

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

Par

VÉRONIQUE HOUNSELL

ORIGINE DES ROCHES FELSIQUES DE LA SÉRIE SUPÉRIEURE
DE LA SUITE INTRUSIVE DE SEPT-ÎLES, QUÉBEC

Février 2006



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

La suite intrusive de Sept-Îles (SISI) est une grande intrusion mafique litée (80km par 5,6 km) associée à l'ouverture de l'océan lapétus (564 Ma) et encaissée dans les gneiss fortement déformés du Grenville. La SISI se compose de 4 intrusions : l'intrusion mafique de Sept-Îles (composante majeure), l'intrusion de bordure de Sept-Îles, l'intrusion de Pointe du Criard (PdC) et les dykes et filon-couches de gabbro tardifs. Le but de ce projet est de déterminer l'origine des roches felsiques qui sont associées à la SISI. La série supérieure de l'intrusion mafique de Sept-Îles ainsi que les composantes felsiques du filon-couche de Pointe du Criard ont donc été analysées.

La série supérieure se divise en trois composantes : les quartzo-syénites et syénites à feldspaths alcalins sans enclave, avec enclaves et les zones à coussins. Ces zones à coussins sont caractérisées par la présence de coussins syénitiques sans enclave (50 cm à 5 mètres) entre lesquels il y a un matériel interstitiel syénitique très riche en enclaves. Le filon-couche PdC, qui recoupe la série supérieure, est formé de trois composantes : une bordure figée de diabase et un leucogabbro qui forment environ 2 % du filon-couche alors que les 98% restant sont formés par la syénite porphyrique.

Au point de vue minéralogique, la composition des échantillons de la série supérieure et du filon-couche varie très peu et est généralement caractérisée par l'assemblage suivant : feldspath potassique microperthitique + quartz + hornblende (avec parfois des cœurs reliques de clinopyroxène) + oxydes Fe-Ti (magnétite/ilménite) + minéraux accessoires (zircons, titanite, ± apatite, biotite).

La géochimie des roches de la série supérieure et du filon-couche PdC est relativement semblable et elle indique que tous les échantillons sont des granitoïdes de type-A. Les modélisations de la cristallisation fractionnée effectuées à partir des éléments majeurs et des éléments traces ont permis de déterminer que les 3 composantes de la série supérieure ne résultaient pas d'une différenciation continue mais plutôt de deux épisodes de différenciation (un épisode pour les roches felsiques avec enclaves, les zones à coussins et le filon-couche PdC et un second pour les roches sans enclave). Finalement, les analyses isotopiques en strontium ont déterminé que tous les échantillons analysés provenaient d'une même source, le manteau supérieur, et que leurs rapports isotopiques concordaient avec celui de l'anorthosite de la série de bordure supérieure et des gabbros de la série litée.

Le modèle de formation de la série supérieure et du filon-couche PdC proposé est divisé en trois grandes étapes. La première étape consiste à la formation de lentilles de matériel felsique qui résulte de la cristallisation fractionnée du magma basaltique à l'origine de la série litée. Ces lentilles situées au contact de la série litée avec la série de bordure supérieure sont propulsées au contact supérieur de la série de bordure supérieure par une série de conduits. La première impulsion de matériel felsique à travers la série de bordure supérieure partiellement cristallisée est à l'origine de la formation des roches felsiques avec enclaves de la série supérieure. Une seconde impulsion de matériel felsique légèrement plus évolué entraîne la formation des roches felsiques sans enclave de la série supérieure qui se situent au-dessus de celles avec enclaves dû au contraste de densité. Lors de cette seconde impulsion, il y a la formation des zones de coussins qui résultent de l'apport d'une quantité moins importante de matériel felsique évolué. Les coussins sans enclave se mettent en place dans le matériel felsique avec enclaves qui a déjà débuté sa cristallisation. Finalement, la formation du filon-couche de Pointe du Criard est dû à la remontée d'un dyke de gabbro tardif qui est dévié de sa trajectoire et qui devient un filon-couche au contact supérieur de la série de bordure supérieure. Une troisième impulsion de matériel felsique dans le même conduit que le dyke entraîne le remplissage de la portion centrale du filon-couche par une syénite. Le refroidissement rapide de l'ensemble du filon-couche entraîne la formation de la texture porphyrique caractéristique de la syénite du filon-couche PdC.

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier Michael D. Higgins, mon directeur, sans lequel tout ce travail aurait probablement été impossible. Je le remercie pour ses nombreuses discussions, son aide sur le terrain, ses judicieux conseils et bien sûr pour son infatigable bonne humeur!

Un merci spécial à ma co-directrice, Jacqueline Vander Auwera, qui m'a accueilli dans son laboratoire pendant un gros 10 mois à l'Université de Liège. Ce séjour en Belgique fut parsemé de belles rencontres qui m'ont aidé à surmonter le mal du pays. Je pense entre autres à Guy Bologne au laboratoire, à Jean-Paul, à la très sympathique Vivianne, à Frédéric qui m'a initié à la géologie de la Belgique notamment avec ses fréquents arrêts à Pondebonne, à Ann-Christine, Marc et Gwen qui m'ont fait découvrir les joies de la Belgique (bières, Franchie et chocolat!!!), à Bernard mon coloc de bureau avec ses histoires invraisemblables et sans oublier notre ami Dolo! Merci donc à toute l'équipe du B-20 pour leur support, leurs fou-rires et leur accueil chaleureux.

Je tiens également à remercier les membres de mon comité, Pierre Cousineau et Edward Sawyer, pour le temps investi dans ce projet, leur gentillesse et aussi leurs disponibilités.

J'aimerais prendre le temps de remercier certaines personnes qui m'ont aidé tout au cours de mon projet. Je pense à Gabriel Jomphe, mon assistant de terrain, avec lequel j'ai eu bien du plaisir à lui faire découvrir le monde de la géologie. À Gaétan, le conducteur de bateau pour qui tout est possible. À Paul Bédard qui m'a donné de judicieux conseils lorsque j'ai eu quelques pépins avec mes analyses géochimiques. À Jean-Paul Liégeois de l'Université Libre de Bruxelles pour les analyses isotopiques. À Candide et Denis Roy, avec qui j'ai fait plusieurs voyages chez le registraire pour régler mes milles et un problèmes avant et après mon départ pour la Belgique. À mes parents qui nous ont hébergé, Michael Higgins et moi, au cours de nos nombreux séjours à Sept-Îles. À mon père, Réal, qui est venu avec moi sur le terrain avec lequel j'ai vécu des moments plutôt cocasses sur les îles. Et finalement merci à Myri, qui m'a enduré ces derniers mois et qui m'a aidé à me remotiver dans mes périodes plus creuses!

Un gros merci à tous!

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 1 : Introduction		Page (s)
1.1	Problématique	2
1.1.1	Cristallisation fractionnée in-situ	2
1.1.2	Assimilation et cristallisation fractionnée (AFC)	3
1.1.3	Fusion partielle de la roche encaissante	4
1.1.4	Mise en place d'une intrusion indépendante	5
1.2	But et Objectifs	6
CHAPITRE 2: Cadre géologique		
2.1	Introduction	8
2.2	Géologie de la suite intrusive de Sept-Îles	9
2.3	Modèle de Cimon (1998)	14
2.4	Modèle de Higgins (2005)	20
CHAPITRE 3: Échantillonnage et méthode		
3.1	Échantillonnage	28
3.2	Traitement des échantillons	29
3.2.1	Étude pétrographique	29
3.2.2	Étude géochimique	32
CHAPITRE 4: Pétrographie		
4.1	Situation géographique des échantillons amassés	35
4.2	Classification selon l'IUGS	42
4.2.1	Classification des granitoïdes selon la norme CIPW	44

4.3	Description mégascopique et pétrographique	47
4.3.1	Les roches felsiques de la série supérieure	47
4.3.1.1	Roches felsiques sans enclaves (RFSE)	47
4.3.1.2	Roches felsiques avec enclaves (RFAE)	54
4.3.1.3	Roches felsiques des zones à coussins (ZC)	64
4.3.2	Les roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard	73

CHAPITRE 5: Géochimie

5.1	Introduction	86
5.2	Les éléments majeurs	87
5.2.1	Diagramme d'alcalinité	89
5.2.2	Diagramme AFM	93
5.2.3	Diagramme binaires pour les oxydes	94
5.2.3.1	Vecteurs de fractionnement	103
5.3	Les éléments traces	109
5.3.1	Diagrammes binaires	109
5.3.2	Les éléments terres rares et diagrammes multi-éléments	112
5.3.3	Vecteurs de fractionnement	118
5.3.4	Diagrammes de discrimination	124
5.3.4.1	Pearce <i>et al.</i> (1984)	124
5.3.4.2	Whalen <i>et al.</i> (1987)	127
5.4	Les isotopes de rubidium (Rb) et de Strontium (Sr)	130
5.4.1	Processus de désintégration	130
5.4.2	Analyses isotopiques Rb-Sr	132

CHAPITRE 6: Discussion

6.1	Introduction	141
6.2	Magma à l'origine de la formation de la série supérieure et du filon-couche	143
6.2.1	Fusion partielle d'un protolithe de la croûte inférieure	143
6.2.2	Interaction des roches calco-alcalines avec un magma basaltique	144
6.2.3	Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique avec ou sans contamination	145
6.3	Formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard	149
6.4	Proposition d'un modèle de formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard	151
CHAPITRE 7: Conclusion		161
RÉFÉRENCES		165
ANNEXES		172

LISTE DES FIGURES

Figures	Titre	Page(s)
2.1	Localisation des parties exposées de la suite intrusive de Sept-Îles et le contour de l'anomalie gravimétrique (Cimon, 1998).	13
2.2	Coupe stratigraphique de la plate forme du Saint-Laurent dans un axe nord-sud présentant une coupe de la suite intrusive de Sept-Îles (Cimon, 1998).	13
2.3	Géologie simplifiée des séquences exposées de la suite intrusive de Sept-Îles (Cimon, 1998)	18
2.4	Vue en coupe idéalisée de la suite intrusive de Sept-Îles selon le modèle de Cimon (1998)	19
2.5	Modèle hypothétique de la formation du Complexe de Sept-Îles (suite intrusive) créé par Cimon (1998) et inspiré de Miller et Weiblen (1990)	20
2.6	Géologie simplifiées des séries exposées de la suite intrusive de Sept-Îles (Higgins, 2005)	21
2.7	Section verticale qui présente un empilement de coussins (tiré de Higgins (2005))	23
2.8	Relations de terrain schématisées du dyke nourricier de l'intrusion de la Pointe Criard (Higgins, 1990)	25
2.9	Relations de terrain schématisées de la base du filon couche de la Pointe du Criard (Higgins, 1990)	25
2.10	Schématisation de la mise en place de la Suite Intrusive de Sept-Îles selon l'interprétation de Higgins (2005)	27
4.1	Carte géologique de l'archipel de Sept-Iles (tiré de Higgins (2005))	36
4.2	Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Île Grande Basque, Sept-îles	38

4.3	Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Île Grosse Boule et Petite Boule, Sept-îles	39
4.4	Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Île Manowin, île Corossol et îlets DeQuen, Sept-îles	40
4.5	Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Pointe Marconi, Sept-îles	41
4.6	Diagramme de Streckeisen (1976) basé sur les proportions de quartz-feldspath alcalin - plagioclase calculées à partir des proportions modales obtenues par coloration des feldspaths de blocs d'échantillons	43
4.7	Diagramme de Streckeisen (1976) basé sur les proportions de quartz-feldspath alcalin - plagioclase (calculé à partir de la norme CIPW)	44
4.8	Affleurement typique d'un granite alcalin sans enclave provenant de la Pointe Marconi (échantillon VH-03-36)	48
4.9	Granite alcalin sans enclave de la série supérieure (VH-04-62)	59
4.10	Diagramme Orthose – Albite – Anorthite (Or – Ab- An) représentant la composition des feldspaths présents dans les roches felsiques sans enclave de la série supérieure	51
4.11	Texture intergranulaire typique des échantillons sans enclave de la série supérieure	54
4.12	Affleurement typique d'une quartzo-syénite à feldspaths alcalins avec enclaves de la série supérieure	57
4.13	Quartzo-syénite à feldspaths alcalins avec enclaves provenant de la série supérieure (VH-04-52)	58
4.14	Diagramme Orthose – Albite – Anorthite (Or – Ab- An) représentant la composition des feldspaths présents dans les roches felsiques de la série supérieure avec enclaves	59

4.15	Cristal de hornblende démembré en inclusion dans un cristal de feldspath potassique (VH-03-48)	61
4.16	Texture intergranulaire typique des roches felsiques de la série supérieure avec enclaves	63
4.17	Petite enclave mafique présente dans une quartzo-syénite à feldspath potassique	64
4.18	Zone de coussins syénitiques située sur l'île Corossol	65
4.19	Vue rapprochée du contact net et ondulent entre un coussin syénitique et le matériel interstitiel riche en enclaves	67
4.20	Coussin syénitique provenant des zones à coussins de la série supérieure. (Échantillon VH-03-41)	70
4.21	Matériel interstitiel aux coussins syénitiques des zones à coussins de la série supérieure	72
4.22	Vue rapprochée de la syénite porphyrique du filon-couche de Pointe du Criard	75
4.23	Syénite porphyrique ayant subi une coloration des feldspaths potassiques	76
4.24	Dyke nourricier du filon-couche de Pointe du Criard qui est présent sur l'île Corossol	77
4.25	Vue en coupe du contact inférieur du filon-couche de Pointe du Criard observée sur l'île Grosse-Boule	78
4.26	Gloméroporphyre provenant de l'échantillon VH-03-08 du filon-couche de Pointe du Criard	80
4.27	Diagramme Orthose – Albite – Anorthite (Or – Ab- An) représentant la composition des porphyres de feldspaths dans les échantillons provenant de la syénite porphyrique du filon-couche de Pointe du Criard	81

4.28	Porphyre de feldspath potassique dans lequel il y a des inclusions de hornblende, de titanite et d'oxydes de Fe-Ti	82
4.29	Texture porphyrique caractéristique des roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard	85
5.1	Diagramme de l'alcalinité de Shand (Maniar et Piccoli, 1989)	91
5.2	Diagramme de TAS (<i>Total alkalis-silica</i>) (Cox et al., 1979; Rollinson, 1993)	92
5.3	Diagramme AFM	93
5.4	Diagramme binaire de Harker (K_2O et Na_2O vs silice)	99
5.5	Diagrammes binaires de Harker (CaO et Al_2O_3 vs silice)	100
5.6	Diagrammes binaires de Harker (MgO et Fe_2O_3 Vs silice)	101
5.7	Diagrammes binaires de Harker (TiO_2 et MnO vs Silice)	102
5.8	Diagrammes binaires de Harker présentant les éléments traces en fonction de SiO_2	111
5.9	Diagrammes binaires de Harker présentant les éléments traces en fonction de SiO_2	112
5.10	Patron des éléments terres rares pour tous les échantillons analysés	115
5.11	Patron des éléments terres rares pour les échantillons provenant du filon-couche de Pointe du Criard	116
5.12	Diagramme binaire de la variation du rapport Eu/Eu^* par rapport à l'augmentation de silice	116
5.13 a, b	Diagramme multi-éléments des analyses des roches étudiées	117

	normalisées au manteau primitif de Sun et McDonough (1995)	
5.14	Modélisation de la cristallisation fractionnée à partir des éléments traces Rb et Sr	122
5.15	Modélisation de la cristallisation fractionnée à partir des éléments traces La et Yb	123
5.16	Modélisation de la cristallisation fractionnée à partir des éléments traces Sm et Eu/Eu*	123
5.17	Diagramme de discrimination de l'environnement tectonique de formation des granitoïdes (Yb+Ta) vs Rb	125
5.18	Diagramme de discrimination de l'environnement tectonique de formation des granitoïdes Yb vs Ta	126
5.19	Diagramme de discrimination Whalen <i>et al.</i> (1987) permettant d'identifier les granitoïdes de type-A	128
5.20	Diagramme isochrone qui présente les 9 échantillons analysés	137
5.21	Coupe schématique de la suite intrusive de Sept-Îles présentant les moyennes des données isotopiques en strontium pour les différentes unités de la suite	139
6.1	Schéma du modèle proposé de la formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard	159-160

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux	Titre	Page(s)
2.1	Historique des travaux portant sur l'étude de l'intrusion de Sept-Îles.	11 et 12
5.1	Tableau cumulatif des analyses géochimiques effectuées sur 2 échantillons de chaque groupe	88
5.2	Compositions moyennes du feldspath potassique, clinopyroxène, magnétite et ilménite.	108
5.3	Coefficients de partage (D) utilisés dans la modélisation des éléments traces	124
5.4	Résumé des caractéristiques des granites de type-A	129
5.5	Résultats des analyses isotopiques de rubidium (Rb)-Strontium (Sr)	136
5.6	Tableau des analyses isotopiques qui proviennent des échantillons amassés dans la suite intrusive de Sept-Îles	138
6.1	Résumé des caractéristiques pétrologiques et géochimiques des échantillons provenant de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard	142

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Les intrusions mafiques litées, souvent d'âge précambrien, forment parfois de très larges intrusions, comme l'Intrusion de Bushveld en Afrique du Sud, qui se mettent en place dans des environnements continentaux reliés à un système de rift ou encore en milieu post-orogénique (Cawthorn, 1996). Ces intrusions suscitent un intérêt scientifique puisqu'elles enregistrent de façon continue la différenciation dans la chambre magmatique (Wilson, 1989).

La structure interne des intrusions mafiques litées est particulière. Pour éviter toute confusion, il est important de spécifier que les termes qui seront utilisés dans ce mémoire le sont au sens pétrologique et non stratigraphique. Ainsi, les intrusions mafiques litées sont généralement composées à la base d'un cumulat qui forme des séquences régulières et répétitives dues à un nouvel apport de magma primitif. Cette pile de cumulat forme une série litée qui peut faire plusieurs kilomètres d'épaisseur (Wilson, 1989). Au dessus de cette série litée, il est possible de retrouver une série de roches felsiques, qui peuvent être entre autre des granitoïdes. La présence de ces roches felsiques n'est pas systématique, cependant elles ont été observées dans les grandes intrusions litées du Bushveld (Afrique du Sud) et de Duluth (État-Unis) (Cawthorn, 1996). Afin de mieux

comprendre l'association de ces roches felsiques avec les intrusions mafiques litées, il est important de se pencher de plus près sur les processus de formation de ces magmas felsiques ainsi que sur les liens permettant de les relier à l'intrusion qui les renferme.

1.1 Problématique

En se basant sur la minéralogie ainsi que sur la géochimie des roches, il existe 4 modes de formation possibles des roches felsiques associées aux intrusions mafiques litées :

- 1) la cristallisation fractionnée *in situ* d'un magma mafique
- 2) l'assimilation des roches felsiques par les roches encaissantes et la cristallisation fractionnée d'un magma mafique (AFC)
- 3) la fusion partielle de la roche encaissante
- 4) la mise en place d'une intrusion indépendante.

1.1.1 Cristallisation fractionnée *in situ*

Le processus de cristallisation fractionnée *in situ* d'un magma mafique représente le mode de formation le plus plausible d'une intrusion mafique litée (Naslund et McBirney, 1996). Ce processus considère que les cristaux formés à partir du magma initial sont enlevés du système au fur et à mesure, de sorte que la composition du magma résiduel est en constante évolution dans la chambre magmatique (Bowen, 1928; Wilson, 1989).

Dans le cas d'une intrusion mafique litée, un magma mafique est mis en place dans la chambre magmatique. Dès lors, le magma commence à perdre de la chaleur, ce qui entraîne sa cristallisation à partir des marges de l'intrusion en progressant vers le centre (Naslund et McBirney, 1996). Le magma qui cristallise va ainsi se différencier, ce qui va entraîner un changement compositionnel dans la chambre magmatique (Cawthorn, 1996). Le magma mafique initial va progressivement devenir de plus en plus felsique, et si la différenciation est suffisamment importante, il y aura la formation de granitoïdes. La différenciation dans les intrusions mafiques litées connues conduit rarement à la formation d'un matériel aussi évolué, de sorte que dans l'intrusion mafique litée de Skaergaard au Groenland par exemple, les séries gabbroïques constituent les séries les plus évoluées de l'intrusion (McBirney, 1996; Wager et Brown, 1968).

Les granitoïdes formés par cristallisation fractionnée *in situ* vont présenter une géochimie en lien avec le reste de l'intrusion. Ils vont ainsi suivre la courbe d'évolution du magma primitif ayant formé la série litée dans les diagrammes représentant la modélisation de la cristallisation fractionnée. Les compositions chimiques des phases présentes ainsi que la signature isotopique vont être similaires au reste de l'intrusion.

1.1.2 Assimilation et Cristallisation fractionnée (AFC)

Les processus d'assimilation des roches felsiques par les roches encaissantes et de cristallisation fractionnée (AFC) surviennent de façon simultanée et prennent

en compte l'assimilation de la roche encaissante après la mise en place de l'intrusion (DePaolo, 1981). L'énergie thermique libérée par la cristallisation du magma va entraîner la fonte de la roche encaissante au toit de l'intrusion. Si l'épaisseur de la chambre à chaque nouvel afflux de magma est suffisante pour induire une différence de température de cristallisation, alors que cette baisse de température du magma va forcer sa cristallisation à la base de l'intrusion. La quantité d'assimilation possible d'un système va dépendre de plusieurs paramètres physiques, tel le contraste de températures entre la roche encaissante et le magma, l'efficacité de transfert de chaleur du magma vers les murs des conduits, la température de fusion du magma et de l'encaissant ainsi que de la quantité de cristallisation fractionnée qui a eu lieu (DePaolo, 1981).

Au point de vue géochimique, les granitoïdes formés par AFC vont présenter un certain enrichissement dû à la contamination par l'encaissant. La composition géochimique de la roche encaissante va ainsi avoir une influence sur les éléments qui vont être enrichis. De plus, la signature isotopique va avoir tendance à être hétérogène, en fonction de la quantité d'encaissant assimilé à différents endroits dans la chambre magmatique. De nombreux xénolites de l'encaissant peuvent également être présents dans les granitoïdes.

1.1.3 Fusion partielle de la roche encaissante

La mise en place d'une intrusion mafique litée constitue un apport important de chaleur qui peut entraîner une oscillation significative des températures du solidus

et du liquidus, ce qui peut avoir comme effet de faire fusionner la roche encaissante (Harker, 1932). L'augmentation de température permet d'atteindre la température du liquidus ce qui permet d'entamer la fusion de la roche encaissante. Le magma ainsi produit par la fusion de la roche encaissante n'aura aucune interaction avec le magma mafique sous-jacent et il sera situé préférentiellement au-dessus de l'intrusion mafique litée. Ce magma va par la suite cristalliser de façon indépendante et parallèle à l'intrusion mafique litée. Cet épisode de fusion partielle varie selon l'étendue de la source, la durée de libération de chaleur, la conductivité de la roche encaissante et les températures du magma de la chambre magmatique et de la roche encaissante. La quantité de H₂O ainsi que la déformation locale peuvent également avoir une influence sur la formation et la mobilité du liquide de composition granitique formée (Thompson, 1999).

Le magma qui est produit par la fusion de l'encaissant va avoir des signatures géochimique et isotopique similaires à celles de la roche encaissante. Il n'y a alors pas de lien direct avec l'intrusion mafique litée.

1.1.4 Mise en place d'une intrusion indépendante

Ferré *et al.* (1999) suggèrent que les granitoïdes associés aux intrusions mafiques litées forment des intrusions tabulaires qui se mettent en place au niveau de la discontinuité entre la série litée et la roche encaissante. Ferré *et al.* (1999) cite comme exemple la *Lebowa Granite Suite*, qui forme près de 20% du volume total de l'intrusion de Bushveld en Afrique du Sud. Cette suite de granite a le

même âge que la série litée *Rustenburg* sous-jacente avec laquelle elle possède un contact intrusif. La suite est interprétée comme étant le résultat de la fusion partielle de différents protolites de la croûte inférieure qui se sont mis en place à un même niveau crustal correspondant à une discontinuité entre le toit de la série litée *Rustenburg* et les sédiments sus-jacents du Supergroupe de Transvaal (Wilson *et al.*, 2000).

Les granitoïdes provenant d'une intrusion indépendante peuvent avoir été formés par les processus de cristallisation fractionnée avec ou sans assimilation ou par fusion partielle de la roche encaissante. Dans ce cas-ci, l'origine du magma précède en importance le processus de formation puisque le magma n'a pas la même source que l'intrusion mafique litée elle-même. Les granitoïdes peuvent donc avoir le même âge que le reste de l'intrusion, bien que le mode de formation soit différent.

1.2 But et Objectifs

Le but de ce mémoire est de déterminer l'origine des roches felsiques qui sont associées à l'intrusion mafique litée de Sept-Îles (Québec), pour ensuite intégrer cette série felsique dans l'histoire géologique de l'intrusion. Pour ce faire, les objectifs suivants seront visés :

- a) Déterminer le nombre de magma(s) qui constitue(nt) la série supérieure de la suite intrusive de Sept-Îles (SISI) et le filon-couche de Pointe du Criard. S'il y en a plus qu'un, déterminer les relations spatio-temporelles ainsi que

les relations géochimiques et texturales observables de chaque magma sur le terrain et en laboratoire.

- b) Déterminer quelle(s) source(s) et quel(s) processus (ont) été impliqué(s) dans la formation des roches felsiques de la série supérieure de la SISI et du filon-couche de Pointe du Criard : cristallisation fractionnée avec ou sans assimilation d'un magma mafique relié à la série litée de la SISI, mise en place d'une intrusion indépendante de la SISI formée par une ou plusieurs injections de magmas, fusion partielle de l'encaissant grenvillien. Dans le cas où les processus diffèrent pour la formation des roches felsiques de la série supérieure et du filon-couche, établir le mode de formation pour chacun d'eux et ensuite déterminer si les processus sont indépendants l'un de l'autre ou s'ils sont reliés.

Pour atteindre les objectifs de ce projet, une description détaillée de la géologie régionale sera présentée pour mettre en évidence les différents modèles d'interprétation de la suite intrusive de Sept-Îles publiés jusqu'à ce jour. Il y aura par la suite une description des techniques d'échantillonnage ainsi que de la méthodologie utilisée dans le cadre des études pétrographiques et géochimiques effectuées sur les échantillons amassés. Finalement, une discussion basée sur la pétrologie et la géochimie va tenter de mettre en évidence le mode de formation des roches felsiques qui sont associées à la SISI. Le tout va permettre d'intégrer les roches de la série supérieure de la SISI ainsi que celles du filon-couche de Pointe du Criard dans l'histoire géologique de la SISI.

CHAPITRE 2

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1 Introduction

La suite intrusive de Sept-Îles est connue comme étant une des plus grandes intrusions mafiques litées dans le monde (Higgins et Doig, 1986; Loncarevic *et al.*, 1990). La suite intrusive de Sept-Îles a d'abord été décrite comme étant un complexe anorthositique d'âge protérozoïque peu métamorphisé (Wynne-Edwards, 1972). Cependant, les cartographies non-publiées de T. Ahmedali (années 60) et T. Feininger (1985-1990) ont démontré que cette intrusion était beaucoup plus complexe et que plusieurs séries pouvaient être identifiées. Ainsi, ils ont mis en évidence des séries de gabbros litées surmontés par de l'anorthosite et finalement par des syénites et des granites, qui appuient l'hypothèse d'une vaste intrusion litée. Higgins et Doig (1977 et 1981) ont utilisé la méthode de datation Rb/Sr pour déterminer l'âge de la suite intrusive à 540 Ma. Cet âge ainsi que la localisation de la suite intrusive concordent avec la zone de rift du Saint-Laurent qui est associée à l'ouverture de l'océan Iapétus (Kumarapeli et Saull, 1966; Kumarapeli, 1985). Le raffinement des technologies ainsi que le développement des méthodes de datation ont permis à Higgins et van Breemen (1998) de déterminer un âge de 564

± 4 Ma par la méthode de datation U/Pb. En se référant à cet âge ainsi qu'à d'autres roches ignées de la région, Higgins et van Breemen (1998) ont proposé que l'intrusion de Sept-Îles soit associée à une importante plume mantellique.

De plus, une étude géophysique effectuée par Loncarevic *et al.* (1990) a déterminé que la suite intrusive de Sept-Îles était l'anomalie gravimétrique la plus importante dans l'est de l'Amérique du Nord. Des études plus détaillées sur la structure interne de l'intrusion de Sept-Îles ont également été effectuées par Cimon (1998) et Higgins (2005) en se basant sur des données pétrographiques et géochimiques. Cependant, aucune étude approfondie n'a été effectuée sur les roches encaissantes de l'intrusion de Sept-Îles.

2.2 Géologie de la suite intrusive de Sept-Îles

La suite intrusive de Sept-Îles est située sur la rive Nord du fleuve Saint-Laurent, environ à 500 km en aval de la ville de Québec vis-à-vis la péninsule gaspésienne (Figure 2.1). Située en majeure partie sous le fleuve Saint-Laurent, il n'y a environ que 5% de la superficie de la suite intrusive qui affleure en bordure de la Baie de Sept-Îles (une bande d'environ 5 km), sur la Pointe Marconi et sur l'archipel qui est composé de sept îles (Cimon, 1998).

D'après les levés gravimétriques et magnétiques, Loncarevic *et al.* (1990) ont décrit la géométrie tridimensionnelle de la suite intrusive de Sept-Îles comme étant une masse quasi circulaire d'un diamètre de 80 km, dont la forme ressemble à celle d'un entonnoir d'environ 5,6 km de profondeur en son centre, et d'un volume

d'environ 20 000 km². De plus, la suite intrusive plonge avec un angle d'environ 35 degrés sous les sédiments reliés à l'orogénie acadienne des Appalaches et elle est en partie recouverte par les sédiments de la plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent (Figure 2.2) (Cimon, 1998).

Deux modèles d'interprétation de la structure interne de la suite intrusive de Sept-Îles ont été proposés, l'un par Cimon (1998) et l'autre par Higgins (2005) en se basant sur des études pétrographiques et géochimiques des diverses composantes de la suite intrusive.

Tableau 2.1 Historique des travaux portant sur l'étude de l'intrusion de Sept-Îles.

Auteurs	Année	Travaux
Faesler, C.	1942	Région de Sept-Îles, Côte-Nord du Saint-Laurent, comté de Saguenay, Québec. Ministère des Mines du Québec;RG-11.
Ahmedali, T.	1960	Non-publié Première cartographie détaillée de l'intrusion de Sept-Îles. Distinction entre les séries de gabbro lités, d'anorthosite, de syénite et de granite.
Kumarapeli , P.S. Saull, V. A.	1966	The St. Lawrence Valley system : a north American equivalent of east African rift system. Canadian Journal of Earth Sciences 3, 639-657.
Wynne-Edwards, H. R.	1972	The Grenville Province. Variations in Tectonic Styles in Canada 11, 263-334.
Higgins, M. D. Doig, R.	1977	540 Myr-old anorthosite complexe in the Grenville province of Quebec, Canada. Nature 267, 40-41.
Higgins, M. D. Doig, R.	1981	The Sept-Îles anorthosite complex: Field relationships, geochronology and petrology. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 561-573.
Feninger, T.	1985 à 1990	Non-publié Cartographie détaillée de l'intrusion de Sept-Îles. Geological Survey of Canada.
Kumarapeli , P.S.	1985	Vestiges of lapetan rifting in the craton of the northern Appalachians. Geosciences Canada 12, 54-59.
Higgins, M. D. Doig, R.	1986	Geochemical constraints on the processes that were active in the Sept-Îles complex. Canadian Journal of Earth Sciences 23, 670-681.
Tanczyk, E.I. Lapointe, P. Morris, W. A. Schmidt, P.W.	1987	A paleomagnetic study of the layered mafic intrusion at Sept-Îles, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences 24, 1431-1438.
Higgins, M. D.	1990	A three-component composite dyke and its associated intrusion, Pointe du Criard, Quebec, Canada. In: A.J Parker, P. C. Rickwood, D. H. Tucker (eds), Mafic dykes and emplacement mechanisms, pp.63-68.

Auteurs	Année	Travaux
Loncarevic, B. D. Feininger, T. Lefebvre, D.	1990	The Sept-Îles layered mafic intrusion : geophysical expression. Canadian Journal of Earth Sciences 27, 501-512.
Higgins, M. D.	1991	The origin of laminated and massive anorthosite, Sept-Îles intrusion , Quebec, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology 106, 340-354.
Cimon, J.	1998	Le Complexe de Sept-Îles: I- L'unité à apatite de 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, ET 97-05.
Dion, D.-J. Authier, K. Cimon, J. Feininger, T.	1998	Le Complexe de Sept-Îles: II- Interprétation gravimétrique du complexe stratifié de Sept-Îles. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 97-05.
Higgins, M. D. van Breemen, O.	1998	The Age of the Sept-Îles layered Mafic Intrusion, Canada: Implications for the Late Neoproterozoic/ Cambrian History of Southeastern Canada. Journal of Geology 106, 421-431.
Hounsell, V.	2003	Géochimie des dykes mafiques et composés de la suite intrusive de Sept-Îles, Québec. Projet de fin d'études, UQAC.
Higgins, M. D.	2005	A new interpretation of the structure of the Sept-Îles Intrusive suite, Canada. Lithos 83 (3-4), 199-213.

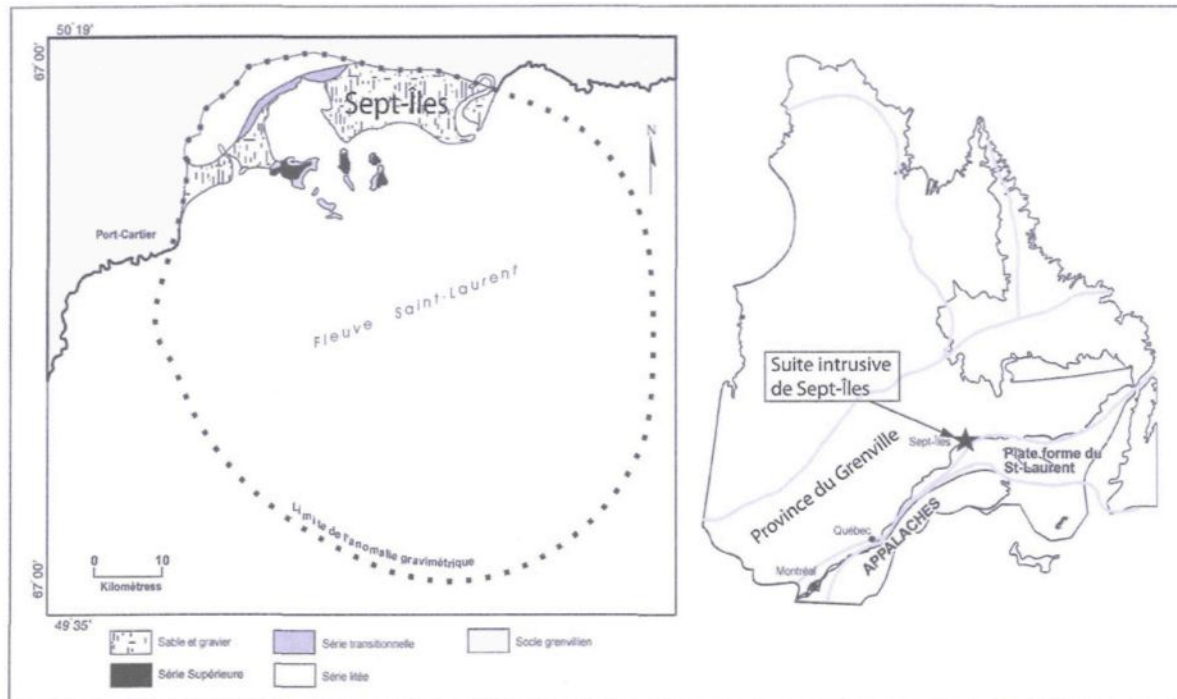


Figure 2.1 Localisation des parties exposées de la suite intrusive de Sept-Îles et le contour de l'anomalie gravimétrique (Cimon, 1998).

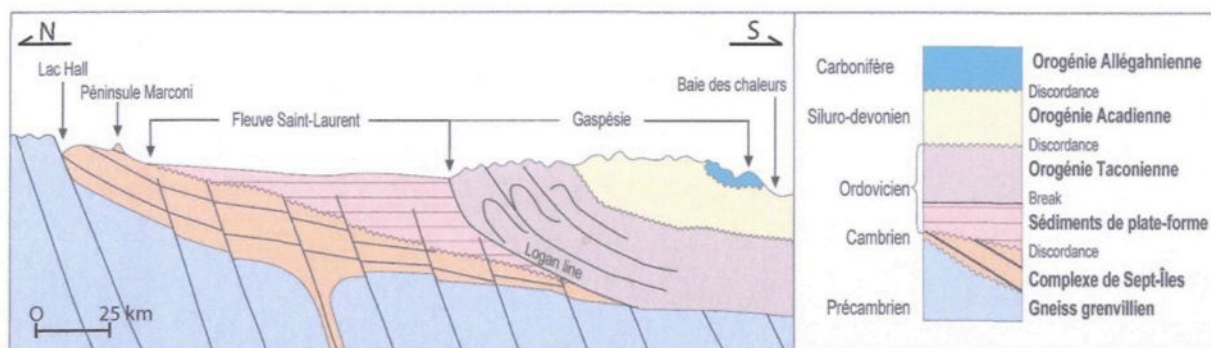


Figure 2.2 Coupe stratigraphique de la plate forme du Saint-Laurent dans un axe nord-sud présentant une coupe de la suite intrusive de Sept-Îles (Cimon, 1998). Les failles normales qui recoupent l'intrusion sont hypothétiques, car aucune étude

séismique n'a été effectué sous le fleuve Saint-Laurent, et ne sont présentes que dans le modèle de Cimon (1998).

