 3 à 15 mm de diamètre, et de 0,8 à 1,5 mm dans le Massif de la Rivière-au-Tonnerre. Les porphyroclastes sont subhydriques et empoussiérés par de minuscules inclusions. La forme polygonale du plagioclase est imparfaite et dentelée. Le minéral est sérichtisé et fortement recristallisé. Les minéraux foncés ne s'y rencontrent qu'en petites quantités et distribués au hazard. La biotite constitue 2 à 5 % du MRR (0,1 à 0,4 mm) et du MRAT (0,1 à 2,5 mm). Elle est orientée le long du mineraï noir et en jonction avec la chlorite dans la plupart des échantillons. L'ilménite disséminée se présente localement en petites traînées de 0,02 à 0,5mm. L'orthopyroxène (3%) est de 0,1 à 1 mm de diamètre (MRR), occupe les interstices des plagioclases. Dans le MRAT, le pyroxène n'est rencontré que rarement (0,5 %).

3.3.1.2 Les anorthosites à oxydes

Description macroscopique

Cette roche, a été observée dans quelques échantillons du MLA et du MRAT. Il s'agit d'une roche massive dont les grains sont de fins à moyens. Le plagioclase

forme de 50 à 70 % de la roche totale. L'orthopyroxène, le mineraï noir (ilménite et magnétite), et la biotite sont les principaux minéraux foncés.

Description microscopique

En lame mince, la texture de la roche est généralement granoblastique. Le plagioclase présente un état de recristallisation avancée et une altération en séricite.

La taille des cristaux varie de 0,05 à 4 mm (MRAT) et de 0,1 à 4 mm (Lac Allard).

Les minéraux opaques de MLA sont constitués exclusivement d'ilménite (20 à 25%).

Ceux du MRAT sont (15 à 40 %) forment des amas de magnétite avec des exsolutions lamellaires d'ilménite et par endroits, d'ilménite et de spinelle. En position intergranulaire avec la magnétite, on trouve de l'ilménite pure et des amas de spinelle de couleur vert bouteille. La pyrite et la chalcopyrite ont été observées en très faible quantité (< 0,5 %). Des cristaux arrondis ou en paillettes de biotite (~15%) sont présents en fines inclusions dans les oxydes. Sa taille varie de 0,5 à 3mm de longueur.

3.3.2 Les gabbros à oxydes

Des 24 échantillons examinés de Havre Saint-Pierre, 4 échantillons sont des gabbros à oxydes et tous appartiennent au Massif de la Rivière Romaine.

Description macroscopique

Ce sont des roches hétérogranulaires granoblastiques, de teinte vert noirâtre, massives, recristallisées, hétérogènes et dont les constituants principaux sont : le plagioclase, l'olivine, les pyroxènes, la magnétite, l'ilménite, le spinelle, l'apatite et la biotite. Les grains de plagioclases sont en equigranulaires et sont modérément altérés en séricite et en chlorite.

Description microscopique

L'examen microscopique (figure 3.7) montre que les plagioclases (25 à 40%) ont une texture intergranulaire et une polygonisation qui y est souvent peu ou moyennement avancée. Certains cristaux sont recristallisés sous forme de grands individus polygonaux, d'autres sont zébrés par des macles de déformation mécanique de 0,1 à 4 mm de diamètre. Les clinopyroxènes ont dominé dans certains échantillons (45%). Ils sont habituellement, bien conservés et enserrés dans le mineraï noir. Ils sont isolés ou en agrégats. Leur diamètre est de 0,2 à 3 mm. Les oxydes forment 20 à 40% de la roche et se présente en amas de magnétite, de couleur gris foncé et porteuse d'exsolutions de spinelles, et en amas d'ilménite (gris clair), en position intergranulaire et forment des contacts polygonaux. Le spinelle (10%) est sous forme de cristaux trapus de 0,1 à 2 mm. Il est isolé ou groupé en petits amas. La biotite, brun foncé (5 à 15%) et de 0,1 à 1 mm de diamètre. Elle est associée au chlorite. Ces deux minéraux cristallisent autour des oxydes sous formes de cristaux idiomorphes. L'apatite est moins abondante (5%) et souvent disposée dans ou près du mineraï noir.

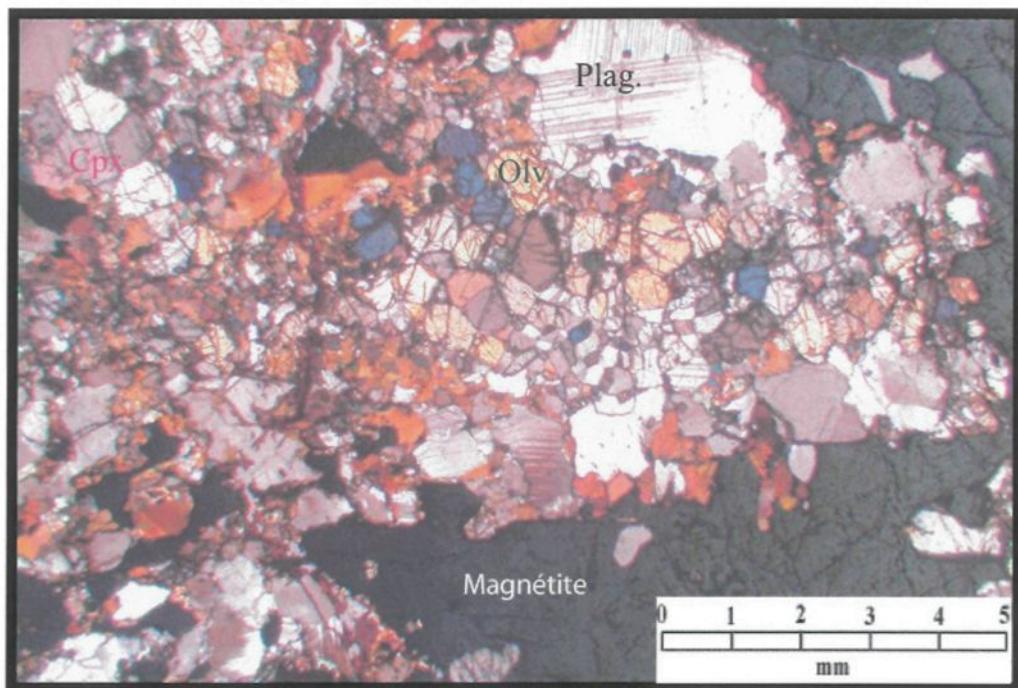


Figure 3.7 : Microphotographie d'une lame mince de gabbro à oxydes du Massif de la Rivière Romaine illustrant les cristaux de clinopyroxène enserrer entre les oxydes.

3.3.3 La minéralisation en oxydes

3.3.3.1 Les phases d'oxydes de Lac Allard

Les échantillons examinés de Lac Allard sont dominés par l'ilménite qui renferme dans la majorité des cas de l'hématite, d'où le nom d'hémo-ilménite. Il s'agit une roche massive, luisante, homogène, moyennement grenue, sous forme d'amas ou d'agrégats homogène de beaux cristaux agglomérés qui constituent la totalité de la bande. Entre les grains, on trouve des grains de spinelle dispersés dans toute la roche.

En section polie, l'ilménite est, le plus souvent, xénomorphe, équigranulaire, polygonale, dans laquelle sont exsolvées des lamelles d'hématite disposées parallèlement les unes aux autres (figure 3.8a). Ces grains d'hémo-ilménite constituent 90 % de la totalité de la roche. L'ilménite est d'une taille de 1 à 6 mm. L'hématite (figure 3.8b) constitue 30% d'agrégat. On observe deux types : 1) de grosses lamelles, dont la longueur varie de 2 à 7 mm et de 0,005 à 0,02 mm d'épaisseur, et 2) de petites lamelles, dont la longueur et l'épaisseur sont micrométriques. Elles sont en forme de lentille, qui se termine parfois de façon abrupte en bordure de grain. Les grains d'hémo-ilménite enserrent des cristaux de plagioclase en quantités faibles (2%), déformés et légèrement zonés. La biotite (3%) brun foncé est développée autour de l'oxyde. Le spinelle de couleur vert olive est sous forme de cristaux trapus, isolés ou groupés en petits amas. L'apatite est rare dans l'hémo-ilménite inférieur à 0,1 mm le plus souvent en grains subarrondis.

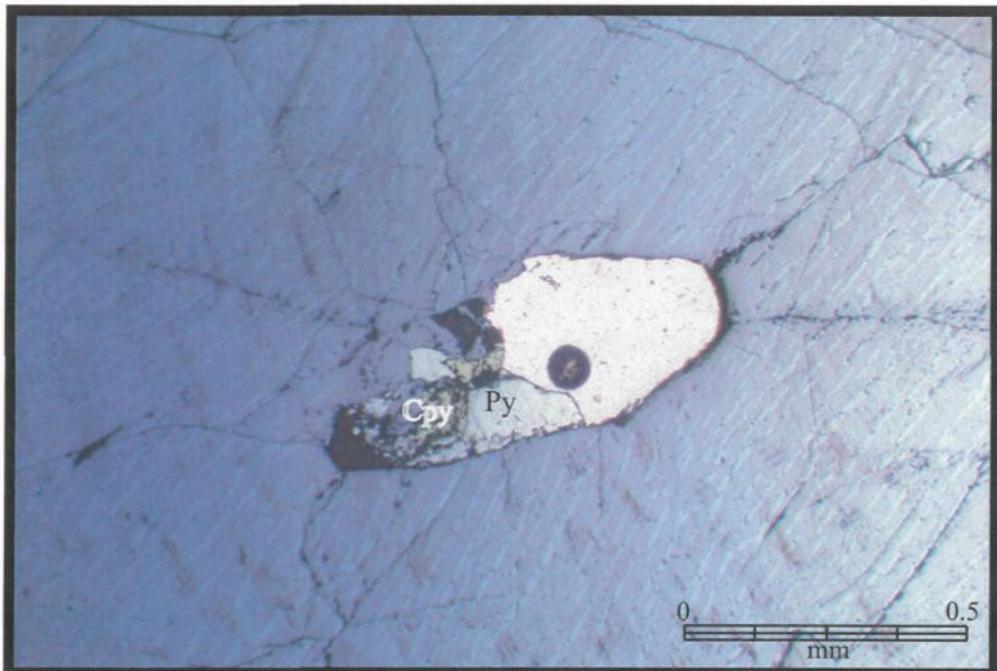


Planche 3.8a : Microphotographie d'une hémato-ilménite en lame mince du Massif de Lac Allard avec des grains de pyrite (Py) et de chalcopyrite (Cpy).

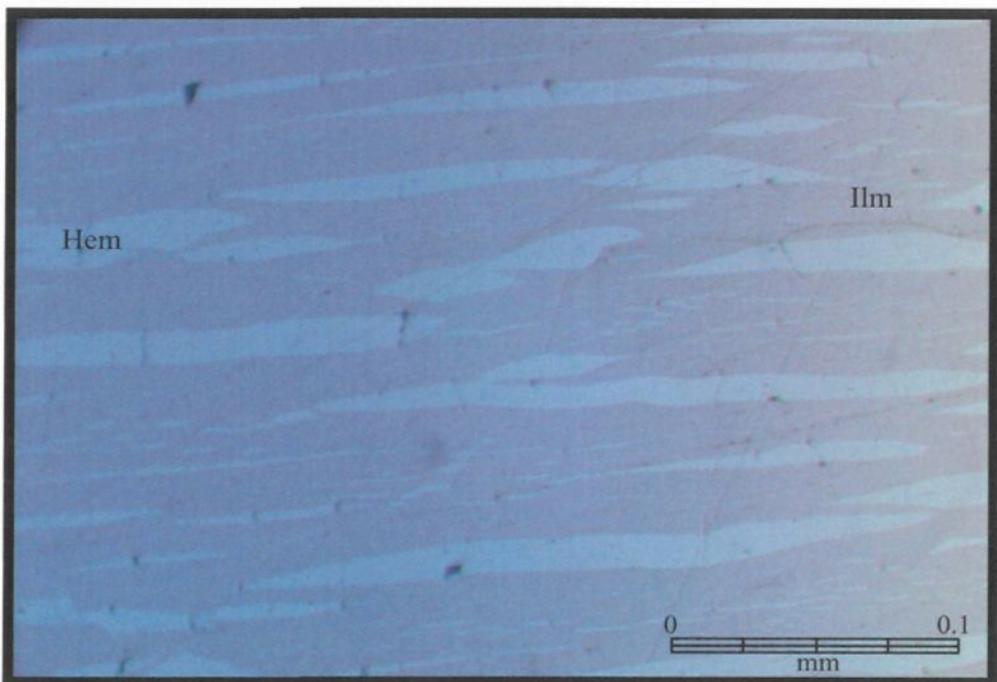


Planche 3.8b : Microphotographie d'une hémato-ilménite du Massif de Lac Allard. Ilm (ilménite), Hem (hématite).

3.3.3.2 Les phases oxydes du Massif de la Rivière Romaine

Les oxydes de magnétite et d'ilménite de la Rivière Romaine sont disséminés, dans l'anorthosite et à concentrations variables.

Dans les spécimens examinés, l'ilménite est de couleur gris clair, à texture hypidiomorphe à xénomorphe. Elle se trouve en amas isolés, dépourvues d'exsolutions. Dans les zones les plus métamorphisées, elle présente des jonctions triples et en position intergranulaire avec la magnétite (figure 3.9). L'ilménite constitue 15 à 20 % de la roche, et sa granulométrie varie de 0,1 à 0,6 mm.

La magnétite du MRR, comme l'ilménite, est enserrée entre les phases silicatées, très fracturée. Elle a de la même texture et la même taille que l'ilménite, avec laquelle forme des contacts polygonaux. La teneur en magnétite varie de 20 à 30 %. La magnétite possède des exsolutions lamellaires ou ponctuées de spinelle. Ces exsolutions peuvent se développer également en bordure de la magnétite, au contact d'un autre grain de magnétite, d'ilménite, ou même de sulfure.

Le spinelle (10%) se rencontre aussi bien sous forme de lamelles (0,01 à 0,06 mm), dans les grains de magnétite, que sous forme d'amas isolés (0,1 à 2mm). Sa couleur est vert olive et il est disseminé dans toute la roche. En association avec les oxydes, on observe des cristaux d'apatite (>2%), limpides, parfois peu arrondies, isolés ou cernés dans la matière plagioclasique, à granulométrie fine (1mm). Par endroits, l'apatite peut compter 3 % dans certains échantillons.

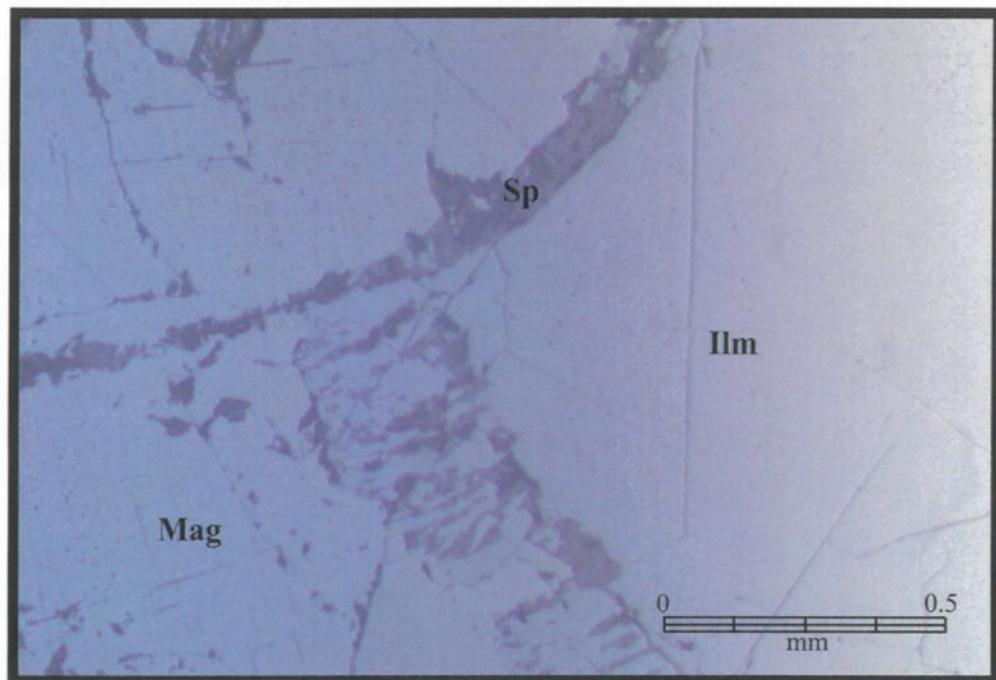


Planche 3.9 : Microphotographie d'une lame mince de grains d'Ilménite et Magnétite de la Rivière Romaine en position intergranulaire. Les grains sont séparés par les symplectiques de Spinelle. Ilm (Ilménite pure), Mag (Magnétite, avec des exsolutions de Spinelle), Sp (Spinelle).

3.3.3.3 Les phases oxydes du Massif de la Rivière-au-Tonnerre

Les oxydes de la Rivière-au-Tonnerre présentent une texture porphyroblastique. L'ilménite se trouve en grains hypidiomorphe, granulaire et intergranulaire, avec les grains de magnétite (figure 3.10). Elle est fortement anisotrope et d'une couleur gris clair. L'ilménite peut être pure. Elle peut aussi concentrer des petits corps lenticulaires de spinelles exsolvés et arrangés parallèlement les uns aux autres, ou encore elle peut concentrer des lamelles d'hématite dans certains spécimens. Les grains de l'ilménite sont de 0,1 à 4 mm de diamètre et forment jusqu'à 30 % de la roche totale.

Les grains de la magnétite sont dans la plupart des cas de couleur grise. Cependant, ils peuvent exhiber des anomalies anisotropiques variant de gris foncé à gris clair. La magnétite de la Rivière-au-Tonnerre est très fracturée. Elle peut atteindre des concentrations de 40% et les grains peuvent avoir 6 mm de diamètre. Des inclusions de spinelle et d'ilménite ont été notées dans plusieurs grains.

Le spinelle se trouve en petites inclusions dans la magnétite d'environ 0,1 mm, en lamelles dans la magnétite et l'ilménite (0,015 mm de longueur), ou en grains de taille moyenne à grossière (0,5 à 5mm). Le spinelle développe également, des contacts symplectiques entre l'ilménite et la magnétite. Entre les grains d'oxydes, on trouve des amas de sulfures représentés par la pyrite et la chalcopyrite (>2%). L'examen des lames minces révèle quelques rares cristaux d'apatite disséminés dans les oxydes.

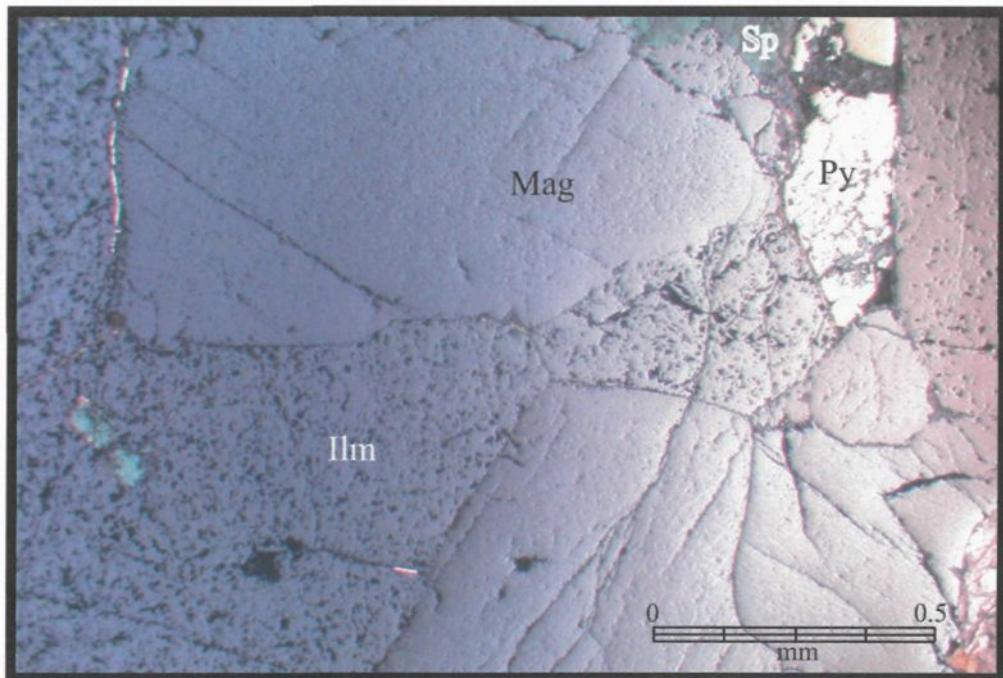


Planche 3.10a : Microphotographie d'une lame mince de Magnétite (Mag) et Ilménite (Ilm) du Massif de la Rivière au Tonnerre en position intergranulaire en contact avec les cristaux de Pyrite (Py) et de Spinelle (Sp).

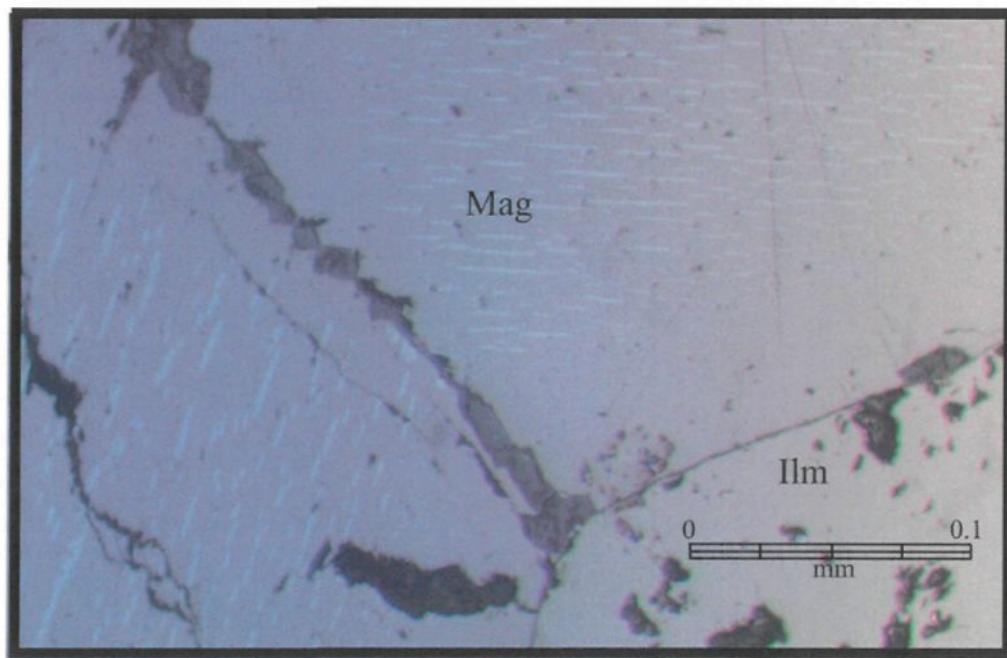


Planche 3.10b : Microphotographie d'une lame mince d'ilménite (Ilm) dépourvue d'exsolutions. Magnétite (Mag) à lamelles d'ilménite en intercroissance.

3.3.4 Sommaire des observations minéralogiques

Tous les cristaux de plagioclase sont déformés ou recristallisés, car il ne reste pratiquement aucun cristal idiomorphe intact contemporain de la phase magmatique. La polygonisation affecte tous les minéraux et les points triples prolifèrent.

La recristallisation se manifeste surtout et tout d'abord par la fracturation et le réarrangement optique des cristaux originels en individus plus petits, subrectangulaires, et à bordure tantôt ondulante, tantôt légèrement dentelée.

La présence d'une petite proportion d'oxydes partout dans l'anorthosite et la présence d'une grande quantité d'oxydes dans certaines variétés de roches, indiquent qu'il y'a une relation d'origine entre l'anorthosite et les oxydes.