2.3 Modèle de Cimon (1998)

Cimon (1998) a subdivisé la suite intrusive de Sept-Îles en quatre séries à partir des observations pétrographiques, texturales, lithologiques et géochimiques observées. Ces séries sont superposées en étages de la base au sommet : la série inférieure, la série litée, la série transitionnelle et la série supérieure. Il mentionne également la présence d'une zone de bordure, constituée essentiellement de gabbro à olivine massif, située de façon discordante à la limite entre l'intrusion de Sept-Îles et l'encaissant grenvillien (Figure 2.3 et 2.4).

1) La série inférieure

La série inférieure constitue la base de l'intrusion et n'a été observée uniquement qu'en forage sur une épaisseur de 640 mètres (son épaisseur vraie est inconnue). Elle se compose à plus de 70% de leucotroctolite et de leucogabbro à olivine massive. La composition minéralogique est principalement constituée de cristaux de plagioclase (An_{62} à An_{70}) parsemés d'aiguilles de rutile en phase cumulus ainsi que l'olivine et le clinopyroxène qui forment de grands cristaux poecilites interstitiels. Cette zone se caractérise par une granulométrie grossière et elle ne présente aucun litage ni foliation magmatique (Cimon, 1998).

2) La série litée

La série litée affleure en bordure de la baie des Sept-Îles et a une épaisseur de 3,03 km dont 0,8 km. La série litée a pu être étudiée grâce à une série de forages effectués par la compagnie d'exploration INCO Ltée en 1991 (Higgins, 2005). Cette série est caractérisée par une disposition parallèle des minéraux planaires (minéraux ferromagnésiens et les oxydes) ainsi que par des lithologies en strates dans lesquelles les minéraux les plus denses se concentrent à la base. La série litée se divise en 5 zones de la base au sommet :

- a) Zone de troctolite porphyroïde : séquence de transition de 620 m d'épaisseur dans laquelle les premières stratifications apparaissent. Elle se compose de séquences de troctolite leucocrate (40%), de gabbro à olivine (24%), de gabbro (15%), d'anorthosite altérée (15%) et de minces lits de magnétite. Cette zone est caractérisée par la disparition de l'orthopyroxène, un appauvrissement en plagioclase et en olivine ainsi qu'une augmentation graduelle en ilménite, magnétite et en clinopyroxène
- b) Zone de gabbro-troctolite : elle est d'une épaisseur de 950 mètres et est constituée de 3 composantes majeures au contenu assez riche en magnétite et ilménite: troctolite (41%), gabbro à olivine (39%) et gabbro (7%) ainsi que les seules unités ultramafiques métriques observées dans l'intrusion.

- c) Zone cyclique : présente une épaisseur de 620 mètres et elle comprend 4 cycles constitués de séquences répétitives de troctolite (10%), de gabbro à olivine (30%), de gabbro (37%), d'anorthosite altérée (20%) et de magnétitite à plagioclases (3%).
- d) Zone gabbroïque : séquence homogène de 600 mètres d'épaisseur constituée à 89% de gabbro à magnétite-ilménite enchevêtré par quelques minces séquences de gabbro à olivine (6%), de troctolite (2%) et d'anorthosite altérée (3%).
- e) Zone critique : présente une stratification magmatique importante et est composée de plus de 50% de gabbro à olivine et de troctolite massive à texture polygonale. Elle résulte de nouvelles injections de magmas et elle se divise en 4 sous-zones : magnétitite à plagioclases (30 m), nelsonite (10m), gabbro-nelsonite (150m) et sous-zone à microtroctolite (30-50m). C'est dans cette zone que se situe l'unité à apatite de la rivière des Rapides (Cimon, 1994).

3) La série transitionnelle

La série transitionnelle affleure en bordure de la baie des Sept-Îles, entre le ruisseau Hall et la rivière des Rapides, ainsi que sur le pourtour de la Pointe Marconi et les îles de l'archipel. Son épaisseur est estimée à environ 2 km pour respecter la géologie locale. Elle a été décrite comme étant une séquence massive de gabbro et d'anorthosite de couleur noire et de granulométrie grossière

(Loncarevic *et al.*, 1990). Une bande à fort relief magnétique est également présente dans le tiers inférieur de cette série, ce qui incite Cimon (1998) à croire que la série transitionnelle comporte plus d'un cycle de différenciation. De plus, Higgins et Doig (1981) mentionne la présence de granophyres à certains endroits dans la séquence de gabbro et d'anorthosite.

4) La série supérieure

La série supérieure affleure sur les parties les plus élevées de la Pointe Marconi ainsi que sur les îles constituant l'archipel. Cette série est riche en feldspath potassique ainsi qu'en quartz et le contact avec les lithologies sous-jacentes est abrupt. Cimon (1998) ne mentionne pas, cependant, une orientation particulière pour ce contact. La série supérieure est hétérogène et contient des séquences minces et enchevêtrées de monzogabbro, de monzosyénite, de diorite et de syénite qui contiennent de nombreuses enclaves mafiques à granulométrie fine. Cimon (1998) indique la présence d'un niveau bréchique contenant des fragments mafiques dans une matrice de granite mésoperthitique qui s'étend sur plusieurs kilomètres le long du contact avec la série transitionnelle. Il ne distingue cependant pas les roches felsiques appartenant au filon-couche de Pointe du Criard (décrites dans le modèle de Higgins (2005) ci-bas).

Cimon (1998) a appliqué le modèle hypothétique de formation de Miller et Weiblen (1990) à la suite intrusive de Sept-Îles (Figure 2.5). Ce modèle présente l'évolution des montées de magma dans la zone de rift de la vallée du Saint-

Laurent. Il suggère que ce magma ait subi plusieurs étapes de fractionnement et que les chambres magmatiques inférieures ont été continuellement nourries par l'apport de magma provenant de la fusion partielle du manteau. Cimon (1998) mentionne également que les séries inférieure et transitionnelle ont probablement été formées à partir d'une bouillie de plagioclase, associée à un magma basaltique, qui a été expulsée des chambres magmatiques plus profondes pour rejoindre celles qui sont à de moindres profondeurs. Il précise aussi que la profondeur de mise en place ainsi que la nature du toit de l'intrusion sont des variables inconnues dans ce modèle.

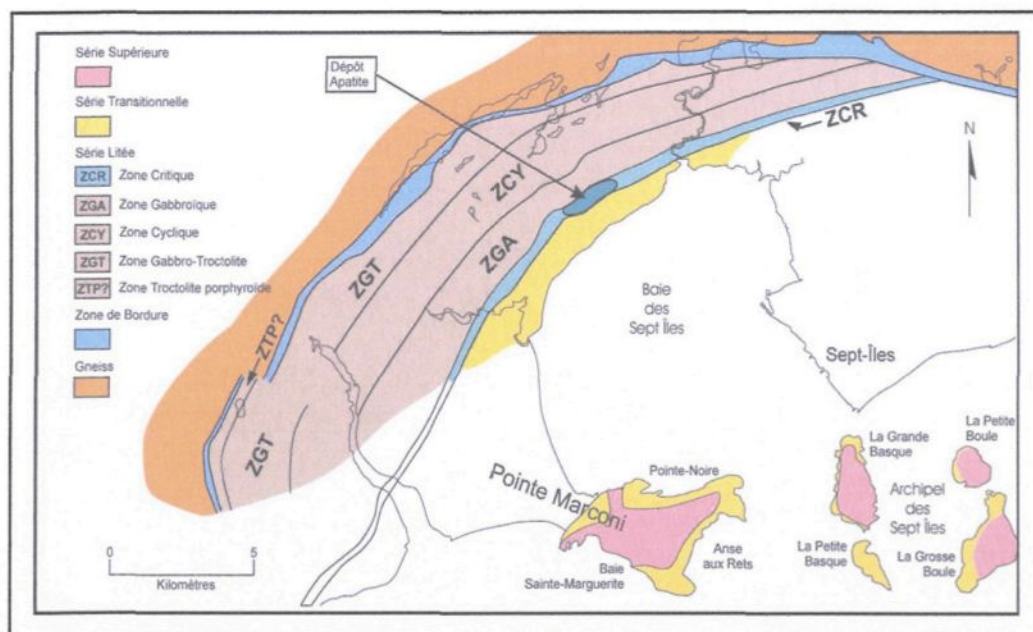


Figure 2.3 Géologie simplifiée des séquences exposées de la suite intrusive de Sept-Îles localisant les différentes zones et séries, dont celle où se trouve l'unité à apatite de rivière des Rapides (Cimon, 1998).

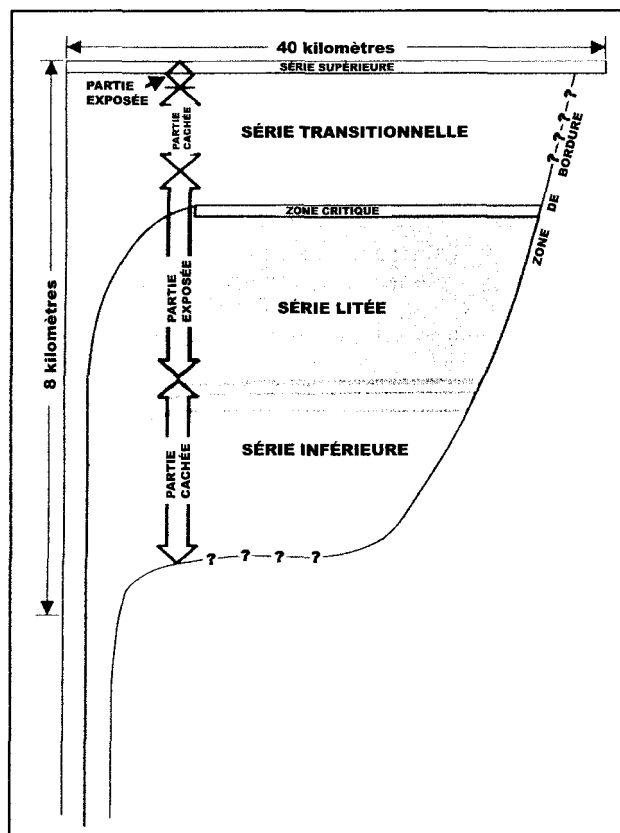


Figure 2.4 Vue en coupe idéalisée de la suite intrusive de Sept-Îles selon le modèle de Cimon (1998). L'étendue latérale de chaque série est hypothétique. Le passage transitoire entre la série inférieure et la série litée ainsi que la zone de bordure en discordance avec le reste de l'intrusion sont présentés. Les parties de l'intrusion qui sont exposées sont indiquées et les points d'interrogation (?) indiquent que ces zones demeurent inconnues. L'échelle verticale est exagérée (Cimon, 1998).

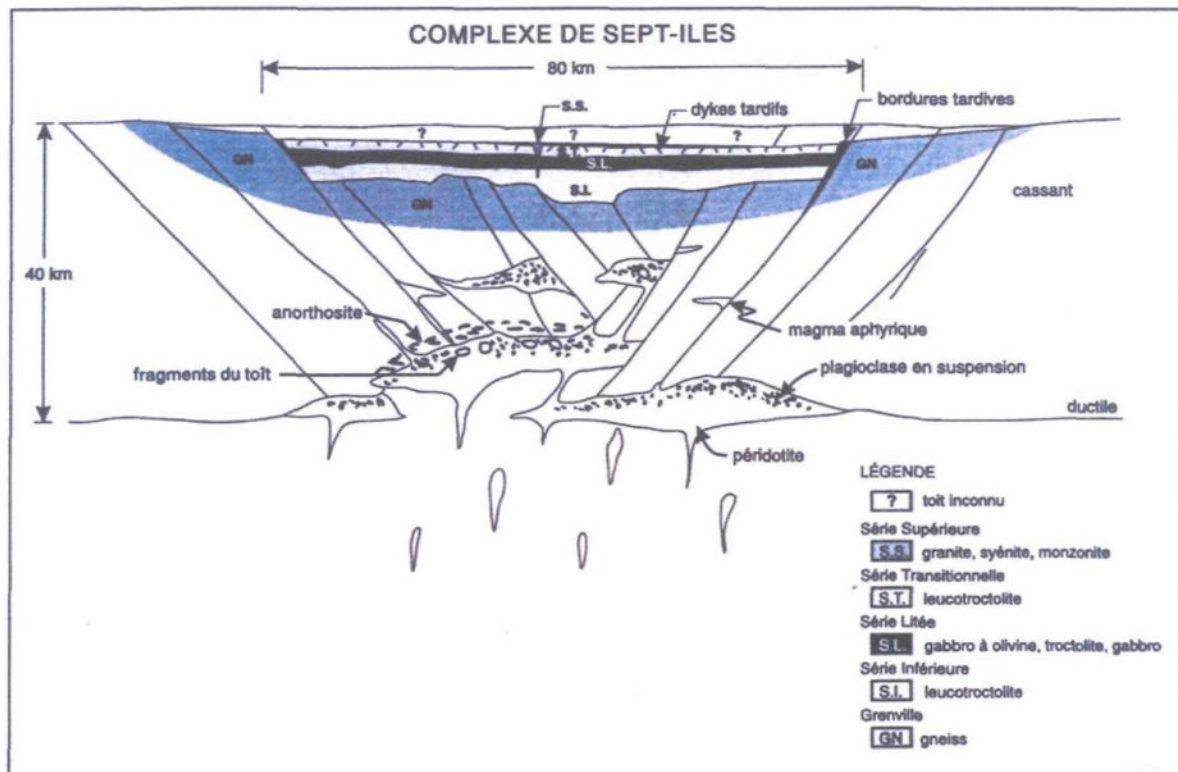


Figure 2.5 Modèle hypothétique de la formation du Complexe de Sept-Îles (suite intrusive) créé par Cimon (1998) et inspiré de Miller et Weiblen (1990). Ce modèle présente l'évolution des montées de magma dans la zone de rift de la vallée du Saint-Laurent et sa progression à travers plusieurs étapes de fractionnement (Tirée de Cimon, 1998).

2.4 Modèle de Higgins (2005)

Higgins (2005) a proposé une nouvelle structure pour la suite intrusive de Sept-Îles en se basant sur une revue globale de la géologie de l'intrusion ainsi que sur une comparaison avec l'intrusion de Skaergaard au Groenland. Il a ainsi subdivisé

la suite intrusive de Sept-Îles en 4 intrusions d'âge post-grenvillien : l'intrusion mafique de Sept-Îles (*Sept-Îles Mafic Intrusion*, SIMI), l'intrusion de bordure de Sept-Îles, l'intrusion de Pointe du Criard et l'intrusion tardive de gabbro de Sept-Îles (Figure 2.6).

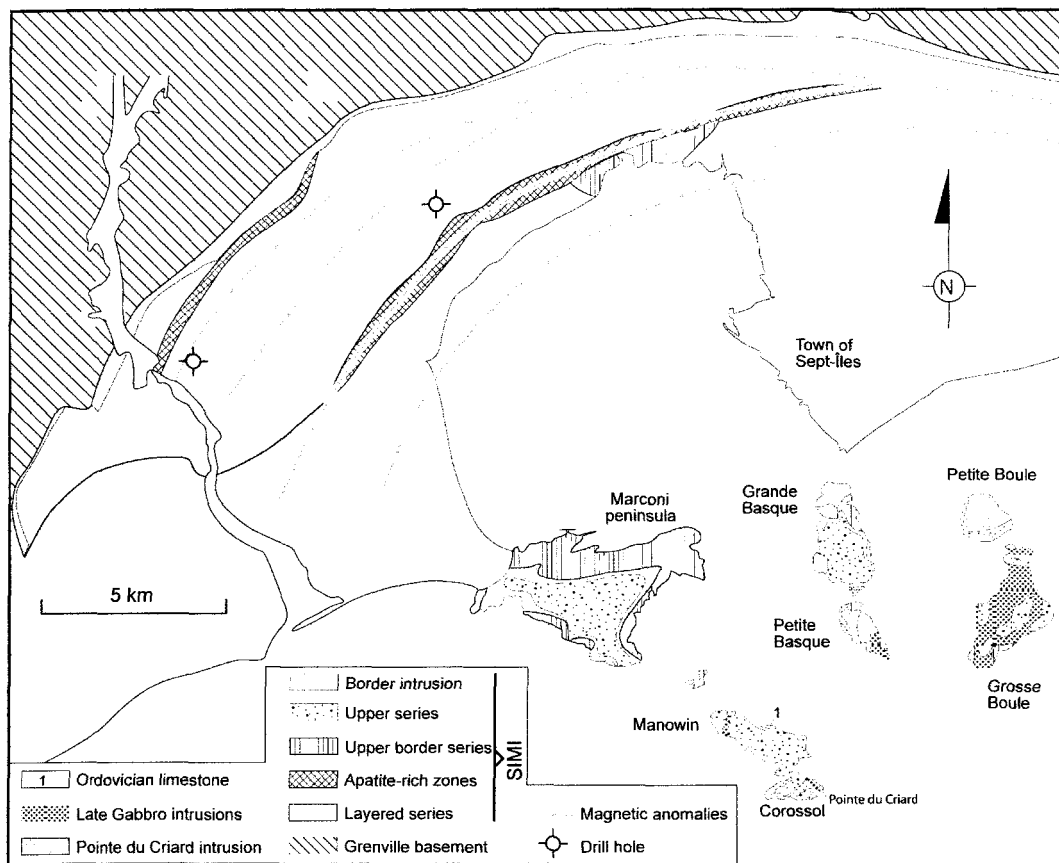


Figure 2.6. Géologie simplifiée des séries exposées de la suite intrusive de Sept-Îles présentant les 4 intrusions ainsi que les séries de la SIMI. Les anomalies magnétiques ainsi que les forages de INCO Ltée sont également indiqués sur cette figure. Tiré de Higgins (2005).

Higgins (2005) a apporté quelques modifications à la structure de l'intrusion mafique de Sept-Îles (SIMI), qui constitue la plus grande composante de la suite intrusive. Dans son modèle, la SIMI est composée de la série inférieure, la série litée, la série de bordure supérieure (appelée série transitionnelle dans le modèle de Cimon (1998)) et de la série supérieure. Higgins (2005) renomme la série transitionnelle (Cimon, 1998) puisqu'il propose une nouvelle interprétation de cette série. Cimon (1998) soutient que la série transitionnelle représente un second cycle de magmatisme alors que Higgins (2005) appelle cette série la série de bordure supérieure et il explique plutôt sa formation par la flottation de plagioclase dans la chambre magmatique.

Higgins (2005) a également décrit plus en détails les granites qui composent la série supérieure. Selon ses observations de terrain, il a divisé ces granites en deux composantes distinctes pétrographiquement sur le terrain : des coussins de monzonite sans enclaves et un matériel interstitiel granitique (qui se situe entre les coussins) très riche en enclaves. Il utilise le terme coussin de façon générale pour décrire les zones dans lesquelles se trouvent ces amalgamations de sphères de composition monzonitique. Higgins (2005) ne discute pas outre mesure de la source à l'origine des zones à coussins mais il propose un mode de formation. Il suggère que ces zones à coussins résultent de la mise en place d'un magma sans enclave dans un premier magma riche en enclaves qui n'était pas encore solidifié. Il soutient également que les coussins se seraient accumulés au plancher de la chambre magmatique pour former un empilement de coussins, ce qui expliquerait

qu'à un certain point il y ait disparition des coussins et que l'on retrouve uniquement du matériel interstitiel riche en enclaves (Figure 2.7).

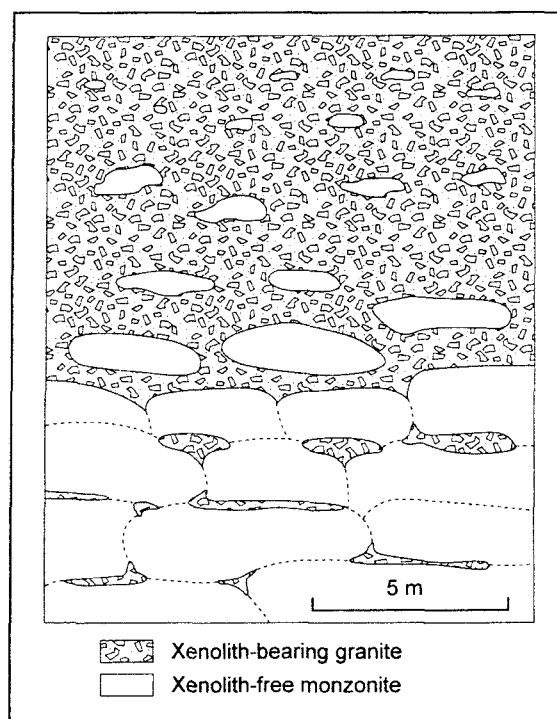


Figure 2.7 Section verticale qui présente un empilement de coussins de monzonite sans enclave ainsi que le matériel granitique riche en enclaves situé entre les coussins (tiré de Higgins (2005)). Région sud de l'île Corossol. Les coussins sont empilés serrés à la base de la chambre magmatique et ils se dissocient pour laisser plus de place au matériel interstitiel granitique dans le haut de la chambre.

Higgins (2005) reconnaît également la présence de l'intrusion du filon-couche de Pointe du Criard. Cette intrusion est mise en place dans les roches felsiques de la série supérieure ainsi que dans l'anorthosite de la SIMI et elle affleure sur les îles ainsi que sur la Pointe Marconi. Ce filon-couche s'étend sur une distance approximative de 10 à 15 km et présente une épaisseur variant de 30 à 50 mètres (Higgins, 1990). Le dyke nourricier, ou encore un des dykes nourriciers, du filon couche est observable sur l'île Corossol, où Higgins (1990) a constaté que le dyke avait d'abord été ouvert par une diabase, suivie d'un leucogabbro et finalement de la syénite porphyrique (Figure 2.8). La diabase présente une bordure figée avec l'encaissant et son épaisseur varie de 10 cm à 3 mètres. La diabase constitue, avec le leucogabbro, environ 2 % du filon-couche (Figure 2.9). De plus, Hounsell (2003) a démontré que la composition de cette diabase est semblable aux compositions de la série de dykes constituant l'intrusion de gabbro tardifs. Le leucogabbro présente un contact lobé avec la diabase et son épaisseur varie environ de 30 cm à 50 cm. Finalement, la syénite porphyrique, qui constitue près de 98% du filon-couche, est chargée d'enclaves de composition mafique à intermédiaire de tailles variables (de 5 à 300 cm) à son contact inférieur. La quantité d'enclaves diminue progressivement pour devenir nulle au contact supérieur. Higgins (2005) suggère que cette zone riche en enclaves a été produite par le mélange de magmas mafique et syénitique au sein du conduit.

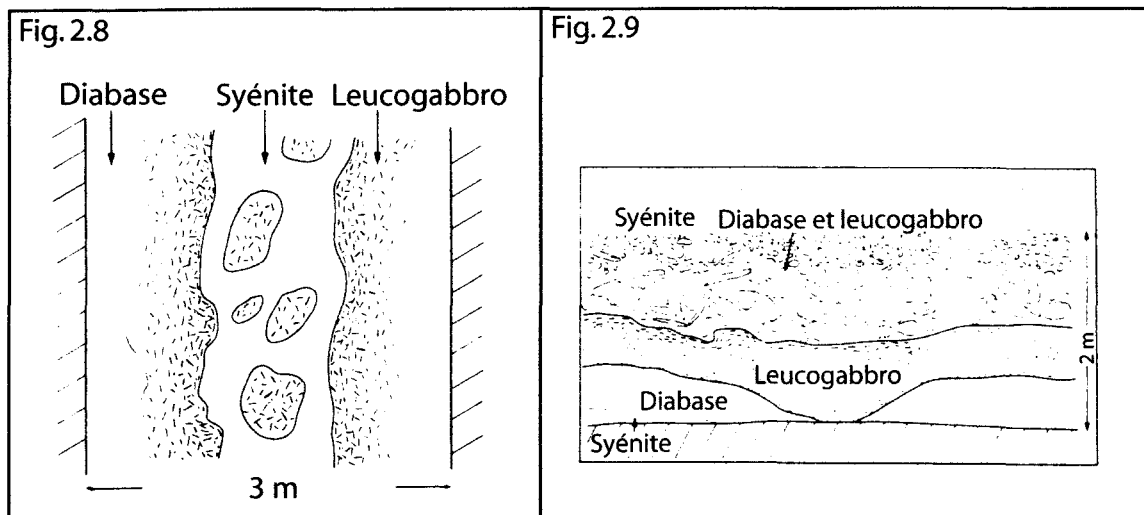


Figure 2.8 Relations de terrain schématisées du dyke nourricier de l'intrusion de la Pointe Criard (Higgins, 1990).

Figure 2.9 Relations de terrain schématisées de la base du filon couche de la Pointe du Criard (Higgins, 1990).

Higgins (2005) a également suggéré un mécanisme de mise en place de la suite intrusive de Sept-Îles (Figure 2.10). Il propose que l'activité magmatique ait été conséquente à la mise en place de basaltes de plateau engendrée par un hypothétique plume mantellique. Bien qu'aucun basalte de plateau n'ait été observé, Higgins (2005) suggère que ces basaltes pourraient toujours être présents sous le fleuve Saint-Laurent ou dans les Appalaches. Il mentionne d'ailleurs que les enclaves mafiques contenues dans les séries litées, transitionnelle et supérieure de la suite intrusive pourraient provenir de l'érosion de ces basaltes de plateau. Par la suite, les magmas mafiques se sont mis en place

le long de la discontinuité entre le socle grenvillien et les basaltes de plateau hypothétiques, ce qui aurait permis une extension latérale maximale pour former une chambre magmatique de 80 km de diamètre. Higgins (2005) ne mentionne pas le mécanisme relié à l'ouverture d'une si grande chambre magmatique, cependant Cousineau et Longuépée (2003) suggère que la localisation de la SISI correspond à un point de jonction entre une zone de rift et une possible faille transformante ce qui faciliterait une telle ouverture. , La cristallisation a ensuite débuté dans la partie supérieure de la chambre magmatique entraînant la formation de la série supérieure de bordure par l'accumulation de plagioclase. Certains cristaux furent poussés aux marges de l'intrusion par les courants de convection, ce qui a engendré la lamination des cristaux de plagioclase. Les minéraux mafiques et le plagioclase se sont formés par la suite et se sont accumulés dans la partie inférieure de la chambre magmatique pour former les séries inférieure et litée. La circulation de fluides hydrothermaux, possiblement favorisée par la présence adjacente d'une faille transformante (Cousineau et Longuépée, 2003), peut avoir conduit à l'effondrement du toit, incorporant ainsi au magma des blocs d'anorthosite altérée qui aurait permis une augmentation de la fugacité d'oxygène entraînant ainsi la cristallisation des couches de magnétite. Finalement, les roches felsiques de la série supérieure, qui ont pu être formées par cristallisation fractionnée, forment une intrusion tabulaire qui a pu se dissocier avec le temps en coupoles indépendantes les unes des autres.

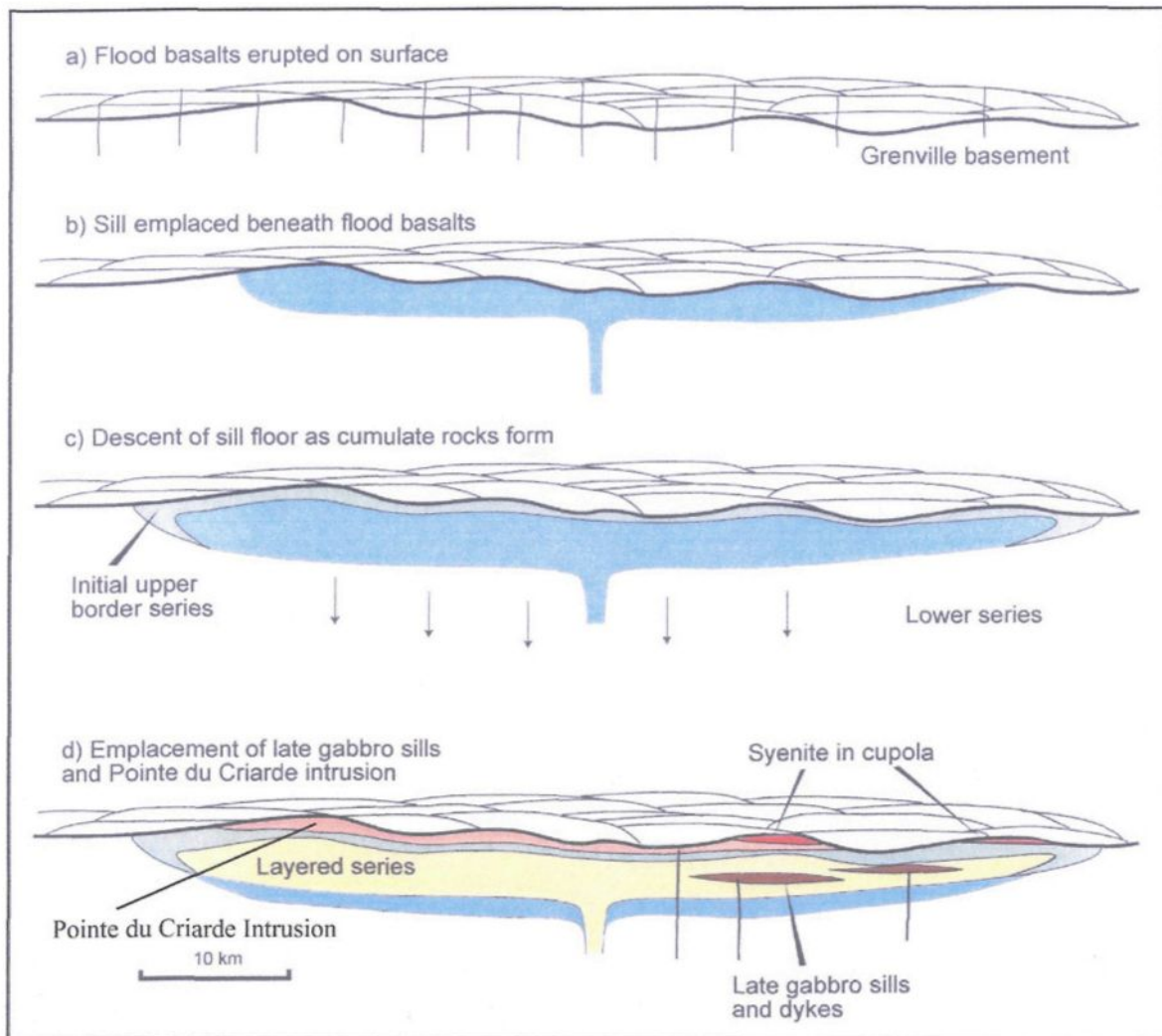


Figure 2.10 Schématisation de la mise en place de la Suite Intrusive de Sept-Îles selon l'interprétation de Higgins (2005). À noter que les composantes ne sont pas toutes à l'échelle.

CHAPITRE 3

ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODE

3.1 Échantillonnage

Ce projet d'étude porte sur une série d'échantillons provenant de la série supérieure de la suite intrusive de Sept-Îles (SISI) ainsi que du filon-couche de Pointe du Criard (PDC). L'échantillonnage a été effectué sur 6 des îles constituant l'archipel (îles Corossol, Manowin, Grande Basque, Grosse Boule, Petite Boule et îlets Dequen) ainsi que sur la péninsule Marconi. Cinquante échantillons ont été amassés en se basant sur les variations texturales et minéralogiques observées sur le terrain au sein de la série supérieure de la SISI. Neuf échantillons additionnels ont été amassés dans la zone à syénite porphyrique du filon-couche de Pointe du Criard. L'échantillonnage a été effectué de manière à couvrir une zone d'extension suffisante pour permettre de vérifier s'il y a de grandes variations pétrologiques et géochimiques au sein de ces roches felsiques.

Certains endroits ont été cartographiés sur des distances variant de 5 à 100 mètres dans le but d'identifier les variations lithologiques latérales des roches felsiques de la série supérieure de la SISI. Certains contacts du filon-couche de Pointe du Criard et de la série supérieure de la SISI ont été cartographiés pour déterminer les relations spatiales entre ces deux unités.

3.2 Traitement des échantillons

Les échantillons amassés ont été utilisés pour déterminer le mode de formation de l'ensemble des roches felsiques faisant partie de la SISI. Pour ce faire, deux grandes études ont été menées : une étude pétrographique et une étude géochimique. Dans chacun des cas, le traitement des échantillons varie selon le besoin. Une liste de tous les échantillons ainsi que des analyses effectuées sur chacun est présente en annexe.

3.2.1 Étude pétrographique

Au cours de l'étude pétrographique, 36 lames minces choisies parmi les 59 échantillons de départ qui ont été étudiées. Ces 36 échantillons ont été choisis pour leur faible taux d'altération ainsi que pour leur localisation. Ainsi, des échantillons provenant de chacune des îles étudiées ainsi que de la Pointe Marconi ont été pris. De plus, la répétitivité des différents types de roches a été prise en considération pour déterminer s'il y a de la variabilité au sein de la série supérieure de la SISI et du filon-couche de Pointe du Criard.

La première partie de cette étude pétrographique a consisté à diviser en plusieurs groupes les échantillons d'après leurs caractéristiques mégascopiques. Une première classification a été faite de façon à distinguer les roches felsiques appartenant à la série supérieure et celles appartenant au filon-couche de Pointe du Criard. En se basant sur les travaux de terrain, les échantillons provenant de la série supérieure ont par la suite été subdivisés en trois sous-groupes selon

certaines critères visuels. Ainsi, les premières subdivisions sont faites entre les roches felsiques de la série supérieure qui contiennent des enclaves (RFAE) et celles qui n'en contiennent pas (RFSE). Cette subdivision est nécessaire car ces 2 groupes de roches présentent de grandes différences tant au point de vue pétrographique que géochimique. La troisième subdivision a été faite pour les roches provenant des zones à coussins (ZC). Plusieurs roches provenant de ces zones particulières, décrites au chapitre 2, se distinguent pétrographiquement des roches felsiques avec et sans enclaves. Cependant, il n'y a aucune certitude que les RFAE et RFSE n'appartiennent pas à des zones à coussins de très grandes dimensions et que l'effet d'échelle ne nous permette pas de les distinguer. Malgré cette incertitude, les zones à coussins seront traitées à part dans ce mémoire étant donné les différences observées entre les roches des zones à coussins et les autres roches de la série supérieure.

Suite à cette première classification, l'étude a consisté à déterminer l'assemblage minéralogique de chaque échantillon pour regarder les corrélations existantes entre les échantillons des mêmes groupes. La minéralogie détaillée a été déterminée à l'aide d'un microscope à lumière polarisée et la compilation des données est disponible en annexe. Les proportions des différents minéraux ont d'abord été déterminées à l'œil nu. Par la suite, les lames minces ont été numérisées puis traitées à l'aide du logiciel Corel PHOTO-PAINT 9 pour déterminer la quantité de minéraux ferro-magnésiens. Les proportions des

feldspaths potassiques ont été déterminées grâce aux colorations de feldspath décrites plus loin dans ce chapitre.

La taille des minéraux et leur agencement spatial ont été déterminés, ce qui a permis d'identifier la texture de chaque échantillon. Dans ce cas-ci, les textures peuvent être utilisées comme indice dans la détermination du processus de formation de la roche. Elles ont permis de déterminer s'il y avait eu cristallisation continue, réinjection de magma, plusieurs phases de cristallisation ou encore refonte des minéraux présents.

Une étude qualitative des textures a été effectuée sur 11 échantillons provenant de la série supérieure et 10 échantillons provenant du filon-couche de la Pointe du Criard. Pour ce faire, les échantillons ont été sciés en blocs d'environ 10 cm X 5 cm X 4 cm ont par la suite subi une coloration à l'acide fluorhydrique selon la méthode décrite par Bédard (2005). Cette coloration permet une identification rapide des feldspaths potassiques et des plagioclases et permet également de mettre en évidence la texture porphyrique de la syénite du filon-couche de la Pointe du Criard. Les blocs colorés ont par la suite été numérisés et traités à l'aide du logiciel information Corel PHOTO-PAINT 9. Les images obtenues ont été comparées les unes aux autres pour vérifier les variations texturales visibles.

L'assemblage minéralogique a également été analysé au point de vue géochimique. Les analyses ont été effectuées à la microsonde (CAMECA SX100, voltage :15 keV, rayon : 10 μ) de l'Université Laval (Québec) et les minéraux suivants ont été analysés : feldspath potassique, plagioclase, clinopyroxène,

amphibole, magnétite et ilménite. La compilation des données recueillies à la microsonde se trouve en annexe.

3.2.2 Étude géochimique

Une étude géochimique portant sur les 36 échantillons décrits précédemment est nécessaire pour déterminer la source des roches felsiques. Une modélisation basée sur la géochimie des échantillons amassés au cours de ce projet va permettre de déterminer le mode de formation des roches felsiques de la série supérieure de la SISI ainsi que du filon-couche de Pointe du Criard. Trente-six échantillons ont été d'abord sciés et par la suite broyés en trois étapes : au broyeur à mâchoire, au broyeur BICO à plaques de porcelaine et au pulvérisateur à anneaux en oxyde d'aluminium dit « shatterbox ».

Quatre grammes de chaque échantillon sont nécessaires pour faire l'analyse des oxydes majeurs (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 et LOI-perte au feu) par fluorescence-X (XRF). Vingt-sept échantillons ont été analysés à l'Université de Liège (XRF :CGR Lambda 2020 spectrometer and ARL 94000 XP), alors que 9 autres échantillons, amassés au cours de la deuxième campagne d'échantillonnage, ont été analysés au Geosciences Laboratories (Ministère du développement du Nord et des Mines de l'Ontario). Dans chacun des cas, le standard interne de l'UQAC (Shale-0046) a été analysé parmi la série d'échantillons pour s'assurer que les résultats soient de bonne qualité, tant au point de vue de l'exactitude que de la reproductibilité. Des analyses par activation

neutronique (INAA), faites à l'Université du Québec à Chicoutimi, ont également été effectuées pour les oxydes majeurs Na_2O , K_2O et FeO , ce qui a permis de confirmer l'exactitude des données obtenues par fluorescence-X.