Les microstructures observées dans les oxydes sont notées comme suit :

a) Ilménite et magnétite

Cette minéralisation a été observée dans tous les secteurs étudiés de Havre Saint-Pierre. La magnétite se trouve en concentration plus importante que l'ilménite. L'ilménite se présente soit en amas isolés, soit en lamelles exsolvées dans la magnétite. Ainsi la température proposée de la solution solvus entre l'ilménite et la magnétite (Buddington et Lindsley, 1964) se situe entre 700 et

1000°C. L'intercroissance de l'ilménite avec la magnétite et la texture allotriomorphe est expliquée par un refroidissement lent.

b) Ilménite et hématite

Cette minéralisation a été notée dans les spécimens de Lac Allard. Il s'agit d'une intercroissance des lamelles d'hématite dans les cristaux de l'ilménite. Il s'agit de grosses ou de petites lamelles de forme lenticulaire. Plusieurs expériences de Buddington et Lindsley (1964) ont montré que la solution solide de l'ilménite et l'hématite s'effectue à une température de 700 à 1000°C. Ramdhor (1962) considère que les exsolutions de l'hématite prennent place suivant deux stades : à 700°C et à 500-600°C. Ainsi la disparition de larges lamelles d'hématite s'effectue à une température élevée et la disparition des petites lamelles s'effectue à basse température.

c) Magnétite à spinelle et ilménite à spinelle

Les lamelles de spinelles peuvent se produire aussi bien dans l'ilménite que dans la magnétite. Les exsolutions de spinelle dans l'ilménite ont été observées exclusivement dans le massif de la Rivière-au-Tonnerre. Ces exsolutions se trouvent en état continu et orienté en direction parallèle dans les grains. De plus, elles sont d'une quantité plus faible et d'une taille plus petite que celles dans la magnétite. Une autre variété de spinelle a été observée sous forme de couronnes spinellifères au contact de la magnétite et l'ilménite. La formation de cette

couronne et sa composition dépend de la composition primaire des oxydes et des conditions de refroidissement de la roche (Buddington et Lindsley. 1964).

3.4 Conclusion comparative entre les lithologies des secteurs d'étude

Suite anorthositique de LSJ			Suite anorthositique de Havre Saint-Pierre (Côte-Nord)			
Secteurs d'étude	<u>Saint Charles</u>	<u>Lac Élan</u>	<u>MLA</u>	<u>MRR</u>	<u>MRAT</u>	
Localisation	Sud de SALSJ	Centre de SALSJ	Sud Est de HSP	Nord Est de HSP	Sud de HSP	
Encaissant	Anorthosite	Anorthosite grise	Anorthosite			
Nature d'oxydes	Lenticulaire Mag (+++) Ilm (++) Ap (+)	Massive Mag (+++) Ilm (++) Ap (+)	Massive Hé-Ilm (+++) Ap (-)	Disséminée Mag à Sp (+++) Ilm pure (++) Ap (+)	Massive Mag à Sp, et Mag à Ilm et Sp (+++) Ilm à Sp (++) Ap (-)	
Sulfures	(-)	Py. + Cpy. (-)	Py. et Cpy. en traces			

Mag = Magnétite, Ilm = Ilménite, Sp = Spinelle, Ap = Apatite, Py = Pyrite, Cpy = Chalcopyrite, (++) = supérieur à 50 %, (+) = jusqu'à 5%, (-) = absent ou très rare

CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE

4.1- Introduction

Les roches magmatiques sont filtrées à travers la chambre magmatique et tendent à remonter vers la surface. Plusieurs processus (la cristallisation fractionnée, la contamination et l'assimilation) de la formation des roches magmatiques se réalisent naturellement dans les chambres magmatiques profondes ou lors de l'épanchement de surface. Ces processus, qui ne sont pas accessibles à l'observation en directe, modifient la composition chimique du magma parental formé par la fusion partielle de la source.

L'utilisation d'un certains nombres d'outils géochimiques est fondamental pour résoudre ce problème. Il est obligatoire de se renseigner sur la nature du magma et discriminer les processus ayant pu participer à la formation des différentes lithologies et la façon dont-elles sont reliées. Pour ce faire, nous allons mettre l'accent sur l'étude de la répartition des éléments chimiques dans les roches échantillonnées et mettre en évidence les règles qui commandent le comportement géochimique de ces éléments.

L'approche préconisée dans ce chapitre, consiste d'abord à décrire les teneurs et la distribution des éléments majeurs et des éléments traces dans la roche. Puis, des tests quantitatifs sont utilisés pour vérifier l'effet des processus de contamination et de cristallisation fractionnée sur le magma et sur la minéralisation en oxydes à l'aide des diagrammes binaires. Finalement, les réponses à ces questions nous conduisent à établir le cadre pétrogénétique qui a donné naissance aux gîtes d'oxydes de Fe-Ti et V.

4.2- Méthodologie

Après avoir nettoyé tous les échantillons de leur croûte d'altération superficielle et de leurs surfaces fracturées, nous les avons coupés en deux portions. Une moitié a été conservée en tant que témoin et l'autre a été concassée dans un broyeur à mâchoire et réduite en poudre à l'aide d'un pulvérisateur en alumine (Shatter Box). 51 échantillons ont été analysés. TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O , K_2O , Cl, Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, As, Se, Rb, Sr, Ag, In, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Th, U, ÉTR, Au et Ir ont été déterminés dans tous les échantillons par INAA à l'UQAC selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (2002). La précision et l'exactitude des analyses pour cette série d'échantillons ont été vérifiées en incluant un standard (AX90) dans trois séquences (tableau 4.1). Les résultats obtenus se situaient tous dans un écart jugé normal. Le souffre et le Cuivre ont aussi été déterminés à l'UQAC dans tous les échantillons par LECO (souffre) et AA (Cuivre). Pour s'assurer d'une qualité accrue de toutes les analyses effectuées à

l'UQAC, le laboratoire prend régulièrement part au « Geoanalyst geoproficiency test » (test de fiabilité reconnu).

Dans le cas des trentes roches silicatées, les oxydes majeurs ont été déterminés par FX au laboratoire des géosciences à Sudbury en Ontario (OGSL). Malheureusement, les effets de matrice dans les roches riches en oxydes rendent la détermination des oxydes par FX infaisable. Pour les roches silicatées, les résultats des éléments majeurs obtenus par INAA et FX étaient en général satisfaisants. En effet, la différence entre les deux laboratoires étaient toujours <10% et dans la plupart des cas la différence était <5%.

4.3- Les résultats lithogéochimiques

4.3.1- Les éléments majeurs

Les phases les plus communes dans les différents faciès étudiés, suite aux observations pétrographiques, sont représentées par : le plagioclase, le pyroxène, l'olivine, l'apatite, l'ilménite et la magnétite. Pour établir laquelle de ces phases minérales est impliquée dans la cristallisation fractionnée nous avons procédé à l'étude des oxydes majeurs.

Cependant, le principal problème, dans l'étude des variations du chimisme des suites anorthositiques, réside dans la nature même des roches qui ne présentent que rarement la

Tableau 4.1. Les résultats acceptés pour les Ax90.

Échantillon	AX90	AX90	AX90	Résultats antérieurs				
	INAA	INAA	INAA	moy	Ecart-type	max	min	n
SiO₂ (%)	-	-	-	36,5	0,53	37,45	35,22	16
TiO₂	0,25	0,2	0,32	0,23	0,01	0,26	0,21	16
Al₂O₃	4,2	4,64	4,7	4,44	0,21	4,78	3,98	16
Fe₂O_{3t}	13,6	13,8	14,34	15,26	0,58	16,26	13,76	43
MnO	0,17	0,17	0,25	0,17	0,01	0,19	0,16	16
MgO	26,9	27,8	27,6	27,69	0,44	28,33	26,93	16
CaO	-	-	-	5,22	0,19	5,54	4,88	16
Na₂O	0,03	0,04	0,04	0,05	0,01	0,06	0,02	33
K₂O	<0,09	<0,08	<0,21	0,05	0,03	0,15	0,02	22
P₂O₅	-	-	-	0,01	0,01	0,03	0,01	16
Cl ppm	228	226	211	-	-	-	-	-
Sc	15,3	15,6	16,2	17,08	0,97	20	15	34
V	103	113,6	117	97,33	16,12	128	80	9
Cr	3508	3559	3691	3935	247	4325	3135	39
Co	201	203	209	223	12	245	200	36
Ni	5894	6072	6049	7207	675	8800	5900	44
Cu	-	-	-	864	99,18	1120	710	27
Zn	37,3	59,0	43	52,9	28,22	176	20	26
As	<0,4	<0,33	0,5	0,52	0,25	1,1	0,113	29
Se	0,77	0,9	0,7	2,70	1,38	6	1,2	31
Rb	<2,31	<1,03	<1,4	4,58	2,44	10	1	35
Sr	<89,54	<140	<180	5,17	5,4	17	1	7
Zr	<39,85	<81,55	<42	20,4	6,79	32	10	20
Ag	<0,6	<0,51	<0,63	0,78	0,23	0,1	0,4	16
In	0,06	0,1	0,02	4,73	1,71	8	2,5	10
Sb	<0,02	<0,015	<0,01	0,16	0,34	1,25	0,05	29
Cs	<0,14	0,3	0,10	0,4	0,32	1,1	0,09	33
Ba	<9,67	<15,35	<12	19,8	20,2	64	5	36
Hf	0,26	0,3	0,28	0,29	0,09	0,53	0,12	27
Ta	0,06	0,0	0,05	0,05	0,03	0,1	0,01	25
W	0,66	0,8	0,37	2,12	1,24	3,7	0,45	22
Th	<0,027	<0,03	<0,06	0,15	0,09	0,3	0,08	31
U	<0,12	<0,05	0,05	0,48	1,6	5	0,2	29
La ppm	0,32	0,4	0,36	0,43	0,07	0,67	0,26	34
Ce	2,46	1,6	1,46	1,37	0,38	2,3	0,84	30
Nd	0,89	0,9	<1,7	1,08	0,37	1,83	0,6	29
Sm	0,38	0,4	0,4	0,45	0,06	0,72	0,35	34
Eu	0,2	0,2	0,21	0,17	0,04	0,29	0,09	34
Ho	0,04	0,1	0,04	0,19	0,06	0,33	0,08	15
Tb	0,09	0,1	0,08	0,12	0,03	0,18	0,09	33
Dy	<0,53	0,8	0,74	0,85	0,05	0,9	0,8	3
Yb	0,47	0,5	0,47	0,53	0,07	0,69	0,43	33
Lu	0,07	0,1	0,07	0,09	0,01	0,11	0,05	33
Ir ppb	2,22	2,9	3	3,15	9,02	3,65	2,45	25
Au	3,26	5,6	5,3	5,43	1,3	9,8	3	26

Tableau 4.2. Résultats des éléments majeurs et traces des anorthosites.

Localisation		LSJ						HSP	
		Échantillons		dl1	dl3	dl7	dl9	dl10	
		Type de roche	Anrt	Anrt	Anrt	Anrt	Anrt	Anrt	
SiO₂ (%)	FX	54,62	53,91	52,73	52,7	53,99	55,1	52,91	54,85
TiO₂	FX	0,07	0,3	0,22	0,36	0,37	0,19	0,78	0,15
Al₂O₃	FX	28,1	27,86	28,02	27,01	26,37	27,02	27,2	27,64
Fe₂O₃t	FX	0,56	1,39	1,8	2,75	1,8	0,86	2,46	0,7
MnO	FX	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	-
MgO	FX	0,24	0,36	0,56	1,22	1,42	0,41	0,37	0,18
CaO	FX	9,61	9,62	10,38	10,4	8,39	8,75	9,31	9,27
Na₂O	FX	5,82	5,74	5,08	4,94	5,74	6,14	5,64	5,46
K₂O	FX	0,29	0,27	0,21	0,47	0,55	0,62	0,51	1,1
P₂O₅	FX	0,03	0,04	0,04	0,05	0,01	0,03	0,02	0,03
PAF		0,47	0,43	0,73	0,37	1,25	0,78	0,57	0,31
Totale		99,87	100,01	100,14	100,26	100,39	99,95	99,79	99,69
S ppm	LECO	120	70	100	200	900	40	100	70
Cl	INAA	84	53	113	<24	92	165	144	38
Sc	INAA	0,28	0,323	0,95	2,7	0,45	0,17	0,98	0,19
V	INAA	3,09	17,2	19,3	31,3	19	11,2	74,9	5,4
Cr	INAA	0,75	13,2	13,2	15,78	4	2,4	11,7	2,7
Co	INAA	1,48	2,94	4,32	10,53	9,48	2,28	7,27	1,51
Ni	INAA	<8,05	<15	<8,24	12,6	40,6	<9,68	<11	<9,14
Cu	AA	7	38	4,6	96,4	96,3	18,3	5,5	2
Zn	INAA	11	<4,5	<4,22	14	<3,4	<2,27	14	2,37
As	INAA	0,1	1,2	<0,08	<0,08	<0,1	<0,08	<0,18	<0,1
Se	INAA	0,09	<0,14	<0,07	<0,12	0,08	<0,05	<0,18	<0,1
Rb	INAA	<2,15	<2,16	<2,26	1,73	<1,86	<135	4,28	1,62
Sr	INAA	860	860	<43	<113	111,3	<125	750	1435
Ag	INAA	<0,62	<0,39	<0,18	<0,23	<0,23	<0,23	<0,26	<0,16
In	INAA	<0,02	<0,02	<0,06	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Sb	INAA	0,01	0,046	<0,01	0,01	<0,01	0,03	0,04	0,009
Cs	INAA	0,21	<0,1	0,06	<0,08	<0,06	<0,04	<0,04	0,21
Ba	INAA	243	<2,19	195	167	216,2	278	230	272
Hf	INAA	0,057	0,05	0,24	0,22	<0,07	<0,05	0,06	0,14
Ta	INAA	0,15	0,46	0,41	0,11	0,08	0,06	0,09	0,06
W	INAA	<0,17	<2,22	<0,12	<0,26	<0,15	<0,09	<0,12	<0,13
Th	INAA	<0,04	<0,03	0,04	<0,06	<0,02	<0,02	<0,03	<0,02
U	INAA	<0,07	<0,03	<0,05	<0,03	<0,02	<0,04	0,04	<0,02
La	INAA	2,58	2,47	3,02	2,59	1,03	2,18	1,97	2,2
Ce	INAA	5,81	5,3	7,27	6,45	1,5	3,99	3,62	4,95
Nd	INAA	1,39	1,88	3,5	2,94	0,32	1,56	1,3	2,1
Sm	INAA	0,24	0,32	0,56	0,54	0,06	0,21	0,21	0,33
Eu	INAA	1,14	1,24	0,8	0,79	0,8	1,26	1,13	0,61
Tb	INAA	<0,02	0,05	0,06	0,05	<0,02	<0,01	<0,02	0,01
Dy	INAA	<0,61	<0,43	<0,5	<0,33	<0,34	<0,53	<0,21	<0,31
Ho	INAA	<0,01	<0,001	<0,01	0,01	<0,006	<0,006	<0,004	0,01
Yb	INAA	<0,03	0,02	0,12	0,19	<0,02	<0,02	<0,02	0,02
Lu	INAA	<0,001	<0,003	0,02	0,03	<0,001	<0,001	<0,002	<0,005
Ir ppb	INAA	<0,88	<0,73	<0,62	<0,74	0,72	<0,5	<0,53	0,89
Au	INAA	<0,96	<0,98	<0,44	<0,85	<0,82	<0,92	<0,65	<0,61

Anrt (Anorthosite). Fe₂O₃ (Fe totale). LSJ (Lac-Saint-Jean). HSP (Havre Saint-Pierre).

Tableau 4.2. Résultats des éléments majeurs et traces des anorthosites et des anorthosites à oxydes (suite).

Échantillons		HSP					LSJ		
		146A	175A	177A	179A	180A	dl2	dl4	dl8
Type de roche	Anrt	Anrt	Anrt	Anrt	Anrt	Anrt-ox	Anrt-ox	Anrt-ox	
SiO₂ (%)	FX	55,5	55,55	54,4	54,6	55,77	52,44	50,86	52,07
TiO₂	FX	0,4	0,38	0,48	0,13	0,32	0,34	2,05	0,6
Al₂O₃	FX	26,67	24,93	27,34	27,63	26,5	25,91	25,54	26,68
Fe₂O₃t	FX	1,6	1,69	1,34	0,77	0,66	3,58	4,94	3,16
MnO	FX	0,01	0,01	0,01	-	-	0,04	0,06	0,03
MgO	FX	0,31	0,98	0,25	0,19	0,29	1,77	1,11	0,7
CaO	FX	9,15	8,27	9,3	9,65	8	9,71	8,81	10,36
Na₂O	FX	5,61	5,2	5,53	5,48	5,88	5,02	5,41	5,14
K₂O	FX	0,96	1,07	0,87	0,75	1,36	0,51	0,68	0,49
P₂O₅	FX	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,4
PAF		0,33	0,33	0,24	0,23	0,55	0,73	0,15	0,46
Totale		100	99,38	99,77	99,51	99,38	100,08	100,48	100,18
S ppm	LECO	200	100	100	100	100	200	1000	500
Cl	INAA	24,59	<46	67,4	<22,6	56,2	134	798	<61,85
Sc	INAA	1,17	1,14	0,64	0,16	<0,01	14,43	5,19	16,96
V	INAA	22,41	18,95	8,64	2,77	10,78	2982	477,6	3074
Cr	INAA	6,41	1,2	2,61	0,72	3,55	453	139,3	357
Co	INAA	7,26	3,26	2,24	1,93	1,54	188	44,59	178
Ni	INAA	5,73	<7,15	<5,62	<8,48	<3,1	140	24,44	156
Cu	AA	2	2	3	1,95	2	32,44	172,4	295
Zn	INAA	<18,6	8,16	<3,4	<4,01	<4,04	10,19	<4,75	7,16
As	INAA	0,13	<0,08	<0,12	<0,11	<0,13	<0,41	0,38	<0,73
Se	INAA	<0,08	0,11	<0,09	<0,06	<0,1	<0,21	<0,16	<0,47
Rb	INAA	2,3	2,3	2,2	2,15	7,86	2,2	<1,58	1,93
Sr	INAA	127	1607	1429	1487	1553	727	698	<72,28
Ag	INAA	<0,36	<0,14	<0,14	<0,17	<0,13	<0,67	<0,73	<0,84
In	INAA	<0,04	<0,03	<0,04	<0,01	<0,02	0,09	<0,03	<0,1
Sb	INAA	<0,01	<0,008	<0,01	<0,005	<0,01	0,34	0,04	0,047
Cs	INAA	<0,15	<0,06	<0,03	<0,07	0,04	<0,2	<0,07	<0,09
Ba	INAA	406	612	689	353	504	190	246	211,11
Hf	INAA	2,3	0,56	0,21	0,034	0,21	0,57	0,35	0,49
Ta	INAA	0,2	0,1	0,09	0,04	0,04	0,82	0,33	0,21
W	INAA	0,17	<0,3	<0,14	<0,17	<0,13	<0,66	1,19	<1,73
Th	INAA	0,01	0,25	0,03	<0,03	0,06	0,13	<0,04	0,31
U	INAA	0,04	0,03	0,04	<0,03	<0,06	0,07	<0,06	0,12
La	INAA	2,7	6,19	5,97	2,87	2,73	7,81	1,91	9,2
Ce	INAA	5,52	14,17	11,17	5,72	5,32	20,08	4,38	28,27
Nd	INAA	2,7	6,31	4,88	2,9	2,46	7,8	2,46	15,09
Sm	INAA	0,35	1,1	0,6	0,4	0,32	1,57	0,41	3,16
Eu	INAA	0,58	1,08	1,41	0,5	0,58	1,2	1,09	1,35
Tb	INAA	0,03	0,14	0,05	0,04	<0,02	0,22	0,08	0,51
Dy	INAA	<0,5	0,8	0,36	<0,36	0,45	0,67	<0,48	<0,44
Ho	INAA	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,03	0,01	0,08
Yb	INAA	0,07	0,17	0,04	0,03	0,02	0,39	0,1	0,92
Lu	INAA	0,01	0,02	0,005	0,003	0,005	0,06	0,02	0,13
Ir ppb	INAA	<0,5	<0,65	<0,26	<0,42	<0,64	<1,67	<0,96	<1,56
Au	INAA	<0,83	<0,88	<0,86	<0,43	<0,65	3,84	<0,75	<1,58

Anrt (anorthosite). Anrt-ox (anorthosite à oxydes). Fe₂O₃t (fer totale). LSJ (Lac-Saint-Jean). HSP (Havre Saint-Pierre).

Tableau 4.2. Résultats des éléments majeurs et traces des anorthosites à oxydes (suite).

Localisation		LSJ			HSP				
Échantillons		dl25	dl26	dl27	127G	146B	179H	181A	183A
Type de roche	Anrt-ox								
SiO₂ (%)	FX	42,38	53,39	53,18	45,9	44,48	44,78	52,58	52,1
TiO₂	FX	5,1	1,28	0,62	3,45	8,5	8,15	0,55	1,23
Al₂O₃	FX	22,17	26,1	26,03	17,7	20,87	20,78	27,16	26,48
Fe₂O₃t	FX	17,45	3,63	2,21	13,39	13,74	13,59	3,39	4,62
MnO	FX	0,09	0,05	0,02	0,11	0,03	0,03	0,02	0,02
MgO	FX	1,59	0,59	1,67	5,66	0,48	0,57	0,81	0,35
CaO	FX	6,44	8,65	8,59	8,28	6,15	6,06	9,53	8,71
Na₂O	FX	4,52	5,73	5,7	3,66	4,76	4,89	4,88	5,29
K₂O	FX	0,93	0,58	0,5	0,91	1,02	1,07	1,04	1,1
P₂O₅	FX	0,02	0,05	0,02	0,32	0,03	0,03	0,05	0,08
PAF	-	0,35	1,29	0,66	-	0,38	0,29	0,15	
Totale		100,65	100,4	99,84	100,03	100,07	100,36	100,3	100,13
S ppm	LECO	60	10	800	3000	60	3400	360	900
Cl	INAA	93,99	126,15	<35,73	37,75	142,4	97,13	609,93	36,2
Sc	INAA	0,83	18,25	1,71	1,14	8,97	12,35	43,83	30,73
V	INAA	10,53	287,09	72,44	113,55	1506	409,5	318,18	1830,38
Cr	INAA	1,4	19,2	25,62	16,73	32,21	78,18	12,3	1141,28
Co	INAA	5,01	47,9	10,32	14,3	170	79,77	50,18	122,28
Ni	INAA	<10,2	16,57	10,49	9,39	144,7	145,77	17,32	120,03
Cu	AA	39	165,7	39	1,87	67,5	51,85	9,7	10,27
Zn	INAA	104,53	52,89	<3,18	61,21	29,61	37,45	13,98	17,27
As	INAA	0,2	<0,16	<0,07	<0,13	<0,19	<0,23	<0,24	<0,18
Se	INAA	<0,09	0,56	<0,05	0,09	0,3	0,33	0,67	1,4
Rb	INAA	12,99	13,43	<0,88	<2,3	2,57	2,04	3,13	4,04
Sr	INAA	894	1125	1226	672,81	1038,3	1174,43	1697,8	1833
Ag	INAA	<0,56	<0,31	<0,28	<0,14	<1,6	<0,29	<0,64	<0,82
In	INAA	<0,02	0,05	<0,03	0,03	0,07	0,024	0,12	0,15
Sb	INAA	<0,005	<0,01	<0,008	0,008	<0,02	0,02	0,02	<0,03
Cs	INAA	0,57	0,24	<0,11	<0,12	0,09	<0,08	<0,09	0,16
Ba	INAA	298,6	244,86	163,4	615,44	384,37	632,01	740,6	844,2
Hf	INAA	0,51	0,7	0,05	2,95	2,21	2,25	0,133	0,36
Ta	INAA	0,92	1,86	0,07	0,57	0,54	0,49	0,02	0,08
W	INAA	<0,19	0,41	<0,12	<0,22	16,35	<0,41	<0,66	30,47
Th	INAA	0,87	0,46	<0,05	0,06	0,03	0,03	<0,01	<0,02
U	INAA	0,2	0,13	0,03	0,02	<0,06	0,05	<0,04	<0,05
La ppm	INAA	3,08	5,12	1,38	13,66	2,36	2,66	7,02	7,26
Ce	INAA	7,05	13,54	2,73	34,9	4,21	4,75	11,9	12,36
Nd	INAA	2,46	5,71	0,95	24,42	1,52	1,58	4,21	4,48
Sm	INAA	0,56	1,28	0,11	5,46	0,2	0,26	0,5	0,5
Eu	INAA	0,99	1,42	0,8	2,09	0,68	0,61	0,81	0,83
Tb	INAA	0,09	0,24	<0,01	0,94	<0,02	<0,02	0,03	0,03
Dy	INAA	<0,44	1,03	<0,48	3,85	<0,33	<0,63	<0,27	<0,33
Ho	INAA	0,03	0,05	<0,008	0,14	<0,01	0,013	<0,01	<0,01
Yb	INAA	0,39	0,71	<0,03	1,68	0,03	0,02	0,06	0,03
Lu	INAA	0,06	0,09	<0,004	0,22	0,01	0,01	0,01	0,002
Ir ppb	INAA	<0,57	<0,86	<0,88	<0,91	<2,0	<1,01	<0,86	<2,4
Au	INAA	<0,68	<1,43	<0,91	<0,78	<2,1	<0,98	<2,72	1,36

Anrt-ox (anorthosite à oxydes). Fe₂O₃t (fer totale). LSJ (Lac-Saint-Jean). HSP (Havre Saint-Pierre).

Tableau 4.2. Résultats des éléments majeurs et traces des anorthosites à oxydes et des gabbros à oxydes (suite).

Localisation		HSP						
Échantillons		179 D	127D2	131 B	177 B	173 B3	174 A	176 A
Type de roche		Anrt-ox	Anrt-ox	Gab-ox	Gab-ox	Gab-ox	Gab-ox	Gab-ox
SiO₂ (%)	FX	51,53	17	44,62	33,19	27,31	29,46	21,21
TiO₂	FX	3,34	10,29	2,52	6,31	8,53	8,48	10,35
Al₂O₃	FX	21,45	15,53	18,34	8,31	16,92	16,58	9,87
Fe₂O₃t	FX	7,76	47,72	17,75	26,28	35,99	33,83	53,33
MnO	FX	0,05	0,14	0,13	0,33	0,12	0,13	0,17
MgO	FX	1,98	4	7,08	8,4	3,17	3,66	2,91
CaO	FX	7,05	2,59	6,93	10,82	4,59	4,72	4,32
Na₂O	FX	5,19	1,45	2,98	1,59	2,45	2,63	0,97
K₂O	FX	1,14	0,35	0,73	0,26	0,54	0,6	0,19
P₂O₅	FX	0,12	0,03	0,03	3,67	0,14	0,14	0,14
PAF		0,39	0,08	0,22	0,34	-	-	-
Totale		99,98	99,02	101,32	99,49	99,36	99,29	99,14
S ppm	LECO	2000	11100	5000	3000	200	600	700
Cl	INAA	<91,84	80,15	72,6	<68,08	<79,63	178,3	<73,8
Sc	INAA	17,3	25,21	8,52	20,68	16,36	18,56	18,75
V	INAA	2965	1743	1276	1791	3425	3116	1835,8
Cr	INAA	390,65	202,88	32,49	402,01	533,44	283,67	387,82
Co	INAA	176,64	132,54	70,72	141,02	194,86	175	130,89
Ni	INAA	180,95	232,24	89,77	35,54	135,6	65,37	43,26
Cu	AA	31,2	32,6	2	67,5	5,7	57	41
Zn	INAA	30,24	268,45	106,9	188,63	250,01	158,86	303,9
As	INAA	<0,37	<0,08	<0,14	<0,22	<0,31	0,91	0,26
Se	INAA	0,35	1,103	<0,63	<0,49	0,51	<0,55	0,31
Rb	INAA	2,08	<3,7	1,55	<1,26	2,58	<5,1	2,46
Sr	INAA	1274,51	356,65	772,68	316,06	710,84	1040,64	442,52
Ag	INAA	<0,8	<1,4	1,4	<0,71	<0,83	<1,06	<2
In	INAA	0,16	0,11	<0,11	0,18	0,08	0,07	0,14
Sb	INAA	0,08	<0,018	<0,03	<0,04	0,06	<0,07	<0,05
Cs	INAA	<0,05	<0,11	0,13	0,13	<0,17	<0,28	0,11
Ba	INAA	750,75	212,78	499,8	359,63	384,42	380,99	201,14
Hf	INAA	1,1	1,07	0,72	6,55	1,4	2,02	1,63
Ta	INAA	0,29	0,54	0,09	0,86	1,06	26,38	0,53
W	INAA	<0,41	36,22	92,46	18,48	<1,14	30,76	23,34
Th	INAA	0,11	<0,05	<0,03	0,55	0,36	0,3	0,16
U	INAA	<0,07	0,06	<0,04	0,14	0,08	<0,11	0,08
La ppm	INAA	3,76	2,58	3,31	74,77	6,74	7,1	2,52
Ce	INAA	8,07	3,94	6,26	200,31	16,34	16,9	5,84
Nd	INAA	3,3	2,25	4,55	130,82	7,29	6,46	2,99
Sm	INAA	0,58	0,28	1,16	27,29	1,55	1,55	0,66
Eu	INAA	0,78	0,34	0,76	7,9	0,89	0,91	0,38
Tb	INAA	0,09	0,03	0,21	3,44	0,19	0,27	0,07
Dy	INAA	0,68	<1,3	1,2	13,73	1,12	<1,3	<0,86
Ho	INAA	<0,01	<0,01	0,04	0,47	0,02	0,03	0,017
Yb	INAA	0,15	0,1	0,46	4,27	0,28	0,36	0,18
Lu	INAA	0,02	0,01	0,06	0,6	0,03	0,04	0,03
Ir ppb	INAA	<3,81	<1,6	<3,4	<3,54	<2,29	<2,01	<1,87
Au	INAA	<1,34	<1,4	<0,97	<1,36	<1,41	<0,87	<1,18

Anrt-ox (anorthosite à oxydes). Gab-ox (gabbro à oxydes). Fe₂O₃t (fer totale). LSJ (Lac-Saint-Jean). HSP (Havre Saint-Pierre).

Tableau 4.2. Résultats des éléments majeurs et traces des oxydes d'hémo-ilménite et des magnétites titanifères (suite).

Localisation		HSP			LSJ			
Échantillons		179 J	146 C	148 D	dl5	dl6	dl12	dl13
Type de roche		Hém-ilm	Hém-ilm	Hém-ilm	Mag-Tit	Mag-Tit	Mag-Tit	Mag-Tit
SiO₂ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO₂	INAA	34,22	36,77	35,85	21,02	20,83	17,97	20,75
Al₂O₃	INAA	2,17	0,68	0,99	5,55	5,9	6,42	5,42
Fe₂O₃t	INAA	48,64	51,57	50,11	64,41	58,8	60,67	65,38
MnO	INAA	0,15	0,14	0,13	0,45	0,39	0,3	0,33
MgO	INAA	2,17	2,27	3	3,04	2,4	1,89	2,27
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na₂O	INAA	0,32	0,01	0,01	0,05	0,06	0,04	0,03
K₂O	INAA	<0,12	0,16	<0,14	<0,18	<0,28	<0,23	<0,34
P₂O₅	-	-	-	-	-	-	-	-
PAF	-	-	-	-	-	-	-	-
Totale		87,79	91,6	90,23	94,7	88,66	87,52	94,52
S ppm	LECO	10000	3000	100	100	100	100	200
Cl	INAA	<92,89	<41,86	<80,55	120,58	107,14	182,68	43,25
Sc	INAA	25,21	27,85	30,73	20,68	13,6	11,047	14,85
V	INAA	1742,97	2120,1	1830,4	1790,9	2048,96	3326,7	3031,5
Cr	INAA	202,88	329,79	1141,3	402,01	401,04	334,88	335,5
Co	INAA	132,54	108,02	122,28	141,02	158,37	171,38	190,05
Ni	INAA	232,24	110,68	120,04	35,54	97,02	180,64	172,6
Cu	AA	53,5	42,15	1,9	98,8	92	94,16	59
Zn	INAA	211,13	90,61	104,86	561,16	478,45	507,57	472,15
As	INAA	<0,08	<0,15	<0,18	<0,22	<0,3	<0,25	0,3
Se	INAA	1,103	0,82	1,4	<0,49	0,3	0,43	<0,33
Rb	INAA	<3,8	3,2	<2,9	4,2	3,52	<4,89	<2,95
Sr	INAA	149,33	<120	<110	<371,1	<130,7	<280,5	<284,9
Ag	INAA	<1,4	<2,4	<0,82	<0,71	<0,84	<0,85	<1,06
In	INAA	0,113	0,17	0,15	0,18	0,12	<0,07	0,1
Sb	INAA	<0,018	<0,038	<0,03	<0,04	<0,03	0,14	0,09
Cs	INAA	<0,20	<0,12	<0,14	<0,24	<0,18	<0,14	<0,22
Ba	INAA	39,93	<18	<17	<12,16	<16,74	20,01	<16,37
Hf	INAA	5,74	6,98	6,5	2,01	1,66	1,17	1,31
Ta	INAA	11,15	3,87	2,99	1,2	1,1	0,36	0,5
W	INAA	36,22	37,59	30,47	18,48	17,74	0,46	<0,6
Th	INAA	<0,05	<0,12	<0,08	<0,05	<0,08	<0,05	<0,09
U	INAA	0,05	<0,12	0,11	<0,18	<0,14	<0,1	0,15
La ppm	INAA	0,23	<0,2	0,46	4,9	<0,03	0,17	0,15
Ce	INAA	<0,98	<0,45	0,79	17,78	<0,85	<0,6	<1
Nd	INAA	<1,3	<1,0	<1,6	10,54	<1,44	<0,34	<1,55
Sm	INAA	0,07	0,04	0,18	2,71	0,01	0,05	0,06
Eu	INAA	0,11	<0,04	0,12	0,7	<0,06	<0,03	<0,02
Tb	INAA	<0,03	<0,06	<0,04	0,43	<0,08	<0,05	<0,04
Dy	INAA	<0,59	<0,87	<0,8	<1,34	<0,98	<0,95	<1,23
Ho	INAA	<0,01	<0,03	<0,02	0,07	<0,01	<0,01	<0,02
Yb	INAA	0,07	0,17	0,09	0,42	<0,07	<0,04	<0,08
Lu	INAA	0,01	0,03	0,016	0,07	<0,01	0,01	0,01
Ir ppb	INAA	<1,6	<2,1	<2,4	<3,54	<3,17	<1,54	<2,95
Au	INAA	<1,4	<1,1	1,368	<1,36	<1,25	<2,87	<1,68

Hém-ilm (hémo-ilménite). Mag-Tit (magnétite titanifère). Fe₂O₃t (fer totale). (-) non déterminé. LSJ (Lac-Saint-Jean). HSP (Havre Saint-Pierre).

Tableau 4.2. Résultats des éléments majeurs et traces des oxydes de magnétite titanifère (suite).

Localisation		LSJ						
Échantillons		dl14	dl15	dl16	dl17	dl18	dl19	dl20
Type de roche	Mag-Tit							
SiO₂ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO₂	INAA	19,09	20,6	21,59	22,258	20,18	21,02	20,31
Al₂O₃	INAA	6,24	5,8	6,02	5,55	5,78	5,67	5,32
Fe₂O₃t	INAA	64,54	62,85	60,15	58,74	66,69	62,34	60,93
MnO	INAA	0,33	0,33	0,35	0,36	0,34	0,36	0,44
MgO	INAA	2,33	2,36	2,36	2,57	2,75	2,31	2,46
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na₂O	INAA	0,015	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,04
K₂O	INAA	<0,48	<0,26	<0,19	<0,13	<0,16	<0,13	<0,45
P₂O₅	-	-	-	-	-	-	-	-
PAF	-	-	-	-	-	-	-	-
Total		93,025	92,22	90,68	89,618	95,91	91,88	89,95
S ppm	LECO	100	100	50	100	200	100	200
Cl	INAA	127,15	<38,53	<79,29	108,18	30,65	311,77	280,07
Sc	INAA	16,46	14,43	16,96	17,3	16,36	18,56	18,75
V	INAA	3121,4	2981,8	3072,9	2965,8	3425,3	3115,98	1835,9
Cr	INAA	494,65	453,57	357,15	390,65	533,44	283,67	387,82
Co	INAA	195,24	188,24	178,5	176,68	194,86	175,007	130,89
Ni	INAA	113,53	140,22	156,18	180,95	135,6	65,37	43,27
Cu	AA	39,4	155	38	56	74	9	-
Zn	INAA	556,77	514,3	464,25	393,95	486,31	425,47	505,27
As	INAA	<0,38	<0,41	<0,73	<0,37	<0,315	0,9113	0,26
Se	INAA	<0,31	<0,22	<0,47	0,35	0,51	<0,55	0,31
Rb	INAA	<4,57	<6,15	<5,84	<3,4	4,51	<6,14	<5,37
Sr	INAA	<299,3	<232,2	<238,6	<190,2	<174,4	<195,5	<176,4
Ag	INAA	<0,63	<0,68	<0,84	<0,8	<0,83	<1,06	<2
In	INAA	<0,11	0,09	<0,1	0,16	0,09	0,076	0,14
Sb	INAA	0,09	0,34	0,047	0,08	0,06	<0,076	<0,05
Cs	INAA	<0,14	<0,15	0,24	<0,28	0,55	<0,15	0,25
Ba	INAA	<11,32	<12,09	<12,63	<18,38	<12,2	<11,98	<31,66
Hf	INAA	1,04	1,5	1,03	1,59	1,4	1,48	2,11
Ta	INAA	0,36	0,43	0,45	0,45	0,42	3,4	1,61
W	INAA	<0,68	<0,66	<1,7	<0,41	<1,14	30,77	23,3
Th	INAA	0,07	<0,11	<0,08	<0,1	<0,07	0,09	<0,1
U	INAA	<0,12	<0,19	<0,19	<0,09	<0,26	0,09	0,18
La	INAA	<0,03	0,11	<0,03	0,01	<0,01	0,08	3,03
Ce	INAA	<0,52	<0,74	<1,58	<1,32	<0,73	<0,77	9,94
Nd	INAA	<0,92	<0,92	<2,07	<0,68	<0,7	<1,61	7,33
Sm	INAA	<0,006	0,05	0,02	0,02	0,01	0,07	1,61
Eu	INAA	0,03	<0,04	<0,03	0,04	<0,08	<0,05	0,45
Tb	INAA	<0,04	<0,03	<0,04	<0,03	<0,07	0,05	0,24
Dy	INAA	<1,52	<1,79	<0,92	<1,22	<0,89	<1,1	<1,98
Ho	INAA	<0,02	<0,02	<0,04	<0,01	<0,03	<0,02	0,07
Yb	INAA	<0,06	0,05	<0,05	<0,04	<0,05	0,05	0,31
Lu	INAA	<0,008	0,008	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,05
Ir ppb	INAA	<1,58	<1,67	<1,57	<3,81	<2,29	<2,015	<1,87
Au	INAA	<1,55	3,85	<1,58	<1,35	<1,41	<0,87	<1,18

Mag-Tit (magnétite titanifère). Fe₂O₃t (fer totale). (-) non déterminé. LSJ (Lac-Saint-Jean). HSP (Havre Saint-Pierre).

Tableau 4.2. Résultats des éléments majeurs et traces des oxydes de magnétite titanifère (suite).

Localisation		LSJ				HSP		
		dl21	dl22	dl23	dl28	131C	183C1	183C4
Échantillons		Mag-Tit						
Type de roche								
SiO₂ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO₂	INAA	18,6	10,7	15,5	15,62	17,49	16,17	20,32
Al₂O₃	INAA	5,64	6,89	6,89	6,19	8,76	9,77	6,8
Fe₂O₃t	INAA	59,21	42,3	52,28	53,01	49,95	55,53	61,66
MnO	INAA	0,4	0,31	0,33	0,33	0,19	0,21	0,21
MgO	INAA	4,4	9,94	7,97	6,87	3,37	3,24	3,48
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na₂O	INAA	0,1	0,64	0,3	0,21	0,85	0,48	0,3
K₂O	INAA	<0,31	<0,12	<0,23	<0,27	<0,21	<0,51	<0,45
P₂O₅	-	-	-	-	-	-	-	-
PAF	-	-	-	-	-	-	-	-
Totalle		88,66	70,9	83,5	82,5	80,82	85,91	93,22
S ppm	LECO	500	200	200	200	10000	5500	1800
Cl	INAA	208,09	52,86	59,48	<21	<30	<29	<35
Sc	INAA	14,49	12,77	13,51	13,02	15,15	11,93	16,79
V	INAA	1873,95	1302,9	2206,6	2048,4	1353,92	1672,4	1786,3
Cr	INAA	380,46	239,03	523,35	349,21	52,13	33,83	30,05
Co	INAA	167,6	157,43	180,09	170,04	156,87	176,1	148,22
Ni	INAA	115,71	223,09	257,13	268,67	86,98	62,52	60,03
Cu	AA	16,4	7,78	116	7,5	86,7	54,6	15,6
Zn	INAA	459,8	359,53	380,04	443,07	198,93	341	280,99
As	INAA	<0,36	<0,22	<0,65	<0,47	0,2	<0,18	<0,14
Se	INAA	<0,32	0,204	<0,25	<0,31	0,6261	0,585	<0,55
Rb	INAA	<4,87	<2,56	<4,68	4,05	3,95	2,8	2,74
Sr	INAA	<168,9	<90,84	<160,9	<239	238,35	218,75	<270
Ag	INAA	<1,84	<0,44	<0,88	<1,04	<1,4	<0,54	<2,1
In	INAA	0,13	0,05	0,07	0,05	0,1	0,11	0,11
Sb	INAA	0,03	<0,013	<0,03	<0,02	<0,025	<0,019	<0,031
Cs	INAA	<0,17	<0,14	<0,16	<0,28	<0,32	<0,30	0,2
Ba	INAA	<14,81	28,3	39,27	<15,1	162,91	124,95	62,15
Hf	INAA	1,4	0,86	1,21	0,81	3,64	2,08	2,83
Ta	INAA	0,92	0,6	3,08	1,15	1,4	1,201	1,74
W	INAA	12,8	12,01	28,54	17,16	31,9	41,94	32,68
Th	INAA	<0,08	0,06	<0,08	<0,1	<0,05	<0,09	<0,08
U	INAA	<0,2	<0,07	<0,07	<0,1	0,11	<0,08	<0,15
La	INAA	0,03	0,19	0,73	<0,02	1,16	1,33	1,08
Ce	INAA	<0,56	<0,41	<0,88	0,47	1,32	2,1	2,03
Nd	INAA	<0,98	<0,62	<0,68	<1,24	<1,9	2,09	<2,1
Sm	INAA	0,02	0,14	0,09	0,01	0,16	0,13	0,12
Eu	INAA	0,03	0,12	0,14	0,06	0,22	0,13	0,11
Tb	INAA	<0,06	0,02	<0,07	<0,03	<0,04	<0,03	<0,07
Dy	INAA	1,36	<0,73	<1,28	<1,2	<1,0	<0,95	0,98
Ho	INAA	<0,03	0,01	0,04	0,03	<0,03	<0,02	<0,01
Yb	INAA	<0,09	0,11	0,04	<0,04	0,13	0,03	<0,03
Lu	INAA	<0,006	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ir pp	ppb	INAA	<1,93	<0,923	<1,85	<3,5	<1,9	2
Au	INAA	<2,56	<0,6	<1,61	<1,81	<0,9	<0,98	<0,93

Mag-Tit (magnétite titanifère). Fe₂O₃t (fer totale). (-) non déterminé. LSJ (Lac-Saint-Jean). HSP (Havre Saint-Pierre).

Tableau 4.3. La composition géochimique des dykes de diorites de Lac à Paul
(Fredette en cours).

Localisation	Lac à Paul			
Type de roche	Diorite ferrifère			
SiO₂ (%)	49,7	44,4	48,1	43,9
TiO₂	3,44	3,49	2,52	3,27
Al₂O₃	15,8	16,6	16,2	17,3
Fe₂O₃t	12,84	12,89	10,4	13,61
MnO	0,11	0,13	0,13	0,1
MgO	3,21	4,99	5,71	4,57
CaO	6,09	7,52	7,45	7,08
Na₂O	4,6	3,49	3,79	3,08
K₂O	2,6	2,97	2,61	3,32
P₂O₅	1,02	1,55	0,81	1,98
PAF	0,83	1,45	1,32	1,59
Totale	100,2	99,5	99,06	99,8
S ppm	2800	3400	2400	5600
Cl	-	-	-	-
Sc	7,74	13,61	15,234	13,02
V	201	209	209	186
Cr	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
Co	35,39	39,86	37,9	36,48
Ni	14	23	93	6
Cu	36	31	65	93
Zn	158	153	119	164
As	<0,14	<0,11	0,3	<0,17
Se	2,24	1,12	1,9111	2,1967
Rb	29,72	50,34	39,4	106,16
Sr	1438	1522	1353	803
Ag	<0,39	<0,55	<0,51	0,36
In	-	-	-	-
Sb	<0,02	<0,02	0,08	0,02
Cs	0,2	0,29	0,4	0,7
Ba	2371	4309	2379	2763
Hf	5,51	3,13	5,65	11,85
Ta	1,776	0,99	1,8	1,9
W	<0,19	0,38	<0,65	<0,59
Th	0,48	0,52	2,25	3,11
U	0,07	0,06	0,61	1,1
La	43,54	50,06	49,43	102
Ce	98,7	117	102,1	226
Nd	51,53	66,49	54,1	121
Sm	8,63	10,49	8,25	18,5
Eu	3,66	4,58	3,23	5,06
Tb	0,83	1,01	0,84	1,76
Dy	5	6	2	8
Ho	0,39	0,68	0,85	1,72
Yb	0,8	1,08	1,25	3,16
Lu	0,1	0,15	0,17	0,45
Ir ppb	0,01	-	-	-
Au	1,5	-	0,12	-

composition du liquide. Certaines de ces roches (les anorthosites particulièrement) sont considérées comme des cumulats (Martignole, 1974). Ces cumulâts vont être projetés sur des diagrammes de variations qui permettront de définir les liens pétrochimiques des magmas liés à la minéralisation.

Ainsi, le diagramme SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ d'Irving et Baragar (1971) (figure 4.1) démontre que la majorité des séries mafiques semblent chevauchées la limite entre les caractères alcalin et sub-alcalin, ce qui reflète la composition riche en éléments alcalins.

Les observations pétrographiques montrent que les roches sont constituées, principalement, de plagioclase, de magnétite et d'hémo-ilménite. L'utilisation de Al_2O_3 a été choisie pour représenter la composante de plagioclase en fonction des autres éléments majeurs illustrés selon une série de diagrammes binaires (figure 4.2). En effet, les diagrammes bivariants, de toutes les lithologies répertoriées des trois secteurs d'étude, montrent une corrélation positive entre le Na_2O , CaO , SiO_2 et Al_2O_3 , ce qui reflète le contrôle de ces éléments par le plagioclase. Le MnO , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ et TiO_2 montrent une corrélation négative, ce qui indique une dilution par les oxydes. Tandis que, les échantillons de Al_2O_3 vs MgO sont dispersés, dû à la présence du clinopyroxène. Les concentrations en K_2O sont très faibles. Celles de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, MnO et MgO augmentent à partir des anorthosites en allant vers les anorthosites à oxydes, les gabbros à oxydes, aux oxydes de Fe-Ti. En même temps le Na_2O , CaO et SiO_2 diminuent dans le même sens.

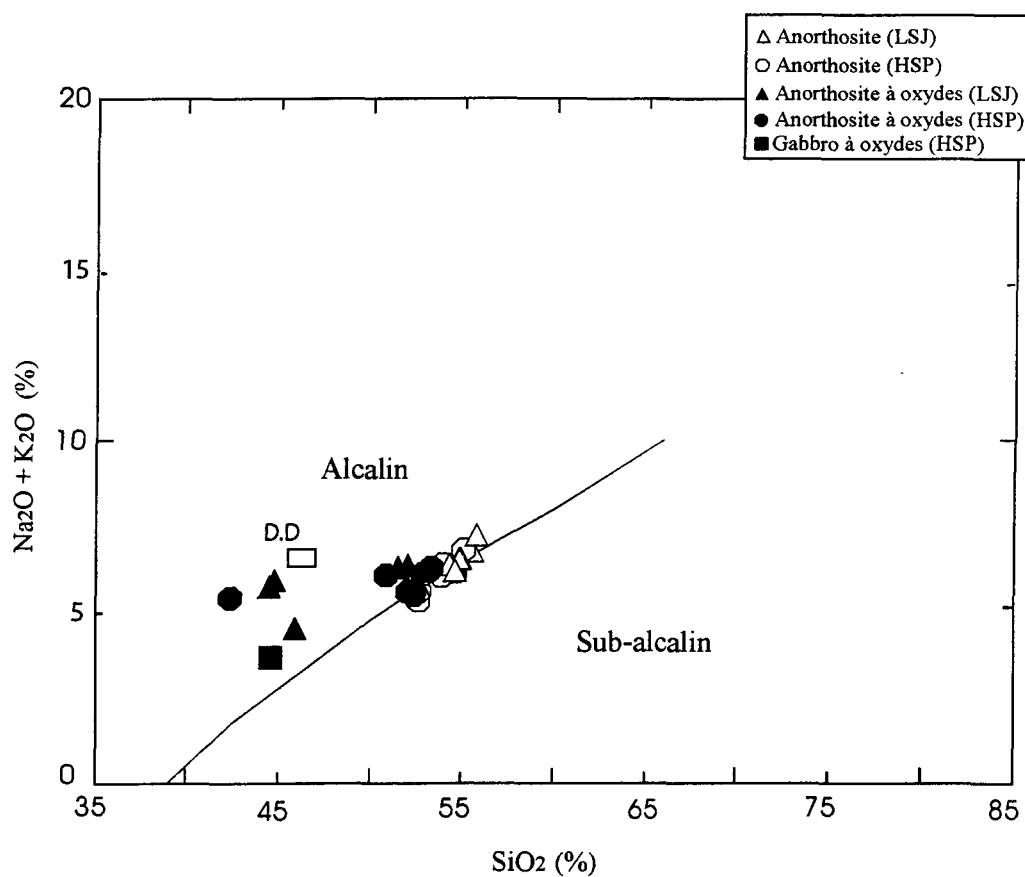


Figure 4.1 : Diagramme binaire Na₂O+K₂O versus SiO₂ d'Irvine et Baragar (1971).
D.D (dyke de diorite).