Les éléments traces ont été analysés à l'aide de trois méthodes d'analyses différentes. Les éléments terres rares (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Ho, Yb, Lu) ainsi que Ba ont été déterminés par ICP-MS (VG Elemental Plasma Quad PQ2) à l'Université de Liège en Belgique. Les éléments Rb, Sr, Pb, Zr, Nb, Y, Cu et Zn ont été analysés par fluorescence-X à l'Université de Liège également. Finalement, les éléments Th, U, Ta, Sc, Co et Hf ont été analysés par INAA (activation neutronique) à l'Université du Québec à Chicoutimi. Chaque méthode choisie pour les différents éléments permet d'assurer un contrôle sur la qualité des analyses. L'ensemble des résultats portant sur la géochimie (éléments majeurs et éléments traces) se retrouvent dans l'annexe de ce mémoire.

Les analyses isotopiques en Sr ont été effectuées au laboratoire de l'Université Libre de Bruxelles. Neuf échantillons en tout ont été analysés, dont 2 provenant du filon-couche de Pointe du Criard. Les échantillons ont d'abord subi une dissolution à l'acide et les ratios isotopiques de Sr ont été mesurés à l'aide d'un filament simple de Ta (Micromass Sector 54). Tous les ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été recalculés d'après l'âge de la suite intrusive de Sept-Îles établi à 564 Ma par Higgins et van Breemen (1998).

CHAPITRE 4

PÉTROGRAPHIE

Ce chapitre présente une description détaillée de la minéralogie ainsi que des textures des roches felsiques associées à la suite intrusive de Sept-Îles (SISI). Cette étude pétrographique a été effectuée à partir des échantillons mégascopiques ainsi qu'une série de lames minces.

Il y aura d'abord une description des roches felsiques qui composent la série supérieure de la SISI. Ces roches sont divisées en 3 sous-groupes : les roches felsiques sans enclave (RFSE), avec enclaves (RFAE) et les zones à coussins (ZC). Par la suite, il y aura une description des roches qui composent le filon-couche de Pointe du Criard (RFPC).

Les granitoïdes seront identifiés selon la classification des granitoïdes de l'IUGS qui est basée sur les proportions modales du quartz, des feldspaths alcalins et des plagioclases. Ces proportions modales ont été calculées à partir de l'estimation visuelle et numérique (logiciel informatique Corel PHOTO PAINT 9) des pourcentages des minéraux observés en lames minces ainsi que sur les blocs d'échantillons colorés. Ces valeurs ont par la suite été reportées sur le diagramme de classification de Streckeisen (1976).

4.1 Situation géographique des échantillons amassés

Les échantillons utilisés dans le cadre de l'étude pétrographique proviennent de la Pointe Marconi ainsi que des îles Grande Basque, Grosse Boule, Petite Boule, Manowin, Corossol et les îlets Dequen (Figure 4.1). Les figures 4.2 à 4.5 présentent les cartes topographiques de chaque zone étudiée ainsi que les échantillons qui ont été recueillis. Les différents groupes qui sont identifiés (RFSE, RFAE, ZC et RFPC) ne sont pas distribués de façon homogène sur le terrain. Certains échantillons amassés n'ont pas été utilisés dans le cadre de cette étude, mais ils sont tout de même représentés sur les cartes puisqu'une description mégascopique en a été faite.

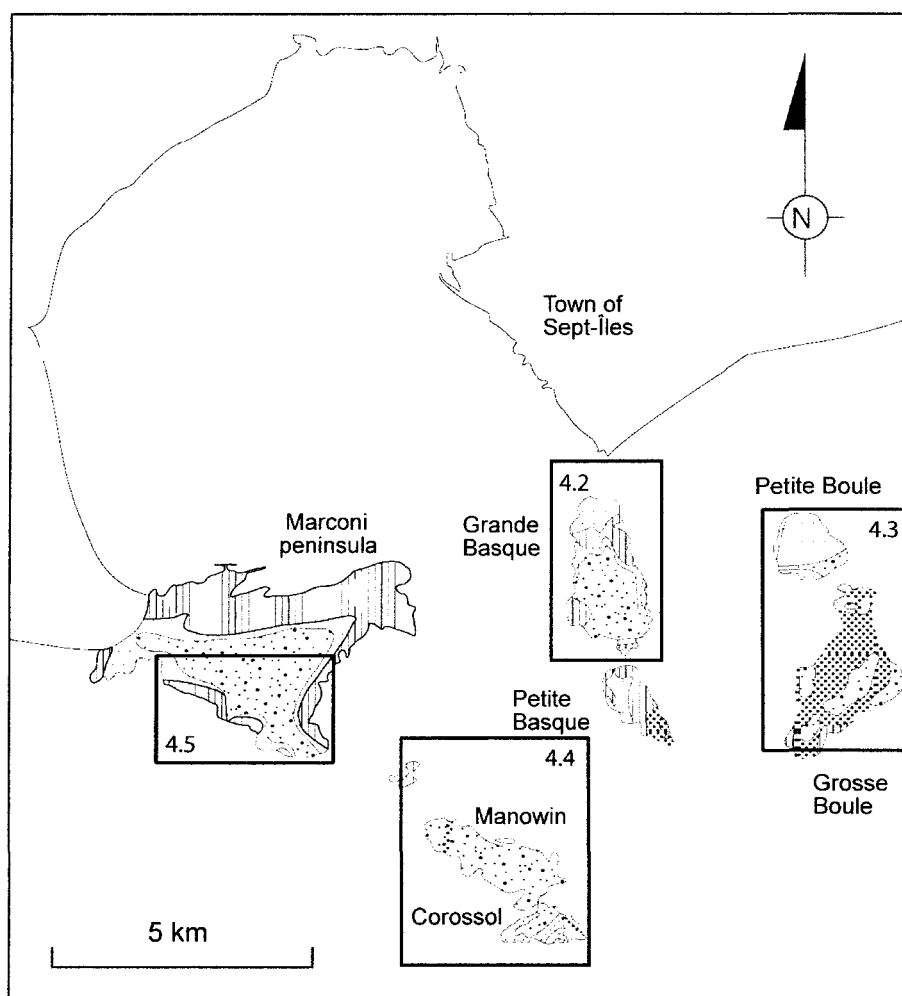


Figure 4.1 Carte géologique de l'archipel de Sept-Iles (tiré de Higgins (2005)).

Localisation des figures 4.2 à 4.6.

Figure 4.2 Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Île Grande Basque, Sept-îles. Tiré de : Québec (Province), Service de la cartographie; (1983) Carte de Sept-Îles, document de travail 22J 01-200-0201. [Papier] Québec, Gouvernement du Québec, ministère de l'Énergie et des Ressources, service de la cartographie, 1 carte N&B, 105X46cm, 1 :20000.

Figure 4.3 Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Île Grosse Boule et Petite Boule, Sept-îles. Tiré de : Québec (Province), Service de la cartographie; (1983) Carte de Sept-Îles, document de travail 22J 01-200-0201. [Papier] Québec, Gouvernement du Québec, ministère de l'Énergie et des Ressources, service de la cartographie, 1 carte N&B, 105X46 cm, 1 :20000.

Figure 4.4 Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Île Manowin, île Corossol et îlets DeQuen, Sept-îles. Tiré de : Québec (Province), Service de la cartographie; (1983) Carte de Sept-Îles, document de travail 22J 01-200-0101. [Papier] Québec, Gouvernement du Québec, ministère de l'Énergie et des Ressources, service de la cartographie, 1 carte N&B, 105X46 cm, 1 :20000.

Figure 4.5 Localisation des échantillons amassés au cours de cette étude. Pointe Marconi, Sept-îles. Tiré de Québec (Province), Service de la cartographie; (1983) Carte de Sept-Îles, document de travail 22J 01-200-0201 et 22J 01-200-0202. [Papier] Québec, Gouvernement du Québec, ministère de l'Énergie et des Ressources, service de la cartographie, 1 carte N&B, 105X46 cm, 1 :20000.

Figure 4.2

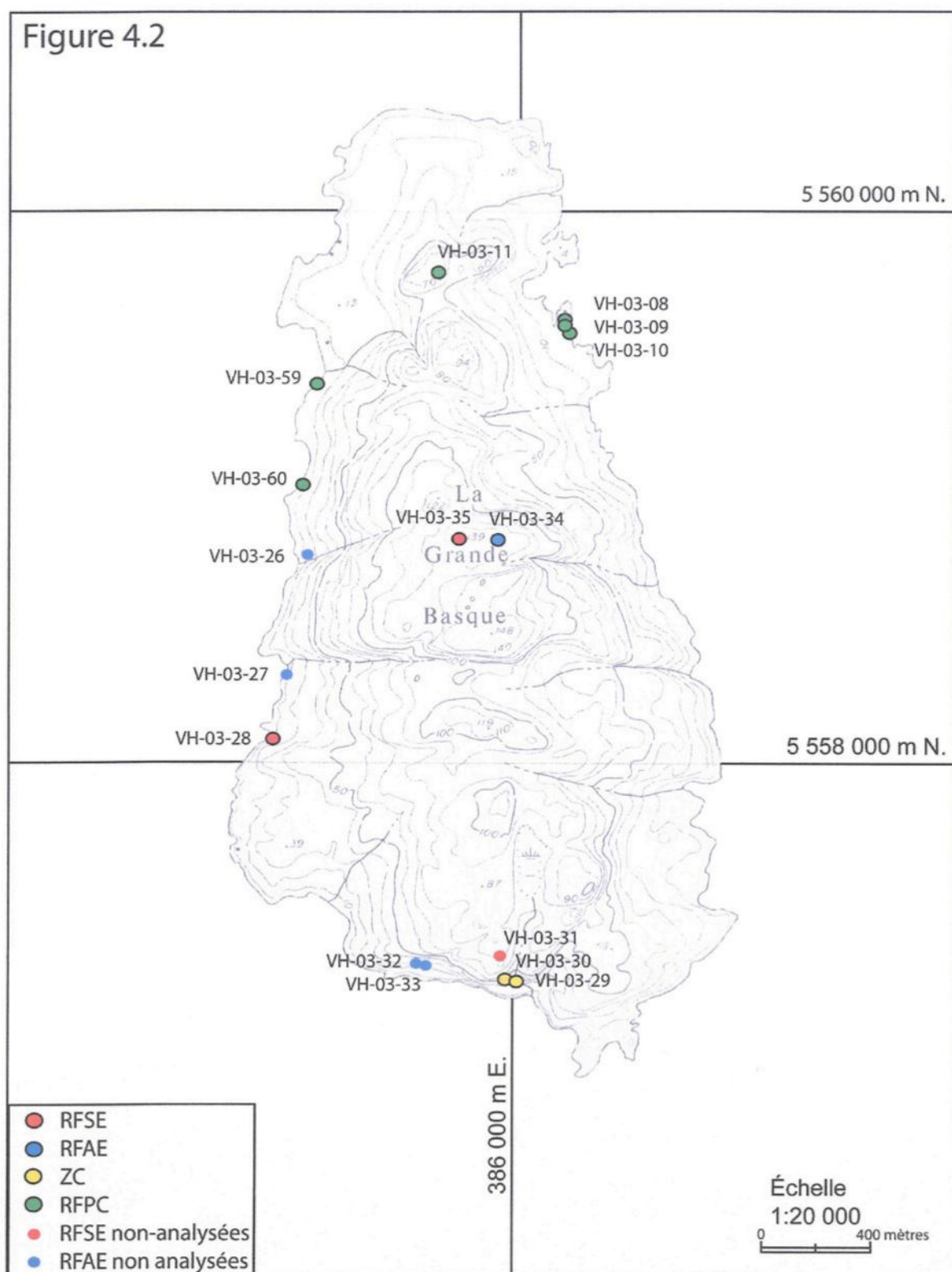
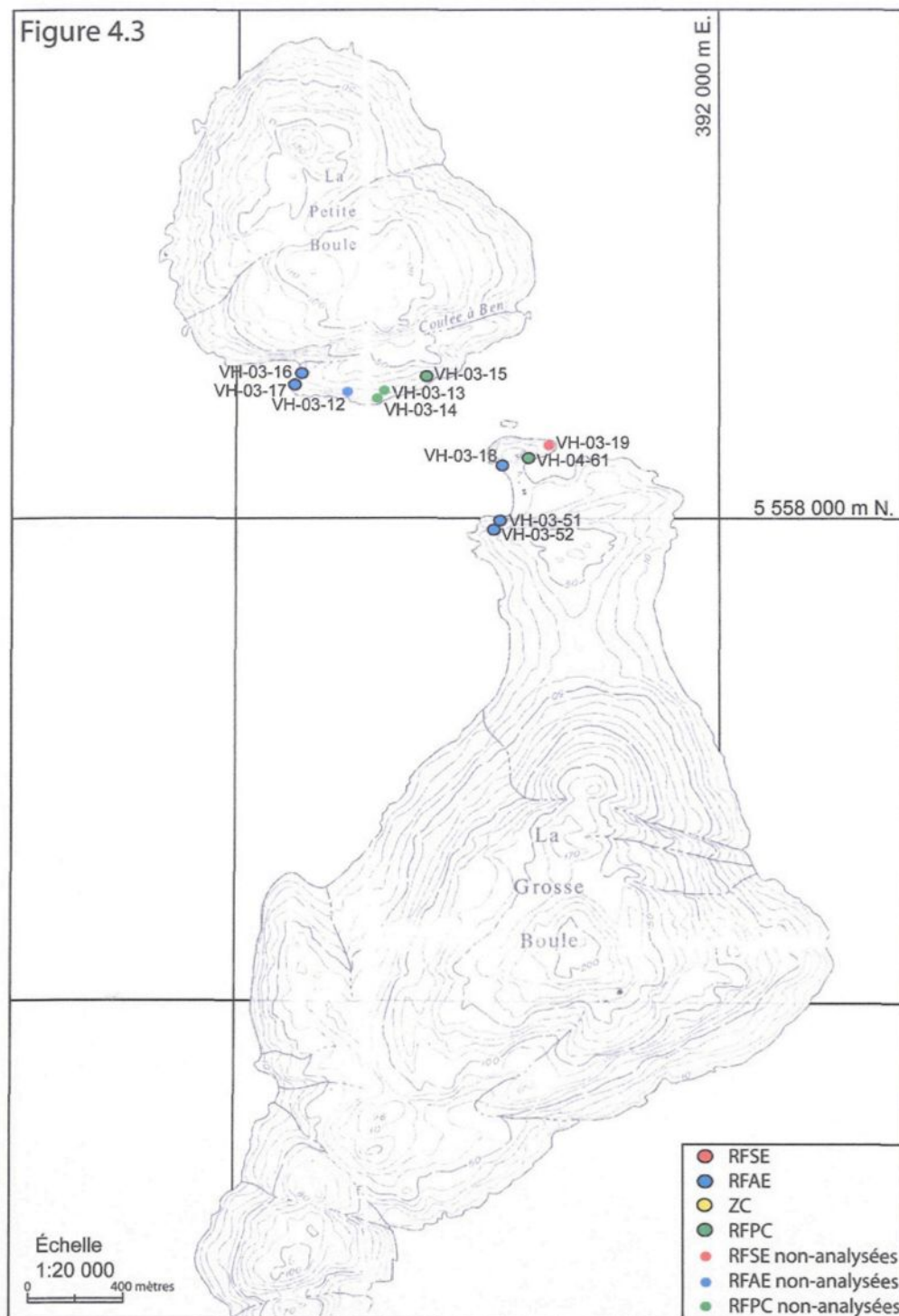
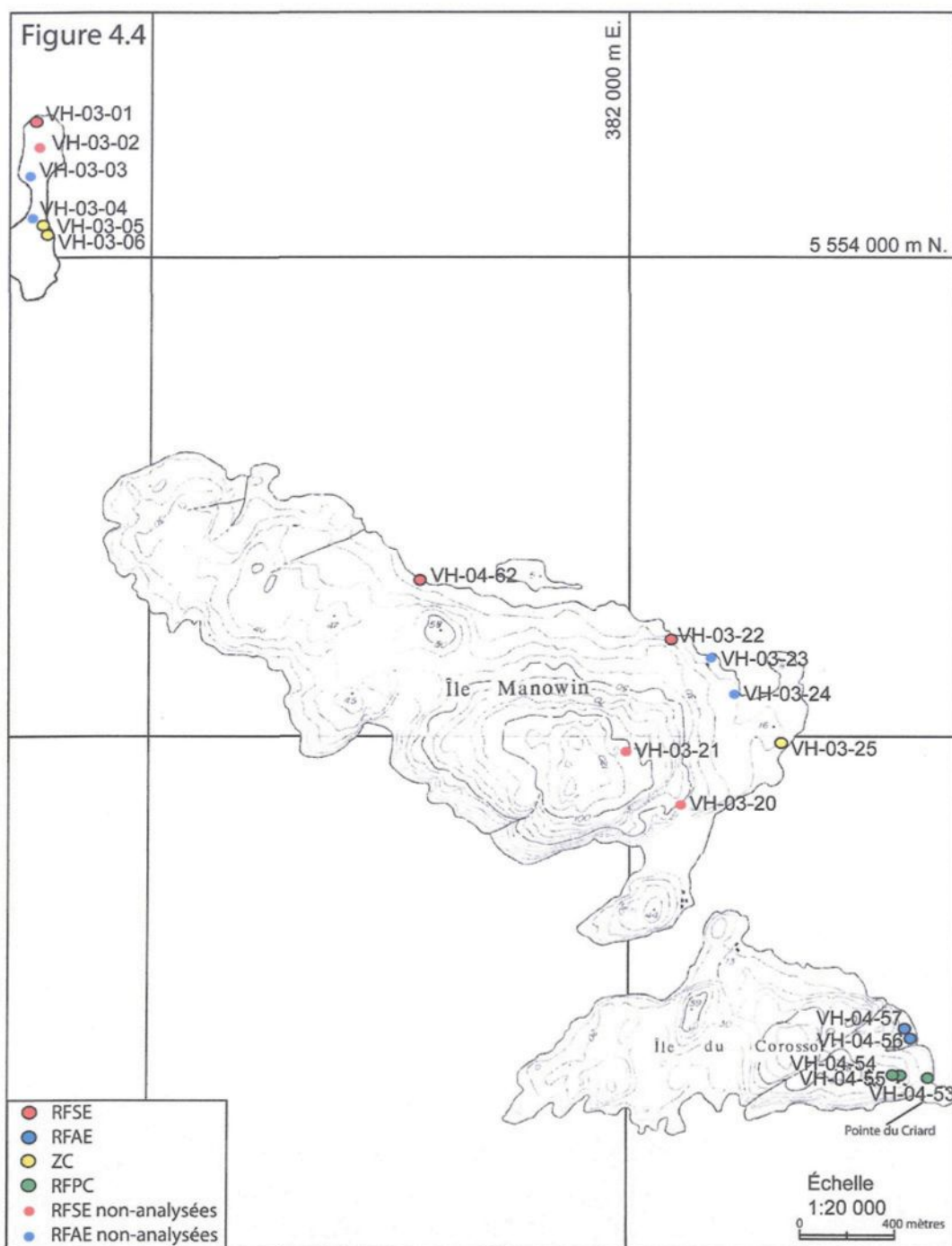
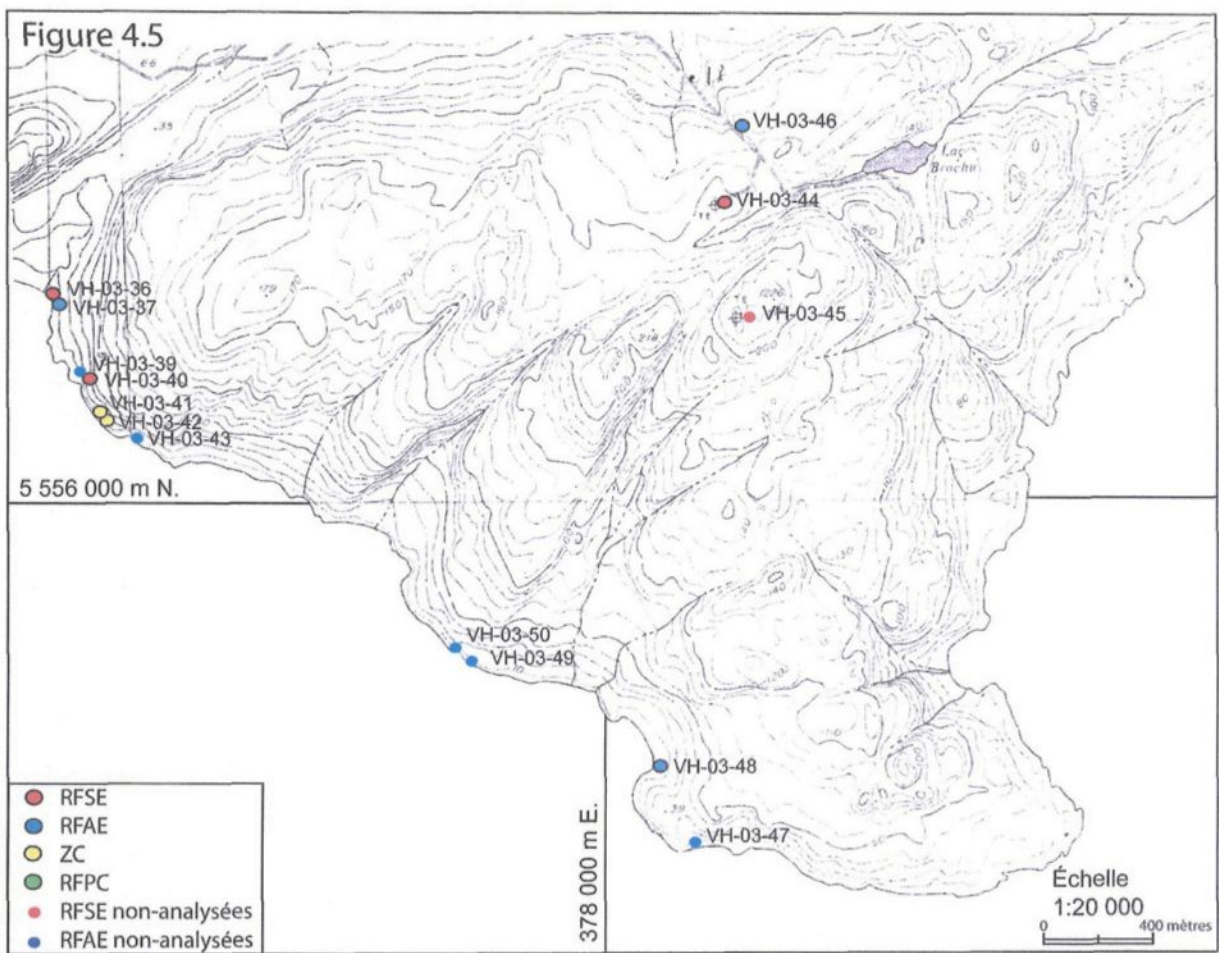


Figure 4.3







4.2 Classification selon l'IUGS

Selon la classification de l'IUGS (Figure 4.6), les compositions des roches felsiques de la série supérieure et celle du filon-couche de Pointe du Criard sont très variables. Dans le cas des roches provenant de la série supérieure, les RFSE sont principalement des quartzo-syénites à feldspath alcalin ainsi que des granites alcalins alors que les RFAE ont une composition variant de quartzo-syénite à feldspath alcalin à des syénites à feldspath alcalin. Les échantillons de la ZC, autant celles appartenant aux coussins qu'au matériel interstitiel, sont identifiées comme étant des quartzo-syénites à feldspath alcalin. Pour ce qui est des RFPC, elles présentent une plus grande variabilité et leurs compositions varient des syénites à feldspath alcalin aux granites alcalins. De plus, l'ensemble des roches qui constituent la série supérieure et le filon-couche de Pointe du Criard présente des similitudes avec le *Lebowa Granite Suite* de l'intrusion du Bushveld dont les compositions se varient de granite à feldspath alcalin à syénogranite (Wilson *et al.*, 2000).

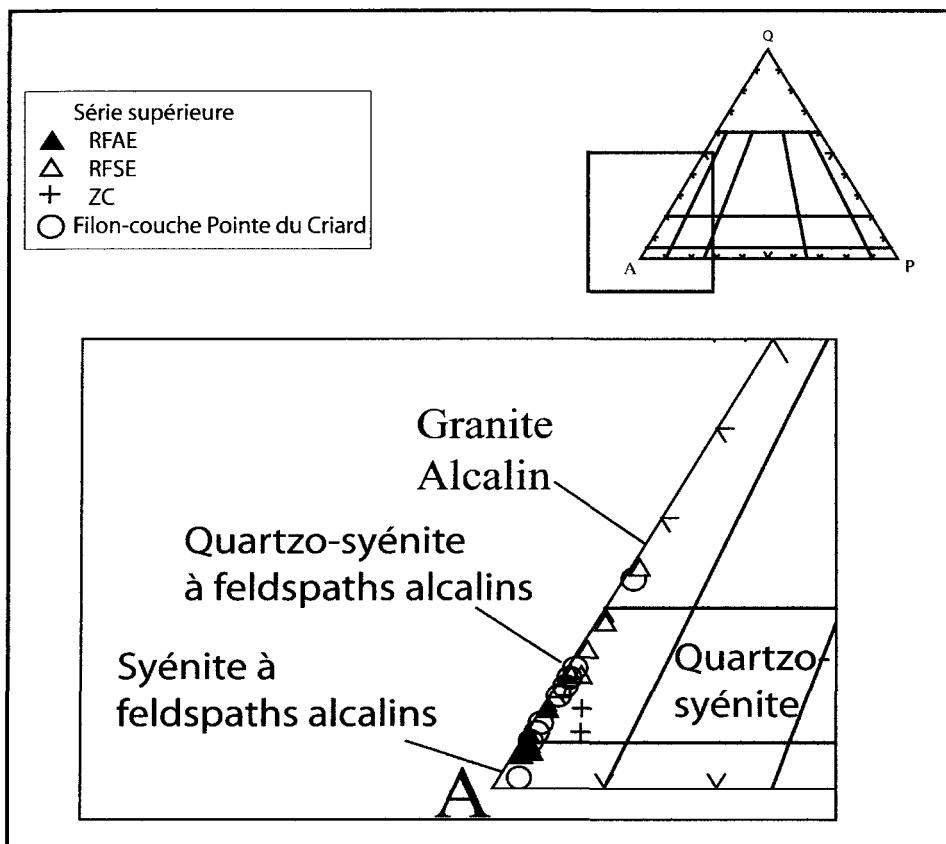


Figure 4.6 Diagramme de Streckeisen (1976) basé sur les proportions de quartz-feldspath alcalin - plagioclase calculées à partir des proportions modales obtenues par coloration des feldspaths de blocs d'échantillons. Bien que les feldspaths potassiques soient en général microperthitiques, ils ont été considérés comme s'ils n'en possédaient aucune pour simplifier les calculs reliés au diagramme. Il est important de noter que les microperthites peuvent engendrer un léger déplacement vers le pôle plagioclase, cependant ce déplacement est minime (< 5%) ce qui n'affectera pas la classification. Les échantillons de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard sont représentés sur ce diagramme. Q : quartz; A : feldspath alcalin; P : plagioclase.

4.2.1 Classification des granitoïdes selon la norme CIPW

Le calcul de la norme CIPW permet de déterminer une estimation de la minéralogie d'une roche à partir de sa géochimie. Une classification peut par la suite être utilisée pour déterminer le type de roche analysée. Dans ce cas-ci, le calcul de la norme CIPW a été effectué à partir du logiciel Norm3 de Kurt Hollocher (Département de géologie, Union College, Schenectady (NY)). Les résultats ont par la suite été projetés sur un diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976), en accord avec la classification des granitoïdes de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) (Figure 4.7).

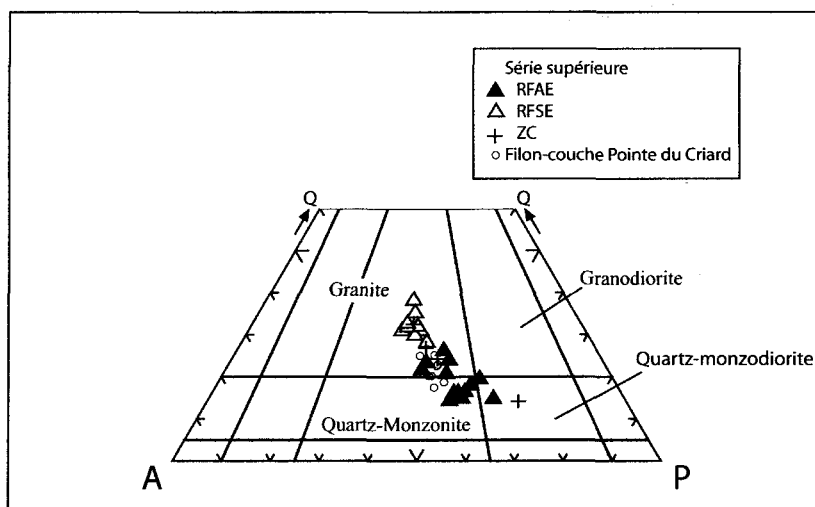


Figure 4.7 Diagramme de Streckeisen (1976) basé sur les proportions de quartz-feldspath alcalin - plagioclase (calculé à partir de la norme CIPW) qui présente les échantillons appartenant à la série supérieure de la suite intrusive de Sept-Îles et au filon-couche de Pointe du Criard. Q : quartz (SiO_2); A : feldspath alcalin (KAlSi_3O_8); P : plagioclase ($\text{Na (AlSi}_3\text{O}_8) - \text{Ca (Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$) .

On constate que le diagramme obtenu à partir de la norme CIPW diffère fortement de celui basé sur les proportions modales observées en lames minces. Tous les échantillons se trouvent déplacés vers la droite sur le segment Feldspath alcalin- Plagioclase, ce qui indique que les échantillons seraient beaucoup plus riches en plagioclases qu'estimés visuellement et par coloration. Les plagioclases n'ont été observés qu'en très petites quantités ($< 2\%$) dans tous les échantillons étudiés. Il est à noter que la composante albite peut à la fois faire partie d'un feldspath alcalin ou encore d'un plagioclase. Dans l'estimé visuel, le sodium est probablement entièrement dans le feldspath potassique puisqu'il n'y a pratiquement pas de plagioclase calcique. Cependant, la présence de microperthite a été observée lors des analyses à la microsonde et les compositions des ces lamelles d'exsolution (voir section suivante) présentent des compositions sodiques. Par contre, la norme CIPW a attribué toute l'albite au plagioclase et considère que le feldspath alcalin est uniquement composé d'orthose, ce qui explique une quantité si grande de plagioclases dans le diagramme de classification. La norme attribue un pourcentage plus élevé de plagioclase pour les RFAE et les roches du filon-couche de la Pointe du Criard, ce qui est sans doute dû au fait que ces échantillons sont plus riches en calcium (le parfois plus que le double) que les RFAE. La variation dans la concentration du calcium va ainsi produire une distribution en ligne courbe qui sera résorbée dans le diagramme de Streckeisen (Figure 4.6). Le calcium sera alors accommodé par les phases ferro-magnésiennes tels l'amphibole et le clinopyroxène.

Le calcul de la norme CIPW ne tient également pas compte du caractère hydraté de la roche. Ainsi, les calculs sont effectués en supposant que le magma original est anhydre, ce qui implique que les minéraux tels la biotite et l'amphibole ne peuvent pas être présents. Dans le cas de ce projet, l'étude pétrographique indique clairement que l'amphibole est la composante ferromagnésienne dominante, le clinopyroxène étant très rare (<1% des lames minces). En se référant aux formules chimiques générales de l'amphibole $((\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2)$ et du clinopyroxène $((\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{SiO}_3)$, on remarque qu'en omettant l'amphibole il y aura beaucoup plus de complexes SiO_3 disponibles. C'est donc une des raisons pourquoi le quartz est surévalué dans le calcul de la norme CIPW.

La classification des granitoïdes effectuée à partir des données obtenues par le calcul de la norme CIPW n'est donc pas adéquate pour les raisons évoquées ci-haut. La classification des roches en utilisant les proportions modales de chaque minéral à l'aide de la numérisation des blocs colorés et des lames minces est donc plus réaliste. Bien que certains échantillons ne contiennent pas de cristaux de plagioclase, le pôle du plagioclase demeure présent en petite quantité dû à la présence de microperthites dans les feldspaths alcalins.

4.3 Description mégascopique et pétrographique

4.3.1 Les roches felsiques de la série supérieure

Les roches qui composent la série supérieure de la SISI ont été divisées en 3 groupes : les roches felsiques sans enclaves (RFSE), les roches felsiques avec enclaves (RFAE) et les roches felsiques des zones à coussins (ZC). Une description mégascopique et pétrographique sera présentée pour chaque groupe.

4.3.1.1 Roches felsiques sans enclaves (RFSE)

Caractéristiques mégascopiques

Au point de vue mégascopique, les quartzo-syéénites à feldspath alcalin et les granites alcalins sont de couleur rose et ils sont principalement composés de feldspath potassique, de quartz, de plagioclases, de minéraux ferromagnésiens et d'oxydes Fe-Ti (Figure 4.8). Ils présentent une granulométrie généralement très homogène au sein de chaque échantillon qui varie de 2 à 7 mm. Les échantillons présentent des textures hypidiomorphes granulaires typiques et ils ne présentent aucune foliation ni litage magmatique (Figure 4.9).



Figure 4.8 Affleurement typique d'un granite alcalin sans enclave provenant de la Pointe Marconi (échantillon VH-03-36). Les feldspaths alcalins sont rose et la hornblende et les oxydes de Fe-Ti qui sont les minéraux noirs. La distribution des minéraux est homogène et il n'y a aucune foliation ni litage.

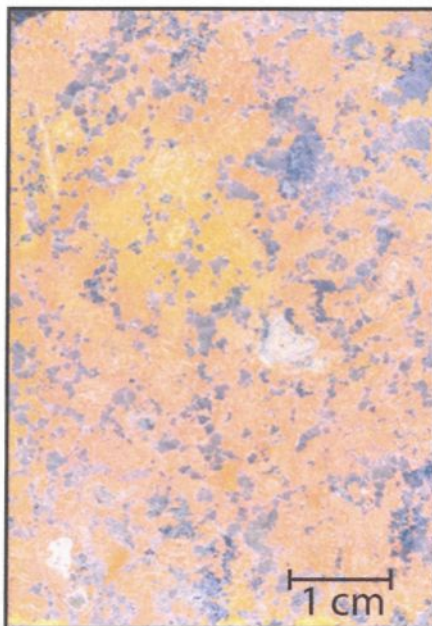


Figure 4.9 Granite alcalin sans enclave de la série supérieure (VH-04-62). Les feldspaths potassiques sont de couleur jaune, le quartz est de couleur gris laiteux et la hornblende et les oxydes de Fe-Ti sont de couleur noire. La texture est intergranulaire.

Caractéristiques pétrographiques

Dans cette section, la minéralogie décrite ci-bas a été déterminée à partir d'une série de lames minces. Chaque minéral identifié y est décrit ainsi que la texture de l'échantillon.

Feldspaths

L'orthose constitue entre 70% et 85% des RFSE. Près de 90% des cristaux de feldspaths potassiques sont microperthitiques, c'est-à-dire qu'ils présentent des lamelles d'exsolution visibles au microscope. Suite à des analyses à la microsonde, il a été possible de déterminer que ce groupe d'échantillon était principalement composé d'orthose contenant des exsolutions d'anorthose et d'oligoclase (Figure 4.10). Au cours de la cristallisation, il se produit une ségrégation des ions Na^+ , K^+ et Ca^+ ce qui entraîne une diffusion du Na^+ et du Ca^+ pour former des zones plus sodiques ou calciques (lamelles d'exsolution) alors que le K^+ va former la structure originelle homogène du feldspath.

La taille des cristaux des feldspaths potassiques varie de 1 à 7 millimètres mais demeure généralement constante au sein de chaque échantillon. Les phénocristaux de feldspaths potassiques sont arrondis et ont tendance à être allongés, sans toutefois être hypidiomorphes. Ils présentent des inclusions de petites tailles (0,2 à 0,7 mm) de quartz, d'amphibole, d'oxydes de Fe-Ti et de zircons. Une texture graphique, caractérisée par de fins vermicules de quartz à disposition buissonnante, est également observable en bordure des phénocristaux de feldspath potassique.

Les plagioclases, identifiables par leurs macles polysynthétiques, constitue moins de 2 % des échantillons analysés dans ce groupe et sont même absents dans quelques échantillons. Ils forment de petits grains hypidiomorphes (0,2 à 0,4 mm) généralement jointifs aux phénocristaux d'orthose.

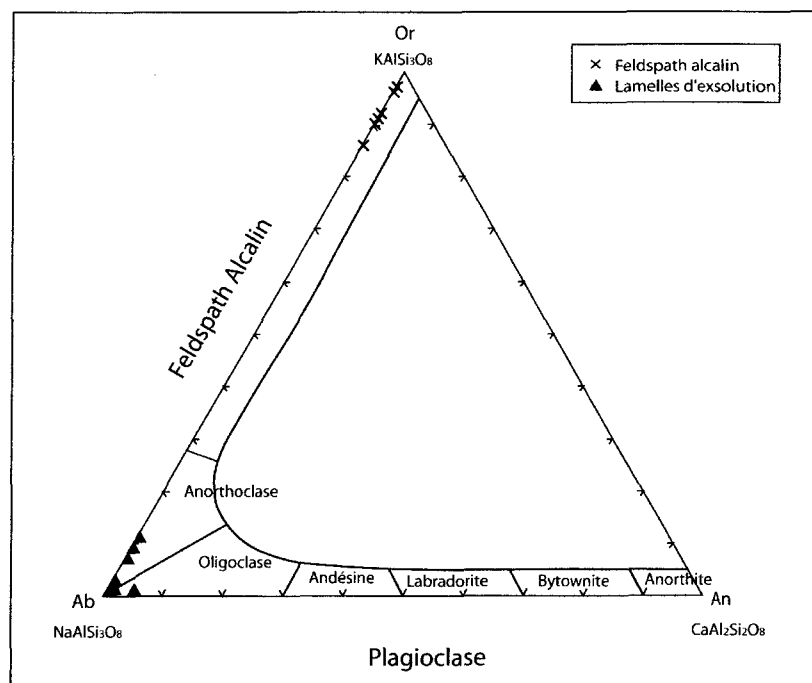


Figure 4.10. Diagramme Orthose – Albite – Anorthite (Or – Ab- An) représentant la composition des feldspaths présents dans les roches felsiques sans enclave de la série supérieure. Comme les feldspaths sont perthitiques, la phase hôte composée de feldspaths alcalins ainsi que les lamelles d'exsolution d'anorthoclase et d'oligoclase ont été analysées séparément.