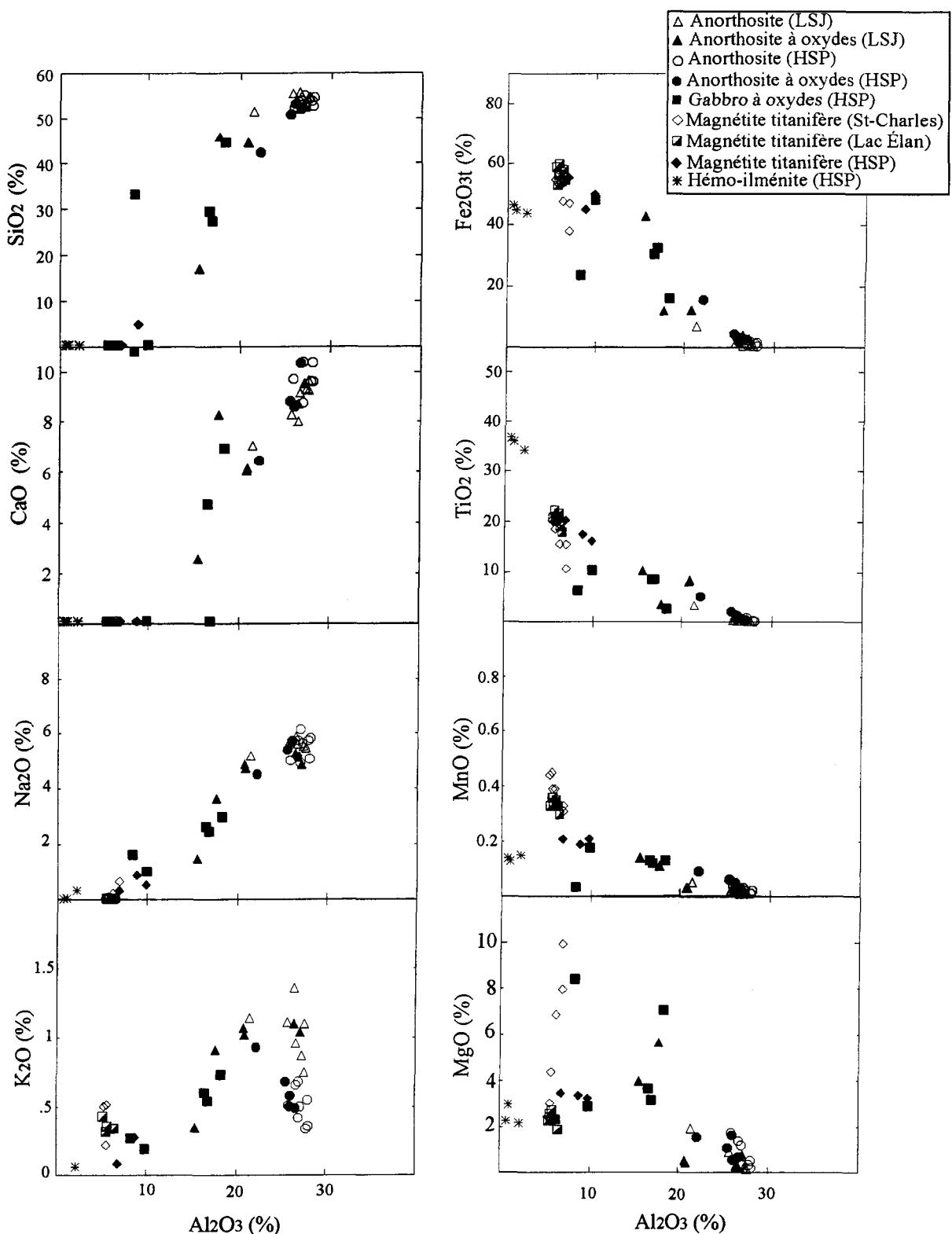


Figure 4.2 : Diagrammes binaires appliqués aux différents faciès de Lac-Saint-Jean et de Havre Saint-Pierre. Al_2O_3 vs Na_2O , MnO , K_2O , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, TiO_2 et MgO .

La perte au feu est basse pour l'ensembles des échantillons (<1,29). Le calcul de la norme (CIPW) a pour but de reconstituer un assemblage minéralogique primaire dans les séries mafiques ayant subi des transformations. Dans les anorthosites, le plagioclase est le minéral normatif le plus abondant. La composition normative moyenne de HSP est de An₄₅ et celle de LSJ est de An₄₇ (Andésine).

Les teneurs en Al₂O₃ sont de 25-27% à HSP, et de 27-28% au LSJ. Le Na₂O est presque similaire dans tous les secteurs (5-6%). La teneur en K₂O est de 0,51% au Lac Élan, 0,68% à Saint-Charles, et 1,36% à HSP. La teneur en MgO est faible, soit 0,24-1,77% au LSJ et 0,18-0,9% à HSP. Une variation considérable en TiO₂ à HSP (0,15-0,48%) et LSJ (0,07-0,78%). Le Fe₂O_{3t} a presque la même teneur dans les trois secteurs, soit 0,56-7,76%. Il s'agit strictement d'un effet modal reflétant la nature riche en plagioclase de ces roches.

Les anorthosites à oxydes sont relativement moins riches en Al₂O₃ que les anorthosites. La valeur analytique est de 17,7-26 % (LSJ), et 15,5-27 % (HSP). Le Na₂O est de 5-5,7% excepte l'échantillon 127D2, lequel est influencé par 47,5% de Fe₂O_{3t}. Le K₂O varie de 0,5-0,9% (LSJ) à 0,35-1,1% (HSP). Par contre, une teneur considérable en MgO dans le secteur de LSJ (0,6-5,6%) a été notée par rapport à celle de HSP (0,35-1,67%). Le Fe₂O_{3t} à HSP atteint 47,52 %. Celui de LSJ varie de 2,2 à 17,45%. Le pourcentage de TiO₂, comme le Fe₂O_{3t}, est plus important dans les régions de HSP (0,55-10 %) que dans celui de LSJ (0,6-5%). Il est donc raisonnable de présumer que les

teneurs en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ et TiO_2 dans ce type de roches sont dues aux oxydes de magnétite et d'ilménite et que le Al_2O_3 réside dans le plagioclase et d'autres minéraux porteurs de Al tel que le spinelle.

La série de gabbros à oxydes enrichis en fer, représente le secteur de Havre Saint-Pierre (secteur Massif de la Rivière Romaine). Le Al_2O_3 varie de 8,31 à 21%. Le Na_2O varie de 0,97 à 2,66%, témoignant d'une quantité significative de minéraux silicatés (essentiellement les feldspaths). Le K_2O (0,19-0,65%) diminue avec l'ajout des autres éléments. TiO_2 (2,5-10%), $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (17-53%) et le MgO (1,98-7,8%) révèlent la présence de clinopyroxène de l'olivine et des oxydes. On conclue que la diminution de Al_2O_3 est due à la diminution modale de plagioclase au détriment du clinopyroxène de l'olivine. La teneur relativement décroissante en MgO de certains échantillons du secteur de HSP ne peut être jugée que on fonction de la forte augmentation de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$. Autrement dit, une augmentation du rapport Fe/Mg, correspond à une évolution vers les termes plus riches en ferromagnésiens.

Pour les hémo-ilménites, les concentrations en Al_2O_3 (0,68-2,17%) et Na_2O (0,009-0,3%) sont très faibles. Ces teneurs sont dûes à la présence des phases silicatées piégées, tel que le plagioclase. Le MgO varie de 2,17 à 3%. Le $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ à une moyenne de 50% et il y'a environ 35% de TiO_2 .

La composition minéralogique approximative des magnétites titanifères de Lac Élan, comparée à celle de Saint-Charles et de Havre Saint-Pierre, est riche en Fe₂O₃t et TiO₂. En effet, les valeurs estimées sont de 58,7 à 66,7% (Fe₂O₃t) et 17,8 à 22% (TiO₂) à Lac Élan, et de 42,3 à 64,41% (Fe₂O₃t), 10,7 à 21,02% (TiO₂) à Saint-Charles. Finalement, 49,95 à 61,66% de Fe₂O₃t, 16,17 à 20,32% de TiO₂ à HSP. En conséquence, la concentration en Al₂O₃ décroît progressivement dans les trois secteurs. Une exception a été remarquée dans l'échantillon 183C1 à 9,8% de Al₂O₃, laquel est due probablement à la présence de spinelle. La concentration en MgO est d'environ 1,9 à 2,7% au Lac Élan, 2,4 à 9,9% à Saint-Charles et 3,2-3,5% à HSP. Certains échantillons de Saint-Charles sont enrichis en olivine en tant que phases silicatées, ce qui explique la croissance en MgO. Le K₂O se situe sous la limite de détection. Les concentrations en P₂O₅ sont très faibles dans les anorthosites de LSJ et de HSP (0,01 à 0,1%). Le P₂O₅ atteint, respectivement, 0,4 et 0,32% dans les anorthosites à oxydes de LSJ et de HSP. La plus grande teneur a été remarquée dans un échantillon de gabbro à oxydes 3,67% (177B), ce qui reflète une composition cumulât en apatite.

4.3.2 Les éléments en traces et les éléments des terres rares (ÉTR)

Les éléments en traces suscitent un intérêt particulier dans les études pétrogénétiques. Ils sont, à priori, beaucoup plus discriminant pour identifier les processus de l'évolution des suites de roches ignées grâce à leurs caractéristiques géochimiques. La mesure de la quantité des éléments en traces dans cette étude s'exprime en ppm.

a) Les ÉTR ou les lanthanides

Le groupe des lanthanides ou les éléments des terres rares (ÉTR), qui font partie des éléments traces, comprennent 14 éléments naturels à caractéristiques géochimiques similaires. Ils sont moins solubles et relativement immobiles lors d'épisodes d'altération et de métamorphisme. Les spectres des ÉTR sont utilisés pour une discrimination entre les différents types de source magmatiques à savoir si elles sont enrichies ou appauvries en éléments incompatibles. Dans cette étude, les analyses sont normalisées aux chondrites, selon les valeurs établies par Taylor et McLennan (1985). Ils reflètent l'existence des minéraux qui ont des coefficients de partage (D) spécifiques pour les ÉTR. Le (D) selon Hanson (1980) est défini comme étant le rapport entre la concentration d'un élément dans le minéral et la concentration de cet élément dans le liquide en équilibre avec le minéral. Hanson souligne que (D) varie avec la température, la pression et la composition du minéral et du magma. C'est un paramètre essentiel dans la construction d'un modèle d'une séquence de roche. Comme les terres rares sont des éléments incompatibles, leur abondance est proportionnelle avec la quantité du liquide par rapport à la fraction cumulat dans les lithologies.

Philpotts et al. (1966) ont démontré que les anorthosites se caractérisent par une faible teneur en éléments des terres rares et une anomalie positive importante en europium (Eu). Ceci est conforme aux spectres de distribution présentés dans cette étude (figure 4.3). Ces spectres sont très caractéristiques des anorthosites revues par Ashwal (1993).

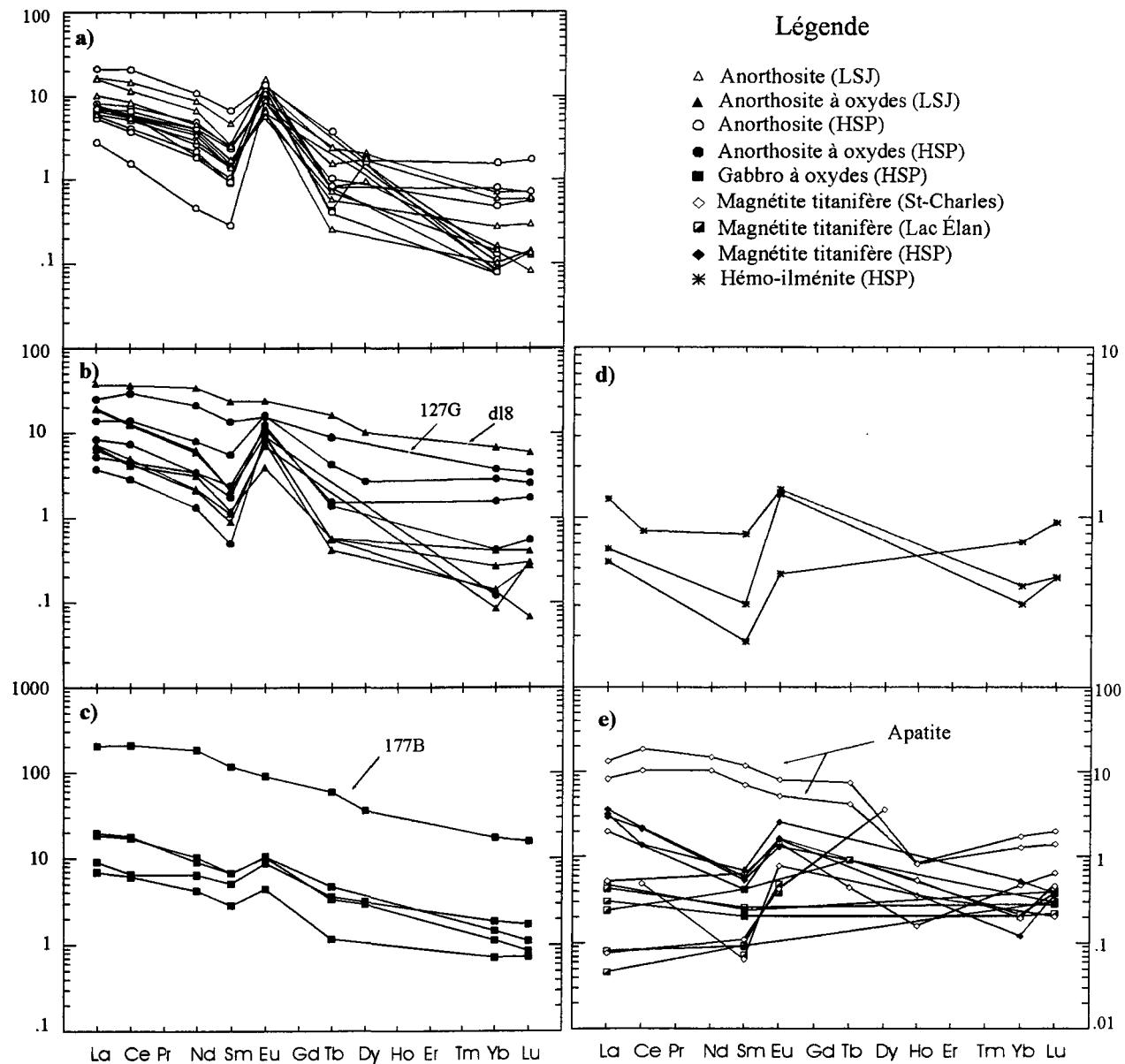


Figure 4.3 : Diagrammes des REE normalisés au chondrite de Taylor et McLennan (1985),
a) anorthosites, b) anorthosites à oxydes, c) gabbros à oxydes, d) hémo-ilménites, e) magnétites titanifères.

Ils montrent un enrichissement en ÉTR et plus particulièrement en ÉTRL_e (L_e : léger) comparativement aux ÉTRL_d (L_d : lourd). Les concentrations des patrons des ÉTR sont variables selon le type de roches. Dans les anorthosites et les anorthosites à oxydes : La_N~3-20 x la chondrite, Lu_N~0,02-2,5 x (figure 4.3a et b), sauf pour deux échantillons (dl8 et 127G) à profils plats, qui montrent l'absence d'anomalie en Eu. Ces deux échantillons sont riches en P₂O₅, indiquant probablement la présence de l'apatite qui contrôle le P₂O₅ et La. Les gabbros à oxydes sont également enrichies en ÉTR excepté l'Eu (figure 4.3c) : La_N~9-200 x, Lu_N~0,6-15 x. Ces roches sont considérées moins fractionnées, à cause de leur richesse en ÉTR, de la faible anomalie en Eu voir même absente pour l'échantillon 177B (à cause de la présence de l'apatite). Outre, le rapport La_n/Lu_n des anorthosites et des anorthosites à oxydes de LSJ est de 2,53 et 3,75 respectivement. Le La_n/Lu_n de HSP est de 12,84 et 13,25 successivement.

D'autre part, l'Eu s'incorpore préférentiellement dans les feldspaths sous forme de Eu²⁺ (Markl. 2001). Cette affinité se traduit par une anomalie positive en Eu et s'explique par la présence d'une large quantité de plagioclase dans la roche. Les valeurs du rapport Eu/Eu*>1 indique la présence des cumulâts de feldspaths. Ceux de Eu/Eu*<1 indique la présence d'un liquide résiduel qui a fractionné le plagioclase. De prime abord, on remarque l'absence quasi-totale du pic en (Eu) pour les échantillons 177B, 127G (HSP) et dl8 (Saint-Charles). Les analyses de ces échantillons dévoilent un contenu élevé en La et Ce (200, 40, 30 x la chondrite respectivement). Il est probable, donc, que cette forme adoucie est due à la présence de l'apatite en proportions plus au moins

importantes avec de faibles teneurs en cumulâts de feldspaths dans les roches en question (P_2O_5 (177B) = 3,67%, P_2O_5 (127G) = 0,32%, P_2O_5 (dl8) = 0,4%). Par ailleurs, des concentrations en ÉTR ont été également, observées dans les magnétites titanifères et les hémo-ilménites (figure 4.3e). Cette variation est dûe à la présence de plagioclase, d'olivine et de pyroxène.

b) Les ferromagnésiens

Les concentrations en éléments ferromagnésiens (Sc, Co, Cr, Zn et V) sont variables d'une roche à l'autre. Cependant, elles présentent une corrélation positive avec le Fe_2O_3t et le TiO_2 (figure 4.4), ce qui démontre que les concentrations en ces éléments sont largement contrôlées par l'ilménite, la magnétite, l'olivine et le pyroxène. Toutefois, la présence de plagioclase a aussi une influence sur leur concentration par la dilution.

En effet, une corrélation positive a été observée entre le Sc et le $Fe_2O_3t+TiO_2$ (figure 4.4a). Ce lien peut être attribué à une variation dans les phases minéralogiques du plagioclase, du clinopyroxène, des oxydes et du liquide piégé, et que probablement les pyroxènes et le liquide piégé contrôlent le Sc. Une telle observation a été remarquée également dans le Massif de Marcy d'Adirondacks (Haskin et al. 1981).

La concentration du Ni dans les magnétites titanifères varie de 60-86ppm (HSP), de 43-181ppm (Lac Élan) et de 35-268ppm (Saint-Charles). Dans les hémo-ilménites, les

teneurs sont de 110 à 232 ppm. A cet égard, il est à remarquer que pétrographiquement, tous les échantillons de LSJ sont plus riches en olivine que HSP, ce qui suggère le caractère primitif de LSJ.

La quantité de Cr concentrée dans la magnétite titanifère du LSJ est 10 fois plus élevée que celle de HSP (figure 4.4b). Les teneurs varient de 284 à 534 ppm à Lac Élan, 240-524 ppm à Saint-Charles, et <55 ppm sur HSP. Par conséquent, le magma de LSJ est donc moins évolué que le magma de HSP.

D'autre part, la magnétite avec sa teneur en spinelle concentre d'avantage le Cr comparé à l'ilménite. La même observation est faite dans les échantillons des hémo-ilménites où la roche 148D atteint 1141 ppm de Cr (comparée à 146C et 179J) suite à la présence de spinelle. Cette distribution, selon Duchesne (1999), ne reflète pas forcément un contrôle par le coefficient de partage (D) dans les magnétites titanifères, elle pourrait résulter d'une échange de Cr entre les deux oxydes durant l'évolution du subsolidus à haute température.

Pour le Co, les roches se trouvent le long d'une courbe passant par l'origine (figure 4.4c). Son accumulation dans les minéraux, est contrôlée par une ou plusieurs phases mafiques en proportions constantes. Les magnétites titanifères de Lac Élan détiennent la plus grande concentration (171-195 ppm) suivi de Saint-Charles (130-180 ppm) et de HSP (148-176 ppm).

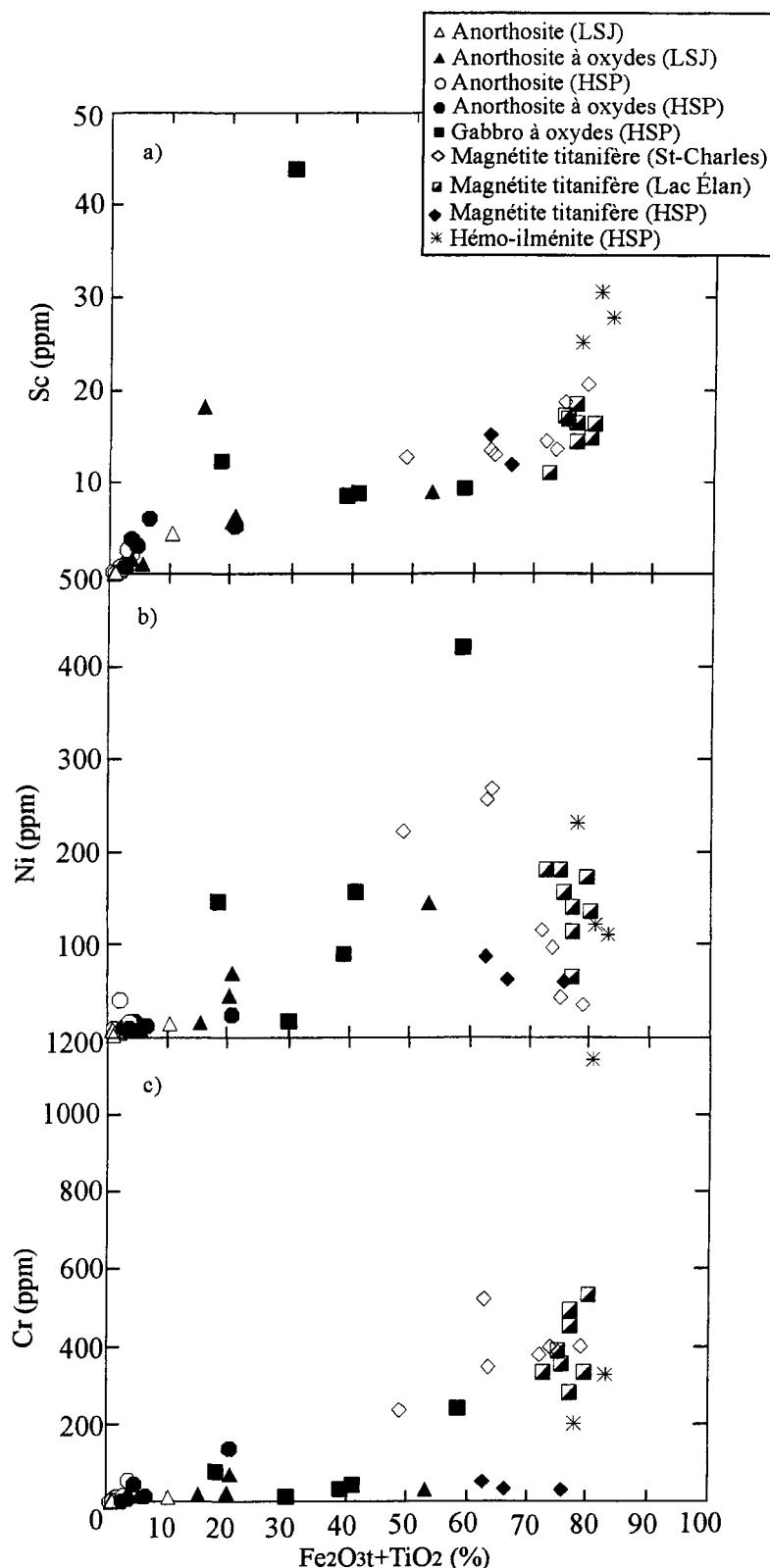


Figure 4.4 : Diagrammes binaires illustrant la variation des éléments ferromagnésiens en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ (%).
Plg (plagioclase). Oxy (oxydes).

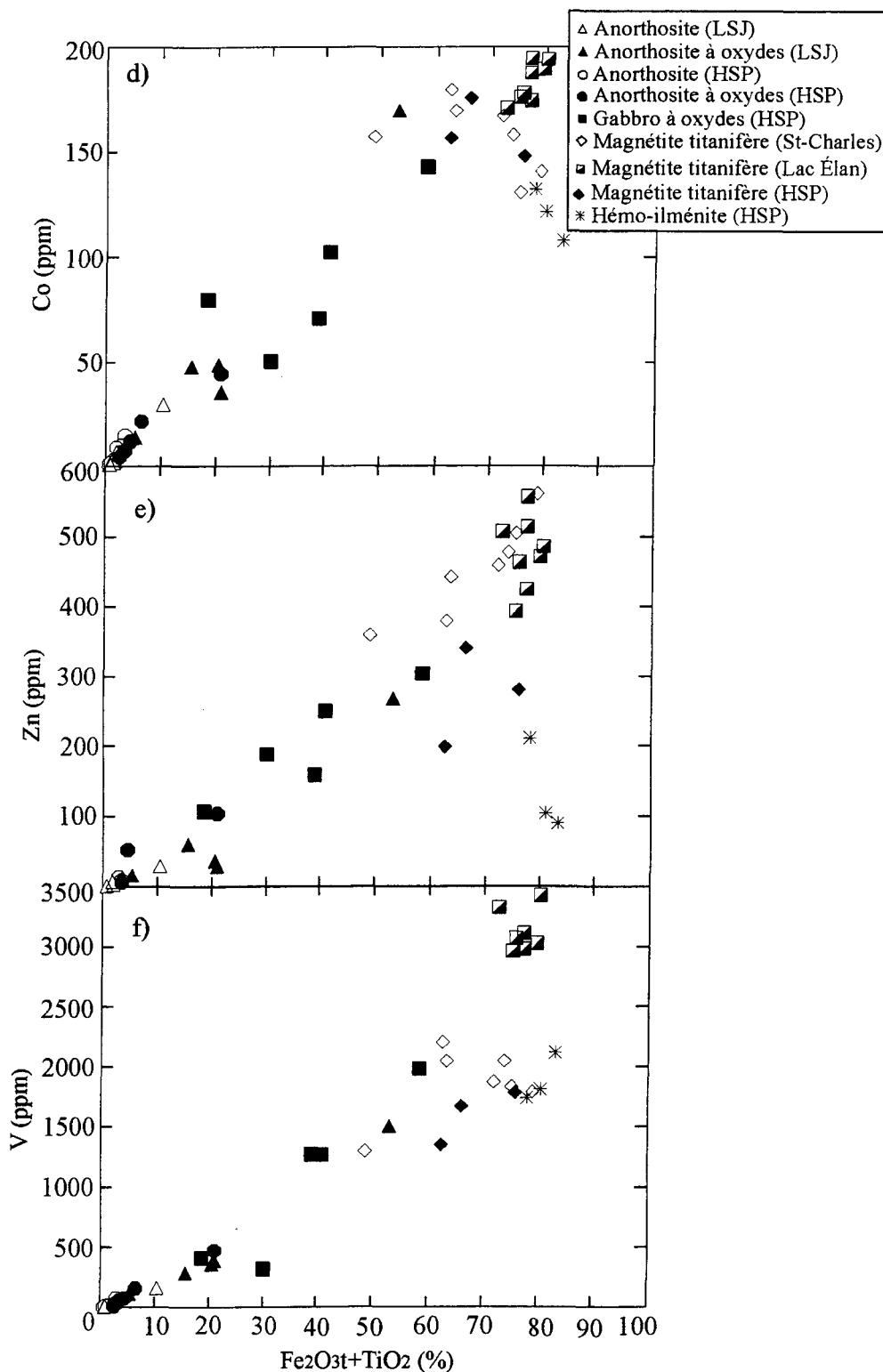


Figure 4.4 : Diagrammes binaires illustrant la variation des éléments ferromagnésiens en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} + \text{TiO}_2$ (%).
Oxy (oxydes). Plg (plagioclase) (suite).

Cette variation affiche, également, un contrôle par les phases d'oxydes. Les gabbros à oxydes de HSP ont également des teneurs importantes (70-194 ppm), ce qui démontre l'affinité du Co pour l'olivine. Le Co des hémo-ilménites varie de 108-132 ppm. La plus faible valeur du rapport Ni/Co est observée dans le secteur de HSP (<1), soutenant ainsi l'idée que le magma de HSP est plus évolué que le magma de LSJ.

Les gabbros à oxydes et certains échantillons d'anorthosites à oxydes de Saint-Charles (dl25, dl26) et de HSP (127G, 127D2) sont riches en Zn que les anorthosites (figure 4.4d). De ce fait, les oxydes sont d'importants réservoirs pour cet élément. La concentration en Zn dans les hémo-ilménites est de 90-211 ppm. Dans les magnétites titanifères, Zn est de 359-561 ppm (Saint-Charles), 394-556 ppm (Lac Elan) et 199-341 ppm (HSP). D'autre part, Gierth (1983) a démontré que les hémo-ilménites associées à la magnétite contiennent moins de Cr et Zn que l'ilménite dans la magnétite. Ce sont des considérations importantes pour les méthodes d'exploitations et les méthodes pétrogénétiques.

Le vanadium joint positivement le Ti et Fe (figures 4.4e, f), démontrant que cet élément s'incorpore parfaitement avec les oxydes. Les valeurs Ti/V sont très hautes pour tous les échantillons. Dans certaines cas la valeur est > 100. C'est une caractéristique des suites anorthosite-jotunite-mangérite (Owens et al., 1993). Telle qu'illustrée dans les travaux de Duchesne (1972), l'évolution du V_2O_3 suit celle de Fe_2O_3 . Cette observation est marquée dans les hémo-ilménites de HSP (1742-2120 ppm) comparé aux magnétites

titanifères du même secteur. Toutefois, cette relation peut varier selon les conditions de la cristallisation. Dans les magnétites titanifères de LSJ, la plus forte teneur réside à lac Élan (3425 ppm),

c) Les multi-éléments

Les diagrammes multi-éléments, nommés aussi ‘Spidergrammes’, sont des diagrammes très flexibles et permettent le dévoilement d'un très grand nombre d'éléments chimiques. Ces diagrammes présentent un grand nombre de pics qui montrent l'allure des différents groupes des éléments traces. Les éléments traces incompatibles sont principalement de deux types : a) Les éléments lithophiles (LILE) à faible potentiel ionique soit : Cs, Rb, K, Ba, Sr et Eu. Et b) Les HFSE (éléments à champ de force élevé) à potentiel ionique fort soit : Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta, ETR. Les LILE sont les plus mobiles et sont mobilisés par les phases fluides. Par contre, les HFSE sont immobiles et sont attribués aux processus de la fusion partielle et de la source mantellique (Pearce, 1982).

Les diagrammes multi-éléments, de cette étude (figure 4.5), sont normalisés au manteau primitif de McDonough et al., (1995). Ils montrent tous des spectres tantôt positifs tantôt négatifs. Les anomalies positives sont très prononcées en Sr, Ba, K. Les concentrations en Sr dans les anorthosites sont remarquablement importantes. La teneur

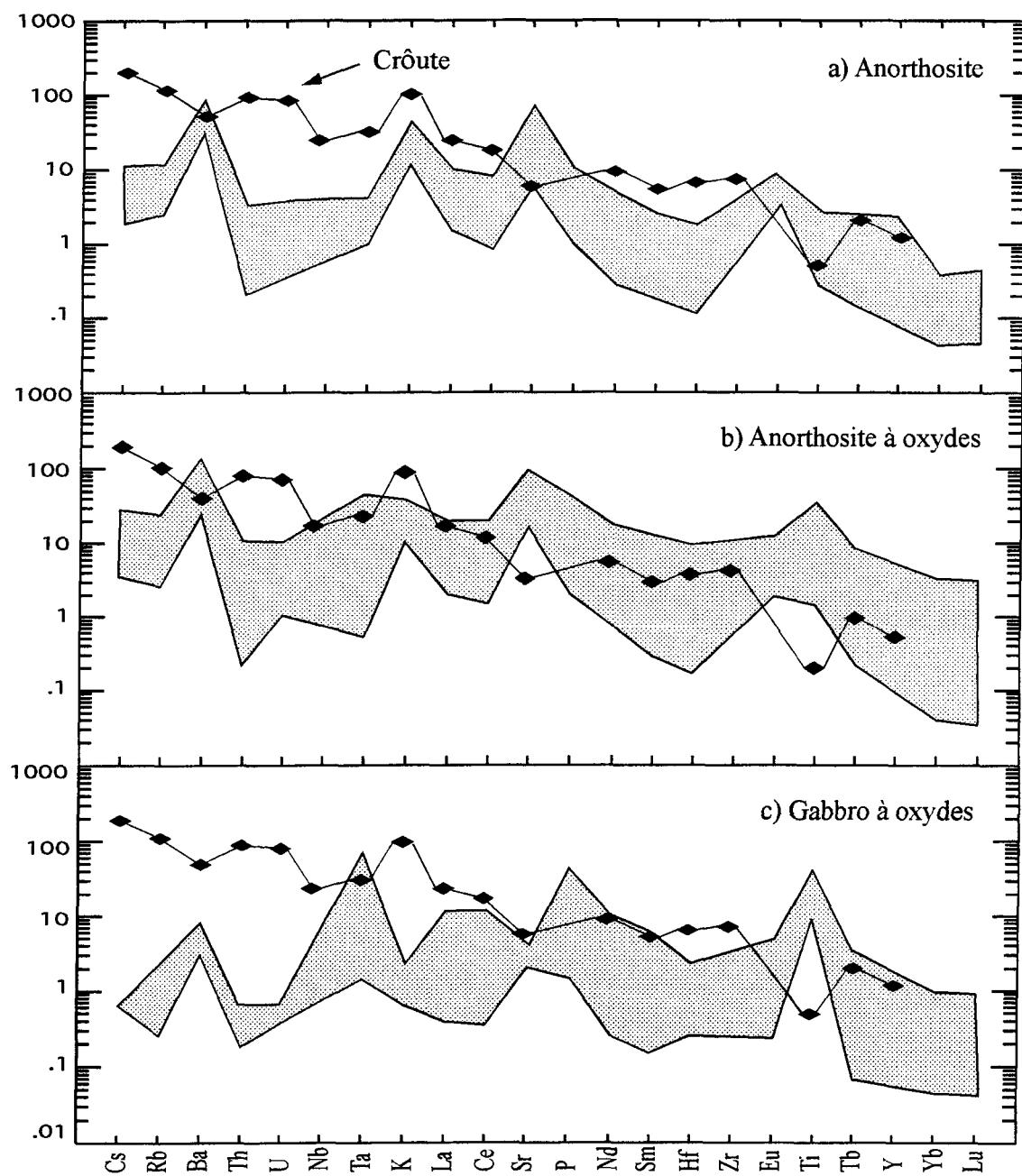


Figure 4.5 : Diagrammes des multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). Les profils des différentes lithologies sont comparés avec le profil de la crûte continentale.

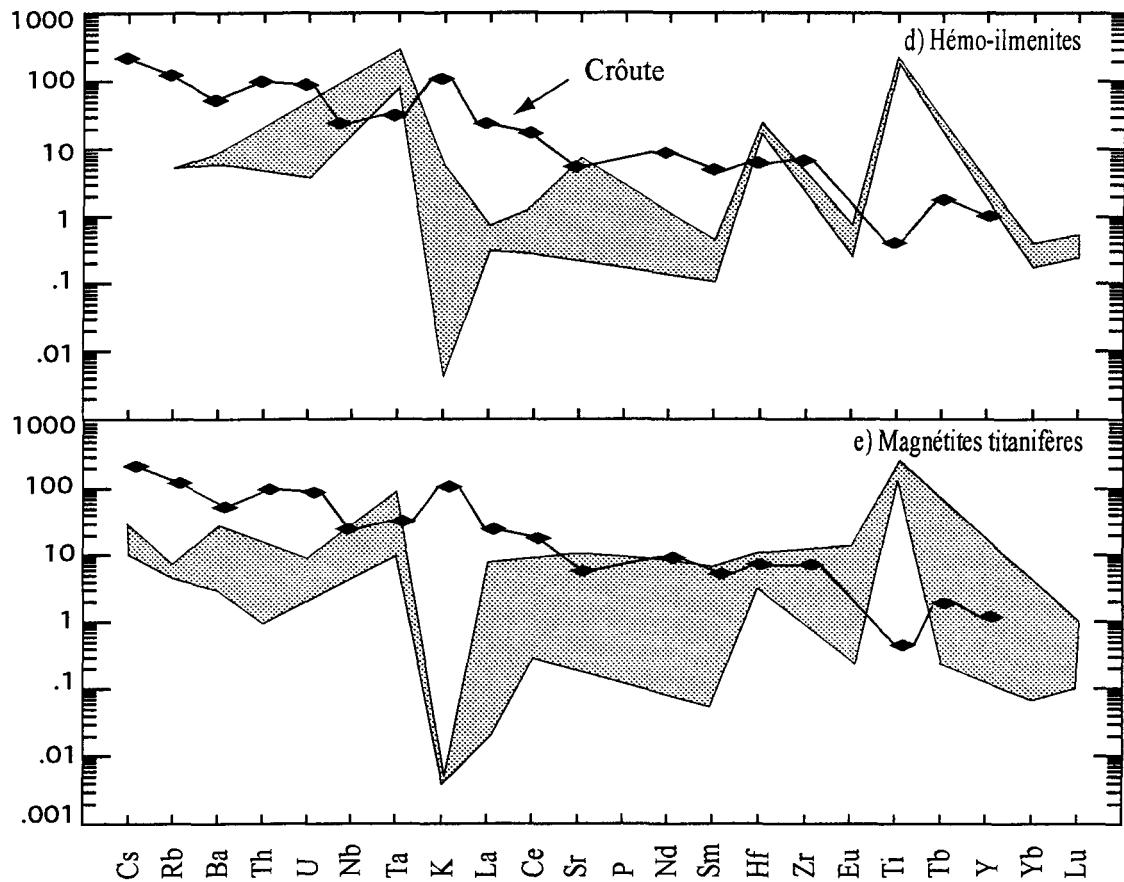


Figure 4.5 : Diagrammes des multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). Les profils des différentes lithologies sont comparés avec le profil de la crûte continentale.

est de <43-750ppm (Saint-Charles), 860-945ppm (Lac Élan), et de 1273-1606ppm (HSP).

Dans les anorthosites à oxydes, le Sr varie de 689-1226ppm (LSJ) et de 672-1833ppm (HSP). L'exception est observée dans l'échantillon 127D2 (356ppm) lequel est influencé par 47% de Fe₂O₃t. Une concentration significative en Sr a également été observée dans les gabbros à oxydes de 316-1274ppm. Il est donc possible de déduire que les teneurs les plus importantes se concentrent dans le secteur de HSP. Des concentrations semblables ont été notées dans les anorthosites de Saint-Urbain (>1400ppm) et d'autres beaucoup plus importantes dans le Massif anorthositique de Labreville (2600ppm) (Ashwal, 1993). Emslie (1985) a mentionné que la concentration en Sr dans les anorthosites massives est substantiellement plus grande que celles dans les intrusions litées et les anorthosites de l'archéen.

Les concentrations en Ba sont très importantes, dans les anorthosites, les intervalles sont de l'ordre de 167-278ppm (LSJ), et de 272-688ppm (HSP). Dans les anorthosites à oxydes, on note 163-615ppm (LSJ) et 212-844ppm (HSP). Le niveau de Ba dans les gabbros à oxydes est de : 190-750ppm. Cette observation permet de conclure que les échantillons riches en plagioclase ont une plus forte teneur en Sr et Ba que les échantillons pauvres en plagioclase. La variation de ces deux éléments est due à leurs affinités aux feldspaths. Une teneur de 20-39ppm a été également, remarquée dans les

magnétites titanifères de LSJ et 62-162 ppm dans les magnétites titanifères de HSP. Le reste se situe sous la limite de détection.

Les concentrations en Rb (<1-13,4 ppm) sont uniformément faibles pour toutes les lithologies répertoriées malgré leur enrichissement en Na. En conséquence, certains échantillons d'anorthosites à oxydes (dl25, dl26), les plus riches en Rb, montrent de faibles valeurs en (K/Rb). Cette tendance est compatible avec le fractionnement du plagioclase et la division sélective du Rb au K dans le plagioclase. Pareillement, les valeurs décroissantes du Rb/Sr sont conformes à la division sélective du Sr au Rb dans les plagioclases (Olson, 1991). Par la suite, le Sr est généralement plus compatible que le Rb.

Le Hf est un élément incompatible dans les séries mafiques. Il est considéré un index utile dans l'évolution chimique. En effet, une augmentation en Hf, contribue à une croissance en FeO, TiO₂, La et Ce et décroissance en Mg et An indiquant ainsi une roche différenciée. Une diminution dans la concentration en Hf nous renseigne sur une roche relativement indifférenciée accompagnée d'une croissance en MgO et d'une décroissance en FeO, TiO₂ et en éléments traces incompatibles (Olson, 1991). Selon cette définition et les analyses obtenues (tableau 4.2), on constate que les gabbros à oxydes sont des roches à caractère primitif. Les spectres observés pour les hémo-ilménites et les magnétites titanifères de Saint-Charles, de Lac Élan et de HSP confirment l'association du Hf aux hémo-ilménites ou aux oxydes de Fe-Ti.

Une exception a été observée pour le Ta dans les échantillons 174A (gabbros à oxydes : 26 ppm) et 179J (hémo-ilménite : 11 ppm). Le Ta est dispersé le long des minéraux mafiques et des minéraux lourds, et il se substitue préférentiellement, par le titane. Cette anomalie est observée dans la plupart des roches ignées des zones de subduction. En conséquence, le Ta est partiellement contrôlé par la cristallisation de l'ilménite.

Le P₂O₅ et La sont relativement incompatibles en plagioclase et en pyroxène et donc, les roches formées en quantités variables de cumulâts de plagioclase avec pyroxène et oxydes de Fe-Ti devraient rapporter essentiellement des tendances largement horizontales indiquant le mélange plagioclase-pyroxéne-liquide.

Les valeurs de Th, U, Nb, Hf et Cs sont généralement faibles ou au-dessous de la limite de détection confirmant l'idée de la dominance des roches en phases cumulâts auprès des roches à composition liquide.

4.3.3. Altération et déformation

Tel qu'illustré dans le chapitre de la pétrographie, les plagioclases de LSJ ont une texture granoblastique (120° à jonction triple). Les macles du plagioclase sont séricitisées, et sont déformées dans la plupart des cas. Par endroits, on trouve des unités mafiques foliées. Cette foliation serait attribuée probablement à des degrés de

contraintes pendant la cristallisation. Cette structure indique une forte déformation, causée par le métamorphisme régional (Emslie et Hegner, 1993) ou par un processus de mise en place de l'intrusion selon Higgins et Van Breemen (1992). Également, la présence de faibles quantités de biotite et de chlorite renseigne sur une faible circulation de fluides.

Dans le secteur de Havre Saint-Pierre, l'étude des dizaines de lames minces confirme également l'impact de la déformation. En effet, la polygonisation affecte tous les minéraux avec une prolifération des points triples. Les plagioclases sont légèrement séricitisés, une mince enveloppe d'amphibole (hornblende verte), accompagnée un peu de biotite, cristallisent au contact des pyroxènes et des plagioclases. Ailleurs, des petits cristaux de biotite brun foncé croissent au voisinage du minerai noir (magnétite, hémo-ilménite).

4.3.4. L'assimilation-contamination

La contamination peut se produire en raison, par exemple, des interactions entre un magma mafique et un magma felsique sus-jacent et, tend à l'homogénéisation des compositions. Elle est d'autant plus forte que les compositions chimiques du magma et de l'encaissant sont très contrastées. La perte de chaleur du magma siliceux devrait mener à la cristallisation de la partie supérieur de la couche mafique (Morse, 1986) et la convection bi-phased pourrait favorisée une contamination sélective et l'échange

isotopique ainsi qu'un mélange mécanique (Lesher, 1994). La contamination en éléments majeurs est souvent difficile à observer. Par contre, son effet se remarque particulièrement dans les éléments en traces et les systèmes isotopiques.

En sélectionnant les différents éléments traces tel que : Th, U, Rb, K et ÉTR, une proportion relativement forte suggère une contamination crustale, due à leur abondance dans la croûte continentale et faible dans le magma. Cependant, les concentrations en ces éléments dans les échantillons de cette étude, révèlent de faibles teneurs ($>14\text{ppm}$) de Rb. Les basses concentrations en K_2O et Rb sont des dispositifs typiques des roches mafiques qui montrent, dans cette étude, peu ou pas d'évidence de contamination.

L'évidence de la contamination est également contestable dans les espèces chimiques qui diffusent de l'eau et des alcalis (Watson et Jurewiz, 1984). Certains échantillons dans cette étude (180C, dl8, dl9, dl25) sont variablement affectés par un apport d'eau qui favorise la présence de biotite, de chlorite, d'olivine serpenténisée et d'hémo-ilménites oxydées dans le magma mafique.

D'autre part, l'examen pétrographique indique la présence de sulfures, mais en quantité très faible (le souffre varie de 40ppm à 1%). Cependant, le souffre ne montre aucune corrélation avec les éléments chalcophiles tel que : Cu, Ni, Sb, As et Au. Ceci suggère que cet élément a été remobilisé dans ces roches.

4.3.5 La cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée constitue avec la fusion partielle un des principaux processus responsables de la diversité compositionnelle des magmas. Elle a été traditionnellement considérée comme le phénomène le plus important qui intervient dans le mécanisme des roches endogènes. Ce processus peut être parfait si le liquide résiduel est complètement séparé des cristaux qui fractionnent, et il peut être partielle, si le liquide résiduel reste en partie piégé entre les cristaux.

Les relations géochimiques présentées dans cette étude, sont en accord avec un modèle dans lequel les séries mafiques sont dérivées et fractionnées. Cependant, la composition chimique des roches des complexes de LSJ et de HSP est en grande partie contrôlée par l'abondance et la nature des phases cumulâts : plagioclase, du côté des termes intermédiaires et, plagioclase, olivine, pyroxène, magnétite, ilménite, du côté des termes basiques. Il y'a donc peu de chance de trouver des roches représentant des liquides au moment de la différenciation, et à plus forte raison le magma parent.

Les travaux de Toplis et Carroll (1995) sur des oxydes les ont amené à supposer que la composition des liquides expérimentaux à partir desquelles on peut cristalliser les oxydes, atteint un maximum de 18% de Fe_2O_3 à 48% de SiO_2 . La composition la plus basique serait donc celle des dykes de diorites de Lac à Paul (tableau 4.1) (Fredette, en cours) qui sont comparables à un basalte tholéïtique et doivent être en équilibre avec les

phases cumulâts. Étant donné que les analyses des roches cumulâts sont d'avantage sensibles aux variations de l'abondance minérale qu'à la composition du magma à partir duquel elles diffèrent, nous avons choisi de calculer la composition du magma coexistant avec la composition des minéraux constitutifs. Ainsi, en utilisant les minéraux cumulâts et cumulâts, on aura une moyenne de composition liquide qui est en équilibre avec les anorthosites et les oxydes pendant leur évolution.