Quartz

Le quartz constitue de 8% à 12% des roches étudiées. Il forme des cristaux xénomorphes globulaires dont la taille varie de 0,2 mm à 3 mm. Sa distribution au sein de la roche totale est hétérogène et il se concentre notamment à la limite entre 2 phénocristaux de feldspath potassique. Il s'associe également au feldspath pour former une texture graphique.

Hornblende

La hornblende est le minéral ferro-magnésien le plus abondant dans les roches. Il constitue entre 3% et 6% de la roche totale. Il forme des cristaux xénomorphes de 0,4 mm à 2 mm qui sont distribués de façon aléatoire et sans orientation préférentielle. En lumière naturelle, les amphiboles montrent un pléochroïsme vert-brunâtre très prononcé. Certains cristaux sont très altérés et on y retrouve comme minéraux d'altération la biotite, la chlorite ainsi que la calcite en petite quantité. La hornblende contient des inclusions de titanite, d'oxydes de Fe-Ti, ainsi que très rarement de la fluorine.

Minéraux accessoires

Les minéraux accessoires présents dans les roches felsiques sans enclaves de la série supérieure sont principalement la magnétite et/ou ilménite, la titanite, le zircon, la fluorine, ainsi que la chlorite, la biotite et la calcite.

Les oxydes de Fe-Ti, magnétite et ilménite, sont présents sous forme de cristaux xénomorphes globulaires et sont principalement présents en association avec l'amphibole. La taille des cristaux varie de 0,2 mm à 1 mm et il est possible de retrouver des inclusions de titanite et de fluorine. L'association magnétite-ilménite est représentée sous plusieurs formes. On retrouve des lamelles d'exsolution d'ilménite dans la magnétite, des cristaux formés de magnétite et d'ilménite qui ne sont pas en exsolution mais plutôt sous forme de cristaux distincts ainsi que des cristaux indépendants de magnétite et d'ilménite.

La titanite se retrouve sous forme d'inclusion dans les oxydes de Fe-Ti ou encore comme cristaux indépendants associés aux zones plus riches en hornblende. Leur taille varie de 0,1 mm à 0,4 mm et ils sont hypidiomorphes ou encore xénomorphes, où dans ce cas ils forment un amas en bordure des d'oxydes.

La fluorine forme de très petits cristaux de 0,1 mm à 0,2 mm qui se retrouvent en inclusions dans les oxydes ainsi qu'en cristaux xénomorphes agglutinés au pourtour des oxydes de Fe-Ti.

Le zircon est associé à l'orthose et forme de petits bâtonnets (<0,1 mm) qui y sont distribués de façon.

Finalement, la biotite, la chlorite ainsi que la calcite sont des minéraux d'altération de l'amphibole. Le degré d'altération varie d'un échantillon à l'autre, mais leur proportion demeure toujours minime.

La texture

Les roches felsiques appartenant à la série supérieure de la SISI présentent toutes une texture intergranulaire (Figure 4.11). Les phénocristaux d'orthose qui sont de plus grandes dimensions sont jointifs et on retrouve les autres minéraux (quartz, amphiboles et minéraux accessoires) dans les interstices entre les phénocristaux.

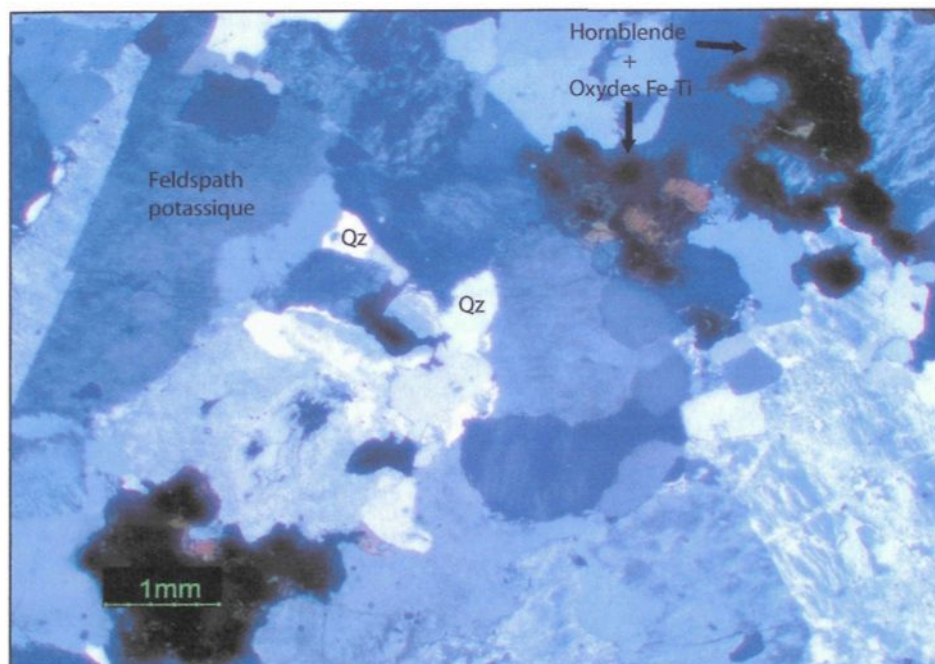


Figure 4.11 Texture intergranulaire typique des échantillons sans enclave de la série supérieure. Le feldspath potassique est la composante dominante alors que le quartz et les zones riches en hornblende et oxydes de Fe-Ti se concentrent entre les cristaux de feldspath potassique. (Échantillon VH-03-44).

4.3.1.2 Roches felsiques avec enclaves (RFAE)

Caractéristiques mégascopiques

Les RFAE présentent une plus grande variabilité au point de vue minéralogique et granulométrique que les RFSE. Les RFAE contiennent 2 types de roches, les quartzo-syénites à feldspath alcalin (orthose) et les syénites à feldspath alcalin (orthose), qui se distinguent principalement par leur granulométrie.

Les quartzo-syérites à orthose sont de couleur gris verdâtre à rose et leur granulométrie varie de 2 à 8 mm (Figure 4.12). Elles ont la même composition minéralogique que les RFSE, mis à part les minéraux ferromagnésiens et les oxydes Fe-Ti qui sont beaucoup plus abondants. Elles présentent une texture hypidiomorphe granulaire et il n'y a ni litage ni foliation (Figure 4.13).

Les syérites à orthose présentent un ensemble minéralogique à granulométrie fine (1-2mm) composé de quartz, orthose, plagioclase, minéraux ferromagnésiens et d'oxydes de Fe-Ti. Elles ont la particularité d'être encore plus riches en minéraux ferromagnésiens et en oxydes Fe-Ti que les quartzo-syérites à orthose. Les syérites à orthose comprennent une série de roches sans litage ni foliation magmatique. Une deuxième série d'échantillons comprend les syérites à orthose litées de l'Île Corossol. Ces roches litées sont caractérisées par l'orientation planaires des minéraux mafiques (amphibole et oxydes).

Les RFAE sont caractérisées par la présence d'enclaves de composition variable. Dû à leur abondance hétérogène ainsi qu'à leur variabilité marquée, les enclaves n'ont pas été traitées dans ce mémoire. Cependant, une brève description mégascopique en a été faite à titre informatif.

Le type d'enclaves qui sont présentes dans chaque échantillon varie grandement, indépendamment du type de roche hôte, ainsi que leur abondance. On y retrouve des enclaves mafiques à granulométrie fine de forme arrondie et amiboïde (2cm à 20 cm) dans lesquelles il est possible de retrouver des phénocristaux de plagioclases noirs (similaires à ceux appartenant au leucogabbro

de la série de bordure supérieure de Higgins (2005)) ainsi que des vésicules, des enclaves de composition intermédiaire de forme arrondie (2 cm à 20 cm) et des enclaves felsiques (10cm) de granulométrie fine à moyenne et de forme arrondie. Les enclaves ne présentent aucune orientation préférentielle, pas même dans les syénites à orthose litées, et leur distribution est hétérogène. Les enclaves présentes dans les roches felsiques avec enclaves de la série supérieure ne semblent pas être identiques, au point de vue mégascopique, avec celles présentes dans le filon-couche de Pointe du Criard qui sont plutôt mafiques et angulaires.

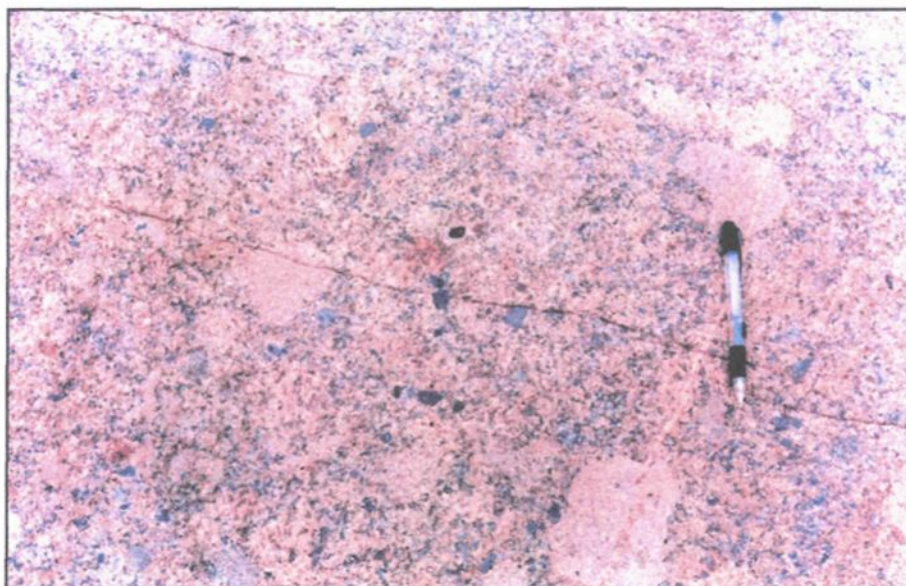


Figure 4.12 Affleurement typique d'une quartzo-syénite à feldspaths alcalins avec enclaves de la série supérieure. Cette photo a été prise sur la Pointe Marconi (échantillon VH-03-37). Des enclaves de composition intermédiaire de l'ordre du décimètre ainsi que des enclaves mafiques de 1 à 2 cm y sont présentes. On remarque également des zones qui sont beaucoup plus riches en feldspath potassique (orthose).

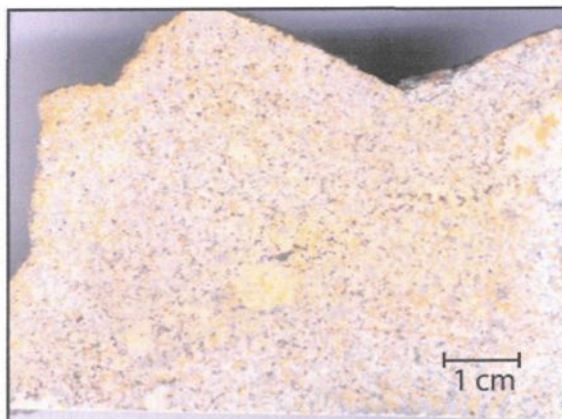


Figure 4.13 Quartzo-syénite à feldspaths alcalins avec enclaves provenant de la série supérieure (VH-04-52). Les feldspaths alcalins sont colorés en jaune, le quartz est gris laiteux et la hornblende et les oxydes de Fe-Ti sont de couleur noire.

Caractéristiques pétrographiques

La minéralogie des RFAE est relativement similaire à celles décrite précédemment pour les RFSE. Les 2 groupes diffèrent essentiellement par la granulométrie et les proportions des minéraux.

Feldspaths

L'orthose constitue en moyenne 75% à 88% des échantillons. Elle est sous forme de cristaux xénomorphes et hypidiomorphes dont la granulométrie varie de 1 mm à 8 mm. La majorité des cristaux sont microperthitiques. On y retrouve des cristaux d'orthose qui présentent des lamelles d'exsolution de plagioclase de composition variant d'albite à labradorite (Figure 4.14). Cet éventail de

composition des feldspaths est beaucoup plus variable que celui des feldspaths présents dans les RFSE. De plus, de nombreuses inclusions de quartz, de hornblende, de zircon et de plagioclase sont présentes dans les cristaux d'orthose.

Quelques rares échantillons présentent des cristaux hypidiomorphes de plagioclases (maximum 1 mm) qui sont toujours situés sur la bordure des cristaux d'orthose. Cependant, ils constituent moins de 1 % des échantillons en question.

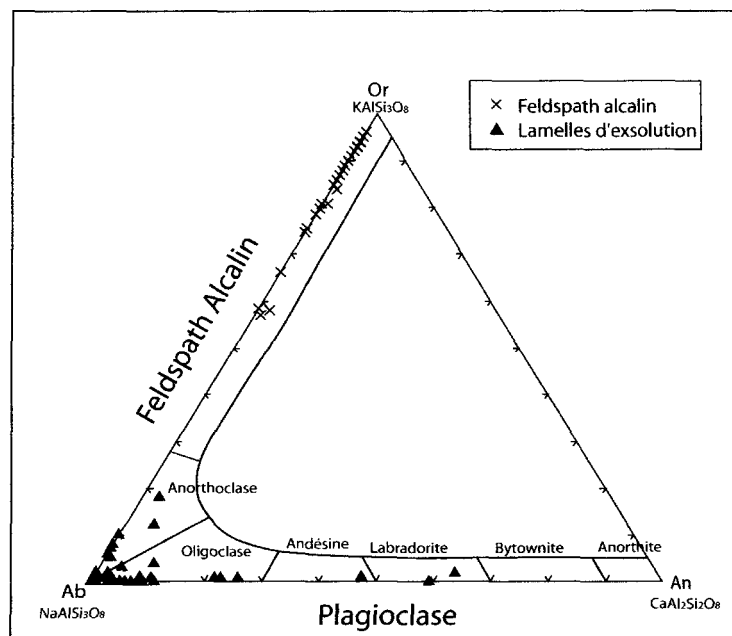


Figure 4.14 Diagramme Orthose – Albite – Anorthite (Or – Ab- An) représentant la composition des feldspaths présents dans les roches felsiques de la série supérieure avec enclaves. Comme les feldspaths sont perthitiques, la phase hôte composée de feldspaths alcalins ainsi que les lamelles d'exsolution ont été analysés. Les analyses du feldspath alcalin qui sont les plus sodiques représentent probablement la composition la plus près de la composition initiale avant les exsolutions.

Quartz

La quantité de quartz dans les RFAE est moins abondante que dans les RFSE. Il y a moins de 8% de quartz dans les roches totales. La granulométrie des cristaux varie de 0,5 mm à 2 mm et ils sont de forme xénomorphe. Ils présentent également des inclusions de titanite et d'oxydes de Fe-Ti.

Hornblende

La hornblende est beaucoup plus abondante dans ce groupe que dans celui précédent. Elle constitue de 7 à 15% de la composition des roches étudiées. Les cristaux de hornblende sont hypidiomorphes et leur taille varie de 0,6 mm à 2 mm. À certains endroits, la hornblende semble être xénomorphe. Cependant, on constate qu'à ces endroits le cristal à l'origine hypidiomorphe semble être démembré par des cristaux de feldspaths potassiques (Figure 4.15). La hornblende forme des zones riches en minéraux mafiques constituées de hornblende, de titanite, d'oxydes de Fe-Ti et de biotite. De plus, des inclusions de titanite, d'oxydes et de quartz se retrouvent dans la hornblende. Le degré d'altération des cristaux de hornblende est très variable et il se reflète par la présence de biotite, de chlorite et de calcite.

Dans certaines lames minces, il est possible d'observer des hornblendes qui présentent un cœur de clinopyroxène. Les analyses à la microsonde ont permis de déterminer que ces clinopyroxènes font partie de la série calcique diopside-hedenbergite. Une augmentation de la quantité d'eau dans le liquide a pu

engendrer une réaction avec les cristaux de clinopyroxène, ce qui a permis de créer une bordure de hornblende au pourtour des cristaux. Le processus de cristallisation a fait en sorte que la hornblende a pu cristalliser au pourtour des cristaux de clinopyroxène (Bogaerts *et al.*, 2004) laissant ainsi comme relique les cœurs de clinopyroxène.

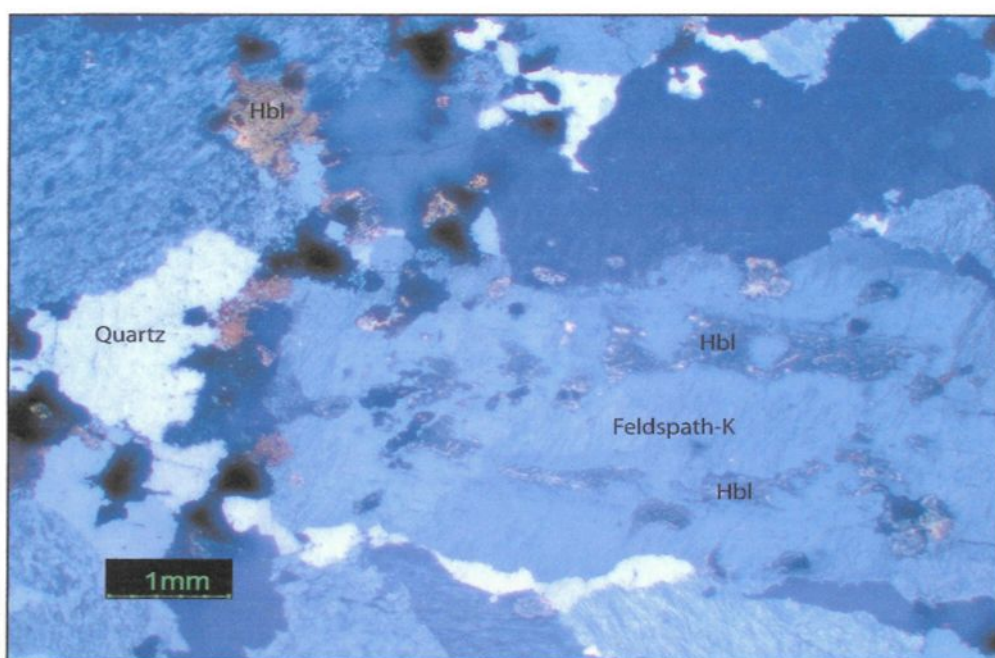


Figure 4.15 Cristal de hornblende démembré en inclusion dans un cristal de feldspath potassique (VH-03-48).

Minéraux accessoires

Les minéraux accessoires présents dans les RFAE sont la magnétite, l'ilménite, la biotite, l'apatite, la titanite, la fluorite, le zircon, la chlorite et la calcite.

La magnétite et l'ilménite sont encore une fois présentes sous les formes d'exsolution l'une dans l'autre ainsi qu'en tant que cristaux indépendants. L'origine de ces minéraux sur la base de leur composition n'a pu être déterminée dans ce mémoire puisque les compositions minéralogiques déterminées à la microsonde se trouvaient trop près des pôles magnétite₁₀₀ et ilménite₁₀₀. Ces oxydes de Fe-Ti sont plus abondants que dans les RFSE avec une abondance moyenne de 2%. On retrouve de petites lamelles de biotite agglutinées au pourtour de ces oxydes xénomorphes globulaires. Il est possible de retrouver des inclusions de fluorite ainsi que de titanite dans les oxydes de Fe-Ti.

La titanite forme des cristaux généralement hypidiomorphes de taille variant de 0,2 mm à 0,4 mm. Ils sont généralement associés aux zones riches en minéraux mafiques sous forme d'inclusions dans les oxydes et la hornblende ou encore en cristaux indépendants.

L'apatite est très abondante dans les échantillons qui contiennent plus de hornblende. Elle est présente sous forme de petits bâtonnets (<1 mm) translucides et de sections hypidiomorphes qui sont disposés de façon aléatoire la majeure partie du temps dans les cristaux d'orthose.

Le zircon forme de petits bâtonnets (<0,1 mm) qui sont très abondants en inclusion dans les cristaux d'orthose.

Pour terminer, la chlorite, la biotite ainsi que la calcite sont les minéraux d'altération tardi-magmatique de la hornblende. Leur abondance varie selon la quantité d'altération, mais ne dépasse pas 0,05% de la roche totale.

Texture

La texture des roches felsiques avec enclaves de la série supérieure est principalement intergranulaire (Figure 4.16). Cette texture présente des phénocristaux d'orthose jointifs de granulométrie plus grossière entre lesquels se trouve le matériel mafique ainsi que le quartz qui sont de granulométrie plus fine. La texture est la même que pour les RFSE hormis les proportions minérales ainsi que la présence d'enclaves (Figure 4.17).

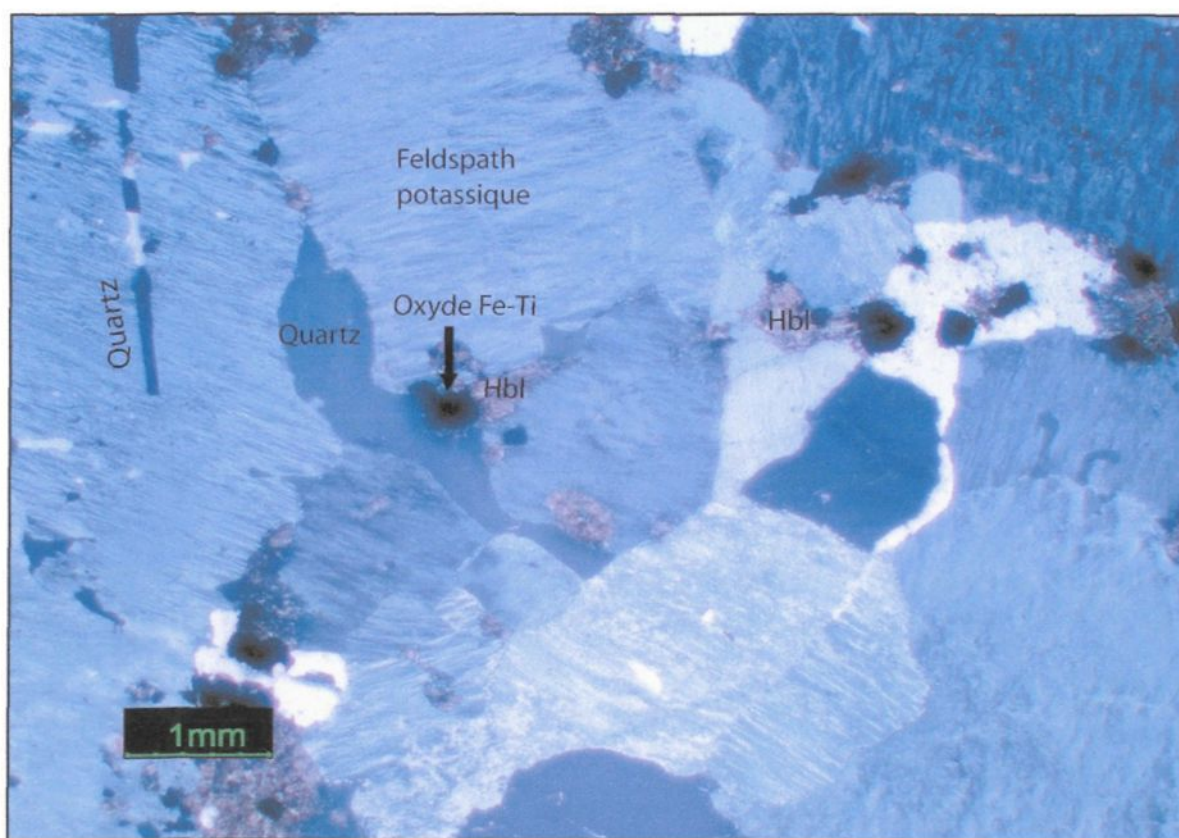


Figure 4.16 Texture intergranulaire typique des roches felsiques de la série supérieure avec enclaves.

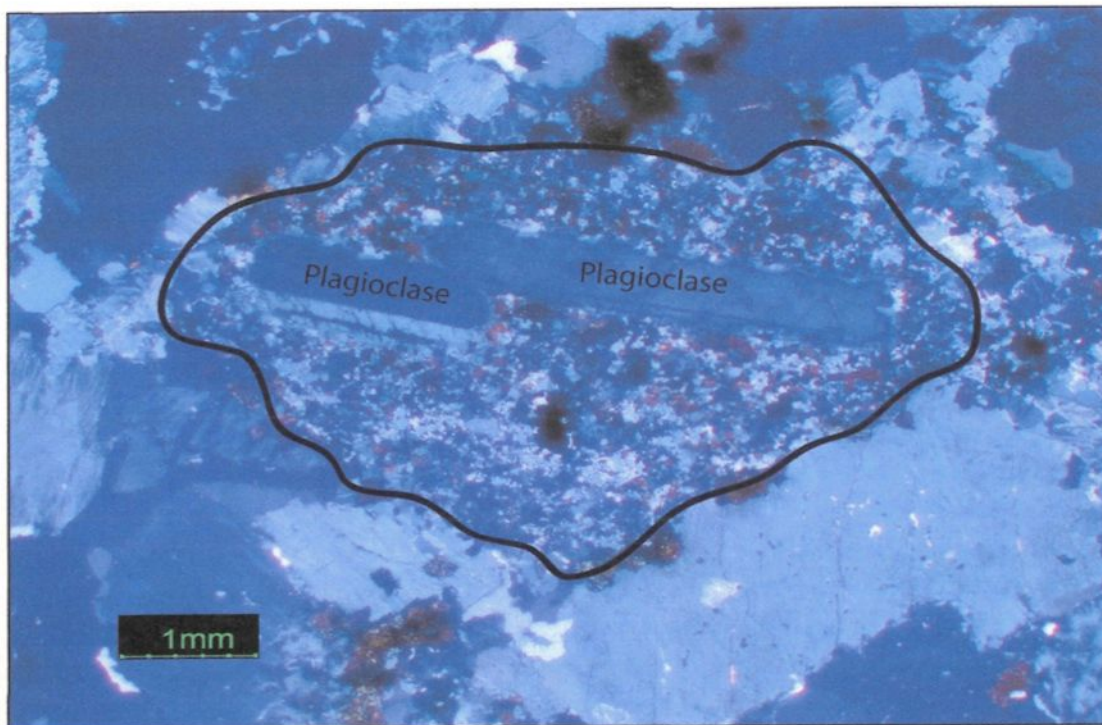


Figure 4.17 Petite enclave mafique présente dans une quartzo-syénite à feldspath potassique. L'enclave se compose principalement de feldspath potassique, de hornblende et d'oxydes de Fe-Ti et elle contient deux phénocristaux de plagioclase.

4.3.1.3 Roches felsiques des zones à coussins

Des zones dites « à coussins » ont été observées au sein de la série supérieure de la SISI principalement sur les îles Manowin et Corossol, les îlets Dequen ainsi que la Pointe Marconi. Ces zones sont caractérisées par de grandes poches de quartzo-syénite à orthose et microcline sans enclave, appelés coussins, entre

lesquelles se trouve un matériel de même composition mais très riche en enclaves (Figure 4.18).

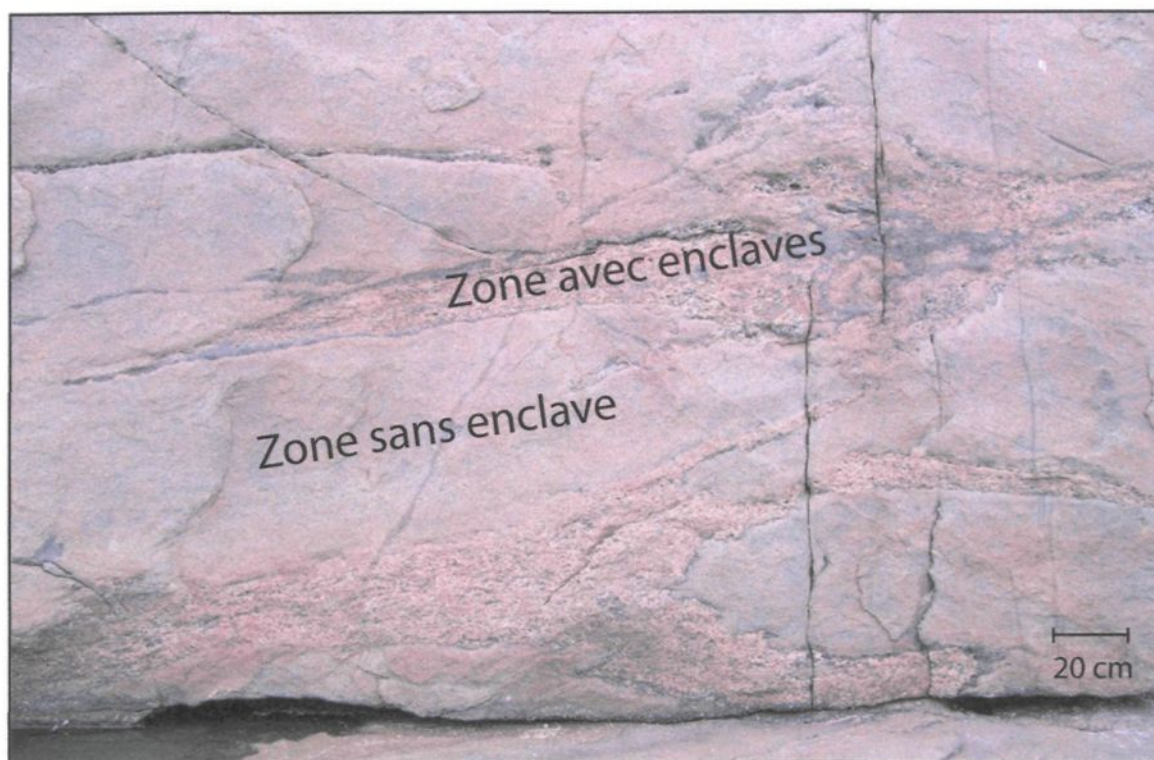


Figure 4.18 Zone de coussins syénitiques située sur l'île Corossol. On remarque de grandes poches allongées sans enclaves de couleur gris-rosâtre qui sont généralement non-jointives. Le matériel interstitiel est riche en enclaves de petites dimensions. À certains endroits il est possible d'observer une accumulation importante de minéraux mafiques de l'ordre du centimètre qui se situe au pourtour des poches granitiques. Elle résulte probablement de la réaction entre 2 magmas distincts. Ce phénomène peut être engendré par la différence de la quantité d'eau dans chaque magma qui entraîne des conditions variables d'oxydation.

Caractéristiques mégascopiques

Les coussins syénitiques sont de forme ovale et allongée, leur taille peut varier de 50 cm à près de 5 mètres. La granulométrie générale de ces coussins (environ 3 mm à 5 mm) est légèrement inférieure à celle des RFSE. Cependant, un certain groupe de coussins indépendants présentaient une granulométrie nettement supérieure aux autres coussins, soit 8 millimètres.

De façon générale, les coussins sont principalement composés de feldspaths potassiques (orthose en majorité et traces de microcline), de quartz, de minéraux ferro-magnésiens ainsi que d'oxydes de Fe-Ti. Ces deux derniers composants constituent près de 10% de la composition minéralogique totale de la roche. Le contact entre les coussins syénitiques et le matériel interstitiel riche en enclaves est net et légèrement ondulant (Figure 4.19).

La quartzo-syénite à orthose et microcline interstitielle riche en enclaves, située entre les coussins syénitiques, semble varier en épaisseur d'une zone à coussins à l'autre, en formant des bandes de 1 cm qui s'élargissent graduellement pour finalement devenir la composante majeure lorsqu'il n'y a plus de coussins. La granulométrie de ce matériel est légèrement plus grossière que celle des coussins syénitiques et les minéraux ferro-magnésiens ainsi que les oxydes de Fe-Ti semblent être plus abondants.

La quantité et le type d'enclaves présentes sont variables d'une zone à coussins à l'autre, constituant de 10% à 45% de la roche totale. Dans un premier cas, il n'y a que des enclaves mafiques de petites dimensions (1 cm à 5 cm par 1 à

2 cm) et de forme amiboïde. Ces petites enclaves mafiques contiennent entre autres des phénocristaux de plagioclases noirs ainsi que des vésicules. Dans un deuxième cas, les enclaves mafiques sont plus abondantes et on y trouve également de grandes enclaves mafiques (10 cm à 50 cm de largeur par 2-3 cm d'épaisseur) de forme tabulaire dont les bordures semblent avoir été rongées par le magma. Ces grandes enclaves mafiques semblent être de composition similaire à celles de petite taille. Des enclaves de composition intermédiaires sont également présentes mais de façon beaucoup moins importante. Elles sont de forme ovale à arrondie. Cependant, encore une fois, les enclaves n'ont pas été traitées en détails dans ce cas-ci.

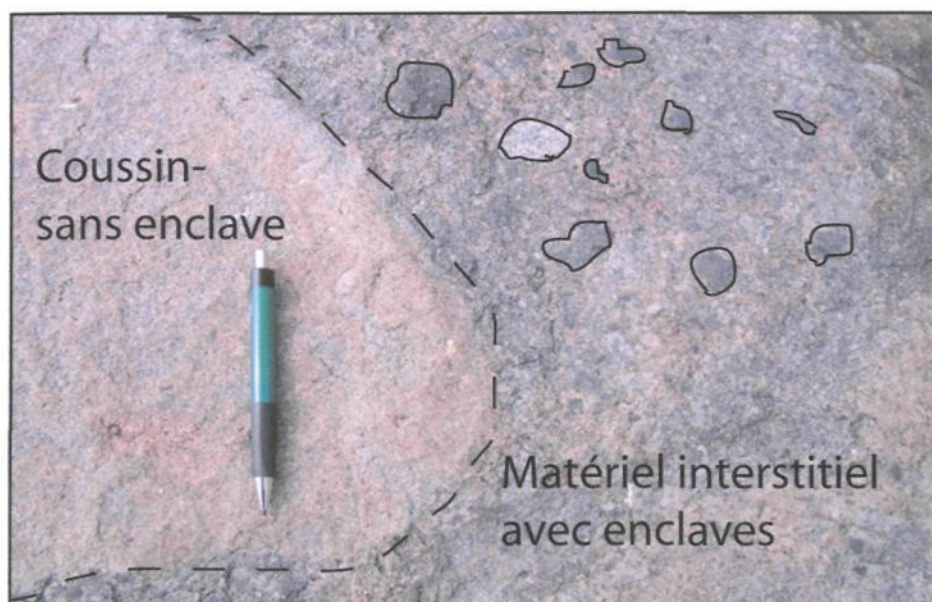


Figure 4.19 Vue rapprochée du contact net et ondulent entre un coussin syénitique et le matériel interstitiel riche en enclaves (ligne pointillée), dans lequel il y a des

nombreuses enclaves mafiques de petite dimension ainsi que quelques enclaves de composition intermédiaire. Les enclaves les plus visibles ont été entourées d'un trait noir, les enclaves de plus petites dimensions sont plus difficilement identifiables sur cette photo.

Caractéristiques pétrographiques

Quatre échantillons étudiés proviennent des coussins syénitiques sans enclave alors que 3 autres échantillons proviennent du matériel interstitiel à enclaves qui leur est associé.

De façon générale, les échantillons provenant des coussins syénitiques sans enclave présentent la même minéralogie ainsi que la même texture que les RFSE. Seule la granulométrie des phénocristaux d'orthose, qui est de 7 mm, est légèrement supérieure à celle de l'orthose dans les RFSE. Il en est de même pour le matériel interstitiel à enclaves qui comprend la même minéralogie que les RFAE.

Il n'y a que 2 échantillons, un coussin et le matériel interstitiel qui y est associé, qui présentent de nettes différences avec les descriptions des RFSE et des RFAE. La minéralogie de ces deux échantillons sera décrite ci-bas.

Coussin syénitique

La quartzo-syénite à feldspaths alcalins formant un coussin syénitique est composée à 55% d'orthose microperthitique dont la granulométrie est de 1 mm

(Figure 4.20). Les phénocristaux sont xénomorphes à hypidiomorphes et leurs bordures sont très irrégulières, suggérant qu'ils aient été résorbés lors de la cristallisation des autres phases. Il est également possible de retrouver quelques cristaux de microcline (1%), ainsi que de plagioclase (oligoclase).

Il y a environ 7% de quartz xénomorphe à granulométrie fine (≤ 1 mm) qui contient de nombreuses inclusions de titanite, d'apatite, d'oxydes de Fe-Ti (magnétite, ilménite) et de hornblende.

La hornblende ainsi que les oxydes de Fe-Ti et les minéraux accessoires constituent les 38% restant de l'échantillon. La hornblende varie de forme xénomorphe à hypidiomorphe et sa taille se situe entre 1 mm et 2 mm. Elle contient de nombreuses inclusions xénomorphes d'oxydes de Fe-Ti de petite dimension (0,2 mm à 0,4 mm) ainsi que des inclusions de titanite hypidiomorphes (0,3 mm).

Cet échantillon est également très riche en apatite par rapport aux autres échantillons. Elle est présente sous forme de petits cristaux xénomorphes ainsi que de petites baguettes dont la taille varie de 0,05mm à 0,5 mm. L'apatite est distribuée de façon aléatoire dans l'échantillon et elle se retrouve en inclusion dans toutes les phases minérales principales (feldspaths, quartz, hornblende).

Le zircon est également présent comme phase accessoire dans l'orthose et la microcline.

Cet échantillon présente une texture hypidiomorphe granulaire. Les phases minéralogiques principales (feldspaths, quartz et hornblende) sont de granulométries similaires et la forme des cristaux est généralement bien définie.

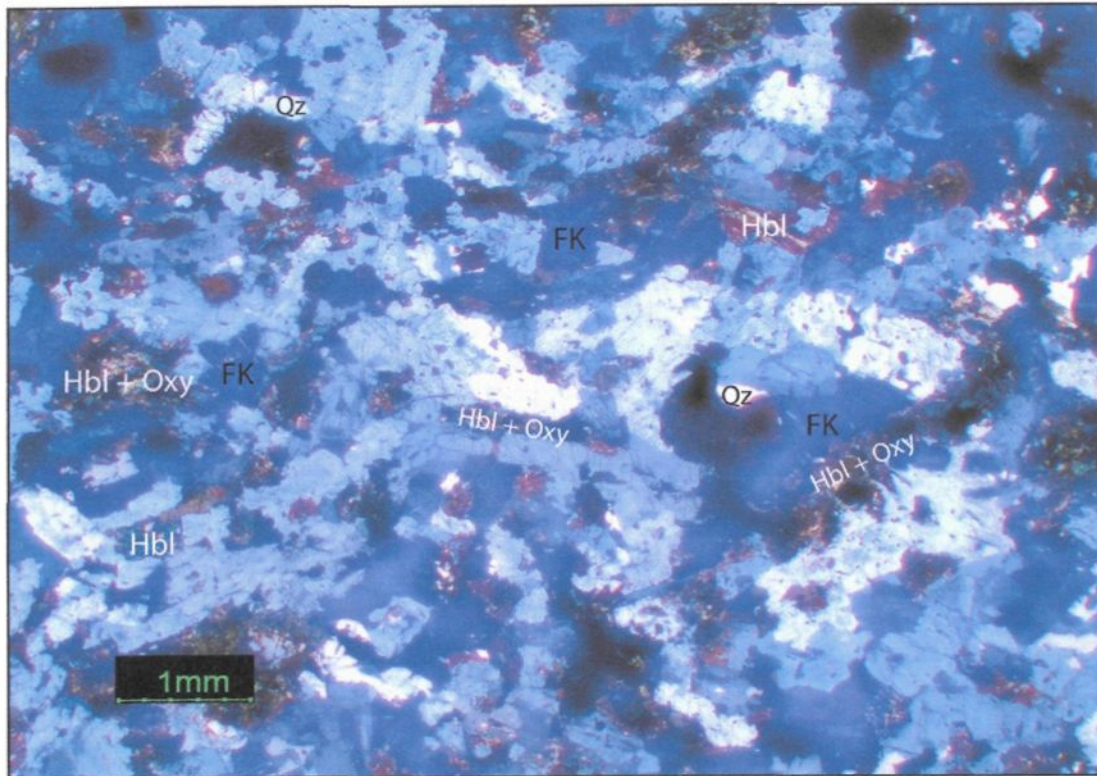


Figure 4.20 Coussin syénitique provenant des zones à coussins de la série supérieure. (Échantillon VH-03-41). La granulométrie de toutes les phases minérales présentes est relativement homogène et la texture est hypidiomorphe granulaire.

Matériel interstitiel à enclaves

La quartzo-syéénite à orthose et microcline provenant du matériel interstitiel aux coussins syénitiques (Figure 4.21) contient près de 5% d'enclaves mafiques microgrenues de petite dimension (1 à 2 cm).

Au point de vue minéralogique, elle est constituée principalement de 70% d'orthose de forme xénomorphe à hypidiomorphe. Les bordures des cristaux d'orthose sont généralement irrégulières lorsqu'elles sont en contact avec la hornblende. La majorité des feldspaths potassiques est composée d'orthose, bien que quelques cristaux de microcline soient présents (<2%), et leur granulométrie varie de 1 mm à 2 mm. Environ 50% des cristaux d'orthose et de microcline sont entièrement micro-perthitiques alors que le reste des phénocristaux ne le sont qu'à leurs bordures. De plus, ils contiennent des inclusions de quartz, de hornblende, de titanite et d'oxydes de Fe-Ti (magnétite-ilménite).

Cet échantillon contient également 3% de plagioclase (An₂₅ oligoclase) hypidiomorphe de granulométrie plus fine (0,25 mm à 0,35 mm). Les cristaux de plagioclase sont toujours jointifs à ceux d'orthose.

Le quartz, qui constitue 5% de l'échantillon, est sous forme de cristaux xénomorphes globulaires dont la granulométrie moyenne est de 0,45 mm.

La hornblende constitue 20% de l'échantillon et sa granulométrie est constante (0,7 mm). Elle forme des cristaux xénomorphes dans lesquels il est possible d'observer des cœurs de clinopyroxènes. La hornblende forme des zones de minéraux mafiques avec la titanite et les oxydes de Fe-Ti (magnétite et ilménite).

Des traces de biotite et de chlorite sont présentes comme altération de la hornblende.

Les minéraux accessoires constituent environ 2% de l'échantillon. Les oxydes de Fe-Ti (magnétite-ilménite) forment de petits cristaux xénomorphes globulaires (0,2 mm) et sont associés à la hornblende. L'apatite est également plus abondante dans cet échantillon, sous forme de petits bâtonnets translucides (0,1 mm), mais demeure moins abondante que dans l'échantillon décrit précédemment. De petits zircons sont aussi présents en inclusions dans les feldspaths. Cet échantillon présente une texture intergranulaire.

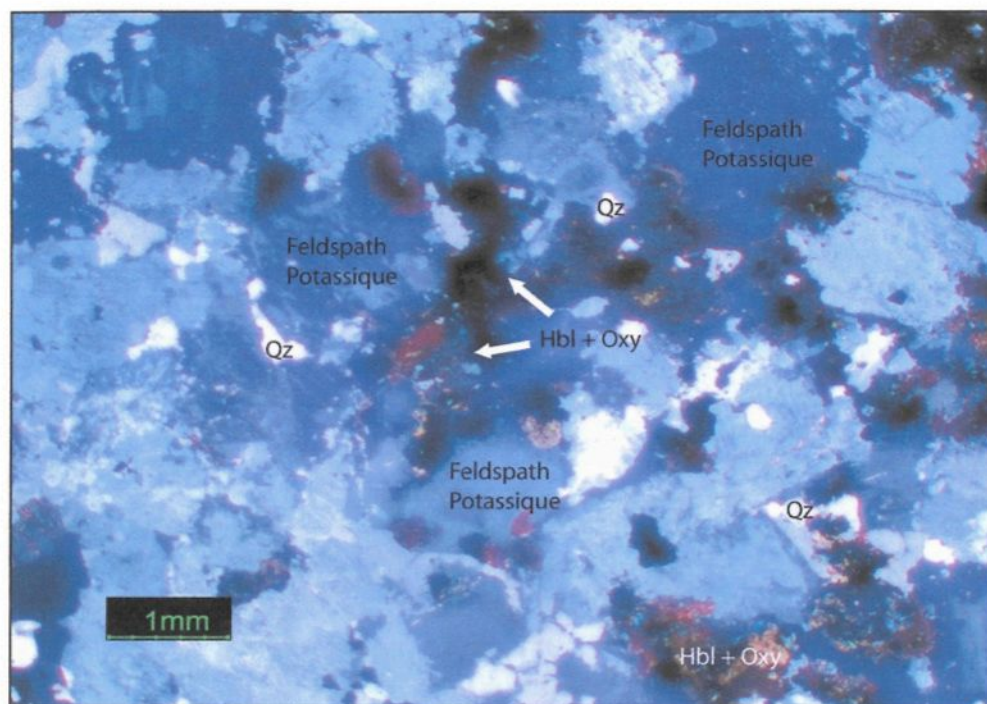


Figure 4.21 Matériel interstitiel aux coussins syénitiques des zones à coussins de la série supérieure. (Échantillon VH-03-42). La granulométrie des phases minérales est plus grossière et la texture est intergranulaire.

4.3.2 Les roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard

La composition de ce groupe de roche étant très variable allant de syénite à feldspath alcalin à quartz-syénite à feldspath alcalin à granites alcalins. Puisqu'il y a peu d'échantillons dans la classe des granites alcalins, le terme général syénite sera utilisé dans le but de faciliter la compréhension.

Caractéristiques mégascopiques

Les syénites du filon-couche de Pointe du Criard se caractérisent par leur texture porphyrique observable aussi bien sur le terrain qu'en lames minces.

Les porphyres sont exclusivement composés de feldspath potassique (orthose) dont la taille varie de 5 mm à 10 mm. Leur forme est arrondie et leur abondance varie de 40% à 70%, et ce de façon aléatoire. Les phénocristaux d'orthose présentent une zonation particulière. Ils sont blancs en leur centre puis présentent une couronne noire à environ 2 mm de la bordure du cristal et finalement redeviennent de couleur blanche à la bordure. Les données géochimiques obtenues à la microsonde indiquent que la composition de ces feldspaths potassiques est généralement plus riche en orthose en bordure des cristaux qu'en leur centre. Cette zonation s'avère donc être l'inverse de ce qui était attendu, puisque le filon-couche de Pointe du Criard est proposé comme étant un mélange de magma felsique et de magma mafique (Higgins, 1990). La contamination du magma felsique par le magma mafique induit une surchauffe du premier, ce qui entraîne l'arrondissement des cristaux de feldspaths potassiques probablement

par dissolution. Comme le magma mafique n'est pas une source de potassium, les cristaux de feldspaths qui terminent leur cristallisation ne devraient pas voir leurs bordures enrichies en orthose.

La mésostase présente une granulométrie fine ($\leq 1\text{mm}$) relativement équi-grulaire et est principalement composée de feldspaths potassiques avec de petites quantités de quartz, de hornblende et d'oxydes de Fe-Ti. La granulométrie étant très fine, certains échantillons présentent une mésostase aphanitique, puisque les cristaux ne sont pas distinguables à l'œil nu.

De plus, des enclaves mafiques finement grenues (1 à 3 cm) ainsi que des enclaves de composition intermédiaire peuvent être présentes dans la syénite porphyrique, mais leur abondance demeure très faible. Il existe cependant une zone très riche en enclaves mafiques microgrenues qui se situe au contact inférieure de la syénite porphyrique avec le leucogabbro qui compose le filon-couche de Pointe du Criard (Figure 4.22 à 4.25). Cette zone est dite « zone à blocs » et s'étend de 1 mètre à 4 mètres par endroit. Elle présente des enclaves de composition variée : des enclaves mafiques de forme amiboïde et angulaire dont la taille varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres et dans lesquelles il est possible d'observer des phénocristaux de plagioclases noirs ainsi que des vésicules, des enclaves intermédiaires de forme anguleuse à arrondie ayant un diamètre d'environ 10 à 30 cm, et finalement des xénolites de leucogabbro de forme angulaire à arrondie pouvant provenir des unités de leucogabbro sous-jacent de la série supérieure de la SISI.

Des cavités miarolitiques ont également été observées dans les zones de syénite sans enclaves. Ces cavités sont de petites dimensions (environ 1-2 cm * 0,5 cm) et ont été partiellement remplies par des cristaux de quartz qui ont cristallisé perpendiculairement à la paroi de la cavité. Comme ce type de cavité est formé par le dégazage du magma, cela indique que le filon-couche de Pointe du Criard s'est mis en place à une faible profondeur. Les données contenues dans ce mémoire sont cependant insuffisante pour permettre de suggérer une profondeur de façon quantitative.

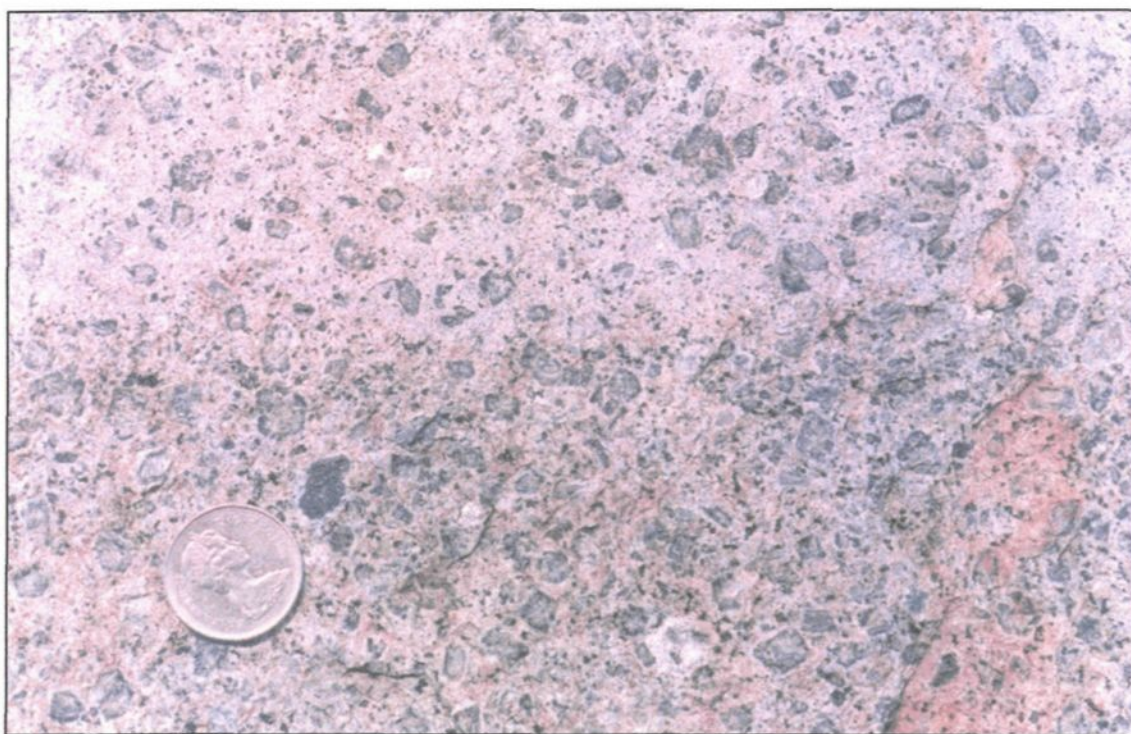


Figure 4.22 Vue rapprochée de la syénite porphyrique du filon-couche de Pointe du Criard. Des porphyres de feldspaths potassiques de couleur grise sont distribués de façon non-jointive dans une mésostase feldspathique de couleur rose. La pièce de monnaie a un diamètre de 23 millimètres.

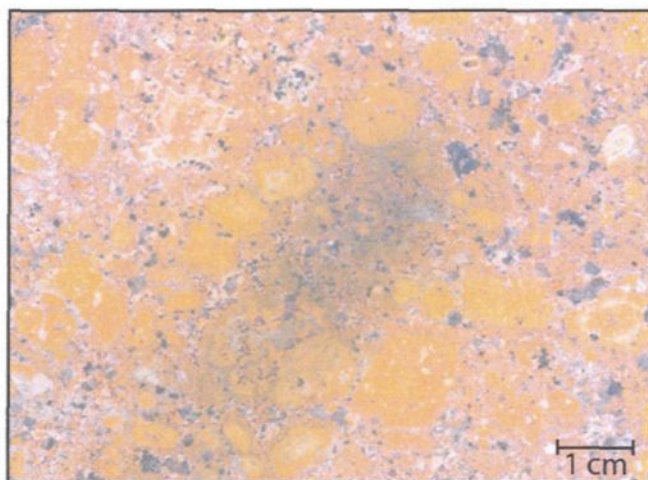


Figure 4.23 Syénite porphyrique ayant subi une coloration des feldspaths potassiques. Échantillon VH-04-58 provenant de l'île Corossol. Les feldspaths potassiques se démarquent par leur couleur jaune qui fait ressortir la texture porphyrique.



Figure 4.24 Dyke nourricier du filon-couche de Pointe du Criard qui est présent sur l'île Corossol. Le dyke, mis en place dans la série supérieure, présente des bordures figées de diabase suivies de leucogabbro et finalement d'une partie centrale composée de syénite à enclaves. Les enclaves sont de dimensions très variables (centimètre à décimètre) et sont principalement de composition mafique. On y retrouve également des enclaves de leucogabbro.

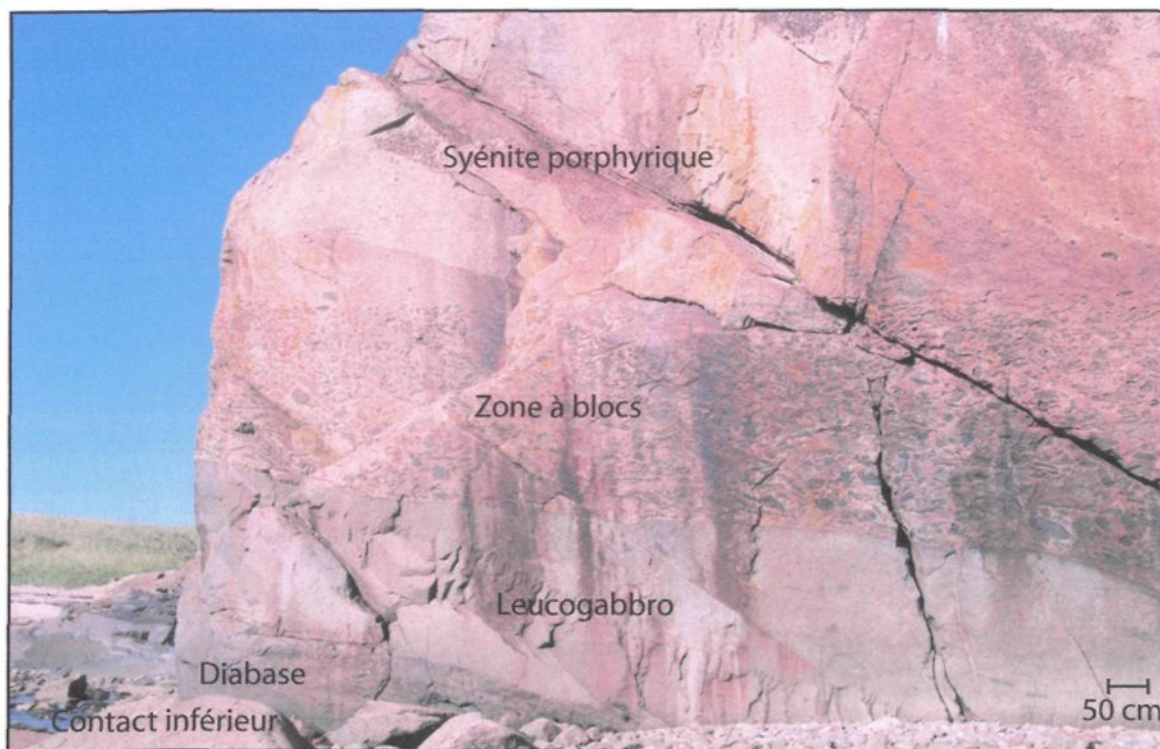


Figure 4.25 Vue en coupe du contact inférieur du filon-couche de Pointe du Criard observée sur l'île Grosse-Boule. On y retrouve à la base la diabase, suivie du leucogabbro qui présente un granoclassement normal des cristaux de plagioclases. Il y a par la suite un contact net entre le leucogabbro et la syénite à blocs, dans laquelle il y a également un granoclassement normal de la taille des blocs jusqu'à la zone supérieure dans laquelle il n'y a plus aucun bloc. Cette dernière zone est caractérisée par sa texture porphyrique.

Caractéristiques pétrographiques

La minéralogie détaillée ainsi que la texture de la syénite de Pointe du Criard seront décrites ci-bas.

Feldspaths

Le feldspath potassique (orthose) qui compose la syénite porphyrique est de 2 types : les porphyres et les cristaux présents dans la mésostase. Le feldspath potassique constitue entre 68% et 96% des roches totales.

Les porphyres forment de 25% à 30% des échantillons et sont uniquement constitués de feldspaths potassiques. Leur granulométrie est grossière (3 à 10 millimètres) et ils sont de forme arrondie. Ces porphyres sont formés par des cristaux simples ou par un amalgame de plusieurs cristaux (gloméroporphyre) (Figure 4.26). Les porphyres sont généralement microperthitiques, ils présentent d'ailleurs une zonation des microperthites puisqu'il y a alternance de zones avec et sans microperthites. D'après les analyses effectuées à la microsonde, les porphyres et gloméroporphyes sont principalement des cristaux formés par la composante d'orthose alors que la composition des lamelles d'exsolution varie d'anorthose à oligoclase (Figure 4.27).

Des textures graphiques, caractérisées par des vermicules de quartz dans les feldspaths potassiques, sont parfois présentes en bordure des porphyres. De plus, des inclusions de hornblende, de titanite et d'oxydes de Fe-Ti sont présentes à environ 2 mm de la bordure des porphyres. Ces inclusions sont très petites (environ 0,25 mm) et sont toutes alignées de façon à suivre le contour des porphyres. Les inclusions forment ainsi une couronne autour de certains porphyres mais ne sont cependant pas liées à la zonation décrite précédemment. (Figure 4.28). Des inclusions de quartz, de zircon et de hornblende (1 mm) sont

également présentes à l'intérieur des porphyres et sont distribuées de façon aléatoire.

Le feldspath potassique (orthose) présent dans la mésostase est sous forme de petits cristaux xénomorphes dont la granulométrie varie de 0,25 mm à 1 mm. Ils sont toujours microperthitiques et les lamelles d'exsolution sont d'ailleurs encore plus nombreuses que dans les porphyres. De plus, de nombreuses zones à texture graphique sont présentes.

Seulement quelques cristaux de plagioclase hypidiomorphes ont été observés dans la mésostase. Ils sont même totalement absents de plusieurs échantillons.

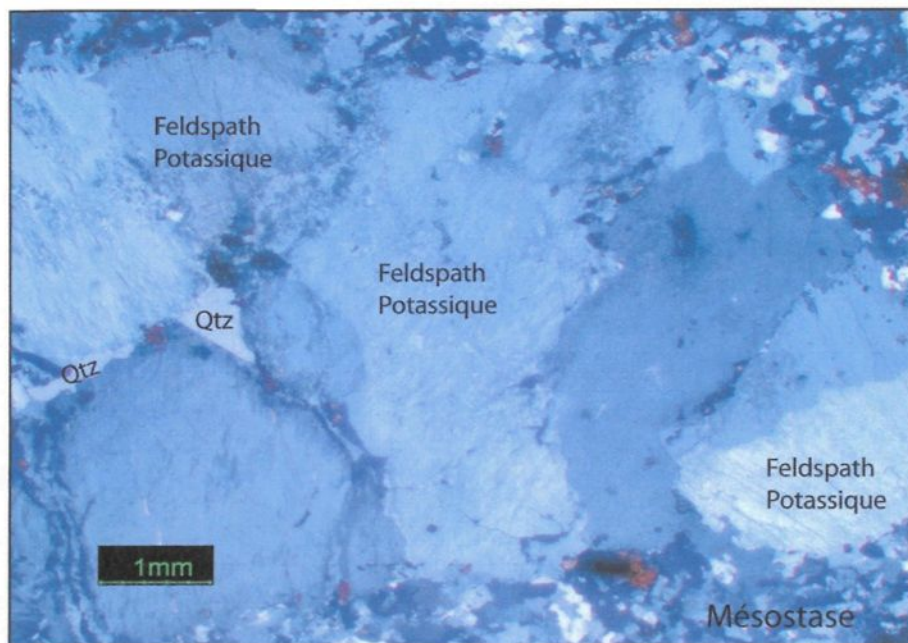


Figure 4.26 Glomérophyre provenant de l'échantillon VH-03-08 du filon-couche de Pointe du Criard. Ce glomérophyre est un amalgame de cristaux de feldspath potassique entre lesquels il y a, par endroits, du quartz dans les interstices.

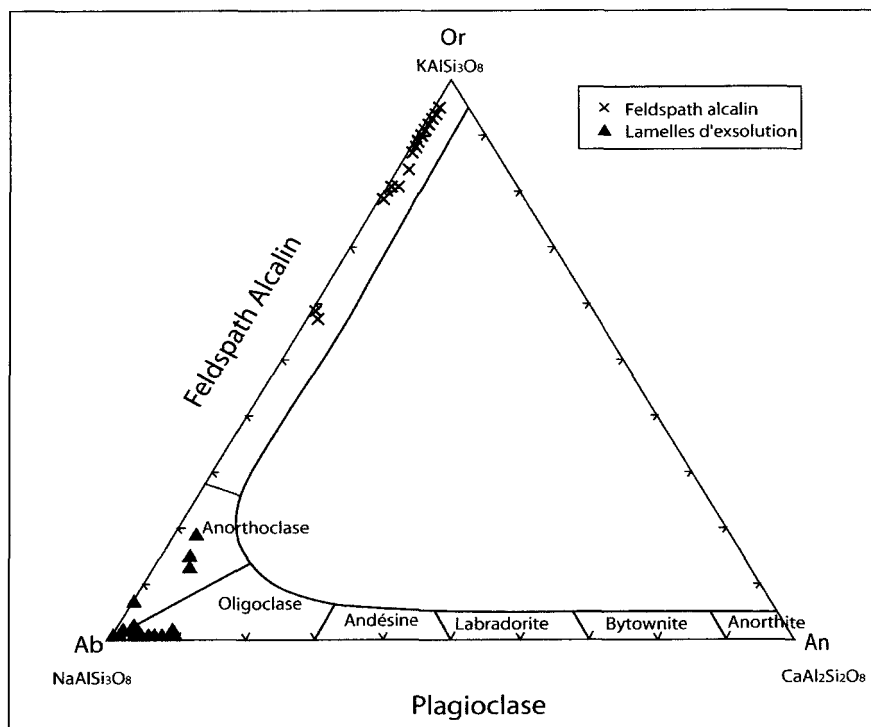


Figure 4.27. Diagramme Orthose – Albite – Anorthite (Or – Ab- An) représentant la composition des porphyres de feldspaths dans les échantillons provenant de la syénite porphyrique du filon-couche de Pointe du Criard. Comme les feldspaths sont perthitiques, la phase hôte composée de feldspaths alcalins ainsi que les lamelles d'exsolution d'anorthose et d'oligoclase ont été analysés. Les analyses du feldspath alcalin qui sont les plus sodiques représentent probablement la composition la plus près de la composition initiale avant les exsolutions.

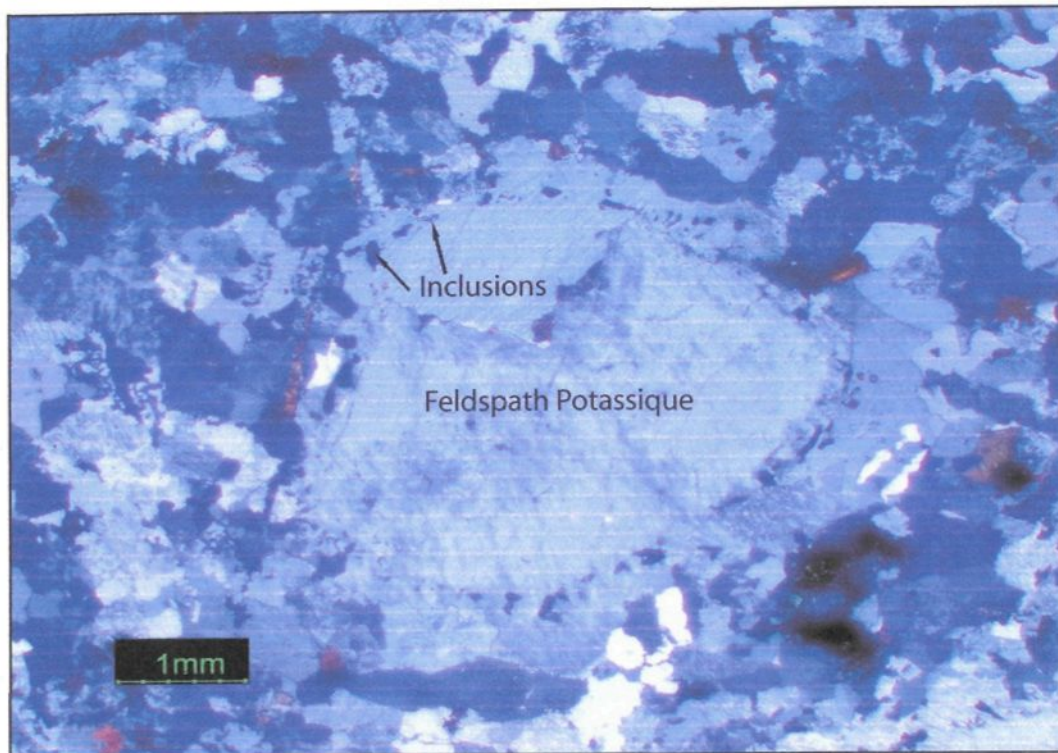


Figure 4.28 Porphyre de feldspath potassique dans lequel il y a des inclusions de hornblende, de titanite et d'oxydes de Fe-Ti qui forment une couronne à la bordure du porphyre. Échantillon VH-04-54.

Quartz

Le quartz est présent dans la mésostase et il compose de 2 à 20% de la roche totale. Sa granulométrie est semblable à celle du feldspath potassique de la mésostase (0,20 mm à 0,7 mm). Il arrive cependant que la granulométrie des grains de quartz soit plus variable que celle des cristaux d'orthose. Les cristaux de

quartz sont de forme xénomorphe, souvent amiboïdale, et forment des textures graphiques avec l'orthose.

Le quartz est également présent dans les porphyres qui sont formés par agglomération de plusieurs cristaux de feldspath potassique. Le quartz forme des cristaux xénomorphes à la jonction entre plusieurs cristaux de feldspath potassique qui forment les gloméroporphyres et il semble homogénéiser le porphyre en emplissant ainsi les cavités.

Hornblende

La hornblende est également présente presque uniquement dans la mésostase, mis à part les inclusions dans les porphyres, et elle constitue entre 5% et 8% de la roche totale. Elle forme des cristaux xénomorphes à hypidiomorphes et elle est présente sous deux granulométries différentes : une semblable à celle du quartz et du feldspath potassique (0,25 mm à 0,5 mm) et une deuxième granulométrie légèrement plus grossière (0,7 mm à 1 mm). Des cœurs de clinopyroxènes ont été observés dans la hornblende à granulométrie plus grossière. La hornblende présente de nombreuses inclusions arrondies de titanite.

Minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont présents dans la mésostase et ils ne constituent que 1% à 2% de la roche totale. Leur granulométrie est généralement plus fine que la mésostase (> 0,2 mm). On y retrouve des oxydes de Fe-Ti (magnétite et

ilménite) xénomorphes auxquels sont associés de petits cristaux hypidiomorphes et anguleux de titanite, de biotite ainsi que de petites aiguilles d'apatite. Les oxydes sont généralement associés à la hornblende. Le degré d'altération varie d'un échantillon à l'autre ce qui fait varier la quantité de biotite, car elle est ici un minéral d'altération associée à la hornblende et aux oxydes de Fe-Ti.

Les zircons sont présents sous forme de petits bâtonnets (< 0,1 mm) en inclusions dans les cristaux d'orthose (principalement dans les porphyres).

Texture

La texture porphyrique à matrice équigranulaire a été observée dans les roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard (Figure 4.29). Cette texture est caractérisée par de grands porphyres d'orthose non-jointifs distribués de façon aléatoire dans une mésostase généralement équigranulaire principalement quartzofeldspathique. Bien que la granulométrie de la mésostase varie légèrement d'un échantillon à l'autre (0,25 mm à 1,5 mm), la texture porphyrique est toujours dominante.

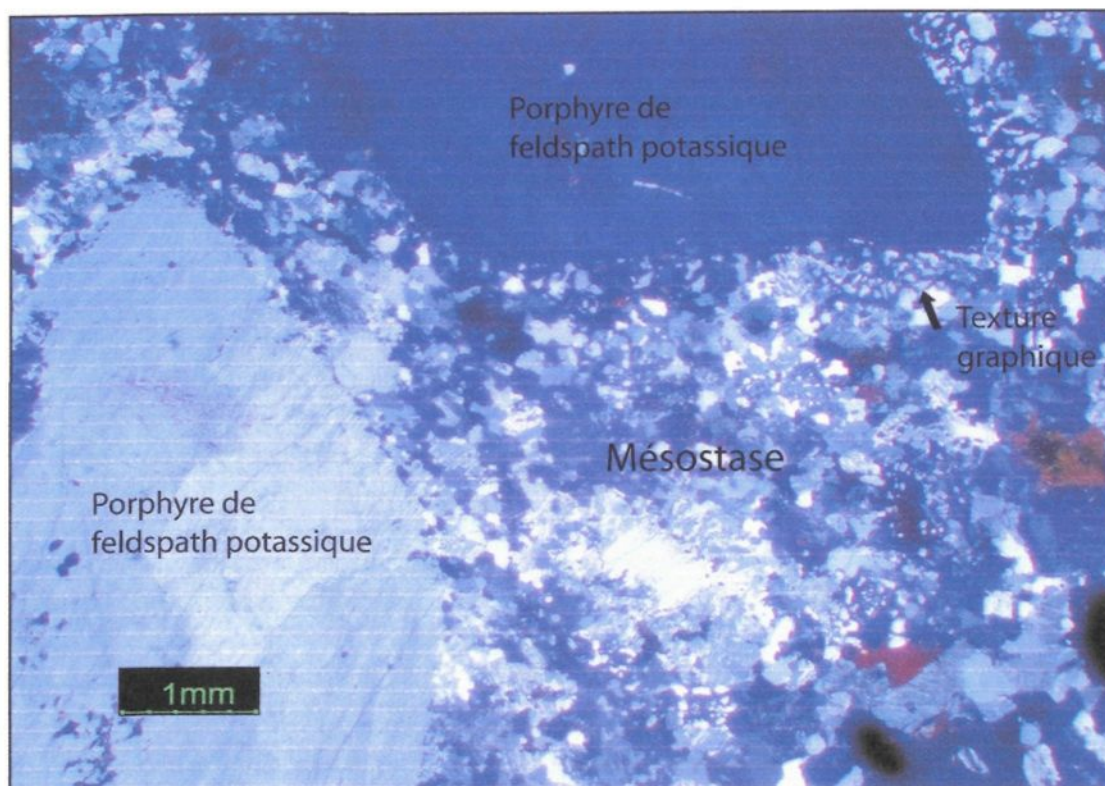


Figure 4.29 Texture porphyrique caractéristique des roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard. Échantillon VH-03-08. Les porphyres de feldspaths potassiques sont disposés de façon non-jointive dans la mésostase qui est composée principalement de feldspath, de quartz et de hornblende.

CHAPITRE 5

GÉOCHIMIE

5.1 Introduction

Ce chapitre porte sur la chimie des roches étudiées ainsi que sur le traitement de ces données géochimiques. Pour ce faire, les éléments majeurs, les éléments traces ainsi que les isotopes du strontium (Sr) ont été analysés. La méthodologie a été décrite de façon plus détaillée dans le chapitre 3 du présent mémoire.

Les différents granitoïdes étudiés ont été divisés selon les mêmes catégories définies dans les chapitres 3 et 4, soit: les roches felsiques sans enclave de la série supérieure (RFSE), les roches felsiques avec enclaves de la série supérieure (RFAE), les zones à coussins de la série supérieure (ZC) et les roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard (RFPC). Ces 4 groupes présentent de légères distinctions tant au niveau pétrologique que géochimique.

Il est aussi important de noter que, lors de la préparation des échantillons (broyage), seuls les blocs de roches sans enclaves ont été broyés car les enclaves ont été enlevées manuellement. Il est possible que quelques enclaves mafiques microgrenues aient été broyées par mégarde. Cependant, la minéralogie des échantillons semble concorder avec les analyses géochimiques et la faible quantité de plagioclase observée en lames minces n'est pas associée à des enclaves.

5.2 Les éléments majeurs

Les analyses géochimiques de tous les échantillons analysés se retrouvent dans une annexe de ce mémoire. Le tableau 5.1 ne présente les résultats que pour deux échantillons représentatifs de chaque groupe défini précédemment sur des bases pétrographiques.

	SÉRIE SUPÉRIEURE						Filon-couche PDC	
	RFSE		ZC		RFAE		Syénite porphyrique	
	VH-03-35	VH-03-25	VH-03-41	VH-03-42	VH-03-51	VH-03-34	VH-03-15	VH-07-59
SiO₂	72,32	76,13	55,45	60,45	62,56	69,59	70,74	67,04
TiO₂	0,48	0,25	2,18	1,26	1,00	0,69	0,44	0,50
Al₂O₃	12,01	11,14	13,91	14,34	13,49	12,45	12,64	13,41
Fe₂O₃	4,93	2,70	12,78	10,47	10,17	7,06	5,65	6,01
MnO	0,09	0,01	0,20	0,23	0,22	0,16	0,11	0,13
MgO	0,29	0,37	2,67	0,95	0,74	0,36	0,32	0,37
CaO	0,85	0,06	5,29	3,59	2,17	1,27	1,26	1,69
Na₂O ⁽²⁾	4,21	3,95	3,87	4,56	4,55	4,40	4,34	4,69
K₂O	4,58	4,57	2,51	3,36	4,50	4,49	4,53	4,81
P₂O₅	0,08	0,02	0,81	0,27	0,20	0,12	0,07	0,09
LOI	0,07	0,13	0,11	0,04	0,04	0,04	0,07	0,32
Total	99,90	99,32	99,79	99,51	99,63	100,63	100,16	99,05
Rb ⁽¹⁾	107	99	48	56	70	107	88	81
Sr ⁽¹⁾	67	27	362	305	122	87	117	
Ba ⁽³⁾	360	174	677	922	556	385	471	720
Pb ⁽¹⁾	14	8	13	10	7	17	12	
Th ⁽²⁾	12	21	6	5	7	11	11	9
U ⁽²⁾	3	11	2	1	2	2	2	2
Zr ⁽¹⁾	1013	683	786	1264	1827	1121	1098	1224
Nb ⁽¹⁾	87	225	74	67	55	89	87	
Ta ⁽²⁾	4	2	12	9	8	5	5	4
Y ⁽¹⁾	108	105	103	81	96	109	98	
Sc ⁽²⁾	3	1	20	13	8	5	4	5
Co ⁽²⁾	2	1	19	8	5	4	2	2
Hf ⁽²⁾	28	24	21	30	45	31	30	26
Cu ⁽¹⁾	6	4	81	21	15	11	10	
Zn ⁽¹⁾	175	143	228	147	370	60	176	166
La ⁽³⁾	83	112	61	66	73	94	83	90
Ce ⁽³⁾	187	255	165	147	192	210	166	216
Nd ⁽³⁾	95	125	96	83	116	109	86	107
Sm ⁽³⁾	21	31	24	18	27	25	18	21
Eu ⁽³⁾	3	4	5	6	4	4	3	5
Gd ⁽³⁾	20	28	23	18	25	22	18	
Tb ⁽³⁾	3	4	3	3	4	3	3	3
Ho ⁽³⁾	4	4	4	3	3	4	3	1
Yb ⁽³⁾	9	8	8	7	8	9	8	8
Lu ⁽³⁾	1,20	0,97	0,97	0,92	1,12	1,26	1,01	1,22
Eu/Eu*	0,52	0,39	0,69	1,06	0,52	0,53	0,55	0,71
Eu*	6,47	9,52	7,43	5,59	8,19	7,25	5,73	6,76

Éléments majeurs mesurés par Fluorescence-X (wt%)

Éléments traces (ppm) analysés par:

(1) : Fluorescence-X (novembre 2003 et mars 2004) à l'ULG

(2) : INAA à l'UQAC

(3) : ICPMS à ULG

VH-04-53 à VH-04-62 : Traces par INAA (UQAC) et majeurs GEOLABS (ontario)

Tableau 5.1 Tableau cumulatif des analyses géochimiques effectuées sur 2 échantillons de chaque groupe. La compilation totale des résultats se trouve en annexe. Il est à noter que l'abréviation wt%, bien que d'origine anglaise, est utilisée dans la langue française et signifie pourcentage poids.