Pour modéliser les principales phases cumulâts impliquées dans la génération des unités étudiées, nous avons reporté la gamme compositionnelle sur des diagrammes binaires (figure 4.6). MgO (moniteur de la cristallisation des silicates ferromagnésiens), Al₂O₃ (moniteur de la cristallisation des plagioclases) et Fe₂O₃t + TiO₂ (moniteur de la cristallisation des oxydes). Ces diagrammes illustrent l'assemblage des cumulâts à l'équilibre avec le liquide, indiquant ainsi le fractionnement progressif des lithologies. Les dykes de diorites représentent un liquide probable pour LSJ et HSP car les roches semblent bien contenue entre les pôles : olivine, clinopyroxène, plagioclase et oxydes. L'écart entre les différents spécimens de la ligne des mélanges olivine-plagioclase est entraîné par la cristallisation de l'olivine et des oxydes. Les échantillons des anorthosites représentent ainsi les proportions suivantes : 85 à 90 % de plagioclase, 15 à 20 % d'oxydes et 0 à 1 % de liquide. Les anorthosites à oxydes sont de 60 à 80 % de plagioclase, 5% de liquide et 20 à 35 % d'oxydes. Les magnétites titanifères de LSJ

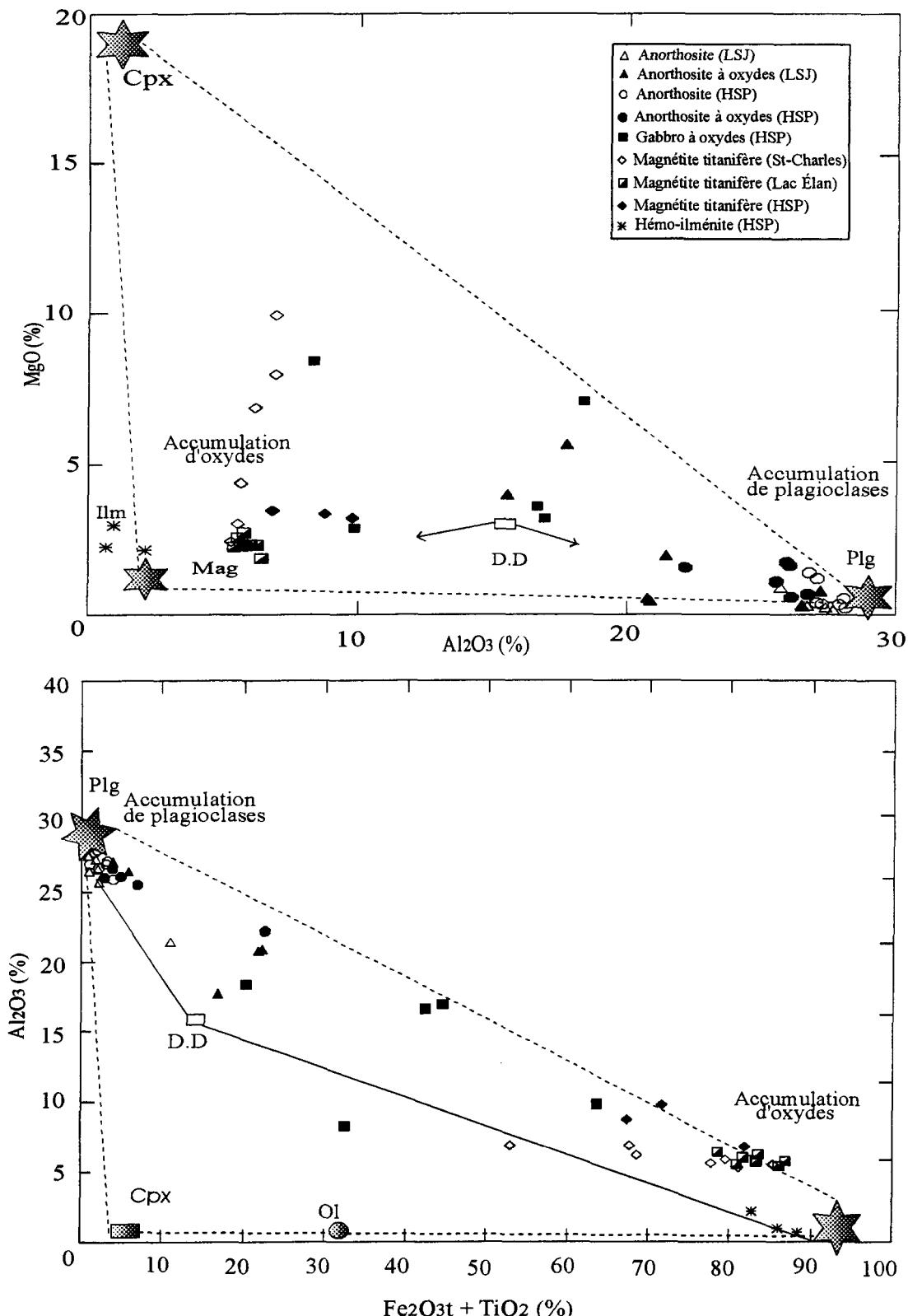


Figure 4.6 : Diagrammes binaires illustrant la cristallisation fractionnée des différents faciès à partir d'un liquide dioritique. Al_2O_3 vs MgO et $Fe_2O_3t + TiO_2$ vs Al_2O_3 . Plg (plagioclase), D.D (dyke de diorite), Mag(magnétite), Ilm (ilménite), Cpx (clinopyroxène), Ol (olivine).

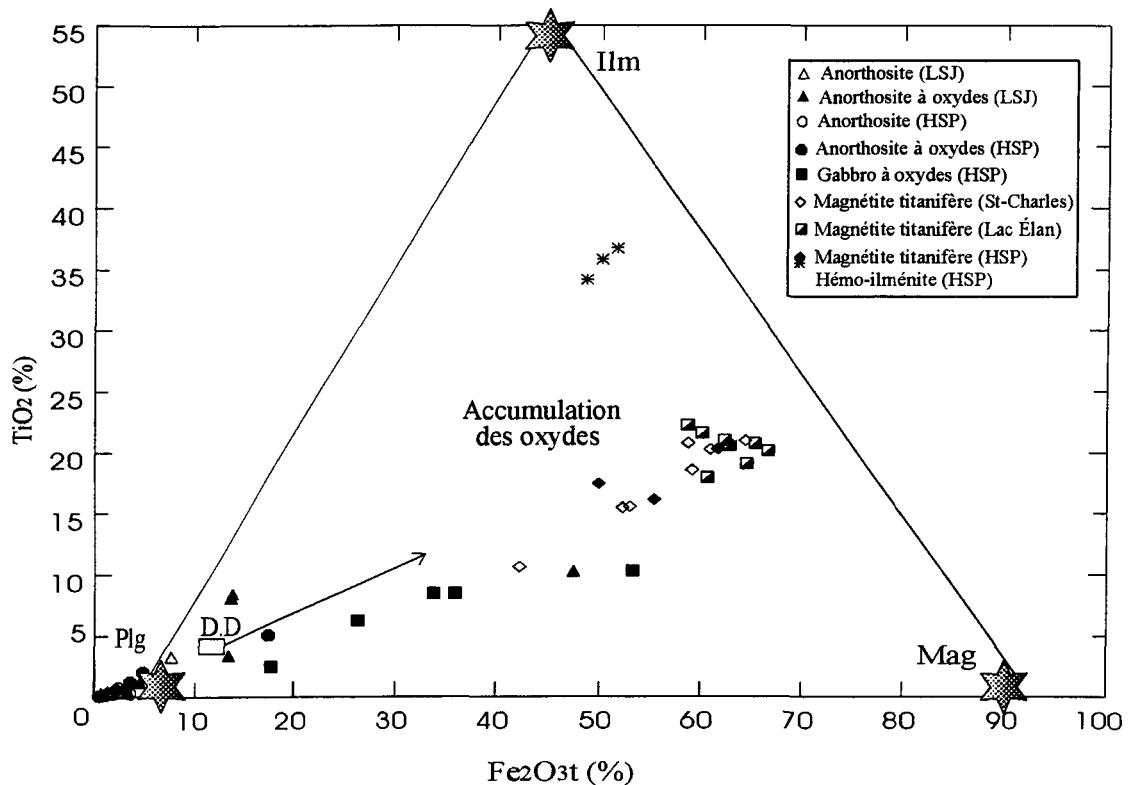


Figure 4.7 : Diagramme binaire $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ vs TiO_2 illustre la cristallisation fractionnée des différentes lithologies à partir d'un liquide dioritique. Plg (plagioclase), D.D (dyke de diorite), Mag (magnétite), Ilm (ilménite), Cpx (clinopyroxène).

renferment 75 à 82% d'oxydes Fe-Ti, 15 à 27% de plagioclase et de 3% de liquide. Les hémo-ilménites ont de 3% de liquide, 5% de silicates et de 92% d'oxydes.

Le $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ vs TiO_2 (Figure 4.7) illustre le lien entre le liquide et les différents types de roches. Ces roches se trouvent à l'intérieur d'un triangle ilm-mag-liq situées généralement le long d'une droite linéaire à partir du liquide de diorite. Ceci montre que les échantillons de magnétite titanifère contiennent jusqu'à 40% d'ilménite et que les hémo-ilménites renferment jusqu'à 24% de magnétite.

D'autres diagrammes binaires ont été tracés pour mieux représenter le liquide dioritique. Les roches anorthositiques consistent en cumulâts de plagioclase et des quantités variables de liquide piégé. Cette composition devrait ramener à une pente positive sur les diagrammes $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ vs La et $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ vs Sm (figure 4.8) indiquant ainsi le mélange de plagioclase-liquide. Cette tendance résulte du fait que ces deux éléments sont incompatibles en plagioclase et en conséquence la quantité de ces deux éléments devrait augmenter avec la quantité du liquide emprisonné dans la roche. Cette interprétation est en accord avec la figure (4.8); à savoir que la composition de ce liquide est en équilibre avec les anorthosites et les oxydes.

Une autre approche a été mise en jeu pour contraindre le magma parental à partir d'un logiciel Pele (version 5.00) programmé par A.E. Boudreau (copyright 1998-2003,

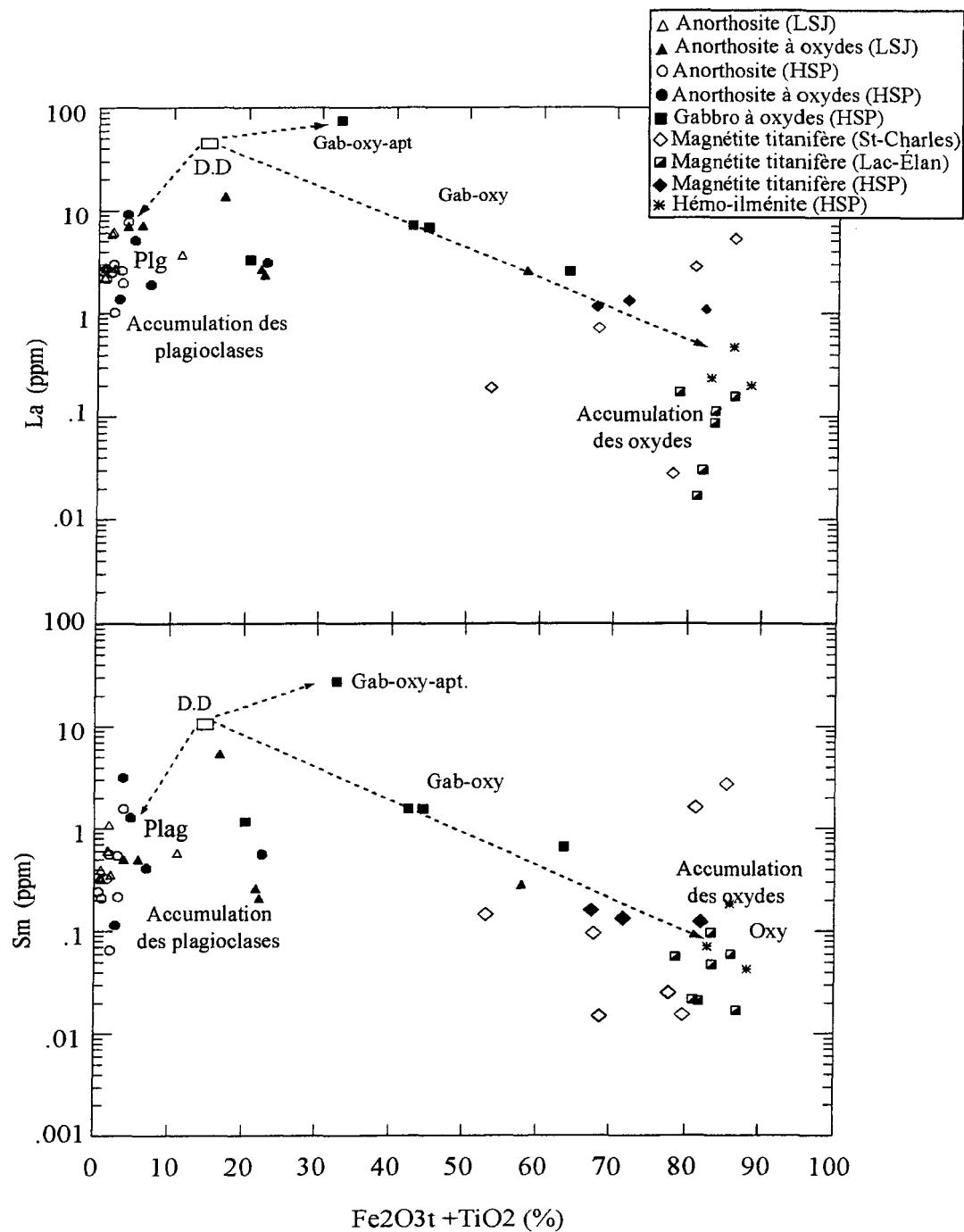


Figure 4.8 : Diagrammes binaires illustrant les résultats de la modélisation (accumulation de plagioclase et des oxydes) Fe₂O₃t + TiO₂ vs La, et Sm.
 Plg (plagioclase). Oxy (oxydes). Gab-oxy (Gabbros à oxydes). Gab-oxy-apt (gabbros à oxydes et apatite).

Duke University), basé sur des algorithmes et des banques de données de Ghiorso (1985) et Ghiorso et Sack (1994). Ce logiciel permet de faire évoluer une composition lithogéochimique à l'équilibre ou en cristallisation fractionnée en produisant l'assemblage des phases cristallisées. Les liquides expérimentaux de Toplis et Carroll (1995) permettent la cristallisation par fractionnement de plagioclase (An_{62}), de clinopyroxène (Di_{77}) et de l'olivine (Fo_{74}). Cependant, ces phases solides sont moins évoluées que celle de (LSJ) et de HSP. Par contre, les dykes de diorites permettent la cristallisation d'olivine (Fo_{69}), plagioclase (An_{56}) de magnétite et de clinopyroxène (Di_{75}). Ceci renseigne sur un magma parent plus évolué, ce qui favorise la génération des différents faciès étudiés à partir d'un liquide de nature dioritique.

4.3.6. Sommaire des résultats

Les analyses chimiques dévoilent des éléments à comportement compatible ($D > 1$) : le Na_2O , Eu et le Sr. Ces éléments sont présents en quantité importante dans le plagioclase par rapport au magma. Au fur et à mesure que l'anorthosite andésine cristallise le contenu en Na_2O dans le liquide diminue.

Les éléments à comportement compatible dans la séquence de cristallisation sont représentés par : Fe_2O_3t , TiO_2 , MgO , MnO et le Ni. Ils diminuent de façon linéaire avec l'augmentation de Al_2O_3 et indiquent le fractionnement de la magnétite et de l'ilménite.

Les relations de terrain, les relations pétrographiques, géochimiques et la minéralogie essentiellement anhydre suggèrent fortement que les échantillons n'ont pas été affectés par une contamination significative.

Les tendances observées dans les diagrammes binaires, suggèrent que les anorthosites, et les oxydes peuvent être produits à partir d'un liquide de nature ferrodioritique.

La calcite normative moyenne de plagioclase de l'anorthosite de HSP (An_{45}) comparé à celle de LSJ (An_{47}) rejoint les observations de terrains voulant que l'anorthosite de HSP soit généralement plus tardive ou plus différenciée que l'anorthosite de LSJ.

En générale, les magmas qui reconstituent HSP et LSJ et l'anorthosite des deux secteurs ont des contenus semblables en SiO_2 , TiO_2 et K_2O et tous les deux sont enrichies en Fe_2O_3t et Al_2O_3 comparé aux basaltes tholeiitiques. Le magma de HSP est plus évolué que le magma de LSJ comme suggéré par tous les indicateurs compositionnels communs (Sr, Cr, V).

CHAPITRE V

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

5.1 Introduction

L'approche dans ce chapitre est d'élaborer le modèle de mise en place de la minéralisation de Fe-Ti dans les suites snorthositiques de Lac-Saint-Jean et de Havre Saint-Pierre et d'en évaluer leur potentiel économique. Pour répondre aux questions énoncées dans la problématique, la démarche à poursuivre consiste à introduire les résultats géologiques, pétrographiques et géochimiques obtenus à partir des études réalisées dans les chapitres précédents et de faire une comparaison des suites étudiées par rapports aux autres gisements connus.

5.2 Le contexte de mise en place

Les massifs anorthositiques sont vivement liés aux gîtes d'oxydes. Les anorthosites d'âge protérozoïque sont principalement concentrées dans la Province de Grenville et la Province de Nain (Ashwal, 1993). D'après plusieurs observations dans le Complexe de Nain (Wiebe, 1978), de Morin (Martignole, 1975), dans l'Intrusion de Harp Lake

(Emslie, 1980) et l'extrême est de Havre Saint-Pierre (Bergeron, 1986), les roches de compositions anorthositiques occupent la partie centrale des massifs intrusives, alors que les roches enrichies en Fe-Ti se situent entre les anorthosites et les adamellites (charnockites, syénites et mangérites). Les masses anorthositiques de Nain, de Harp Lake, de Michikamau de la Province de Nain au Labrador, possèdent encore des textures ignées originelles, non déformées et non métamorphisées (Emslie et Duchesne, 1984). Elles sont datées de 1,4 à 1,3 Ga et se sont mis en place dans des bassins d'arrière-arc en extension (Corrigan et Hanmer, 1997). Les masses anorthositiques de la Province de Grenville, comme celles d'Adirondacks, de Morin, de Lac Allard, de la Rivière Romaine et de Lac-Saint-Jean (1,2 à 1,0 Ga), sont pour la plupart déformées à divers degrés (Duchesne, 1984). Il était largement admis que les suites grenvillienes de pétrologie identique sont de caractère anorogénique (McLellard, 1989; Emslie et Hunt, 1990). Selon Emslie et Hunt (1990), l'événement grenvillien comme l'événement Elsonien au Labrador a été presque dans toute la province, une période de génération de magmas mantelliques et de magmas siliceux qui se sont mis en place dans la croûte. Ce type de magmatisme est compatible avec un réchauffement important. De telles conditions accentueraient la possibilité qu'une déformation étendue et intense ait agi sur une lithosphère affaiblie par la chaleur.

Les travaux récents ont défié le consensus anorogénique. Les anorthosites sont soit post-orogéniques, liées à une délamination de la lithosphère subcontinentale suivant l'épaississement et le décollement crustale (Corrigan et Hanmer, 1997) ou syn-

orogénique, synchrone avec le chevauchement représentant le début de l'orogène grenvillienne (Rivers, 1997).

Les études régionales sur la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean indiquent une mise en place dans un environnement tectonique calme. Cette suite s'est mise en place entre 1160 et 1140 Ma (Higgins et van Breemen, 1992). Woussen et al. (1981) ont suggéré une montée des anorthosites par diapirisme à l'état solide et à températures décroissantes. Higgins et van Breemen (1992) ont contredit cette interprétation. Il s'agit plutôt d'une ascension de magmas à travers des zones de cisaillement subverticales et en décrochement sous un régime tectonique de convergence. Corrigan et Hanmer (1997) proposent à leur tour une mise en place sous extension crustale qui suit l'épaississement lié au chevauchement.

Les études réalisées sur la région de Havre Saint-Pierre ont permis de reconnaître le groupe de Wakeham. Ce groupe présente les caractéristiques d'une séquence de rift terrestre continentale (Davidson, 1998). Il est composé essentiellement d'un empilement de roches sédimentaires et volcaniques. Dans sa partie ouest on y distingue des roches d'une suite mafique gabbroïque datées à $1175+5/-4$ Ma (Martignole et al., 1994). Cet âge correspond à des événements anorogéniques. Ce groupe est ceinturé par des roches déformées et métamorphisées et il est bordé par le complexe de Buit.

Âge (Ma)	Événement géologique dans la partie ouest du groupe de Wakeham	Orogénies dans la Province de Grenville
- 900		
- 1000	Formation du Complexe de Buit et chevauchement du groupe de Wakeham et du Complexe de Buit sur la Suite anorthositique de Havre St-Pierre	Orogénie Ottawienne
- 1100	Suite anorthositique de Havre Saint-Pierre	
	Suite mafique gabbroïque (Robe-Noire)	
- 1200		
- 1300		Orogénie Elzévirienne
- 1400		
- 1500		Orogénie Pinwarienne
	Sédimentation du groupe de Wakeham	
- 1600		
	Socle ?	

Figure 5.1 : Âge des principaux événements géologiques dans la partie ouest du groupe de Wakeham (modifié de Madore et al., 1999)

Cette déformation affecte aussi les roches anorthositiques de HSP au cours de l'orogenèse Ottawienne (~1000 Ma (figure 5.1).

5.3 Les sources possibles du magma parental

L'association entre les roches mafiques, ultramafiques et les oxydes est une constante dans le plutonisme de plusieurs secteurs de l'Est canadien. Cette association peut dériver de la différenciation d'un magma unique d'où, l'hypothèse de la consanguinité réelle; elle peut aussi dériver de la consolidation de deux ou plusieurs magmas d'où, une relation essentiellement spatiale (Martignole, 1975). De plus, la présence de grandes quantités de roches acides (adamellites) autour des complexes anorthositiques à conduit plusieurs auteurs (Balk, 1931; Philpotts, 1966) à imaginer un magma parental allant de diorite à granodiorite.

Dans le plutonisme de LSJ et de HSP, le magmatisme dérivait du manteau et de la croûte inférieure selon Emslie et Hunt (1990). Ce magmatisme se caractérise par une source basique qui semble liée au magma alcalin (dykes de diorite de Lac à Paul) (voir chapitre IV). Cette constatation se traduit sur les profils des terres rares et les diagrammes multi-éléments par un enrichissement en ÉTR légers, en éléments incompatibles et par l'absence d'anomalie en Eu. Théoriquement, en se basant sur le logiciel de Pele, le liquide dioritique a permis de fractionner l'olivine (Fo_{69}), le plagioclase (An_{56}), la magnétite et le clinopyroxène (Di_{75}) ce qui constitue un magma qui a pu générer les différentes faciès de LSJ et de HSP.

Une composition connue d'un liquide parental qui est semblable, a dû être recherchée. En effet, les gabbros à oxydes de HSP contiennent probablement un plagioclase cumulât (l'anomalie en Eu est masquée par la présence de l'apatite), une olivine magnésienne et de l'apatite (profil plat), ce qui indique un comportement possible de la composition d'un liquide dioritique. Hors, les concentrations de ces gabbros à oxydes ($\text{SiO}_2 = 33,19\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} = 25,52\%$) ne présentent pas la composition des liquides expérimentaux proposés par Toplis et Carroll (1995) (18% $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ et 48% SiO_2). Par conséquent, ils ne peuvent pas jouer le rôle d'un magma parental. De plus, la modélisation par les liquides expérimentaux de Toplis et Carroll (1995) renseigne sur un magma moins évolué et ne permettent pas de fractionner des phases d'olivine (Fo_{69}), de plagioclase (An_{56}) et de clinopyroxène (Di_{75}). En conclusion, les échantillons des dykes de diorite de Lac à Paul ont bien répondu à la modélisation et sont interprétés comme étant représentatifs du liquide à partir duquel les autres unités auraient cristallisées.

5.4 La génération de la minéralisation en Fe-Ti

Pour générer un gisement riche en oxydes Fe-Ti et V, trois mécanismes ont été mises en avant : a) processus d'immiscibilité, b) la cristallisation fractionnée et 3) la contamination.

Les études présentées aux chapitres III et IV sont compatibles avec le modèle de la cristallisation fractionnée comme mécanisme principal de contrôle. En dépit de cet accord au modèle de la cristallisation fractionnée, la texture et le fractionnement

qu'affiche le plagioclase, l'individualisation d'un liquide constitué principalement de plagioclase et d'un liquide formé de pyroxène, d'apatite et des oxydes, suggèrent que les roches ont évolué comme une phase mafique et une phase plagioclasique, ce qui évoque naturellement l'hypothèse de l'immiscibilité.

La séparation d'un liquide en deux phases immiscibles l'une riche en fer et l'autre riche en silice a été prouvée par le diagramme ternaire de Roedder (1956). Freestone (1978) a démontré que l'addition de 3% de TiO_2 et 1% de P_2O_5 dans le système pseudoternaire de leucite-fayalite-silice élargit considérablement le champ de l'immiscibilité du système (figure 5.2). Les travaux de Naslund (1983), ont souligné également, l'effet marqué de la $f\text{O}_2$ dans l'élargissement du champ de l'immiscibilité dans le système $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ auquel il a ajouté des quantités variables de CaO , Na_2O , Al_2O_3 , MgO , P_2O_5 et TiO_2 . Naslund (1983) a aussi observé que les cations à fort potentiel ioniques (Fe^{3+} , Ti^{4+} , P^{5+}) provoquent un élargissement du champ d'immiscibilité.

Suite à ces constatations, nous avons essayé de tester cette hypothèse en projetant la composition des dykes de diorites de Lac à Paul et les anorthosites de LSJ et de HSP sur le diagramme ternaire de fayalite-leucite-silice (figure 5.2). On a remarqué que les échantillons se trouvent effectivement dans deux domaines distincts, mais à l'extérieur du solvus de Freestone (1978). En raison de ces différences, il est évident que l'immiscibilité n'est pas un processus approprié pour la formation des gîtes d'oxydes.

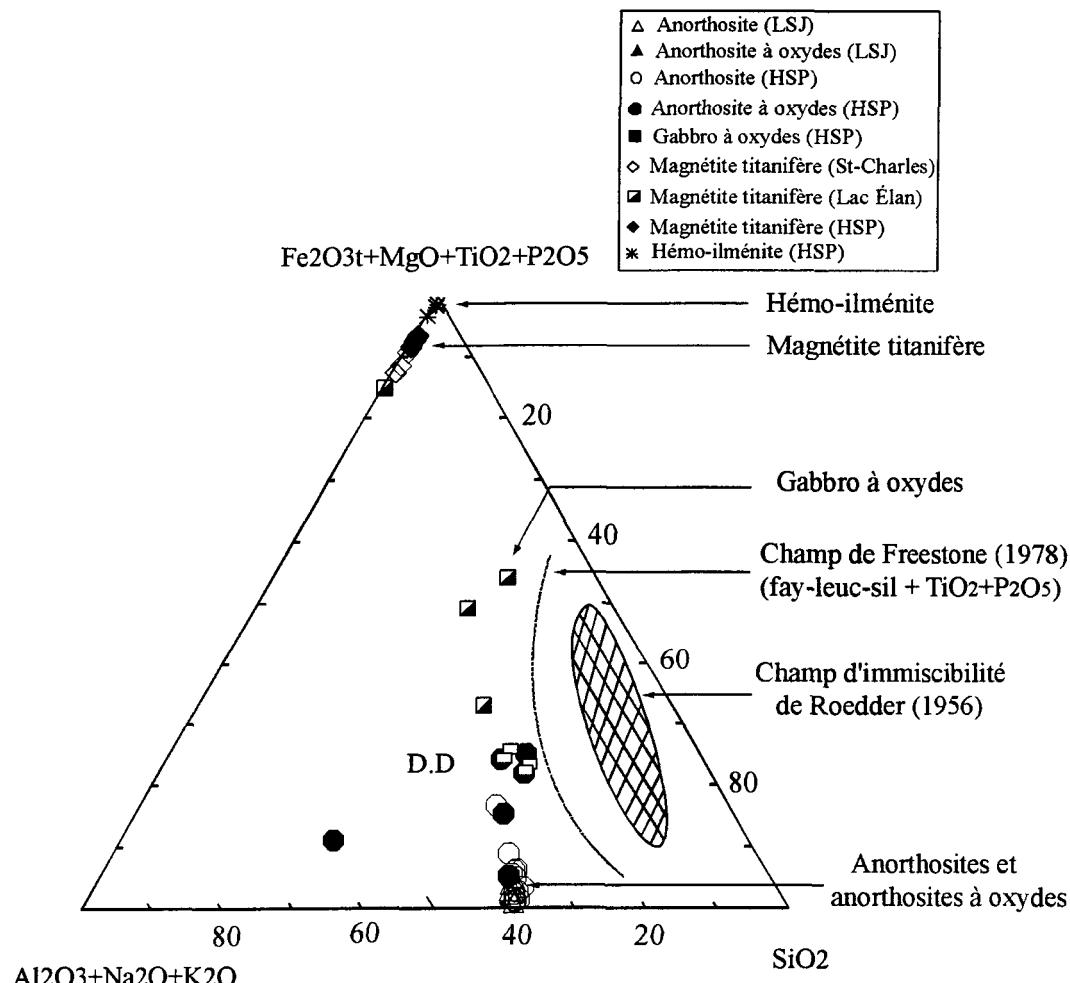


Figure 5.2 : Diagramme ternaire de Roedder (1956) et son extension de Freestone (1978) qui résulte de l'addition de 3% TiO_2 et 1% P_2O_5 . Ce diagramme illustre la composition des dykes de diorite(D.D) de Lac à Paul, des anorthosites, des anorthosites à oxydes, et des gabbros à oxydes de Lac-Saint-Jean et de Havre Saint-Pierre.

Par contre, les attributs géochimiques et minéralogiques du complexe anorthositique de LSJ et de HSP démontrent que les matériaux dioritiques peuvent être considérés un résidu de la cristallisation fractionnée d'un liquide parent. Ce résidu a donné le cumulat plagioclasic, dont les principaux minéraux sont : le plagioclase, l'olivine, le pyroxène, l'ilménite et la magnétite. L'anomalie en Eu est absente dans le liquide dioritique, ce qui suggère que ce liquide n'a pas connu de cristallisation de plagioclase.

Toutefois, il n'est pas possible, avec les données à notre disposition, de juger s'il s'agit ici d'un seul volume de magma ou de plusieurs injections multiples de magma parental. Le degré de la différenciation pour fournir de nouvelles perspectives dans le fractionnement de ce résidu dioritique est considérablement non défini avec conviction. Dans les complexes d'Adirondacks et Morin, Ashwal (1993) y estime qu'il ya eu un degré de différenciation de 75 à 80% pour les liquides enrichies en Fe-Ti-P. Nous concevons, par la suite, que l'évolution par la cristallisation fractionnée mène à un enrichissement en Fe-Ti en raison de la cristallisation précoce de plagioclase.

Par ailleurs, dans certains gisements, la génération des oxydes de Fe-Ti peut être affectée et modifiée par la contamination. Ce processus est le résultat soit : 1) de mélange d'un magma mafique et d'un magma felsique dérivé de la fusion partielle de la croûte ; soit 2) dû à l'implication des fluides de plusieurs origines. Dans cette étude, les observations de terrain, les relations pétrographiques et les faibles concentrations de K et de Rb prouvent que les roches de LSJ et de HSP ne sont pas affectées par une

contamination significative. Par conséquent, la contamination n'a eu aucune implication dans la formation de ces gîtes.

5.5 Développement et formation des dépôts de Fe-Ti

Les couches d'oxydes sont constituées par des agrégats de cristaux de magnétite, d'ilménite, et d'une certaine proportion de liquide interprécipité. La conversion de ces assemblages de cristaux + liquide en couches essentiellement monominérales, est le sujet de plusieurs débats sur les roches ignées.

En premier lieu, les résultats de Pele suggèrent que le liquide dioritique va cristalliser tout d'abord de l'olivine, suivi de l'olivine et du plagioclase et par la suite de l'olivine, du plagioclase et des oxydes. Les proportions d'olivine, de plagioclase et d'oxyde dans le cumulât devrait être 17, 60, et 23. Le clinopyroxène est la phase tardive de cette cristallisation et les proportions seront : 7, 61, 20, et 12.

La cristallisation de plagioclase aurait comme conséquence la formation d'anorthosite et, le liquide résiduel s'enrichi davantage en Fe-Ti. La composition du magma en Fe-Ti et les conditions de fO_2 et de T influent la saturation du magma en oxydes, qui tendent à précipiter et à cristalliser les oxydes. Sous l'effet de la gravité, une grande quantité d'oxydes s'accumule pour former des couches stagnantes de magnétite titanifère et d'hémo-ilménite. La formation de ces couches dépendra largement ; a) du volume relative de chaque phase riche en fer : ilménite, magnétite,

olivine fayalitique, b) des taux de diffusion des ions requis du liquide et, c) de l'arrangement gravitationnel des cristaux (gravitational settling) (Sparks et al., 1980).

Vernon (1970) a noté que les phases cumulâts sont constituées des grains polygonaux avec des interfaces légèrement incurvées formées par agglomération (sintering). Le liquide en présence doit être expulsé graduellement durant le recuit (annealing). Les grains vont ensuite se développer ensemble pour remplacer l'espace en formant des grains polygonaux de 120° marquant une densification du matériel aggloméré (figure 5.3.a, b, c). Ainsi, la jonction triple entre les grains est le résultat d'un processus de reajustement à l'état solide sous l'influence d'une énergie interfaciale. Il en résulte un développement d'angles interfaciaux entre les phases coexistantes. Ce reajustement contribue à de grandes variétés de microtextures observées (figure 5.3.d), et à des diffusions et des échanges faciles entre les oxydes (Lindsley, 1964 et Duchesne, 1972). Ces évidences microtexturales sont prouvées par les valeurs enregistrées par Spry (1969) sur les dépôts de Jerlend (Rogaland). Selon le même auteur, les bordures entre deux grains d'ilménite et un grain d'orthoclase se réunissent à 130° . Ce qui prouve que l'énergie de bordure entre ilménite et ilménite (120°) est moins qu'entre ilménite et orthoclase (130°). Ces données indiquent clairement que l'ilménite a une tendance à mouiller la bordure des silicates et par conséquent, le minéral montre un caractère interstitiel même s'il est un minéral de cumulât (Duchesne, 1999). Ce caractère interstitiel donne de bonnes évidences de la capacité des oxydes à migrer par fluage vers des structures de pression à l'état solide (Duchesne, 1999).

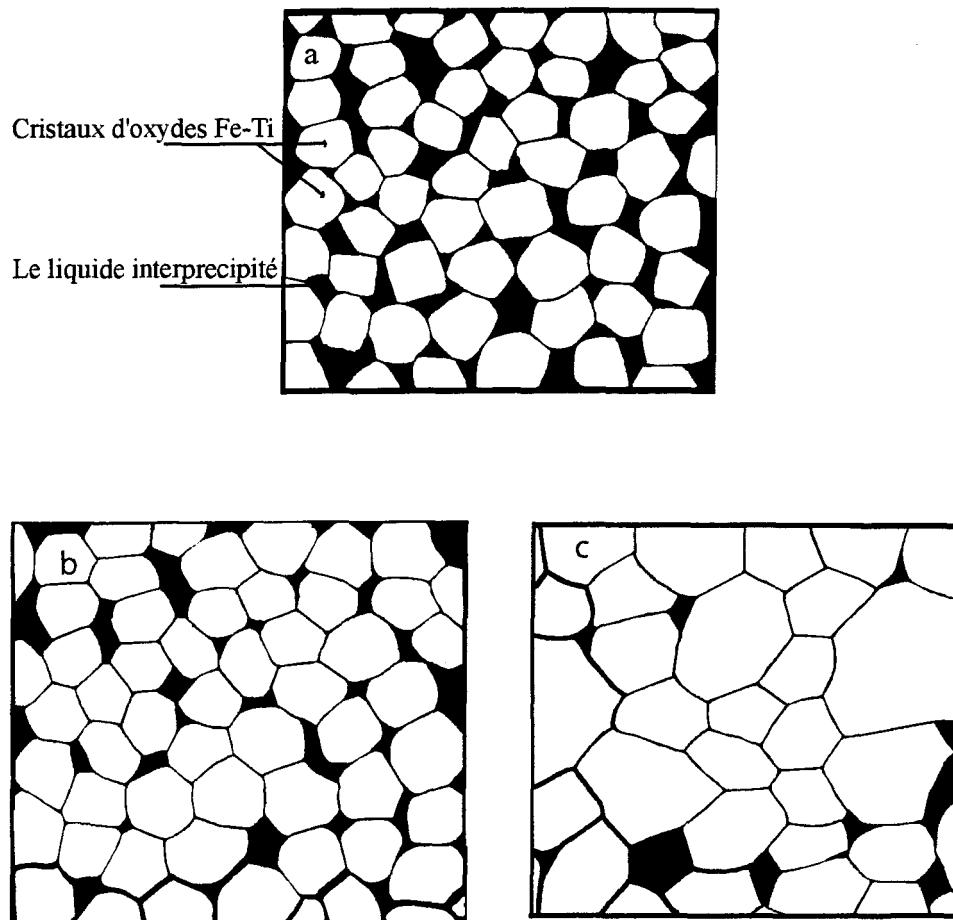


Figure 5.3 : a) La croissance des cristaux commence à partir du contact mutuel entre les angles des grains. b) Expulsion graduelle du liquide interprecipité et remplacement de l'espace en formant des grains polygonaux. c) Le produit final du recuit (annealing) illustrant les grains polygonaux à jonction triple (modifié de Reynolds, 1985).

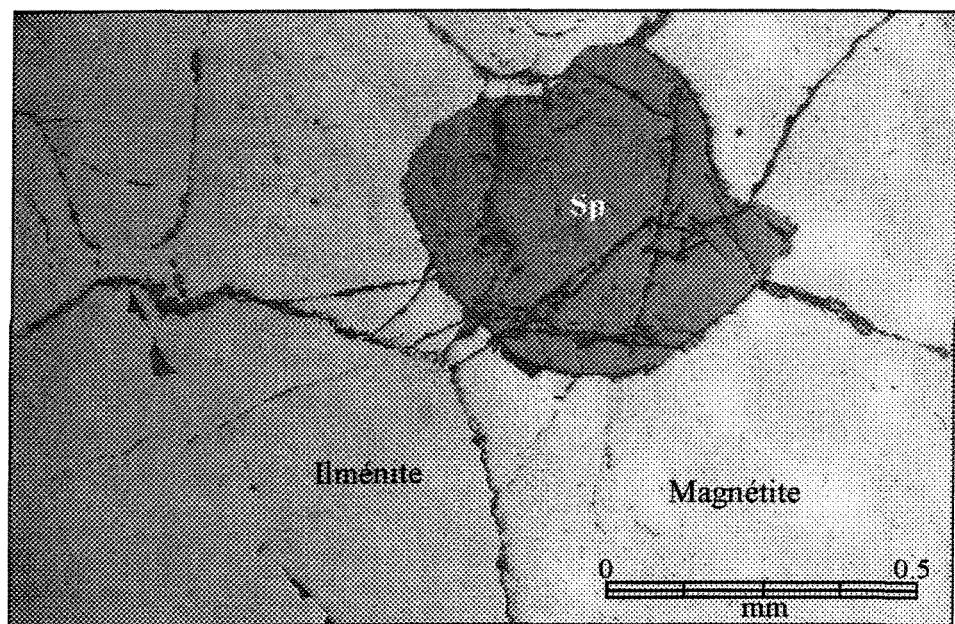


Figure 5.3.d : Microphotographie d'une lame mince montrant la jonction triple entre les grains de magnétite et d'ilménite. Sp (spinelle).

5.6 Conclusion : le modèle de l'évolution magmatique

En conclusion nous formulons le modèle suivant pour expliquer la formation des gîtes d'oxydes de Lac-Saint-Jean et de Havre Saint-Pierre. La figure (5.4) schématise synoptiquement les étapes de l'évolution magmatique des oxydes Fe-Ti des 3 régions :

1. Emplacement d'un liquide magmatique de nature dioritique. Ce magma est considéré comme représentant du magma parental des anorthosites, des gabbros à oxydes et des oxydes Fe-Ti des suites de LSJ et de HSP.
2. Précipitation du plagioclase et montée d'une colonne plagioclasique (chargée de cristaux de plagioclase) par dipir ou à travers des zones de cisaillements.
3. Cristallisation et accumulation des cristaux de plagioclase, suivi d'un enrichissement du liquide résiduel en Fe-Ti.
4. Le magma saturé en Fe-Ti est soumis à des conditions de fO_2 et de T, qui favorisent la précipitation et la cristallisation des oxydes. La magnétite cristallise à haute fO_2 au fur et à mesure que la température diminue. Cette oxydation conduit à la formation de Fe^{2+} et Fe^{3+} .

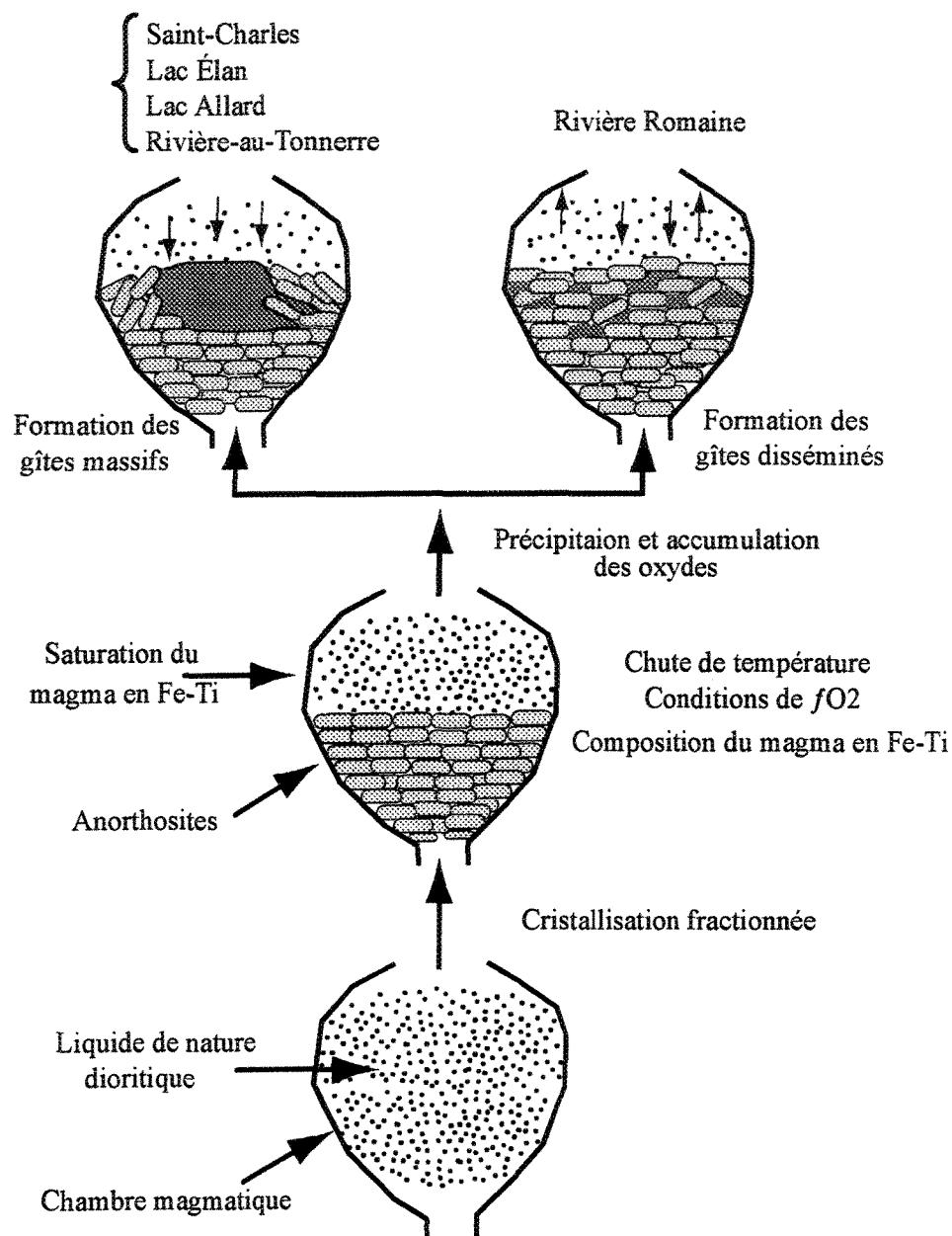


Figure 5.4: Modèle de mise en place des dépôts d'oxydes Fe-Ti de la région de Lac-Saint-Jean (Saint-Charles et Lac Élan) et de région de Havre Saint-Pierre (Rivière Romaine, Rivière-au-Tonnerre et Lac Allard)

5. L'ilménite cristallise à un stade avancé de l'évolution magmatique des complexes anorthositiques. L'ilménite est soumise à des conditions de faible fO_2 .
6. Sous l'effet de la gravité, les cristaux d'oxydes vont s'accumuler sur le plancher de la chambre magmatique formant des couches qui sont, soit emprisonnées dans la roche pour former un gîte disséminé (Massif de la Rivière Romaine), soit, s'infiltrer, pour former des gîtes massifs, entièrement, encaissés dans l'anorthosite.
7. Expulsion graduelle du liquide piégé et réajustement des grains à l'état solide formant des jonctions triples.
8. Les conditions de la température et de la fO_2 interviennent dans l'évolution des microstructures observées dans les oxydes. Les exsolutions de l'ilménite dans la magnétite se trouvent à une forte fO_2 et entre 700-1000°C (Buddington et Lindsley, 1964). Une diminution de la fO_2 contribue à la formation des exsolutions de l'ulvo-spinelle, alors que les exsolutions de l'hématite prennent place entre 500 et 700°C.

5.7 Le potentiel économique

Suite aux études et aux considérations précédentes dans les chapitres précédents, il est nécessaire de retenir certains indices qui peuvent servir de guide dans la prospection des gîtes d'ilménite et de magnétite.

La présence d'une vaste quantité d'anorthosite renseigne sur la cristallisation d'une large quantité de composantes plagioclasiques qui, par conséquent, peut donner naissance à des concentrations importantes de résidus enrichis en Fe-Ti. La présence d'ilménite et de magnétite comme minéraux accessoires dans les anorthosites peut être considérée comme une épreuve dans l'évaluation d'un massif anorthositique en vu d'y trouver des sites d'oxydes massifs en Fe-Ti. La présence d'amas importants de ferrodiorites associés aux anorthosites indique la possibilité d'un enrichissement très prononcé en Fe-Ti, car ils constituent des sites privilégiés pour la formation d'oxydes massifs.

Aspects économiques des gîtes de Fe-Ti et V par secteur

Lac Élan: les horizons de la magnétite titanifère se composent, généralement, d'environ 50% de magnétite, 45% d'ilménite et 5% de spinelle. La composition de ces roches est relativement régulière avec 50% de Fe_2O_3 , 15 à 20% de TiO_2 et 0,5 à 0,6% de V. La quasi-totalité du V est logé dans la magnétite titanifère, seule une teneur résiduelle est présente dans l'ilménite. Ces données semblent très similaires à l'indice de Buttercup situé à quelques kilomètres de lac Élan. On y rapporte des réserves de

3,5Mt de minerai, titrant 49% de Fe, 19% TiO₂ et 0,67% V (Perreault, 2001). Cependant, la limite inférieure du V qui peut être traitée, est de 1%. De plus, les horizons de magnétite titanifère de Lac Elan sont étroits. Ceux observés ont au maximum 4 mètres d'épaisseur sur une longueur maximale de 100 mètres. Il sera donc ardu d'y accumuler des ressources considérables.

Saint-Charles : La zone est particulièrement importante en raison de sa longueur considérable (360m de largeur sur 1,8 km). Il existe un grand nombre de gisements de magnétite titanifère dont la plupart sont distribués irrégulièrement. Des teneurs en 38-52% Fe₂O₃, 10 à 22% TiO₂ et 0,3% V₂O₅ semblent présentes de bonnes perspectives pour la mise en valeur d'un fort tonnage. Néanmoins, la teneur en titane des magnétites titanifères de Saint-Charles est inférieure à celle des ilménites du commerce. Le gisement est considéré simplement comme minerai de fer, il ne peut concurrencer le minerai de fer du nord-américain qui est disponible en grande quantité (Waddington, 1948). Son exploitation dépendra probablement de la production de fer ou d'acier comme produit principal ainsi que de plusieurs sous-produits obtenus de ses autres constituants.

Havre Siant-Pierre : Les renseignements donnés dans ce mémoire sur Havre Saint-Pierre sont nécessairement incomplets à cause du faible échantillonnage par rapport à la vaste étendue du territoire. Ainsi, en collaboration avec les études et les observations effectuées précédemment on peut avoir une idée générale sur le potentiel économique des secteurs de la Rivière Romaine, de Lac Allard et de la Rivière-au-Tonnerre.

a) Le Massif de la Rivière Romaine est formé d'une minéralisation en magnétite titanifère disséminée dans la roche en très petites granules, ce qui donne l'impression d'importante concentration. Mais elles doivent être très minces et superficielles. La concentration principale, selon Claveau (1949), est représentée par un amas central sous forme de veine située au nord de la Rivière Romaine et orientée vers les zones de déformation de l'anorthosite. Cependant, cet amas qui est sous forme de veine massive, est de dimensions métriques et elle s'amincit vers l'est. Il y'a donc peu de suggestions concernant la recherche de gisements d'oxydes de valeur commercial dans ce secteur.

b) Le Massif de Lac Allard est l'hôte d'un gisement de Ti de classe mondiale, exploité par QIT-Fer et Titane inc. depuis 1948. Plusieurs affleurements minéralisés ont été identifiés. Ce sont surtout des gîtes d'ilménite et la plupart se situent sur la rive est du Lac Allard (Hocq, 1982). Ce gîte est de dimensions considérables sous forme d'oxydes massifs lenticulaires, de corps tabulaires ou de dykes estimés à plusieurs millions de tonnes (Hammond, 1952).