5.2.1 Diagramme d'alcalinité

Le diagramme de Shand (Maniar et Piccoli, 1989) présente le rapport entre Al_2O_3 et $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}]$ (Figure 5.1). Ce diagramme utilise l'oxyde d'aluminium car dans les roches felsiques il est le plus abondant après l'oxyde de silice (Shand, 1969). Il se base sur le rapport moléculaire Al_2O_3 versus $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}]$ qui est de 1:1 dans les feldspaths, ce qui reflète ainsi le comportement des alcalins vis-à-vis le contenu en aluminium. Ainsi, les variations de ce rapport reflètent des stades de cristallisation lors du refroidissement du magma. Lors de la cristallisation d'un magma qui contient de l'aluminium, il y a d'abord la formation d'olivine et de pyroxène non-alumineux qui réagissent par la suite lors de stades tardifs de cristallisation avec le liquide résiduel et se transforment en hornblende ou en bitotite (Shand, 1969). Le diagramme de Shand dans ce mémoire peut donc être utilisé comme indicatif du stade de cristallisation du magma à l'origine de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard.

La majeure partie des échantillons de la série supérieure avec enclaves se situe dans le champ métalumineux et sur la limite métalumineux-peralcalin. Le caractère métalumineux est induit par la présence de minéraux modérément riches en alumine telle que la hornblende (Shand, 1969). Il indique également que le magma à l'origine des roches métalumineuses était de température relativement basse et qu'il était un peu hydraté (Shand, 1969). L'enrichissement en Al_2O_3 peut également être dû à la présence importante de feldspaths dans ces échantillons. Les échantillons de la série supérieure qui ne contiennent pas d'enclave ainsi que

ceux du filon-couche de Pointe du Criard se trouvent tous dans le champ peralcalin. Le caractère peralcalin peut être induit par la présence de minéraux tels les amphiboles ou les pyroxènes riches en sodium ou encore par d'autres minéraux dans lesquels la place de l'aluminium va être prise par des minéraux accessoires tels les oxydes de fer, le zircon ou la titanite (Shand, 1969). Cette abondance en alcalins vis-à-vis l'alumine peut également être due à une présence plus importante de feldspaths alcalins par rapport aux minéraux ferro-magnésiens, comme il a été rapporté dans le chapitre précédent. Les échantillons provenant des zones à coussins présentent une grande variabilité au point de vue de l'alcalinité. Une zone étudiée (coussin et matériel interstitiel) est fortement métalumineuse comparativement à l'ensemble des échantillons alors qu'une seconde zone (coussin et matériel interstitiel) est peralcaline et concorde avec les échantillons provenant du filon-couche et ceux de la série supérieure sans enclaves. Cette variabilité indique que ces zones à coussins syénitiques ne sont pas de composition constante. Si ces zones résultent d'un mélange de magmas, comme le soutient Higgins (2005), le mélange n'est pas homogène et les différentes zones à coussins pourraient présenter de grandes variations, tant au point de vue pétrologique que géochimique. La figure 5.1 ne présente cependant pas deux magmas distincts à l'origine de cet hypothétique mélange.

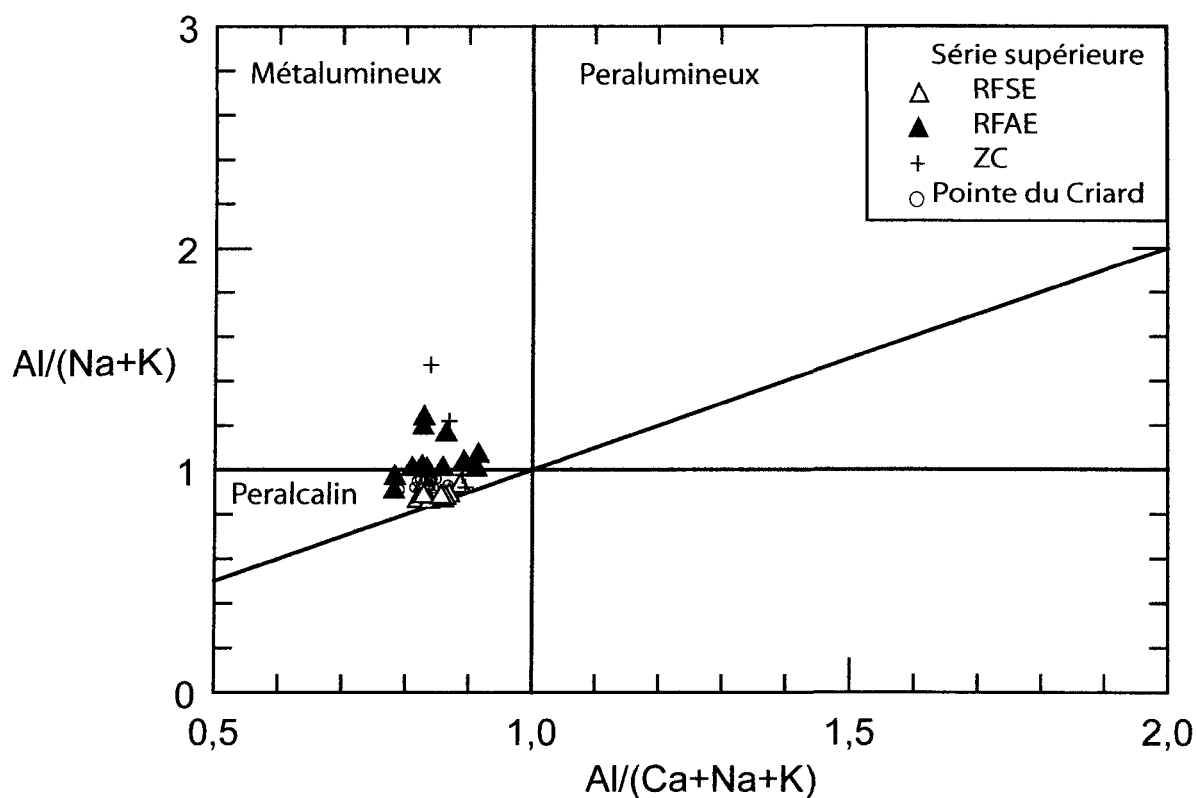


Figure 5.1 Diagramme de l'alcalinité de Shand (Maniar et Piccoli, 1989) pour les roches felsiques de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard. Les rapports des axes $Al / (Na+K)$ et $Al / (Ca+Na+K)$ sont calculés en terme de cations.

La figure 5.2 présente le diagramme de TAS (*Total Alkalies-Silica*) qui permet de spécifier à quelle série (alcaline ou subalcaline) appartient les échantillons selon leur contenu en alcalins. Les échantillons qui proviennent de la série supérieure avec enclaves (RFAE) sont principalement alcalins alors que ceux du filon-couche de Pointe du Criard font majoritairement partie du domaine subalcalin.

Les échantillons de la série supérieure sans enclave ainsi que les 2 échantillons peralcalins de la zone à « coussin » sont bien distincts dans la série subalcaline. Ces échantillons subalcalins sont d'ailleurs très riches en K_2O (4,43 wt% à 5,11 wt% où wt% est le pourcentage poids d'un oxyde), ce qui concorde avec une cristallisation plus évoluée et plus riche en feldspaths potassiques.

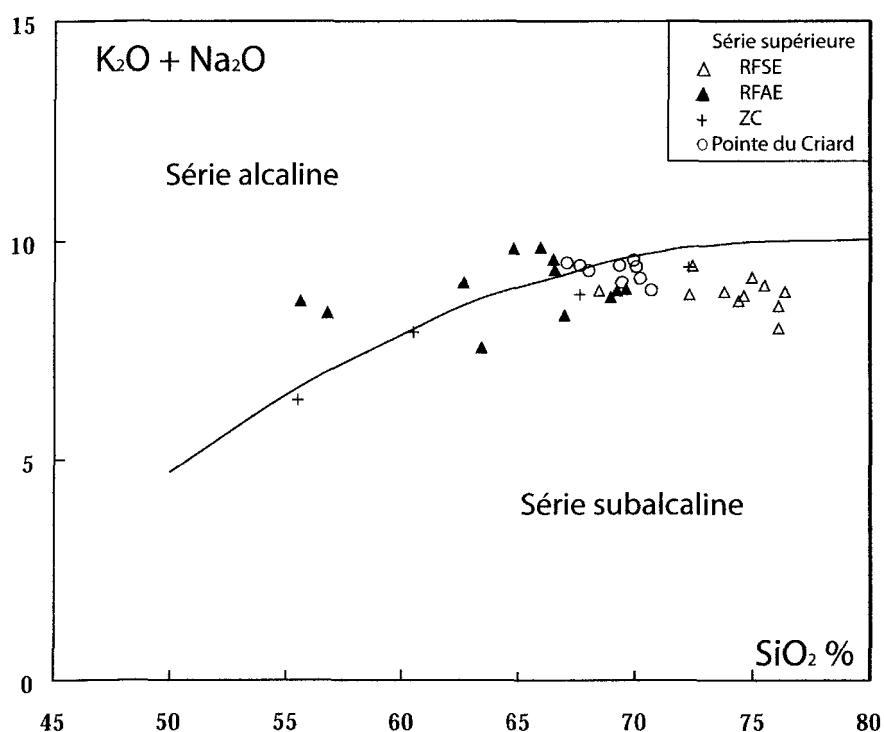


Figure 5.2 Diagramme de TAS (*Total alkalis-silica*) (Cox *et al.*, 1979; Rollinson, 1993). La ligne de division entre la série alcaline et subalcaline est tirée de Irvine et Baragar (1971).

5.2.2 Diagramme AFM

Le diagramme AFM (figure 5.3) indique clairement que tous les échantillons étudiés ne font pas partie de la série calco-alcaline, comme décrit dans les sections précédentes. De plus, les échantillons étudiés présentent une quantité de FeO total importante.

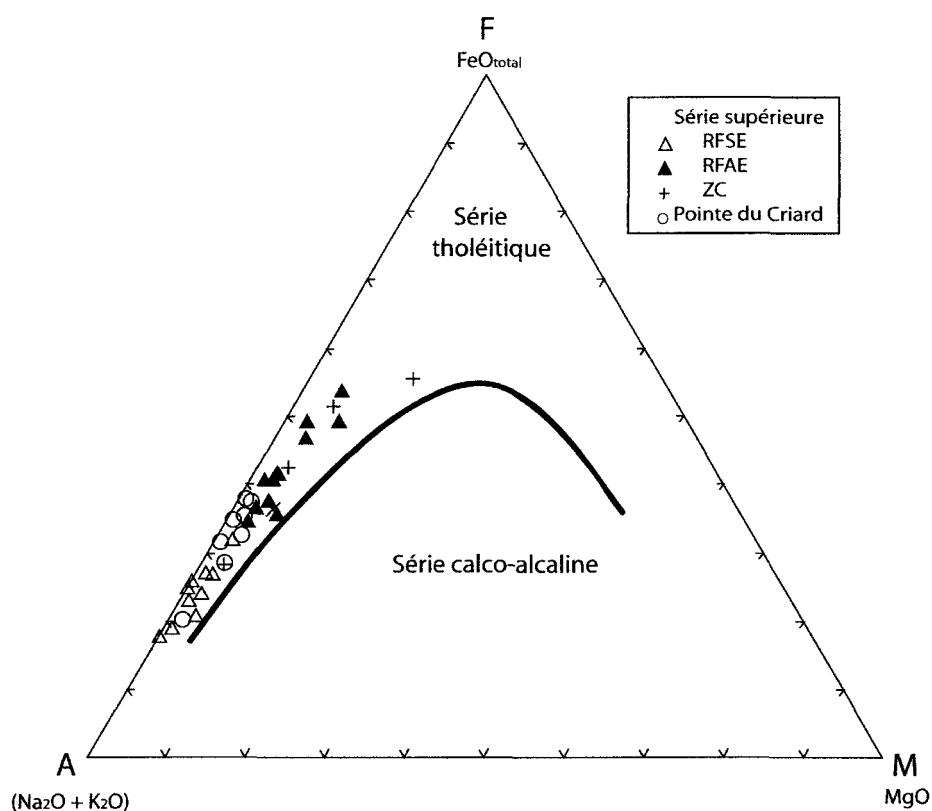


Figure 5.3 Diagramme AFM. Les séries calco-alcaline et tholéitique sont divisées selon la limite établie par Irvine et Baragar (1971).

5.2.3 Diagrammes binaires pour les oxydes

Les figures 5.4 à 5.7 présentent les diagrammes de Harker qui permettent de déterminer la variation des oxydes par rapport à SiO_2 . La silice est utilisée comme discriminant puisqu'elle est l'oxyde le plus abondant dans le type de roches étudiées et que sa quantité augmente avec la différenciation des roches. De plus, SiO_2 est l'élément qui présente le plus de variabilité, comparativement à Al_2O_3 par exemple, ce qui permet de bien observer les variations des autres oxydes en fonction de la différenciation.

Les échantillons des différents groupes présentent de grandes variations au niveau de la quantité en SiO_2 : les RFSE (68,43 % à 76,38%), les RFAE (55,57% à 69,23%), les ZC (55,45% à 72,27%) et les RFPC (67,04% à 70,44%). Les roches de la série supérieure, les RFAE et les RFSE, sont clairement divisées en deux groupes distincts au point de vue du contenu en silice, contenu qui est représentatif de la plus grande abondance du quartz dans les RFSE. Le contenu en silice dans les ZC est beaucoup plus variable et correspond à la gamme de SiO_2 des RFSE et RFAE. Les roches du filon-couche semblent quant à elles être intermédiaires en se situant à la limite entre les roches felsiques avec et sans enclaves de la série supérieure.

Les figures 5.4 et 5.5 présentent les diagrammes de Harker pour les éléments suivants : Na_2O , K_2O , CaO et Al_2O_3 . Le contenu en Na_2O est plus variable et présente une tendance à pente faiblement négative jusqu'à 65,90% en SiO_2 suivie d'une forte pente négative suivant l'augmentation en silice. Le fractionnement du

Na_2O peut être induit par la cristallisation d'un feldspath qui contient initialement du sodium qui par la suite peut subir une recristallisation qui permet la formation d'exsolutions sodiques dans le feldspath. Comme les feldspaths potassiques d'environ 90% des échantillons sont microperthitiques, on peut suggérer que les lamelles d'exsolutions sodiques (albite), discutées dans le chapitre précédent, soient présentes en nombre suffisant pour soustraire le sodium au liquide résiduel. De plus, l'apparition d'une pente négative pour Na_2O ($\text{SiO}_2 > 65\%$) concorde avec le début de la cristallisation des feldspaths potassiques comme décrit ci-bas. Ainsi, le fractionnement du plagioclase présent sous forme de microperthites principalement de composition de l'albite est directement lié à la cristallisation du feldspath potassique. D'ailleurs, les échantillons les plus riches en silice (RFSE) présentent des feldspaths potassiques beaucoup plus riches en microperthites que les autres échantillons analysés.

Les échantillons dont le contenu en SiO_2 est inférieur à 65% sont considérés dans ce mémoire comme étant possiblement des cumulats, ce qui expliquerait la distribution beaucoup plus évasive de ces échantillons. La formation de cumulat va ainsi contrôler le groupe d'échantillons $\text{SiO}_2 < 65\%$ pour tous les éléments majeurs.

Dans le cas du K_2O , les échantillons moins riches en silice ($\text{SiO}_2 < 65\%$), dont 2 échantillons des RFAE et 2 des ZC, présentent une pente positive modérée alors que ceux au-delà de 65% de SiO_2 présentent une pente fortement positive à très légèrement positive. K_2O est d'ailleurs le seul oxyde à présenter une variation

suivant une pente positive. Le fractionnement du K_2O est principalement régit par la cristallisation du feldspath potassique. Le feldspath potassique a donc commencé à cristalliser à l'inflexion de la pente positive en pente neutre ce qui a permis d'arrêter l'enrichissement continu en K_2O dans le liquide résiduel.

L'oxyde de CaO présente une pente modérée à fortement négative avec l'augmentation en silice. Le fractionnement de CaO peut d'abord être induit par la cristallisation de plagioclase, notamment des microperthites présentes dans le feldspath potassique. Cependant, les microperthites sont beaucoup plus de composition de l'albite ($NaAlSi_3O_8$) que de l'anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$). Le fractionnement de CaO pourrait alors être le résultat de la cristallisation de plagioclase qui aurait eu lieu bien avant la cristallisation du liquide résiduel. Il y aurait alors eu la cristallisation massive d'anorthite, ce qui aurait permis de continuer l'enrichissement en Na_2O . La cristallisation de plagioclase avant celle du feldspath potassique est appuyée également par le fractionnement des éléments traces de Sr et de Rb qui seront décrits dans la section 5.3. Ceci pourrait ainsi suggérer que le liquide résiduel a subi une cristallisation des plagioclases antérieurement à sa cristallisation. Le fractionnement de CaO pourrait donc faire un lien avec l'anorthosite qui compose la série transitionnelle de la suite intrusive de Sept-Îles, ce qui suggérerait que la série supérieure et le filon-couche de Pointe du Criard résulte d'un processus de cristallisation continu du magma à l'origine de la suite intrusive de Sept-Îles. Le fractionnement de CaO peut aussi avoir été provoqué par la cristallisation du clinopyroxène au début de la cristallisation du

magma initial. Cependant, ceci n'aurait probablement pas induit un si grand fractionnement de l'oxyde de calcium.

L'oxyde Al_2O_3 présente une variation suivant une pente négative. Ceci indique que les minéraux riches en Al, comme le plagioclase, ont cristallisé très tôt dans le processus de cristallisation. Comme la dispersion des RFAE est beaucoup plus important que celle des RFSE pour l'aluminium, l'influence d'une contamination crustale ou encore d'une cristallisation hétérogène peuvent être proposées pour avoir permis un patron de dispersion si évasif. De plus, Al_2O_3 contenu dans les RFSE a pu être remobilisé lors de l'altération de la hornblende en biotite.

Les figures 5.6 et 5.7 présentent les diagrammes de Harker pour les éléments MgO, Fe_2O_3 et TiO_2 . L'oxyde MgO présente une pente négative modérée jusqu'à 70% de SiO_2 alors que la pente devient faiblement négative pour les échantillons dont SiO_2 est supérieur à 70%. L'oxyde de MgO est une composante majeure du clinopyroxène, ce qui suggère que le fractionnement de ce dernier soit à l'origine de la pente négative observée sur le diagramme. Lorsque la cristallisation du clinopyroxène se termine, la pente négative s'atténue. Le MgO est par la suite remobilisé dans la hornblende, qui résulte de l'interaction du clinopyroxène avec le liquide résiduel.

L'oxyde Fe_2O_3 indique une variation à pente fortement négative à mesure que le contenu en SiO_2 augmente. Comme Fe_2O_3 est une des composante majeures de la magnétite et de l'ilménite, il est possible que la cristallisation de ces minéraux ait entraîné le fractionnement de cet oxyde. De plus, la cristallisation du

clinopyroxène a également pu influencer le fractionnement du Fe_2O_3 . Ceci a pu entraîné un appauvrissement en Fe_2O_3 dans le liquide résiduel, et ce très tôt dans le processus de cristallisation.

L'oxyde TiO_2 présente également une pente négative modérée qui s'atténue lorsque SiO_2 est supérieur à 70%. Bien que les fractionnements du clinopyroxène, de la magnétite et de l'ilménite ne peuvent expliquer à eux seuls le fractionnement aussi important du titane, il est important dans ce cas de considérer une des phases mineures très abondantes dans tous les échantillons : la titanite¹. Avec sa formule chimique $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$ et une composition moyenne de 40,8% en TiO_2 (Klein and Hurlbut, 1977), il est probable que la titanite ait eu une influence significative sur le fractionnement de l'oxyde de titane.

¹ Le terme titanite est utilisé dans ce mémoire, préférentiellement au terme courant sphène, puisqu'il est celui officiel dans la littérature.

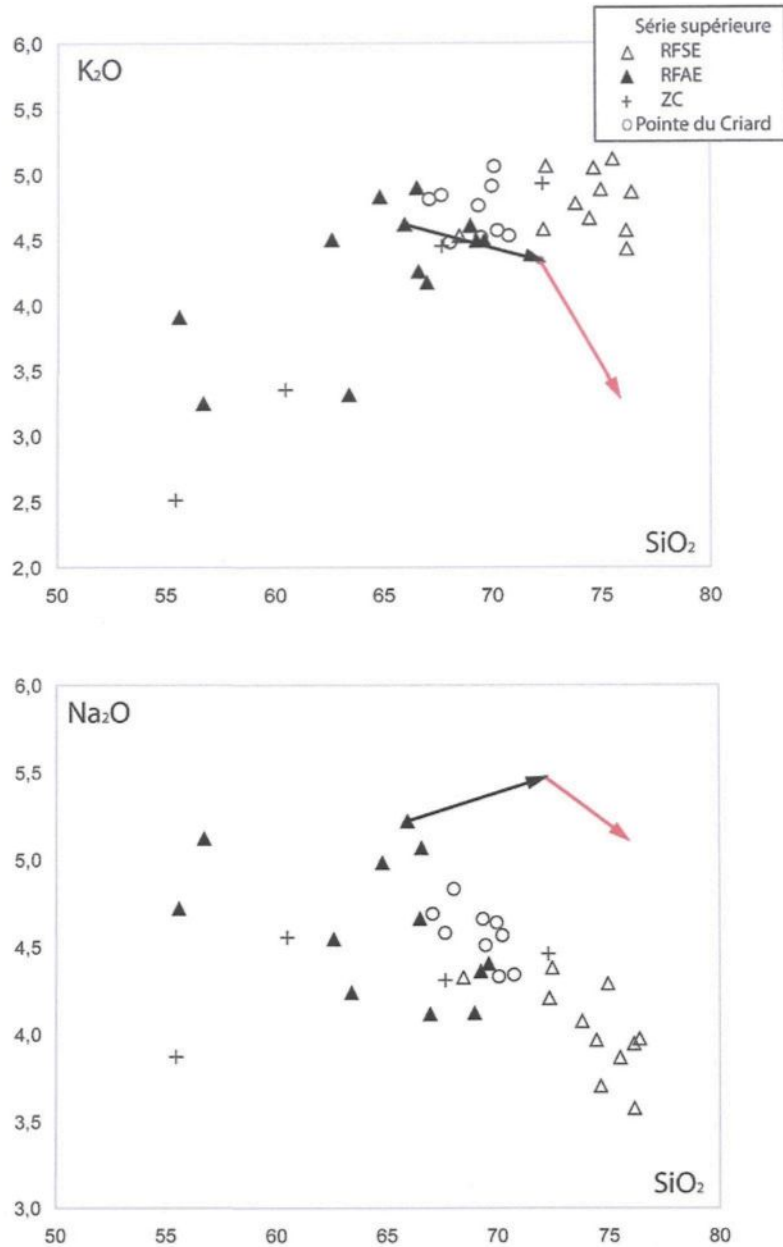


Figure 5.4 Diagrammes binaires des oxydes majeurs en fonction de la silice. Le vecteur noir représente le vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 7% Magnétite + 5% Clinopyroxène et le vecteur rouge un vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 1% Magnétite.

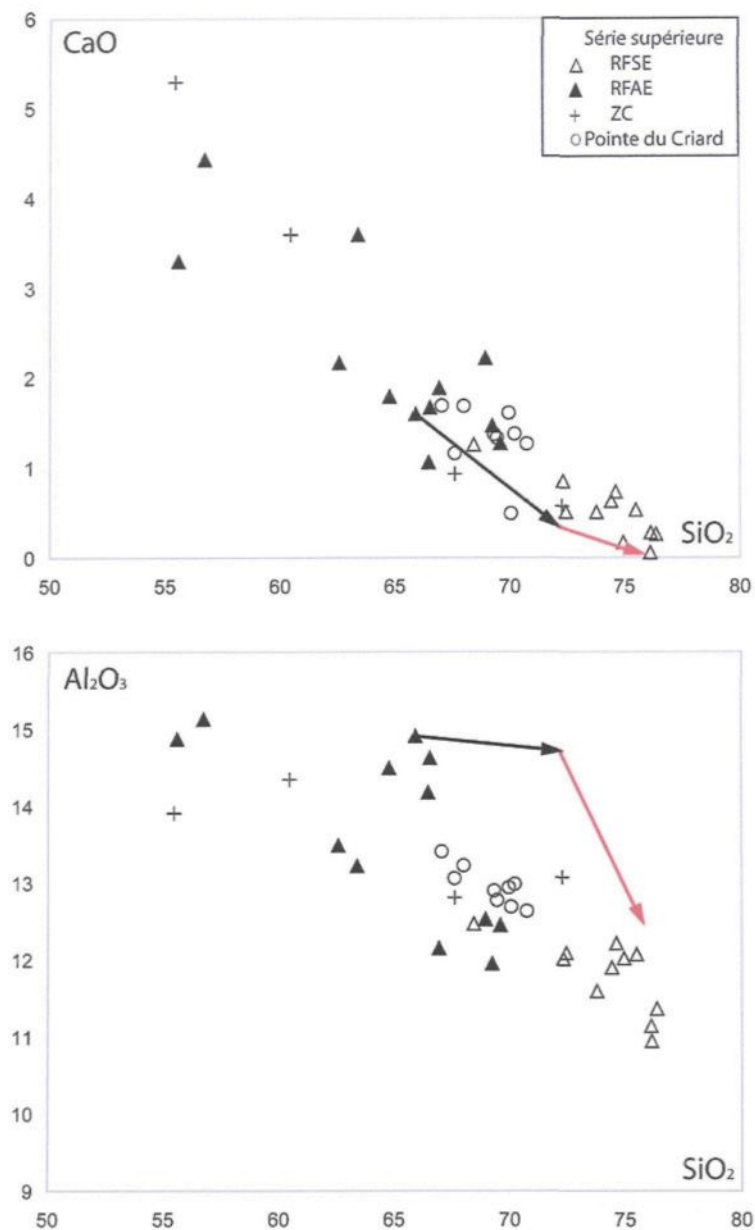


Figure 5.5 Diagrammes binaires des oxydes majeurs en fonction de la silice. Le vecteur noir représente le vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 7% Magnétite + 5% Clinopyroxène et le vecteur rouge un vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 1% Magnétite.

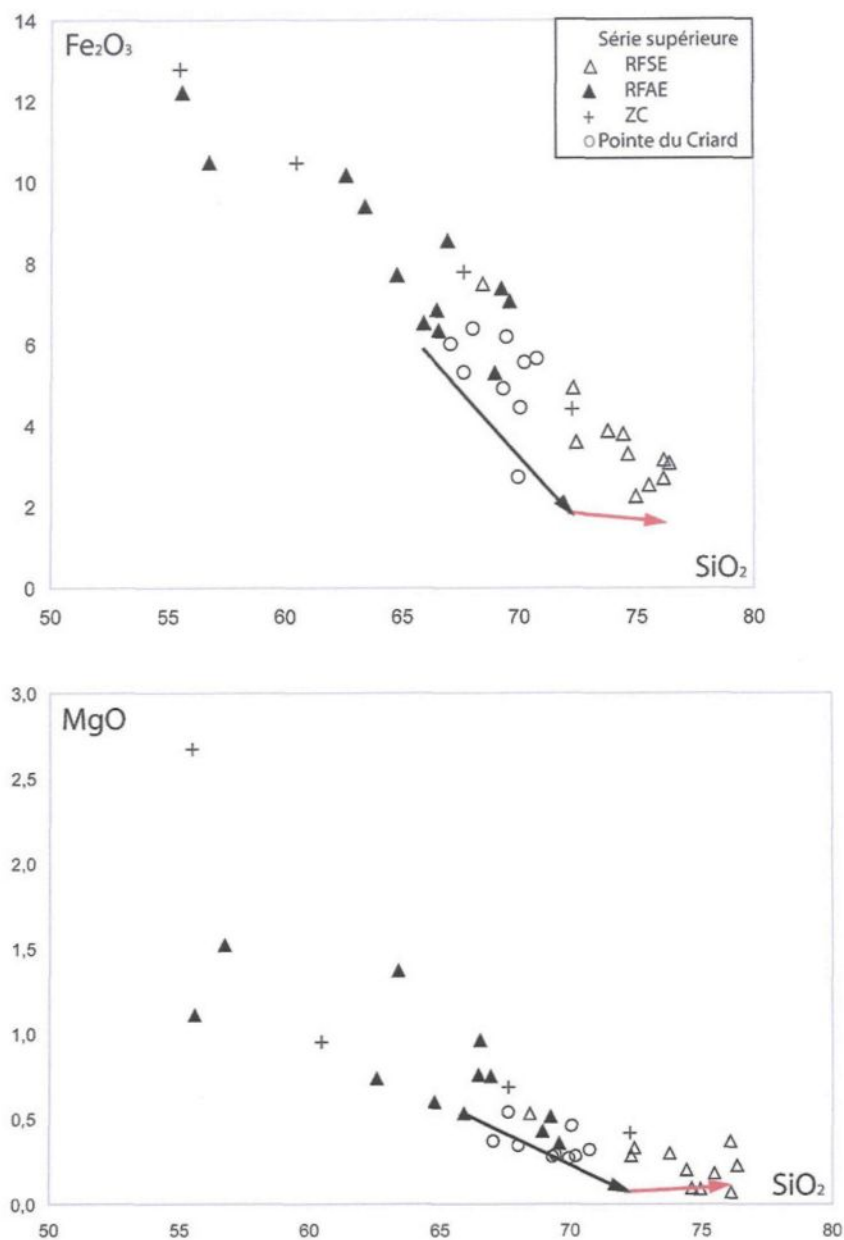


Figure 5.6 Diagrammes binaires des oxydes majeurs en fonction de la silice. Le vecteur noir représente le vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 7% Magnétite + 5% Clinopyroxène et le vecteur rouge un vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 1% Magnétite.

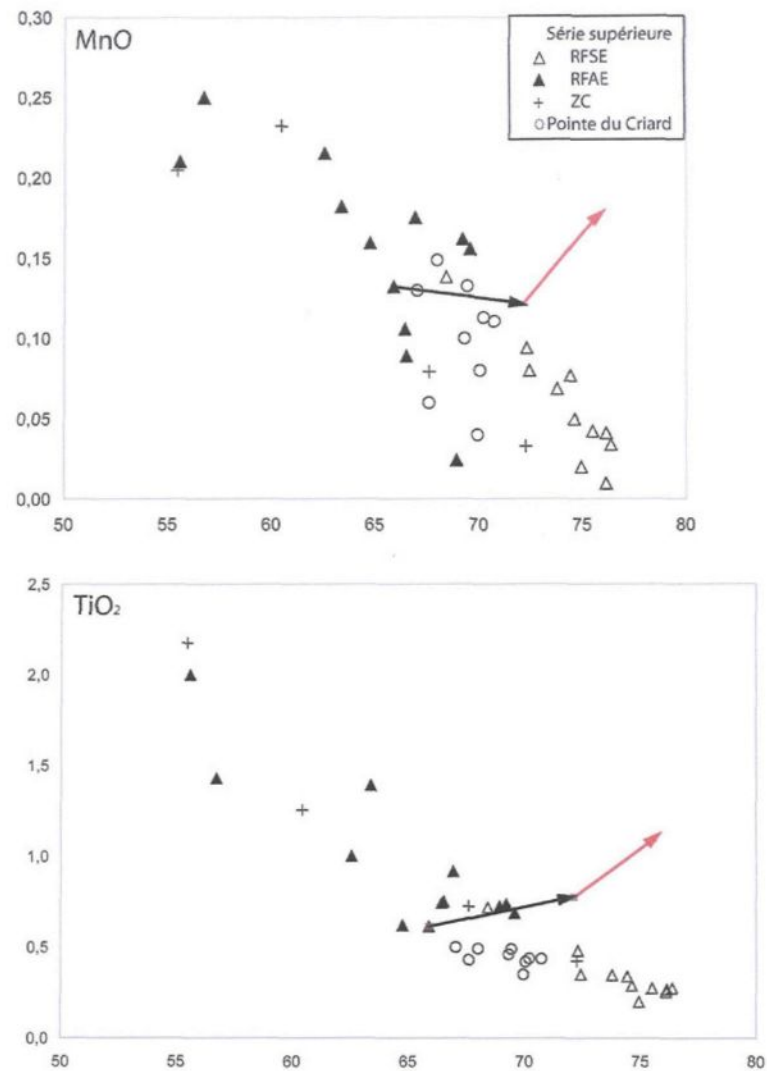


Figure 5.7 Diagrammes binaires des oxydes majeurs en fonction de la silice. Le vecteur noir représente le vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 7% Magnétite + 5% Clinopyroxène et le vecteur rouge un vecteur de fractionnement pour 30% Feldspath + 1% Magnétite. Le vecteur rouge ne concorde pas avec la disposition des échantillons. Ceci peut être dû à la cristallisation des minéraux accessoires qui sont abondants dans les roches felsiques sans enclaves (voir section 5.2.2.1).

5.2.3.1 Vecteurs de fractionnement

Une modélisation simple de cristallisation fractionnée par la méthode de balance de masse a été effectuée et est présentée sous la forme de vecteurs de fractionnement dans les diagrammes binaires des oxydes majeurs (K_2O , Na_2O , CaO , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3) (Figures 5.4 à 5.6). La modélisation des oxydes MnO et TiO_2 est représentée, cependant les résultats ne concordaient pas avec les variations de concentration en fonction de la silice observées dans les échantillons étudiés, principalement dans le cas du second vecteur (voir le texte ci-bas). L'influence de la cristallisation de minéraux accessoires tels l'apatite, la titanite et le zircon peut être responsable des problèmes rencontrés lors de la modélisation de ces deux oxydes.

La modélisation par balance de masse a pour but d'évaluer l'évolution du magma lorsqu'une certaine quantité d'un minéral ou d'un assemblage de minéraux cristallise. Les vecteurs de fractionnement produits permettent de visualiser les variations de concentration des oxydes majeurs lors de la cristallisation d'un assemblage de minéraux par rapport à la composition initiale du magma.

Le point de départ utilisé pour la modélisation est l'échantillon VH-03-52 qui appartient aux roches felsiques avec enclaves de la série supérieure. Cet échantillon a été choisi comme point de départ car il présente une anomalie en europium ($Eu/Eu^* = 1,02$) la plus près de 1,00. L'anomalie en europium suggère que cet échantillon n'a pas subi de cristallisation du feldspath et qu'il représente la composition la plus primitive de cette série. Cependant, s'il y a cristallisation

cotecticale de plagioclase et d'une ou plusieurs phases qui n'incorporent pas l'euporium, il n'y aura pas nécessairement d'anomalie visible. Pour faciliter le choix d'un point de départ le plus logique possible pour la modélisation, on suppose que l'échantillon choisi présente une anomalie en europium véritable. Comme le calcul des vecteurs de fractionnement varie en fonction de la composition de l'échantillon choisi, on peut s'attendre à des vecteurs de direction et de longueur légèrement différentes selon le point de départ choisi. Cependant, dans ce cas-ci, les vecteurs de fractionnement ont été calculés à partir d'un seul échantillon dans le but de faciliter et de conserver la clarté des diagrammes.

Il est important de prendre en note que la modélisation ne s'applique qu'aux échantillons provenant de la série supérieure et qu'elle ne permet aucun lien avec les autres séries de la suite intrusive de Sept-Îles. Ceci est dû au fait que les analyses géochimiques concernant les autres séries de la suite intrusive sont très limitées et insuffisantes ce qui n'a pas permis de les utiliser lors de la modélisation.

Les vecteurs de fractionnement ont été calculés pour l'assemblage minéralogique commun à tous les échantillons analysés soit : feldspath + clinopyroxène + magnétite. Les phases accessoires n'ont pas été prises en compte dans le but de faciliter la modélisation. Pour ce qui est du calcul proprement dit des vecteurs, la méthode de calcul par balance de masse vise à soustraire de la composition chimique initiale (échantillon VH-03-52) la composition de chaque minéral en lui accordant un certain pourcentage de cristallisation. Le tableau 5.2 présente les compositions minéralogiques utilisées pour chaque

vecteur, lesquelles proviennent des analyses effectuées à la microsonde pour un échantillon de composition similaire à celle du point de départ. La composition chimique des minéraux utilisés a été déterminée à partir des analyses effectuées à la microsonde. Dans le cas du feldspath, qui est généralement perthitique, une composition globale a été calculée en tenant compte des proportions relatives (évaluées en lames minces) des composantes sodiques et potassiques.

La modélisation par balance de masse a permis de distinguer deux grandes étapes possibles, selon la géochimie, de cristallisation. La première étape de cristallisation a été calculée pour l'assemblage suivant : 30% feldspath + 7% magnétite + 5% clinopyroxène. Il est à noter que les valeurs de compositions utilisées pour les 3 minéraux se retrouvent au tableau 5.2 et proviennent des résultats obtenus par microsonde pour un échantillon présentant une composition similaire au point de départ de la modélisation. Cet assemblage représente le vecteur de fractionnement ayant la trajectoire la plus similaire aux variations en oxydes majeurs présents dans les échantillons analysés. Les calculs par balance de masse pour l'assemblage minéralogique choisi ne permettent pas d'obtenir une composition finale au-delà de 72% de SiO_2 . Ainsi, une deuxième étape de cristallisation a dû être envisagée car la majorité des échantillons de la série supérieure sans enclave ont un contenu en silice supérieur à 72%. Le deuxième vecteur de fractionnement a été calculé pour l'assemblage suivant : 30% feldspath + 1% magnétite. Le vecteur avait d'abord été calculé pour un assemblage contenant du clinopyroxène en premier lieu et de la hornblende en second lieu.

Cependant, la présence de ces minéraux ne permettait pas d'obtenir un vecteur de fractionnement concordant avec les variations de concentrations des oxydes. Ainsi, il a été jugé pertinent de retirer ces minéraux de l'assemblage minéralogique utilisée lors de la modélisation du second vecteur de fractionnement.

Certains problèmes ont été observés au cours de la modélisation de la cristallisation. En premier lieu, le point de départ n'est pas l'échantillon présentant le contenu en SiO_2 le plus bas. Ainsi, deux hypothèses sont retenues pour expliquer la présence des sept échantillons qui ne sont pas dans la trajectoire du premier vecteur de fractionnement. Une première hypothèse veut que ces échantillons soient des cumulats et que les autres échantillons résultent de l'évolution du liquide interstitiel qui en a résulté. La seconde hypothèse est que tous les échantillons résultent d'une cristallisation fractionnée du magma initial à l'origine des autres séries de la suite intrusive de Sept-Îles. Cependant, comme mentionné précédemment, cette hypothèse s'avère impossible à confirmer dans le cadre de ce mémoire.

Le second problème repose sur la méthode utilisée lors de la modélisation de la cristallisation. Il s'est avéré impossible d'obtenir des vecteurs de fractionnement ayant une trajectoire exactement similaire aux variations des oxydes majeurs observés. Les vecteurs choisis représentent cependant une tendance générale pour la plupart des oxydes. Le premier vecteur de fractionnement pour l'oxyde Na_2O semble ne pas coïncider avec la variation à pente négative de cet oxyde. Dans le cas de Na_2O , le point de départ du premier vecteur de fractionnement

représente la concentration en Na_2O la plus élevée de tous les échantillons. Un point de départ calculé à partir de la concentration moyenne des échantillons provenant des roches felsiques avec enclaves de la série supérieure permettrait une meilleure trajectoire pour le vecteur de fractionnement. Ainsi, ceci peut suggérer que le magma initial à l'origine de la série supérieure soit riche en Na_2O . La composition des feldspaths peut également induire un problème avec cet oxyde. La présence de microperthites en quantité variable dans les échantillons induit des compositions géochimiques variables qui peuvent influencer les calculs par la méthode de balance de masse.

La modélisation des éléments majeurs suggère deux étapes de cristallisation au sein de la série supérieure. Les échantillons du filon-couche de Pointe du Criard s'immiscent également dans le processus de cristallisation de la série supérieure.

Tableau 5.2 Compositions géochimiques utilisées dans le cadre de la modélisation par le calcul de balance de masse. Les analyses ont été effectuées à la microsonde.

	Feldspath Potassique			Clinopyroxène	Magnétite
	Plagioclase-exsolution	Felds. Potassique	Moyenne	Moyenne	Moyenne
	45%	55%	45% Plag + 55% Fk		
SiO ₂	66,695	66,344	66,502	51,644	0,098
TiO ₂	0	0	0	0,071	2,059
Al ₂ O ₃	21,525	18,867	20,063	0,320	0,400
V ₂ O ₃	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,028	0
Fe ₂ O ₃	0	0	0	2,571	65,470
Nb ₂ O ₃	0	0	0	0	0
MgO	0,030	0,005	0,016	9,512	0,086
CaO	2,104	0,147	1,028	21,713	0
MnO	0	0	0	0,980	0,145
FeO	0,252	0,071	0,152	14,153	33,139
NiO	0	0	0	0	0
Na ₂ O	10,218	3,238	6,379	0,408	0
K ₂ O	0,492	11,781	6,701	0	0
Total	101,315	100,451	100,840	101,403	101,397

5.3 Les éléments traces

Les prochains diagrammes présentés portent sur les éléments traces analysés dans la série d'échantillons. L'ensemble des résultats se trouve en annexe.

5.3.1 Diagrammes binaires

Les figures 5.8 et 5.9 présentent quelques éléments traces (Ba, Sc, Sr, Rb, Ta, Zr, U, Th, Yb et La) en fonction de la silice. Les éléments Ba, Rb et Sr sont des LILE (*large ion lithophile elements*). Le Rb présente par contre un comportement opposé aux deux autres (Ba et Sr diminuent avec l'augmentation de silice alors que Rb augmente). Cette différence de comportement est due au fait que Sr se substitue principalement au calcium dans les plagioclases et très peu au potassium dans les feldspaths potassiques alors que le Rb se substitue principalement au potassium dans les feldspaths potassiques. Ceci suggère que les plagioclases ont cristallisé avant les feldspaths potassiques et qu'ils ont accommodé Sr alors que le Rb a pu être par la suite incorporé et enrichi dans les feldspath potassiques. L'augmentation de Rb indique donc que la cristallisation des feldspaths potassiques est tardive, malgré le développement de phénocristaux distincts. Ba est quant à lui généralement régit par la cristallisation de l'orthose.

La concentration de l'élément Zr diminue avec l'augmentation en silice. Le zirconium se retrouve principalement dans la structure du zircon (ZrSiO_4) ainsi qu'en quantité négligeable dans les autres minéraux tels les feldspaths. La cristallisation du zircon a donc eu une incidence majeure sur la variation négative

du Zr en fonction de l'augmentation en silice. Ceci concorde avec la minéralogie relativement riche en zircons dans tous les échantillons, mais principalement dans les RFSE plus évoluées. L'augmentation en U et en Th est continue en fonction de l'augmentation de la silice. Cette variation positive indique que ces éléments ont été mobilisés tardivement dans le processus de cristallisation. Ainsi, il est probable que ces éléments soient liés à la cristallisation des feldspaths potassiques.

Les éléments Ta et Sc sont des éléments incompatibles HFSE (*High field strength elements*) dont la concentration diminue de façon importante à mesure que la silice augmente. Cette diminution indique que ces éléments sont incorporés dans des minéraux qui cristallisent. Comme Sc^{3+} se substitue à Fe^{3+} , il est probable que Sc ait été incorporé dans la structure de la magnétite (Fe_2O_3) ou encore à celle du clinopyroxène ($\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$). Ta est généralement présent dans les oxydes ainsi que les minéraux accessoires.

Le lanthane (La) représente les éléments terres rares légères alors que l'ytterbium (Yb) représente les éléments terres rares lourdes. La concentration en La a tendance à augmenter légèrement avec la concentration en silice, bien que les points soient très dispersés. Ceci peut concorder avec la cristallisation de feldspaths potassiques qui sont relativement riches en éléments terres rares légères. L'ytterbium présente une variation moins grande, mais la tendance indique que sa concentration diminue avec l'augmentation en silice. Les éléments

terres rares lourdes se retrouvent préférentiellement dans les phases accessoires tels l'apatite ou le zircon alors que très peu dans le feldspath potassique.

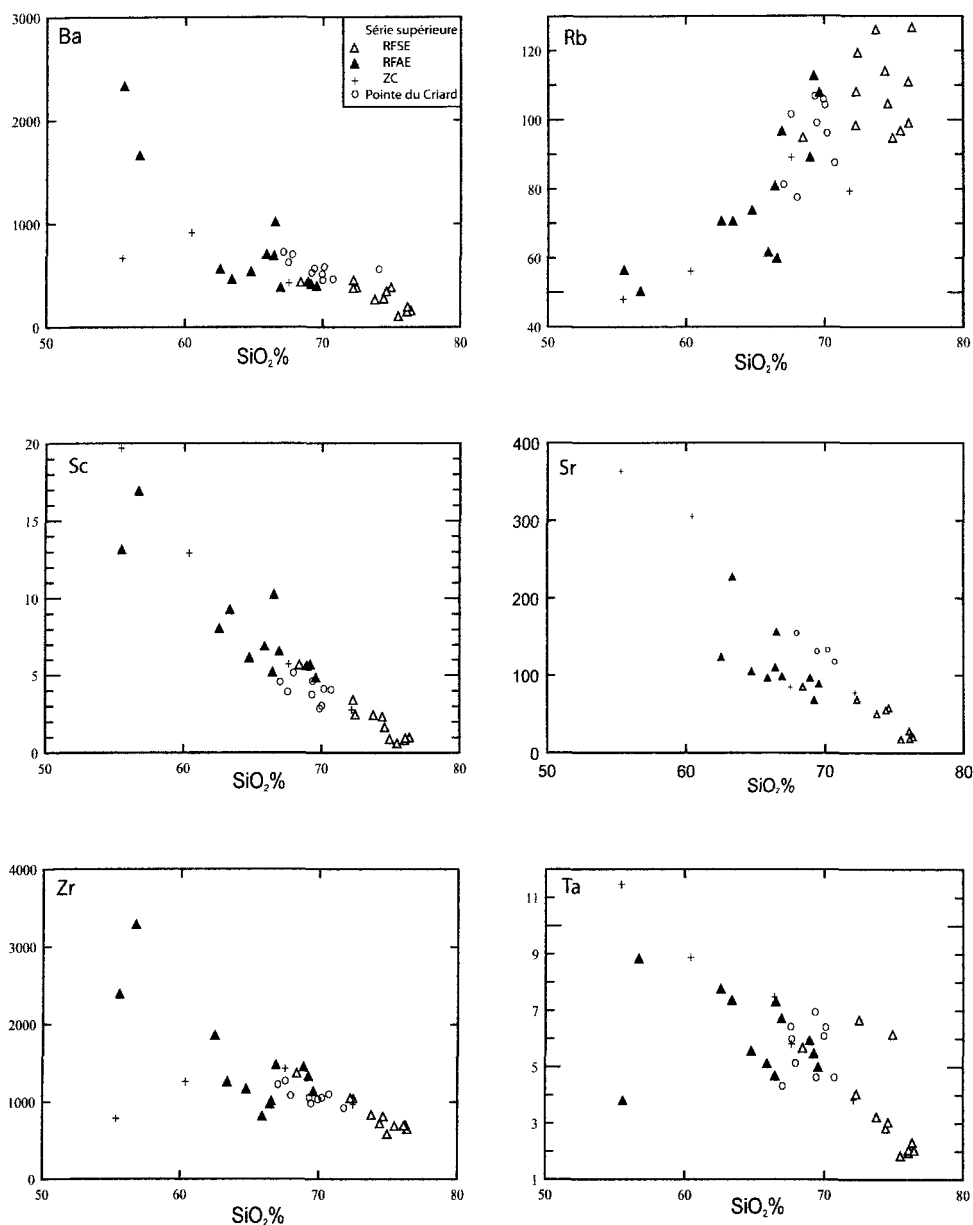


Figure 5.8 Diagrammes binaires de Harker présentant les éléments traces en fonction de SiO₂.

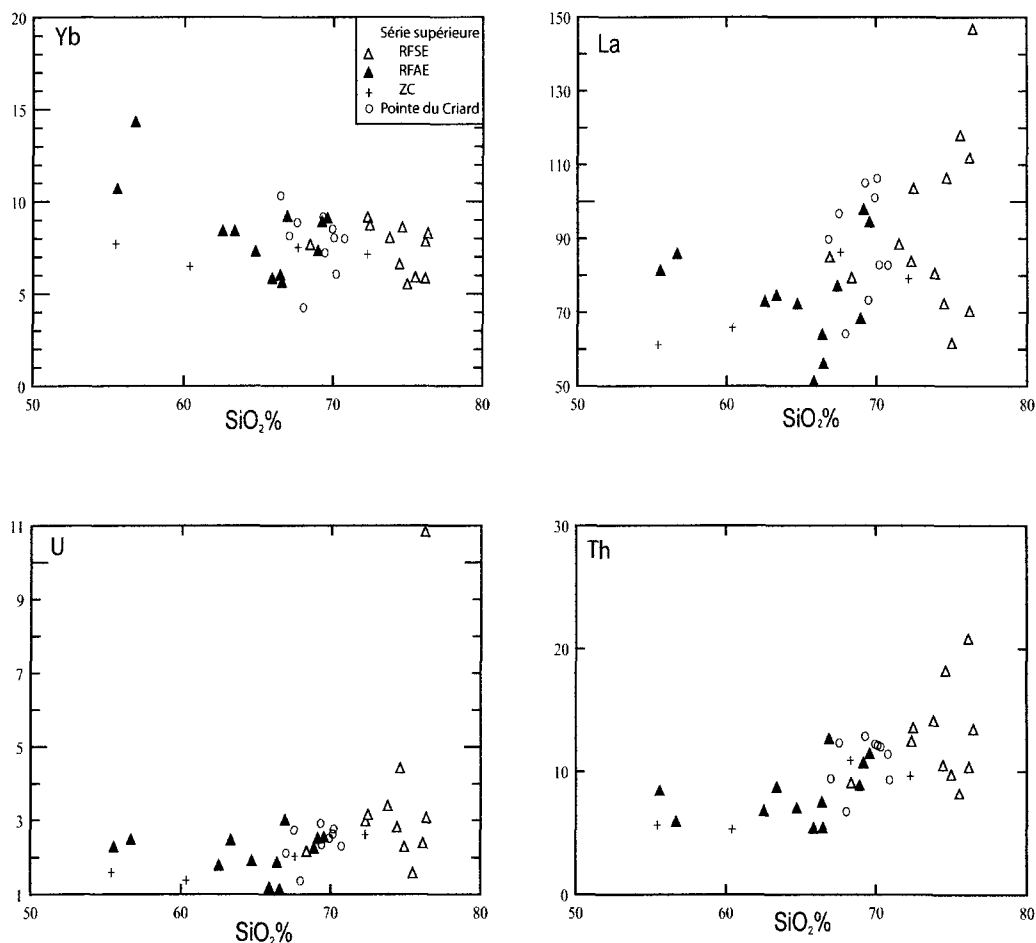


Figure 5.9 Diagrammes binaires de Harker présentant les éléments traces en fonction de SiO_2 .

5.3.2 Les éléments terres rares et diagrammes multi-éléments

Les éléments terres rares tels La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb et Lu ont été utilisés pour former les patrons de terres rares présentés dans les figures 5.10 et 5.11. Ces diagrammes représentent les concentrations des éléments dans la roche normalisée à la chondrite de Taylor et McLennan (1985) en fonction du rayon

ionique de chaque élément. Les diagrammes 5.10 et 5.11 font la distinction entre les roches appartenant à la série supérieure de la suite intrusive et celles du filon-couche de Pointe du Criard et visent à démontrer les variations générales.

Les quatre groupes de roches sont enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et présentent un rapport La/Yb_N qui varie de 1,48 à 13,62. De façon générale, les valeurs normalisées présentent un enrichissement de 15 à 300 fois supérieure à la chondrite de normalisation. Tous les patrons de terres rares sont parallèles entre eux sauf au niveau de l'euporium où il y a une anomalie négative pour la plupart des échantillons (Eu/Eu^* 0,23 à 0,90). Seulement deux échantillons présentent une anomalie légèrement positive en euporium et ils proviennent des séries RFAE (Eu/Eu^* 1,02) et ZC (Eu/Eu^* 1,06). Ces anomalies quasi-nulles suggèrent que ces échantillons n'ont pas subi un fractionnement des feldspaths et que leurs compositions sont beaucoup plus près de celle du liquide initial. Dans le cas des roches de la série supérieure, l'anomalie négative en euporium est moins importante pour les roches felsiques avec enclaves et elle s'intensifie pour les roches felsiques sans enclaves. L'anomalie en euporium diminue donc avec l'augmentation du contenu en silice (Figure 5.12). Ceci indique qu'il y a eu fractionnement des feldspaths de plus en plus important dans la série supérieure et que les roches felsiques sans enclaves sont le résultat d'une cristallisation fractionnée prolongée. Les échantillons provenant du filon-couche de Pointe du Criard présentent également des évidences de fractionnement des feldspaths. Ceci suggère donc qu'il y a eu une progression croissante du

fractionnement des roches avec enclaves vers le filon-couche et finalement vers les roches felsiques sans enclaves.

Il est possible de déterminer l'ampleur de l'anomalie en europium, dans le but de comparer les échantillons des différents groupes. Le ratio Eu/Eu^* permet de déterminer le ratio entre la valeur en europium mesurée et celle extrapolée si on suppose qu'il n'y aurait pas d'anomalie. Le terme Eu^* provient du calcul géométrique suivant : $\ln (\text{Eu}^*) = \ln (\text{Sm}) - ((\ln (\text{Sm}) - \ln (\text{Tb}))/3)$. Dans ce mémoire, la valeur Eu^* a été calculée à partir du logiciel informatique GW Basic et les résultats se trouvent dans les tableaux de résultats en annexe.

Le diagramme multi-éléments (figure 5.13 a et b) présente les données de certains éléments (Rb, Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Sm, Tb, Y, Pb) normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough (1995).

De façon générale, les échantillons présentent un enrichissement cent fois supérieur au manteau primitif. Compte tenu que les échantillons ne présentent pas d'altération, les évidences de fractionnement du baryum sont probablement liées au fractionnement du feldspath potassique. Les anomalies positives en zirconium ainsi qu'en hafnium sont directement liés à l'abondante présence de zircons dans les échantillons, le zirconium étant la composante majeure du zircon alors que le hafnium s'y substitue. Les légères anomalies positives en uranium et thorium sont probablement également liées à l'accumulation de zircons dans les roches puisque ces éléments se retrouvent dans ce minéral. La variation en tantale peut être induite par le fractionnement de l'ilménite, puisque le Ta peut

entrer en petite quantité dans la composition de l'ilménite (Klein et Hurlbut, 1977). Finalement, la grande anomalie négative en strontium peut être engendrée par le fractionnement de plagioclase dans le magma parent de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard puisque que le plagioclase est très peu abondant dans ces deux unités. Comme la série supérieure ainsi que le filon-couche de Pointe du Criard sont situés stratigraphiquement au-dessus de la série transitionnelle, qui est principalement composée d'anorthosite, il est possible que la cristallisation de cette série ait engendré une anomalie en Sr aussi importante. Si tel est le cas, cette anomalie peut indiquer que la série supérieure et le filon-couche de Pointe du Criard peuvent provenir d'un processus de cristallisation fractionnée des séries sous-jacentes dans la suite intrusive.

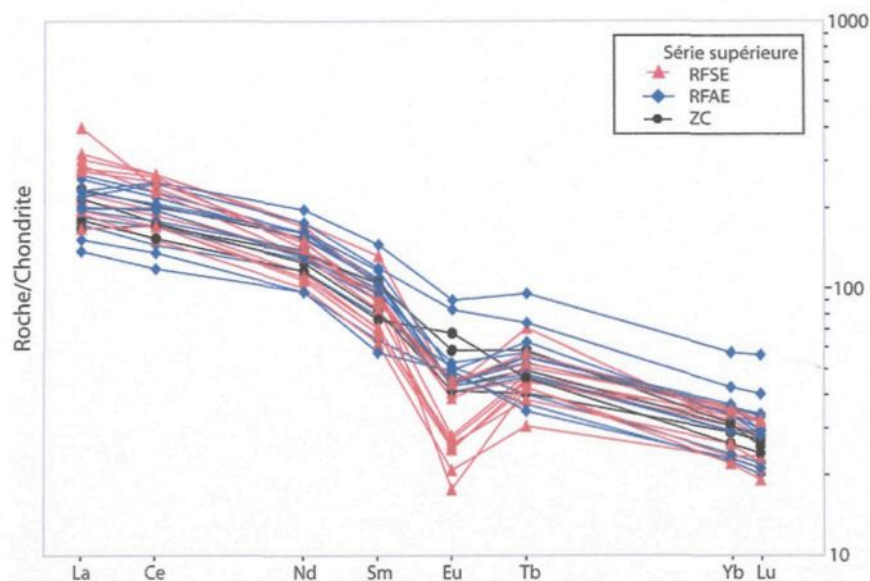


Figure 5.10 Patron des éléments terres rares pour les échantillons provenant uniquement de la série supérieure de la suite intrusive de Sept-Îles.

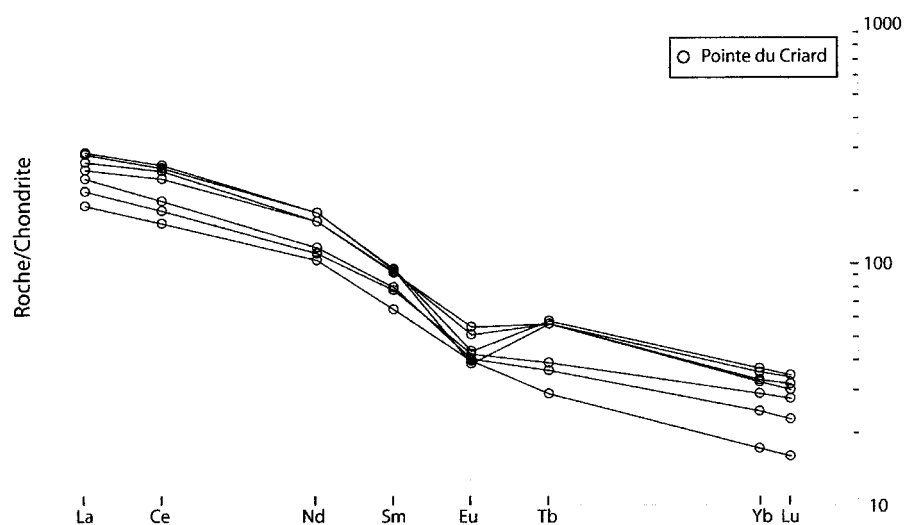


Figure 5.11 Patron des éléments terres rares provenant des échantillons du filon-couche de Pointe du Criard.

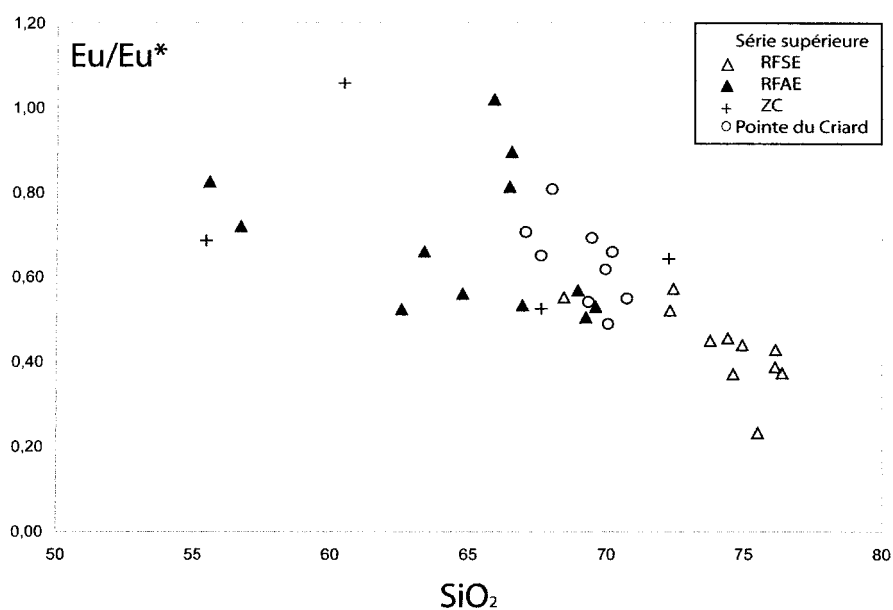
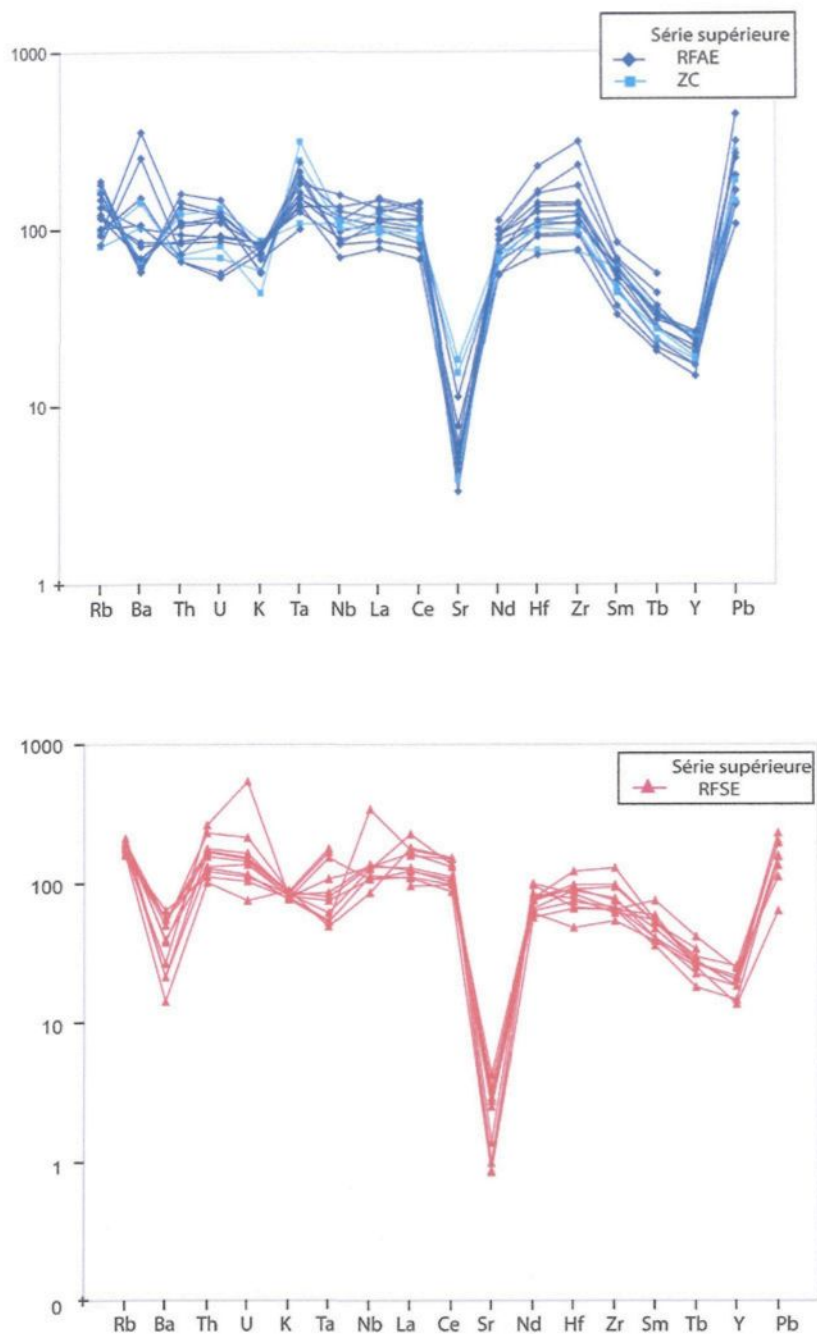


Figure 5.12 Diagramme binaire de la variation du rapport Eu/Eu^* par rapport à l'augmentation de silice.



5.3.3 Vecteurs de fractionnement

Les figures 5.14 à 5.16 présentent des diagrammes binaires qui utilisent les éléments traces (Rb/Sr, Sm vs Eu/Eu* et La/Yb) pour modéliser le processus de cristallisation fractionnée. Les deux premiers diagrammes sont influencés par la cristallisation du feldspath, qui constitue la composante minéralogique la plus importante dans tous les échantillons, alors que le troisième graphique utilise les éléments terres rares qui reflètent généralement la composition de la source. Des vecteurs de fractionnement sont calculés à partir de la formule de cristallisation fractionnée suivante (Allegre et Minster, 1978 ; Rollinson, 1993):

$$C_L = C_O \cdot F^{(D-1)}$$

Où:

C_L : composition du liquide (vecteur)

C_O : composition du point initial

F : portion de liquide restant (p.ex., si 10% de cristallisation $F = 0,9$)

D : coefficient de partage de l'élément trace (Tableau 5.4)

Cette formule prend en compte que tout cristal formé au cours de la cristallisation fractionnée est soustrait du liquide initial, donc il n'y a pas d'équilibre entre les cristaux et le liquide (Rollinson, 1993).

Le point de départ choisi pour la modélisation est le même que celui utilisé dans la modélisation des éléments majeurs présentée précédemment, c'est-à-dire l'échantillon VH-03-52 qui présente une anomalie en europium près de 1,00

(Eu/Eu* = 1,02). Les vecteurs de fractionnement utilisés sont également les mêmes que pour la modélisation des éléments majeurs, et ce dans le but de déterminer si les deux types de modélisations sont cohérentes. Un premier vecteur de fractionnement représente l'assemblage minéralogique suivant : 30% Feldspath + 7% Magnétite + 5% Clinopyroxène. Ce vecteur est ainsi calculé pour une cristallisation de 42% (58% de liquide restant [$C_L = C_O \cdot 0,58^{(D-1)}$]). Le deuxième vecteur de fractionnement est calculé pour l'assemblage minéralogique suivant : 30% Feldspath + 1% Magnétite (cristallisation de 31%). Ce vecteur est calculé pour 50% du liquide restant [$C_L = C_O \cdot 0,50^{(D-1)}$] pour concorder avec la distribution des éléments traces. Les 19% de liquide restant (50% - 31% = 19%) représentent un magma plus évolué dont il n'y a cependant aucune évidence sur le terrain. La cristallisation de ce liquide a sans doute eu lieu et l'érosion du toit de l'intrusion et d'une partie de la série supérieure fait en sorte qu'il n'est pas possible d'observer ce groupe de roches.

La figure 5.14 présente le graphique de Rb en fonction de Sr. Les échantillons présentent une disposition à pente négative qui peut être due à une cristallisation antérieure de plagioclases (voir section 5.2.3.1). Tous les points dont la valeur en Rb est inférieure et celle de Sr supérieure au point de départ pourraient être considérés possiblement comme étant des cumulats ou résultant d'une cristallisation fractionnée à l'échelle de l'intrusion, comme décrit dans la section 5.2.3.1. Les 2 vecteurs de fractionnement suivent la tendance générale à pente négative. Cependant, contrairement aux éléments majeurs, le second vecteur

n'inclut pas seulement les roches felsiques sans enclaves mais aussi deux échantillons des roches felsiques avec enclaves. Ce fait permet de supposer que les deux groupes d'échantillons sont liés par le processus de cristallisation fractionnée. Les échantillons du filon-couche de Pointe du Criard suivent également la tendance du premier vecteur de fractionnement.

Dans le cas de la figure 5.15, le graphique présente le rapport Eu/Eu^* versus Sm . Les échantillons présente une distribution à pente faiblement négative, mais beaucoup plus disparate que le graphique précédent notamment pour les échantillons des roches felsiques avec enclaves. Le premier vecteur de fractionnement présente une pente fortement négative comparativement aux échantillons. Ceci peut être dû à une surestimation de la quantité de feldspath dans la modélisation, puisque ce dernier est le principal influent sur la variation de l'anomalie en europium. En revanche, il peut également y avoir un problème avec les coefficients de partage utilisés dans cette modélisation. Les coefficients de partage utilisés proviennent de références qui datent d'une vingtaine d'année (voir tableau 5.4), ce qui peut amener un doute sur les méthodes analytiques de l'époque. Cependant, dans le cadre de ce mémoire, les coefficients de partage choisis sont ceux qui étaient les plus favorables compte tenu de la minéralogie ainsi que de la composition chimiques des échantillons. Le deuxième vecteur de fractionnement présente une pente beaucoup plus douce qui coïncide avec la distribution des échantillons du groupe des roches felsiques sans enclave.

Finalement, la figure 5.16 présente le graphique Yb vs La qui permet de déterminer les minéraux qui ont influencé le fractionnement des éléments terres rares. La distribution des échantillons suit une pente positive avec un point d'inflexion à La= 100 ppm pour ensuite présenter une pente négative. Le premier vecteur de fractionnement suit la distribution des échantillons même que plusieurs d'entre eux se situent directement sur le vecteur. Le second vecteur poursuit avec une pente positive, cependant au point d'inflexion décrit précédemment une partie des échantillons ne semblent plus suivre le vecteur. Ceci pourrait être causé par la fin de la cristallisation du feldspath potassique, puisque ce dernier est un composant majeur qui influence la distribution des éléments traces.

La modélisation de la cristallisation fractionnée à partir des éléments traces concorde avec celle des éléments majeurs. Les deux vecteurs de fractionnement présentés semblent concorder avec la distribution des éléments traces. Ainsi, les modélisations effectuées suggèrent que deux étapes de cristallisation ont eu lieu dans la série supérieure. De plus, les échantillons du filon-couche de Pointe du Criard sont également inclus dans le processus de cristallisation. Cependant, ces modélisations ne permettent pas de créer un lien avec le reste de la suite intrusive.

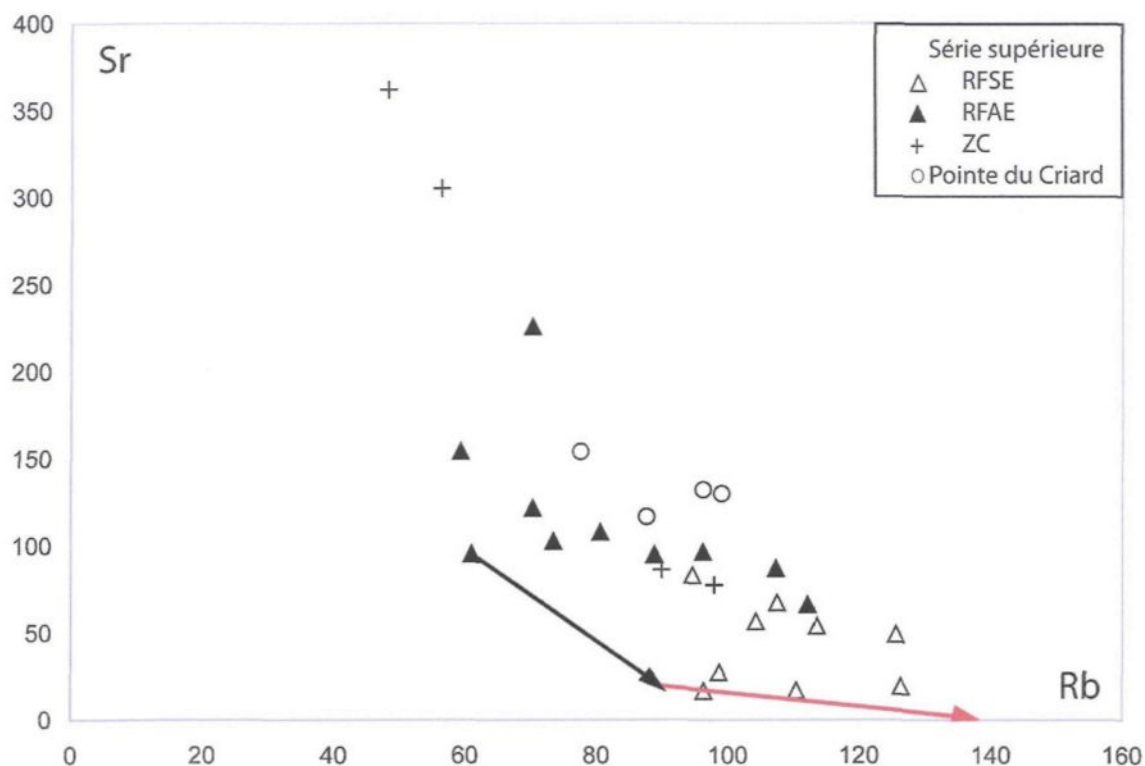


Figure 5.14 Modélisation de la cristallisation fractionnée. Graphique du strontium en fonction du rubidium. Le vecteur de fractionnement noir représente l'assemblage minéralogique : 30% Feldspath + 7% Magnétite + 5% Clinopyroxène. Le vecteur de fractionnement rouge représente l'assemblage minéralogique : 30% Feldspath + 1% Magnétite.

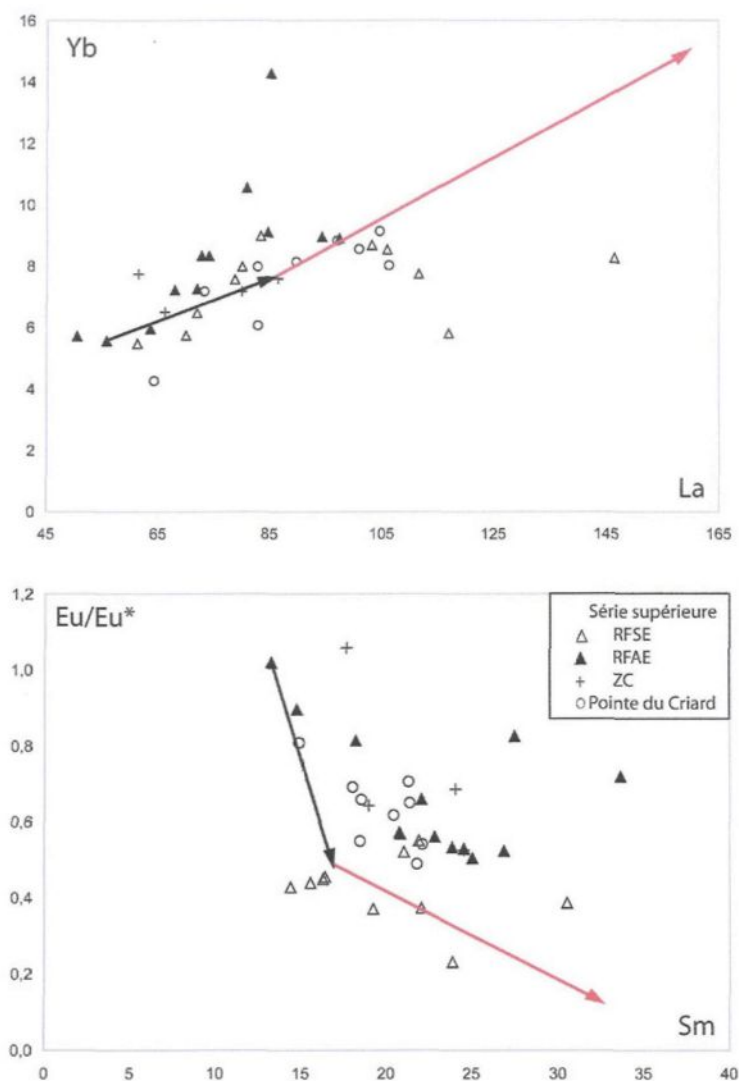


Figure 5.15 et 5.16 Modélisation de la cristallisation fractionnée. Le vecteur de fractionnement noir représente l'assemblage minéralogique : 30% Feldspath + 7% Magnétite + 5% Clinopyroxène. Le vecteur de fractionnement rouge représente l'assemblage minéralogique : 30% Feldspath + 1% Magnétite.