Les échantillons provenant de Lac Allard présentent une minéralisation composée de 34 à 36% de TiO_2 , et 50% de FeOt. Ces résultats se rapprochent des analyses de 6 dépôts d'ilménite, de la même région et décrites par Retty (1944) (tableau 5.1). Ces analyses ont une teneur en Fe plus élevée que celle du TiO_2 indiquant des exsolutions en hématite-ilménite référencés aux hémo-ilménites (Buddington and Lindsley, 1964).

Toutefois, les données à notre disposition ne permettent pas encore de proposer des modèles métalogniques définitifs. Il est possible qu'un travail plus détaillé puisse fournir des résultats plus encourageants et opportuns pour poursuivre des recherches en ce sens dans cette région.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
FeO	41,18	45,08	43,33	43,41	45,01	43,64
TiO ₂	3,00	3,98	35,89	38,14	32,24	37,79
SiO ₂	2,57	1,78	0,96	0,87	1,36	1,42
P	-	-	-	0,05	-	-
S	0,47	0,16	0,16	0,16	0,14	0,11
V	0,08	0,03	0,03	0,03	0,02	0,19

Tableau 5.1 Analyse des ilménites massives de Lac Allard (Retty, 1944)

c) Le Massif de la Rivière-au-Tonnerre indique une composition de 49 à 55% de FeOt, 16 à 20% de TiO₂ et 3,48 de MgO dans les échantillons analysés. La teneur en Fe est très importante que celle du TiO₂. L'étude des sections polies a démontré que l'hématite est intimement liée à l'ilménite ce qui pourrait rendre la séparation un peu difficile. La région renferme un gîte de 1500 tonnes, particulièrement dans le secteur du Lac de la Chaloupe qui est la cible la plus importante d'intérêts économiques.

RÉFÉRENCES

- 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, 422p. Berlin Heidelberg New York.
- Avramtchev, L., 1993. Carte Minérale de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Québec. PRO93-07.
- Balk, R., 1931., Structural Geology of the Adirondacks anorthosite. *Mineralogische Mitterlungen*, Leipzig, neue Folge Band 41, 3: 308-434.
- Bedard, L. P. et Barnes, S.-J., 2002. A comparison of N-type semi-planar and coaxial INAA detectors for 33 geochemical reference samples. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 254 : 485-497.
- Bergeron, M. 1972. Étude minéralogique du mineraï d'hémo-ilménite du Lac Tio, Québec. Thèse de Maîtrise. Université de Montréal, 125 pages.
- Bergeron, M., 1986. Minéralogie et géochimie de la suite anorthositique de la région de Lac Allard, Québec : évolution des élément mafiques et origine des gîtes massifs d'ilménite. École Polytechnique, Montréal. Thèse de Doctorat, 485 pages.
- Bowen, N.L., 1917. The problem of anorthosites. *Journal of Geology*, 25 : 209-243.
- Buddington, A. F., et Flaherty, Y., Vlasisidis, A., 1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. *American Journal of Sciences*, 253: 497-532.
- Buddington, A.H. et Lindsley, D.H., 1964. Iron-Titanium oxide Mineral and Syntetic Equivalents. *Journal of Petrology*, 5 : 310-357.
- Buddington, A.F., 1972. Differentiation trends and parental magmas for anorthositic and quartz mangeritic series, Adirondacks, New York. In: Shagam R, Hargraves R,

- Morgan W, Van Houten F, Burk C, Holland H, Hollister L (eds) Studies in Earth and Space Science. Geological Society of American, 132:477-488
- Charmicael, I. S. E., et Nicolls, J., 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanics rocks. *Journal of Geophysics Research*, 72 : 4665-4687.
- Campbell, I.H., Naldrett, A. J., et Barnes, S. J., 1983. A model for the origin of platinum-Rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. *Journal of Petrology*, 24 : 133-165.
- Cimon, J. 1998. Le Complexe de Sept-îles : l'unité à aptite de la Rivière des Rapides, Complexe de Sept-îles; Localisation stratigraphique et facteurs à l'origine de sa formation. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec. Modèle. ET 97-05.
- 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, 2 pages.
- Corrigan, D., et Hanmer, S. 1997. Anorthosite 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. Chevauchement et décrochements grenvilliens : comparaison des styles structuraux des secteurs Manitou, Manicouagan et Chicoutimi. Programme et résumés 1999. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 99-03, 28 pages.
- Davidson, A., 1995. Review of the Grenville orogen in its North American type area. *AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics*, 16 : 3-24.
- Davidson, A., 1998., Survol de la géologie de la Province de Grenville, bouclier canadien. Chapitre 3, *Géologie du Canada N°7*.
- Demaiffe, D. et Hertogen, J., 1981. Rare earth element geochemistry and strontium isotopic composition of a massif-type anorthositic-charnockitic body : the Hidra massif (Rogaland, SW Norway). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 : 1545-1561.

- Demaiffe, D. Weis, D. Michot, J. Duchesne, J-C., 1986. Isotopic constraints on the genesis of the Rogaland anorthositic suite (southwest Norway). *Chemical of Geology*, 57 : 167-179.
- Denis, B. T., 1932. La région de Simard, compté de Chicoutimi. Services de mines de Québec. Rapport annuel, 29 pages.
- Dimroth, E., Woussen, G., et Roy, D. W., 1981. Geologic history of the Saguenay region, Quebec (Central Granulite Terrain of the Grenville Province): a working hypothesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 88: 106-1522.
- Dion, D.J et Dumont, R., 1994. Données numériques mailles du champ magnétique total résiduel, territoire du Québec. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, MB 94-08X.
- Doig, R., et Barton, J. M., 1968. Ages of carbonatites and other alkalines rocks in Québec. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 5: 1401-14077.
- Duchesne, J-C., Roelandts, I., Demaiffe, D., Hertogen, J., Gijbels, R., et Winter, J., 1974. Rare-earth data on monzonoritic 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., 1972., Iron-Titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sognal massif, South-Western Norway). *Journal of Petrology*, 13 : 57-81.
- Duchesne, J-C., 1990. Origin and evolution of monzonorites related to anorthosites. *Schweiz Mineralogy Petrography and Mitt* 70:189-198.
- Duchesne, J-C., Shärer, U., et Wilmart, E., 1993., A 10 Ma period of emplacement for the Rogaland anorthosite, Norway: evidence from U-Pb ages. *Terra Nova*, 5, 64.
- Duchesne, J. C., 1999. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation. *Mineralium Deposita*, 34 : 182-198.

Dulieux, P.E., 1912. La mine de Saint-Charles. Rapport préliminaire sur quelques gisements de fer de la province de Québec. Rapport du Ministère de Colon. Mines et pêcheries de Québec., 68 pages.

Du Toit, A. L., 1918. Plumasite (corundum-apatite) and titaniferous magnetite rocks from Natal : Geological Society of South Africa, 21 : 53-73.

Eales, H.V., et Robey, J. van A., 1976. Differentiation of tholeiitic Karoo magma at Birds River, South Africa. Contribution to Mineralogy and Petrology, 56: 101-117.

Eales, H.V., Reynolds, I.M., et Gouws, D.A., 1980. The pinel-group minerals of the central Karoo tholeiitic province. Geological Society of South Africa, 83 : 243-253.

Eby, G. N., 1983. The identification of silicate-liquid immiscibility processes using minor and trace élément distributions. In : The significance of Trace Elément in Solving Petrogenetic Problems and Controversies. (Edité par) Augoustitis, S.S., Theophrastus Publications S.A. Athens, Greece : 27-38.

Emslie, R. F., 1969. Crystallisation and differentiation of the Michikamau intrusion. In: origin of anorthosite and related rocks (Y.W. Isachsen. Ed.). N.Y. state Mus. Sci.Serv. Mem. 18, 163-173.

Emslie, R. F., 1970. Liquidus relations and sobsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems. Carnegie Inst. Washington Year-book 69, 148-155.

Emslie, R. F., 1975. Major rocks units of Morin Complex, Southwestern Québec Geological Survey of Canada paper 74-48, 37 pages.

Emslie, R. F., 1978. Anorthosite massif, 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 Elsonian magmatism. Geological Survey of Canada Bulletin, 293 : 1-136.

Emslie, R. F., 1985. Proterozoic anorthosite massif. The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces. Edité par A.Tobi and J.L.R. Touret. NATO ASI Ser C, 158 : 39-60.

- Emslie, R. F., et Hunt, P. A., 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangérite charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville province. *J Geol*, 98: 213-231.
- 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.
- Evans, B.W., et Moore, J.G., 1968, Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Fredette, J., (en cours). Géochimie, pétrographie et potentiel économique en Fe-Ti-V du secteur de Lac à Paul, partie nord de la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, Province de Grenville, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.
- Freestone. I.C., 1978. Liquid immiscibility in alkali-rich magmas. *Chemical geology*, 23: 115-123.
- Fram, M. S., et Longhi, J., 1992. Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthosite complexes. *American Mineralogist*, 77: 605-616.
- Frith, R. A. et Doig, r., 1975., Prekenorean tonalitic gneisses in the Grenville Province. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 9: 652-663.
- Girard. G., 2001. Propriété de titane-vanadium. Rapport d'évaluation avec des notes concernant la Géologie et la Minéralogie.
- Ghiorso, M. S. et Sack, R. O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry : thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas : contributions to Mineralogy and petrology, 108 : 485-510.
- Gobeil, A., Brisebois, D., Clark., T., Verpaelst, P., Madore, L., Wodicka, N., et Chevé, S., 2003. Géologie de la Moyenne Côte-Nord. Ministère des Ressources Naturelles de la Faune et de Parcs.

- Green, J.C., 1983. Geologic and geochemical evidence for the nature and development of the Middle Proterozoic (Keweenawan) midcontinent rift of North America. *Tectonophysics*, 94 : 413-437.
- Hall, A. L., 1932. The Bushveld Igneous Complex of the central Transvaal. *South Africa Geological Survey*, 28: 510 p.
- Hammond, P., 1949. Petrology of Allard Lake ilmenite deposits. *Bulletin Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 52: 634-649.
- Hammond, P., 1952. Allard Lake Ilmenite Deposits. *Economic Geology*, 47 : 634-649.
- Hargraves, R.B., 1962. Petrology of the Allard Lake anorthosite suite, Quebec. In *petrologic Studies (Buddington volume)*. *Geological Society of American*. 193-189.
- Hauk, S. A., Severson, M.J., Zanko, L., Barnes, S-J., Morton, P., Alminas, H., Foord, E.E., et Dahlberg, E.H., 1997. An overview of the geology and oxide, sulfide, and platinum-group element mineralisations along the western and northern contacts of Duluth Complex. In : *Middle Proterozoic to Cambrian Rifting Central North America* (édité par) Ojakangas, Ow., Dickas, B.A., and Green, J.C. *Geological Society of America, Special Paper* 312, 137-185.
- Hébert, C. et Lacoste, P., 1997a. Géologie de la région de Bagotville. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, RG-97-06.
- Hébert, C. et Lacoste, P. 1997b - Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, RG-97-08.
- Hébert, C., 1999a. Guide d'exploration pour l'apatite, le nickel et le cuivre dans la région de Lac à Paul (Saguenay-Lac-Saint-Jean). *Ministère des Recources Naturelles*. PR098-05, 9 pages.
- Hébert, C., 1999b. Emplacement of the Lac-Saint-Jean Anorthosite Suite, Grenville Province, Quebec, Canada. *Journal of Conference Abstracts, European Union of geosciences Congres*, Strasbourg, 4 : 687.

- Higgins, M. D. et van Breemen, 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 Doig, R., 1981. The Sept-Iles anorthosite complex : field relationships, geochronology, and petrology. Canadian Journal Earth Science, 18 : 561-573.
- Higgins, M. D. et van Breemen, O., 1995. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean région of the Grenville Province, Canada. Precambrian Research, 79 : 327-346.
- Higgins, M. D. et van Breemen, O., 1998. The age of Sept-Iles layered intrusion, Canada : implications for late neoproterozoic/ Cambrian history of southeastern Canada. The Journal of Geology, 106 : 421-431.
- Hill, R., et Roedder, P.L., 1974. The crystallisation of spinel from basaltic liquide as a fonction of oxygen fugacity. Journal of Geology, 82 : 709-729.
- Hocq, M., 1977. Contribution à la connaissance pétrotectonique et minéralogique des massifs anorthositiques de la région du réservoir Pipmuacan. Thèse de Doctorat, Université de Montréal, 699 pages.
- Hocq, M., 1982., Région de Lac Allard. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-894, 99 pages.
- Hocq, M., 1994. La Province de Grenville. Géologie du Québec: 75-94.
- Hoffman, P. F., 1989., Precambrian geology and tectonic history of North America. Dans : Bally, A. W., Palmer, A. R. (Eds), the Geology of North America-An Overview. Rhw Geological Society of America, Boulder, CO, U.S.A.
- Huss, L., 2002., Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-EGP des indices de la région du Lac à Paul, suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Thèse de Maîtrise, 220 pages.

- Irvine, T. N. et Baragar, W. R. A., 1971., A guide to the chemical classification of common rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39 : 991-1020.
- Jooste. R. F., 1958. Région de Bourget. Districts électoraux de Chicoutimi et Jonquière-Kénogami. Ministère des Mines du Québec. RP78 : 26-40.
- Kolker, A., 1982. Mineralogy and Geochimistry of Fe-Ti oxide and Apatite (Nelsonite) deposits and Evaluation of Liquid Immiscibility Hypothesis. *Economic Geology*, 77 : 1146-1158.
- Kärkkäinen, N. et Appelqvist, H., 1999. genesis of a low-grade apatite-ilmenite deposit in the Kauhajärvi gabbro, Western Finland. *Mineralium Deposita*, 34: 754-769.
- Krause, H., Gierth, E., Schott, W., 1985. Fe-Ti deposits in the South Rogaland igneous complex, especially in the anorthosite-massif of AS. *Norges Geological Unders.*, 402 : 25-37.
- Kumarapeli, P.,S., 1985. Vestiges of Iapetan rifting in the craton of the northern Appalachians. *Geosciences Canada*, 12 : 639-658.
- Kushiro, I., 1974., melting of hydrous upper mantel and possible generation of andesitic magma: An approach from synthetic systems. *Earth Planetary Sciences Letters*, 22 : 294-299.
- Laflamme, J. C. K., 1884. Compte rendu des observations géologiques faites dans la région de Saguenay.
- Laurin, A.F. et Sharma, K.N.M., 1975a. Carte réservoir Pipmucan (1783). Service de l'exploration géologique, Québec.
- Lee, C. A., 1996. A review of mineralisations in the Bushveld Complex and some other layered mafic intrusions. In : layered intrusions, édité par Cawthorn, R. G., Elesvier, Amsterdam : 103-146.
- Lindsley, D. H., 2001. Do Fe-Ti oxide magma exist? *Geology* : yes; experiments: no. Abstract in Geode field workshop on ilmenite deposits in the Rogaland Anorthosite Province, Norway. Page 83.

- 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.
- Madore, L., Verpaelst, P., Brisebois, D., Hocq, M., et Dion, D.-J., 1999., *Géologie de Lac Allard*. Rg-98-01, 37 pages.
- Markl, G., Frost B.R., 1999. The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Islands, northern Norway: II. Calculation of parental liquid compositions for anorthosites. *Journal of Petrology*, 40 : 61-77.
- Markl, G., 2001. REE constraints on fractionation processes of massive-type anorthosites on the Lofoten Islands, Norway. *Mineralogy and Patrology*, 72 : 325-351.
- Martignole, J., 1975., L'évolution magmatique du complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44 : 117-137.
- McDonough, W. W. et Sun, S.-S., 1995., The composition of the earth. *Chem. Geol.*, 88: 804-816.
- McLlland, J.M. et Whitney, P.R., 1990. Anorogenic, bimodal emplacement of anorthositic, charnokitic and related rocks in the Adirondack Mountains, New York. In : Stein, H. J. et Hannah, J. L., *Geological Society for America, Special Papers*, 246 : 301-315.
- McLlland, J., Ashwal, L. et Moore, L., 1994. Composition and petrogenesis of oxide-apatite-rich gabbronorites associated with protozoic anorthositic massifs : examples from the Adirondack Mountains, New York. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116 : 225-238.
- Miller, J. D. Jr. et Weiblen, P. W., 1990. Anorthositic rocks of the Duluth Complex : example of rock formed from plagioclase crystal mush. *Journal of Petrology*, 31 : 295-339.

- Molyneux, T.G., 1970a. The Geology of the area in the vicinity of magnet Heights, eastern Transvaal, with special reference to the magnetic iron ore. Geological Society of South Africa, 1: 228-241.
- Morisset, C. E., 2002. Étude pétrologique et géochimique de la minéralisation en oxydes de fer et titane et en apatite du Complexe du Lac Mirepoix (Anorthosite du Lac-Saint-Jean, Québec). Thèse de maîtrise. Université du Québec à Montréal. 117 pages.
- Morse, S. A., 1969. Layered intrusions and anorthosite genesis. In: Isachsen YW (ed.) Origin of anorthosite and related rocks, NY State Mus Sci Service Mem 18:175-187.
- Morse, S. A., 1982. A partisan review of Proterozoic anorthosites. American Mineralogist, 67: 1087-1100.
- Morse, S. A., 1986., Convection in aid of adcumulus growth. Journal of Petrology, 27: 1183-1214.
- Nabil, H., 2003. La genèse des dépôts de Fe-Ti-P associés aux intrusions litées (exp. L'intrusion mafique de Sept-Îles au Québec; Complexe de Duluth aux États-Unis). Thèse de Doctorat. Université du Québec à Chicoutimi. 441 pages.
- Nicholson, S. W., Cannon, W.F., et Schulz, K.J., 1992. Metallogeny of the Midcontinent Rift System of North America. Precambrian Research, 58 : 355-386.
- Nuslund, H. R., 1983. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts. American Journal of Science, 283 : 1034-1059.
- Osborne, F. F., 1944. Rapport spécial sur les microstructures de certains minerais de fer de Québec. Ministère des Mines.
- Osborne, F.F., 1928. The certain magmatic titaniferous iron ores and thei origin. Economic Geology, 23 : 724-761.
- 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.

- Owens, B.E. et Dymek, R.F., 1992. Fe-Ti-P rich rocks and massif anorthosites : problems of interpretation illustrated from the Labriville and St-Urbain plutons, Québec. Canadian Mineralogist, 30 : 163-190.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In : Thorpe, R. S. Andesites. New York : John Wiley, 48-525.
- Perron, L., 2001., Vanadium. Secteur des minéraux et des métaux. Ressources Naturelles du Canada. Annuaire des minéraux du Canada, 8 pages.
- Perrault, S. et Hébert, C. Report No. 2001.042. Review of Fe-Ti and Fe-Ti-P₂O₅ deposits associated with anorthositic suites in the Grenville Province, Québec. Geology For Society.
- Philpotts, A.R., 1966., Origin of the 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., 1969. Parental magma of the anorthosite-mangerite suite. In: Isachsen YW (ed) Origin of anorthosite and related rocks. NY State Mus. Sci. Service Mem. 18 : 207-212.
- Philpotts, A.R., 1978., Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites. Mineral. Mag. 42: 417-425.
- Philpotts, A.R., 1981. A model for generation of massif-type anorthosites. Canadian Mineralogist, 19 : 233-253.
- Philpotts, A.R., Doyle, C. D., 1983., Effect of magma oxidation state on the extent of silicate liquid immiscibility in a tholeiitic basalt. American Journal Sciences, 283: 967-986.
- Raguin, E., 1970. Type AL, les lopolites gabbroiques. Petrographie des Roches Plutoniques dans leur cadre géologique.

- Reynolds, I.M., 1985. Contrasted Mineralogy and textural relations in the uppermost Ti-magnétite layers of the Bushveld Complex in the Bierkraal area north of Rustenberg. *Economic Geology*, 80 : 1027-1048.
- Retty, J.A., 1942. Région de la Rivière Romaine Inférieur. Comté du Saguenay. Ministère des Mines de Québec. Rapport géologique, 171.
- Retty, J.A., 1944. Région de la Rivière Romaine Supérieur. Comté de Saguenay. Ministère des mines de Québec. Rapport géologique, 171.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. and Davidson, A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8 : 63-84.
- Rivers, T., 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province : review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86: 117-154.
- Ripley, E. M., 1981. Sulfur Isotopic Studies of the Dunka Road Cu-Ni deposits, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, 76 : 610-620.
- 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.
- Roedder, E., 1951. Low temperature liquid immiscibility in the system K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *American Mineralogist*, 36: 282-286.
- Roedder, E., 1956., The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis: a discussion. *Journal of geology*, 64 : 84-88.
- Roedder, P.L., et Osborn, E. F., 1966. Experimental data for the system MgO-FeO-Fe₂O₃-CaAl₂Si₂O₈ and their petrologic implications. *American Journal of Sciences*, 264: 428-480.
- Roedder, P. L. et Weiblen, P. W., 1970. Silicate liquid immiscibility in lunar rocks. *Science*, 167: 641-644.

- Rose, E.R., 1969. Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada. Rapport de Géologie Economique 25, Commission Géologique du Canada, 177 pages.
- Ryerson, F.F. et Hess, P. C., 1978., Implications of liquid-liquid distribution coefficient to mineral-liquid partitionning. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42 : 921-932.
- Ryerson, F.F. et Hess, P. C., 1980. The role of P_2O_5 in slicate melts. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 44 : 611-624.
- Schärer, U., Wilmart, E. & Duchesne, J.-C. 1996: The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U-Pb dating of the Rogaland Complex, Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 335-350
- Snyder, D., Carmichael, I.S.E, et Wiebe, R. A., 1993. Experimental study of liquid evolution in an Fe-rich layered mafic intrusion : contraints of Fe-Ti oxide précipitation of the T- fO_2 and T- ρ paths of tholeiitic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 73-86.
- Sparks, r. S. j., Meyer, P., and Sigurdson, H., 1980, density variation amongst mid-ocean ridge basalts : implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas : *Earth planetary Science Letters*, 46 : 419-430.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviewws*, 12: 1-33.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985., *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Theriault, R. D., Barnes, S-J. et Severson, M.J., 1997. The influence of country-rock assimilation and silicate to sulfide ratios (R factor) on the genesis of the Dunka Road Cu-Ni- platinium-group element deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34 : 375-389.
- Toplis, M. J., et Caroll, M. R., 1994. The role of phosphorus in crystallisation processes of basaltes : an experimental study. *Geochimica 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 Ferro-Basaltic Systems. *Journal of Geology*, 36 : 1137-1170.
- Transwell, J. F., 1977. Bushveld complex. *The Geological Evolution of South Africa*.
- Ulmer, G.C., 1969. Experimental investigation of chromite spinels. *Economic Geology*, 4: 114-131.
- Van Breemen, O., et Higgins, M. D. 1993. U/Pb zircon age of the Southwest lobe of the Havre Saint-Pierre anorthosite complex, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1453-1457.
- 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) contribution 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 Monzonodiorite) Suite. *Journal of Petrology*, 39 : 439-468.
- Vernon, R. H., 1970. Comparative grain boundary studies of some basic and ultrabasic granulites, nodules, and cumulates: *Scottish Journal of Geology*, 6 : 337-351.
- Vincent, E. A., 1960. Ulvöspinel in the Skaergaard intrusion, Greenland. *Neus Jahrb. Minéralogie Abh.*, 94 : 993-1016.
- Wager, R. L. et Brown, C. M., 1967. *Layered Igneous Rocks*, Oliver and Boyd, Ltd., Edinburgh, 558 p.
- Wager, R. L., 1960. The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology*, 1: 364-398.
- Wagner, P. A., 1928. The iron deposits of the Union of South Africa. *South Africa Geological Survey*, 26 : 21-41.

- Waddington, G. W., 1948. Rapport sur les gisements de magnétite titanifère de Saint-Charles, cantons de Bourget et de Taché. Comté de Chicoutimi. Ministère des Mines.
- Watson, E. B., 1976. Two-liquid partition coefficients : experimental data and geochemical implication. Contributions to Mineralogy and Petrology, 56 : 119-134.
- Wilmart, E., Demaiffe, D., et Duchesne, J.C., 1989. Geochimical Constraints on the Genesis of the Tellnes Deposit, Southwest Norway. Economic geology, 84 : 1047-1056.
- Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L., et Archer, P., 1981. Crystallization and emplacement of the Lac-Saint-Jean Anorthositic Massif (Québec, Canada). Contributions to Mineralogy and Petrology, 76 : 343-350.
- [http://www.ngu.no/prosjekter/Geode/titanium/Ti-5-WorldTiRes%20\(275\).html](http://www.ngu.no/prosjekter/Geode/titanium/Ti-5-WorldTiRes%20(275).html)
(Consulter le 29 Juin, 2004).