Tableau 5.3 Coefficients de partage (D) utilisés dans la modélisation des éléments traces. Les valeurs ont été choisies pour une composition rhyolitique.

Minéraux	D _{La}	Réf.	D _{Yb}	Réf.	D _{Rb}	Réf.	D _{Sr}	Réf.
FK	0,08	1	0,012	3	0,4	4	5,4	1
Cpx	0,52	2	3	2	0,03	2	0,5	2
Hbl	0,36	2	1,8	2	0,4	2	0,9	5
Magnétite	0,66	2	0,44	2	0,01	2	0,01	2

Minéraux	D _{Sm}	Réf.	D _{Eu}	Réf.	D _{Tb}	Réf.	D _{Eu/Eu*}
FK	0,025	1	4,45	1	0,025	1	2,97
Cpx	2,9	2	2,5	2	3,8	2	0,82
Hbl	2,3	2	3,2	2	2,4	2	1,22
Magnétite	1,2	2	0,91	2	1,3	2	0,80

(1) Nash et Crecraft (1985) (4) Leeman et Phelps (1981)

(2) Bacon et Druitt (1988) (5) Sisson (1994)

(3) Arth (1976)

5.3.4 Diagrammes de discrimination

5.3.4.1 Pearce *et al.* (1984)

Les diagrammes de Pearce *et al.* (1984) suggèrent une classification basée sur l'environnement tectonique qui est associé aux granitoïdes. Dans ce mémoire, ces diagrammes appuient l'environnement tectonique de formation proposé, soit une zone de rift continentale associée à l'ouverture de l'océan lapétus (Kumarapeli, 1985), de la série supérieure de la suite intrusive de Sept-Îles ainsi que du filon-couche de Pointe du Criard. Les figures 5.17 et 5.18 suggèrent que tous les échantillons se situent dans l'environnement tectonique des granites intra-plaques. Pearce *et al.* (1984) indiquent que les échantillons contenus dans ce groupe sont généralement des suites alcalines caractérisées par une composition qui varie de

syénite à quartz à granite alcalin et dont l'indice de Shand varie de peralumineux à peralcalin. L'ensemble des échantillons provenant de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard correspond donc au point de vue géochimique avec les granites intra-plaque. Ceci correspond avec les hypothèses de formation proposées par Kumarapeli (1985) et par Higgins et van Breemen (1998) qui suggèrent que l'intrusion soit associée à une plume mantellique.

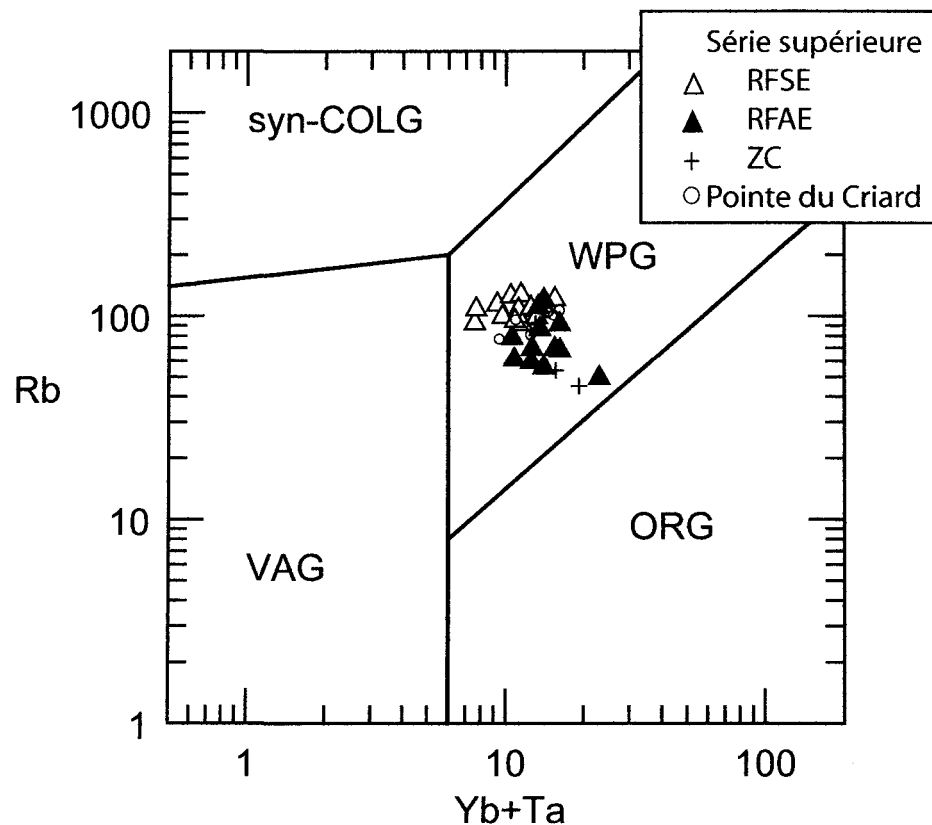


Figure 5.17 Diagramme de discrimination de l'environnement tectonique de formation des granitoïdes (Yb+Ta) vs Rb (Pearce *et al.*, 1984). ORG : granites de rides océaniques, VAG : granites reliés aux arcs volcaniques, WPG : les granites intra-plaques, syn- COLG : les granites syn- collisionnels.

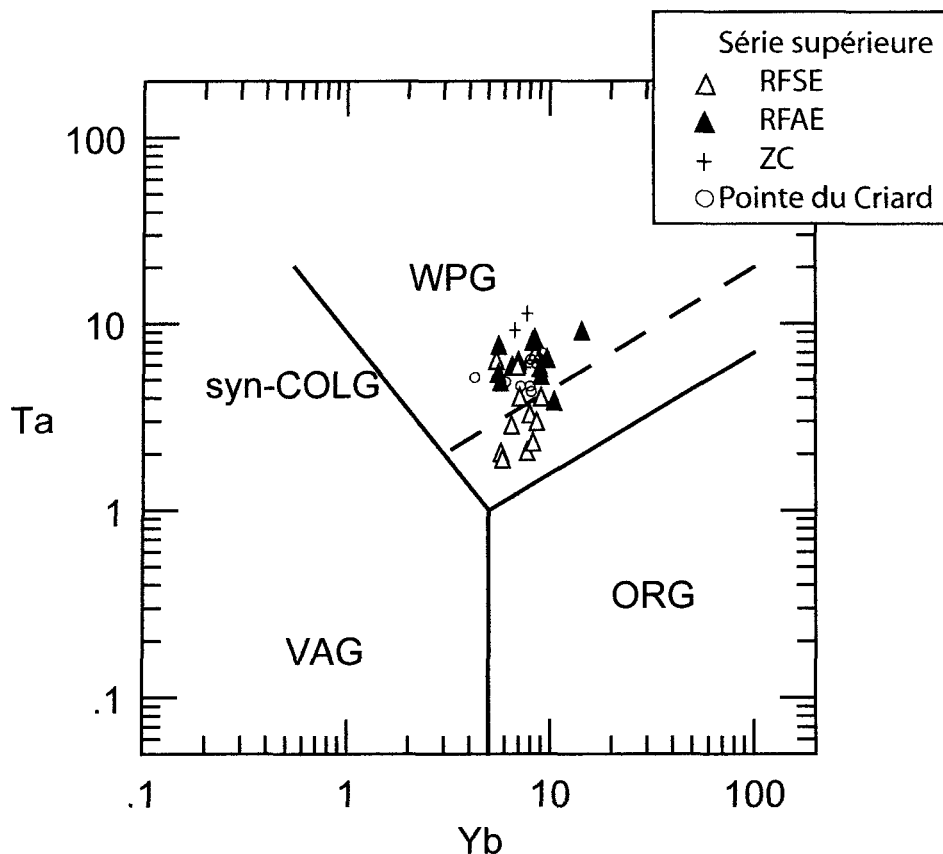


Figure 5.18 Diagramme de discrimination de l'environnement tectonique de formation des granitoïdes Yb vs Ta (Pearce *et al.*, 1984). L'élément Rb a été enlevé du diagramme de la figure 5.16 car il est susceptible d'être très mobile au cours du processus d'altération. ORG : granites de rides océaniques, VAG : granites reliés aux arcs volcaniques, WPG : les granites intra-plaques, syn-COLG : les granites syn- collisionnels. La ligne pointillée représente la limite supérieure pour les ORG provenant de rides océaniques anormales.

5.3.4.2 Whalen *et al.* (1987)

Les diagrammes de discrimination de Whalen *et al.* (1987) permettent de distinguer les granitoïdes de type-A des autres types (Type I, S et M). La figure 5.19 suggère que tous les échantillons provenant de la série supérieure ainsi que du filon-couche de Pointe du Criard sont clairement distincts au point de vue géochimique et appartiennent aux granitoïdes de type-A. Les données géochimiques des éléments majeurs et des éléments traces concordent avec cette classification. Whalen *et al.* (1987) soutiennent que les granitoïdes de type-A sont plus riches en alcalins ainsi qu'en éléments incompatibles et plus pauvres en CaO et Al₂O₃ que les autres types de granitoïdes (I, S et M) (voir Tableau 5.4 pour toutes les caractéristiques). Les granitoïdes de type-A sont également associés à des régimes en extension (Whalen *et al.*, 1987), telle une zone de rift continentale, ce qui coïncide avec l'environnement tectonique intra-plaque suggéré précédemment. Trois processus principaux ont été proposés pour expliquer l'origine du magmatisme granitique de type-A : la fusion partielle d'un protolithe de la croûte inférieure, l'interaction des roches calco-alcalines avec un magma basaltique, cristallisation fractionnée d'un magma basaltique avec ou sans contamination crustale. Ces processus seront discutés dans le chapitre suivant lors de la discussion sur le mode de formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard.

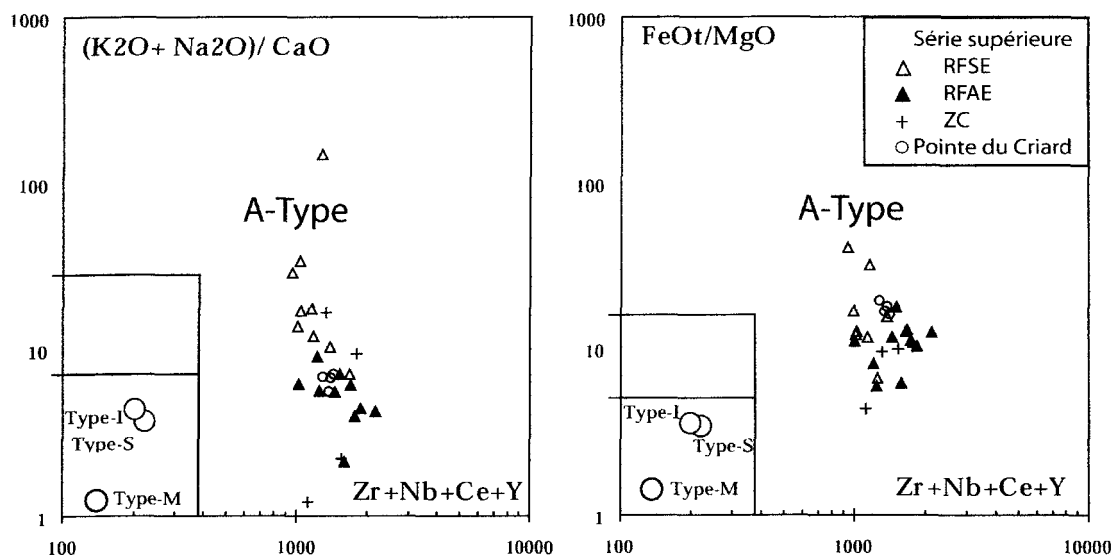


Figure 5.19 Diagramme de discrimination Whalen *et al.* (1987) permettant de d'identifier les granitoïdes de type-A. Les compositions moyennes des granitoïdes de type-I et de type-S sont tirées de Whalen *et al.* (1987). Certains échantillons du filon-couche de Pointe du Criard ne sont pas représentés puisque les analyses en Nd n'ont pas été effectuées sur les échantillons recueillis au cours de la deuxième campagne de terrain.

Tableau 5.4 Résumé des caractéristiques des granites de type-A

	Granite Type-A	Références
Géochimie		
SiO ₂	73,81 wt% (moyenne)	Whalen <i>et al.</i> (1987)
Alcalinité	subalumineux à peralcalin	Eby (1990)
Éléments majeurs	Na ₂ O + K ₂ O ↑ pour SiO ₂ < 65% CaO et Al ₂ O ₃ ↓ FeO _T /MgO ↑ que type-I et S Halogènes ↑ que type-I et S	Collins <i>et al.</i> , 1982 ; Eby, 1990 ; Loiselle and Wones, 1979 ; Whalen <i>et al.</i> , 1987 ; White and Chappell, 1983 Collins <i>et al.</i> , 1982 ; Eby, 1990 ; Turner <i>et al.</i> , 1992 ; Whalen <i>et al.</i> , 1987 Collins <i>et al.</i> , 1982 ; Eby, 1990 ; Turner <i>et al.</i> , 1992 ; Whalen <i>et al.</i> , 1987
Éléments traces	HFSE ↑ (Ga, Hf, Nb, Ta, Y et Zr) éléments de transition ↓ (Co, Cr, Cu, Ni, Sc, V) (ETR _{léger} / ETR _{lourd}) ↓ Anomalie positive en Eu	Clemens, 1986 ; Collins <i>et al.</i> , 1982 ; Creaser, 1991 ; Eby, 1990 ; Turner <i>et al.</i> , 1992 ; Whalen <i>et al.</i> , 1987 Turner <i>et al.</i> , 1992 ; Whalen <i>et al.</i> , 1987 Turner <i>et al.</i> , 1992 ; Whalen <i>et al.</i> , 1987
Isotopes	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 0,703 à 0,720 ¹⁴³ Nd / ¹⁴⁴ Nd haut	Collins <i>et al.</i> , 1982 ; Turner <i>et al.</i> , 1992 Collins <i>et al.</i> , 1982 ; Turner <i>et al.</i> , 1992
Minéralogie		
Phases principales	minéraux mafiques silicatés riches en fer minéraux mafiques silicatés riches en alcalins un ou deux feldspaths perthitiques magnétite et/ou l'ilménite	Pitcher, 1993
Phases accessoires	allanite apatite fluorine monazite pyrochlore titanite zircon	Pitcher, 1993

5.4 Les isotopes de rubidium (Rb) et de Strontium (Sr)

Le Rb et le Sr sont des éléments lithophiles qui sont généralement présents dans les silicates ainsi que les phosphates. Les isotopes du strontium sont principalement étudiés en pétrologie à titre indicatif du réservoir source ainsi qu'en géochronologie. Dans ce mémoire, les données isotopiques vont principalement être utilisées pour déterminer l'origine du magma parent des roches de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard en considérant qu'il n'y a pas de contamination.

5.4.1 Processus de désintégration

Dans le cas du système isotopique Rb-Sr, un des deux isotopes du Rb (^{87}Rb) subit une décroissance radioactive et se décompose en ^{87}Sr par la réaction suivante : $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta$, où β représente l'émission d'une particule bêta (Rollinson, 1993). Le taux de décroissance radioactive qui y est associé est représenté par la constante de désintégration (λ). Bien que la constante de désintégration de ^{87}Rb adoptée internationalement soit de $1,42 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$, la constante utilisée dans ce mémoire est de $1,402 \times 10^{-11} (\text{yr}^{-1})$ (Dickin, 1997). Cette valeur a été préconisée car Minster *et al.* (1982) mentionnent que les isochrones U/Pb et Rb/Sr pour les météorites ne peuvent être calculées précisément si la constante de désintégration de ^{87}Rb n'est pas réduite à $1,402 \times 10^{-11} (\text{yr}^{-1})$ (Dickin, 1997).

Grâce à la formule suivante, il est possible de modéliser la décroissance isotopique en fonction du temps :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}} * (e^{\lambda t} - 1)$$

où :

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}}$: valeurs mesurées

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$: rapport isotopique du réservoir initial

$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}}$: valeurs mesurées

λ : constante de désintégration ($1,402 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$)

t : âge du groupe de roches

Le rapport initial ainsi calculé indique le rapport isotopique du magma parent, qui est représentatif de celui de la région source si l'on suppose qu'il y a un équilibre entre le magma parent et la source. Comme ce rapport est indépendant des processus de cristallisation, il demeure constant même dans les roches plus évoluées. Ainsi, en se basant sur les données de références associées aux différents types de sources (réservoirs crustal et mantellique), il est possible de déterminer l'origine des roches étudiées (Rollinson, 1993).

5.4.2 Analyses isotopiques Rb-Sr

Les analyses isotopiques ont été effectuées par M. Jean-Paul Liégeois à l'Université Libre de Bruxelles. Neuf échantillons ont été analysés soient 7 provenant de la série supérieure (4 RFSE, 2 RFAE, 1ZC) et 2 provenant du filon-couche de Pointe du Criard. La méthodologie est décrite plus en détails au chapitre 3 de ce mémoire et les résultats sont présentés dans le Tableau 5.5.

Pour un âge de 564 Ma, les échantillons étudiés présentent un rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ qui varie de 0,703242 à 0,706724. Cet écart semble à première vue important, cependant les 2 échantillons qui ont les rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ les plus élevés présentent également une marge d'erreur très importante (Figure 5.19). Comme ces deux échantillons présentent des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés, les manques de précision induits sur les calculs vont engendrer cette grande marge d'erreur. Cependant, en omettant ces deux échantillons, le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ se situe entre 0,703242 et 0,703866, ce qui constitue des valeurs acceptables. Les différents groupes de roches (RFSE, RFAE, ZC et RFPC) ne présentent pas de variations distinctives, mis à part les deux échantillons omis qui appartiennent aux RFSE. Cette homogénéité suggère une source provenant du même réservoir pour tous les échantillons.

La figure 5.20 présente le diagramme utilisé pour déterminer le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ de l'ensemble des roches analysées. L'isochrone permet de déterminer si les échantillons sont de nature cogénétique. Dans ce cas-ci, l'isochrone, déterminé pour un âge de 564 Ma, indique que les échantillons sont cogénétiques

et qu'ils proviennent probablement de la même source. De plus, le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ de cette source est de 0,7035, qui est déterminé à partir de l'intercepte de l'isochrone avec l'axe des ordonnées. Il est possible de comparer cette valeur à celles des réservoirs susceptibles d'être à l'origine du magma parent : le manteau appauvri 0,7025 (Rehkamper et Hofmann, 1997), le manteau enrichi EM1 \pm 0,7050 (Zindler et Hart, 1986), le manteau HIMU 0,7029 (Zindler et Hart, 1986). Le ratio $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ des roches étudiées, qui est de 0,7035, a probablement comme origine le manteau enrichi EM1 ou bien le manteau HIMU. Il est difficile de déterminer l'origine exacte entre ces deux réservoirs puisque ni les analyses isotopiques en uranium-plomb (U-Pb) ni en samarium-néodyme (Nd-Sm) requises pour les distinguer n'ont été effectuées. Cependant, il est possible de déterminer que les roches felsiques de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard ont comme origine un magma commun provenant du manteau.

Les données isotopiques ont également été comparées à celle des roches encaissantes de l'intrusion de Sept-Îles dans le but de déterminer s'il y a eu ou non contamination par la croûte. Higgins (communication personnelle) a déterminé un rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ de la croûte supérieure dans cette région pour un âge de 564 Ma. Higgins (communication personnelle) a utilisé les données disponibles les plus représentatives de la composition des roches grenvilliennes qui forment l'encaissant de la suite intrusive de Sept-Îles. Pour ce faire, il a utilisé le rapport actuel de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la roche encaissante, soit 0,7163, qui provient de la composition en Sr des sédiments de la rivière Moisie qui est située à l'est de la

suite intrusive de Sept-Îles (Wadleigh *et al.*, 1985). Les sédiments ont été jugés représentatifs de la composition moyenne globale de la région puisque la rivière draine une vaste étendue et qu'il n'y a que les roches de la province géologique de Grenville qui affleurent dans cette région. Les valeurs en Rb et en Sr (110 ppm et 316 ppm, respectivement) proviennent quant à elles d'une valeur globale attribuée au bouclier canadien par Shaw *et al.* (1986). Le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ pour la roche encaissante à 564 Ma a donc été déterminé à 0,7084. Cette valeur est nettement supérieure à celles des échantillons étudiés dans ce mémoire. Ainsi, la possibilité qu'il y ait eu un processus général de cristallisation avec contamination (AFC) s'avère peu probable. Bien que les deux échantillons qui présentaient des rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ supérieurs qui se rapprochent de cette valeur, la marge d'erreur est si grande que ces résultats ne sont pas considérés comme étant représentatifs.

Higgins (communication personnelle) a également fait une série d'analyses isotopiques qui proviennent de divers endroits dans la suite intrusive de Sept-Îles (Tableau 5.6). La figure 5.21 représente ces diverses valeurs dans une coupe schématique de l'intrusion (tiré de Higgins, communication personnelle). Les valeurs calculées au cours de ce mémoire y ont également été ajoutées dans le but de comparer la série supérieure et le filon-couche de Pointe du Criard avec la série transitionnelle et la série litée qui compose la suite intrusive de Sept-Îles. Ainsi, on constate que la majorité des échantillons de ce mémoire possèdent une signature isotopique similaire à celle des leucogabbros de la série de bordure

supérieure, mais légèrement inférieure à celles des unités de la série litée. La concordance entre les roches qui composent la série supérieure et le filon-couche de Pointe du Criard avec la série de bordure supérieure suggère que ces 2 séries proviennent d'un magma commun provenant probablement du manteau. Cependant, la distinction de ces séries avec la série litée peut suggérer que la formation de la série de bordure supérieure et de la série supérieure est due à une injection de magma primitif antérieure à celle de la série litée. Les données isotopiques permettent donc d'envisager que la suite intrusive de Sept-Îles résulte de plusieurs injections de magma.

Tableau 5.5 Résultats des analyses isotopiques de Rubidium (Rb)-Strontium (Sr). Les données ont été calculées pour un âge de 564 Ma et une constante de désintégration de $1,402 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$. À noter que l'erreur est de 4% sur le ratio $87\text{Rb}/86\text{Sr}$.

Échantillon	Groupe Pétrologique	Rb ppm	Sr ppm	$87\text{Rb}/86\text{Sr}$	$87\text{Sr} / 86\text{Sr}$	2s	$87\text{Sr} / 86\text{Sr}$ 564 Ma
VH-03-01	RFSE	125,6	49,17622	7,247494865	0,762398	0,000011	0,704863
VH-03-08	RFPC	77,5	154,11156	1,420317792	0,714755	0,000017	0,703480
VH-03-15	RFPC	87,5	116,62002	2,120288855	0,720388	0,000014	0,703556
VH-03-22	RFSE	94,6	83,13329	3,218378116	0,728826	0,000013	0,703277
VH-03-35	RFSE	107,5	67,42852	4,513882293	0,739700	0,000009	0,703866
VH-03-37	RFAE	73,4	102,55763	2,022322842	0,719507	0,000010	0,703453
VH-03-42	ZC	56,2	305,20866	0,519689909	0,707416	0,000008	0,703290
VH-03-48	RFAE	70,2	225,89572	0,877310748	0,710207	0,000010	0,703242
VH-03-28	RFSE	110,5	15,13000	20,94905389	0,873031	0,000010	0,706724

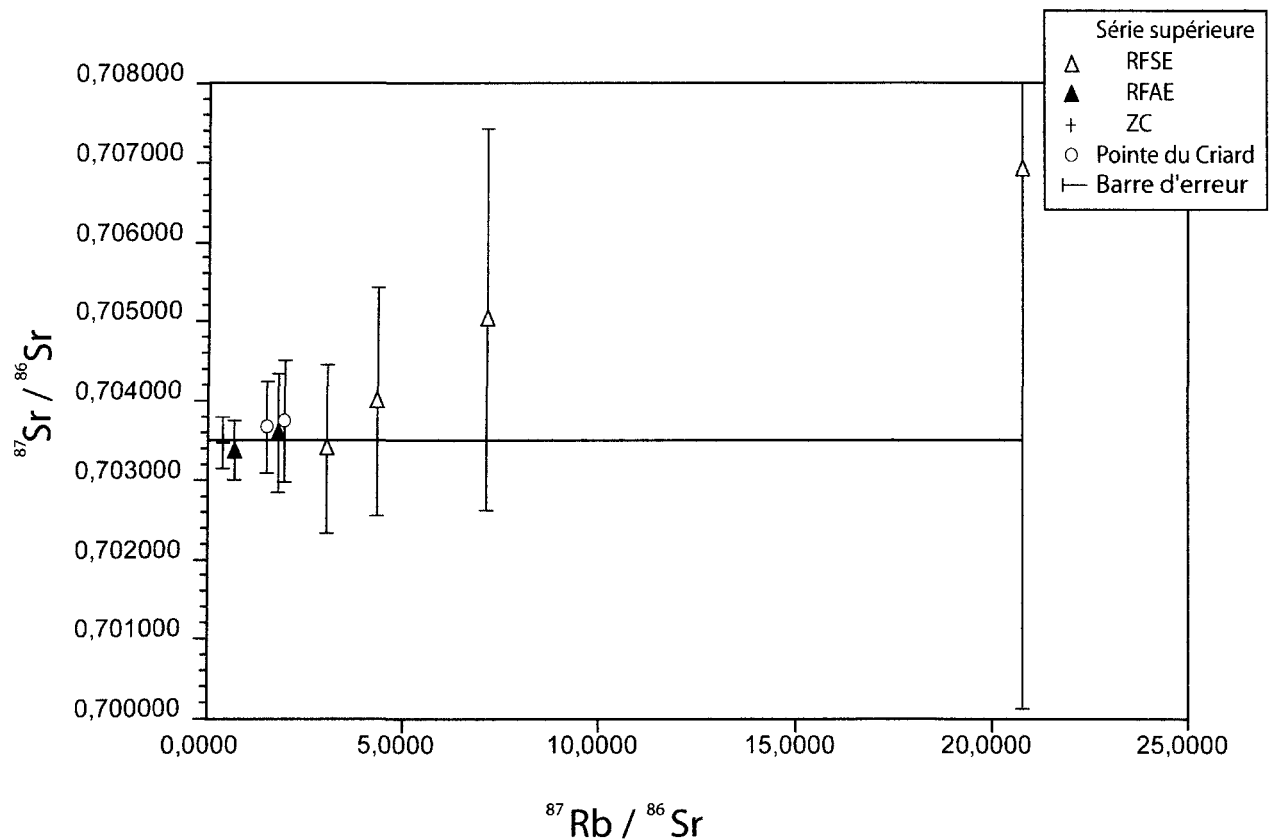


Figure 5.20 Diagramme isochrone qui présente les 9 échantillons analysés. L'isochrone est la droite médiane et son intercepte avec l'axe des ordonnées indique le rapport $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ de la source (0,7035). Les barres d'erreur incluent les erreurs relatives sur les données de Sr, Rb ainsi que sur le rapport $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{roche}}$ mesurés. Elles incluent également les erreurs associées à la correction de l'âge (564 Ma). Il est à noter que malgré les barres d'erreur importantes sur 2 échantillons (RFSE), ces échantillons n'ont pas été enlevés lors du calcul de l'isochrone puisque ce dernier intercepte par les barres d'erreur de tous les échantillons.

Échantillon	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 564 Ma
Anorthosite	2,1	546,0	0,0110	0,70348
Anorthosite	4,0	705,0	0,0164	0,70356
Anorthosite	27	574,0	0,1375	0,70354
Anorthosite	1,0	663,0	0,0044	0,70355
Anorthosite	1,0	714,0	0,0041	0,70349
Anorthosite	3,0	871,0	0,0100	0,70346
Anorthosite	5,0	834,0	0,0173	0,70353
Anorthosite	12,5	664,0	0,0544	0,70335
Gabbro	1,0	520,0	0,0056	0,70530
Gabbro	0,7	617,0	0,0033	0,70402
Gabbro	1	500	0,0058	0,70352
Gabbro	0,5	406,0	0,0036	0,70411
Gabbro	2,7	414,0	0,0189	0,70393
Gabbro	1,8	516,0	0,0101	0,70378
Gabbro	1,8	444,0	0,0117	0,70381
Gabbro	5,5	843,0	0,0189	0,70382
Gabbro	1,7	548,0	0,0090	0,70523
Gabbro	4,2	765,0	0,0159	0,70395
Gabbro	0,7	677,0	0,0030	0,70384
Gabbro	0,9	424,0	0,0061	0,70391
Gabbro à olivine	9,0	556,0	0,0468	0,70341
Pyroxenite	0	109,0	0,0000	0,70447
Pyroxenite	1,1	88,2	0,0361	0,70389
Pyroxenite	1	100	0,0289	0,70364

Tableau 5.6 Tableau des analyses isotopiques qui proviennent des échantillons amassés dans la suite intrusive de Sept-Îles. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ est calculé pour un âge de 564 Ma et la constante de désintégration est $\lambda = 1,402 \times 10^{-11} \text{ (yr}^{-1}\text{)}$ (Higgins, communication personnelle).

Suite intrusive de Sept-Îles

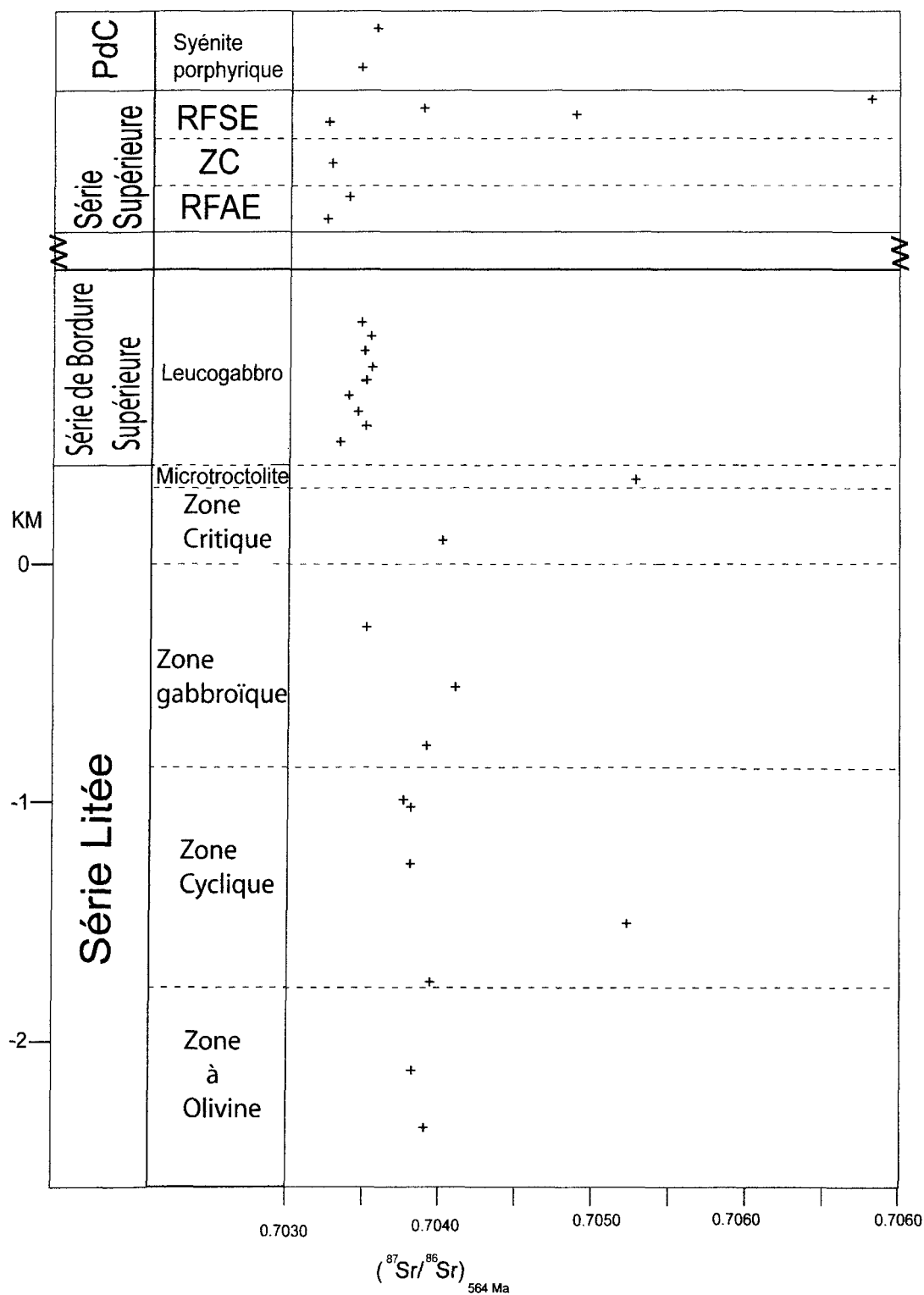


Figure 5.21 Coupe schématique de la suite intrusive de Sept-Îles présentant les données isotopiques en strontium pour les différentes unités de la suite. La série litée est graduée en kilomètres (tiré de Cimon, 1998) et le niveau 0 km correspond au contact inférieur de l'unité d'apatite de la Rivière des Rapides. La série de bordure supérieure, la série supérieure et le filon-couche de Pointe du Criard ne sont pas gradués.

CHAPITRE 6

DISCUSSION

6.1 Introduction

Les chapitres précédents ont mis en évidence la géologie de la suite intrusive de Sept-Îles, la pétrographique ainsi que la géochimie caractéristique des roches acides de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard (PdC). Ces données vont être utilisées dans ce chapitre dans le but de déterminer l'origine de ces roches acides qui font partie de la suite intrusive de Sept-Îles. La discussion portera sur la formation du magma ayant produit la série supérieure et le filon-couche de Pointe du Criard en se basant sur l'ensemble des caractéristiques pétrographiques et géochimiques observées (Tableau 6.1). Finalement, un modèle de formation sera proposé, en tentant d'établir un lien avec les autres unités de la suite intrusive de Sept-Îles.

Tableau 6.1 Résumé des caractéristiques pétrologiques et géochimiques des échantillons provenant de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard.

	Série supérieure				Filon-couche de Pointe du Criard
	RFSE	RFAE	ZC		SYENITE PORPHYRIQUE
			Coussin	Matériel interstitiel	
Type de roche (Streckeisen, 1976)	Quartzo-syenite à FK à Granite alcalins	Quartzo-syenite à FK (1) à Syénite à FK (2)	Quartzo-syenite à FK	Quartzo-syenite à FK	Syénite à FK à Granite alcalins
Granulométrie	2 à 7 mm	2 à 8 mm (1) 1 à 2 mm (2)	3 à 8 mm Exception 1 à 2 mm	3 à 8 mm Exception 1 à 2 mm	5 à 10 mm porphyre < 1mm mésostase
Minéralogie	70-85% FK microperthitique 8-12% Quartz 2-6% Hornblende < 2% Plagioclase 1% Minéraux accessoires Oxydes Fe-Ti Titanite Flurine Zircon Biotite + Chlorite Coeurs de clinopyroxène	75-88% FK microperthitique < 8% Quartz 7-15% Hornblende < 1% Plagioclase 2% Minéraux accessoires Oxydes Fe-Ti Titanite Apatite Zircon Biotite + Calcite	Idem RFSE Exception: 55 % FK microperthitique 7% Quartz 38% Hornblende et Oxydes Fe-Ti 1% Apatite Zircon	Idem RFAE Exception: 70% FK microperthitique 3% Plagioclase 20% Hornblende 2% Minéraux accessoires Oxydes Fe-Ti Apatite Zircon	68-96% FK microperthitique 2-20% Quartz 5-8% Hornblende < 1% Plagioclase 2% Minéraux accessoires Oxydes Fe-Ti Titanite Zircon Biotite Coeurs de clinopyroxène
Texture	Intergranulaire	Intergranulaire	Hypidiomorphe granulaire	Intergranulaire	Porphyrique à matrice équigranulaire
Enclaves	aucune	Mafiques, intermédiaires et felsiques	aucune	Mafiques (microgrenues) intermédiaires	Mafiques et intermédiaires
SiO ₂ %	68,43% à 76,38%	55,57% à 69,23%	55,45% à 72,27%		67,04% à 70,44%
Alcalinité	Peralcalin	Métalumineux à peralcalin	Peralcalin Exception : fortement métalumineux		Peralcalin
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703572	0,703348	0,703290		0,703518
Classification des granitoides (Whalen <i>et al.</i> , 1987)	Type-A	Type-A	Type-A		Type-A
Environnement tectonique (Pearce <i>et al.</i> , 1984)	Granite intra-plaque (WPG)	Granite intra-plaque (WPG)	Granite intra-plaque (WPG)		Granite intra-plaque (WPG)

6.2 Magma à l'origine de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard

En se référant aux modélisations effectuées dans le chapitre précédent ainsi qu'aux caractéristiques géochimiques, il a été suggéré que les roches de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard provenaient d'un même magma initial. Trois processus principaux ont été proposés pour expliquer l'origine du magmatisme granitique de type-A : la fusion partielle d'un protolithe de la croûte inférieure, l'interaction des roches calco-alcalines avec un magma basaltique, cristallisation fractionnée d'un magma basaltique avec ou sans contamination crustale.

6.2.1 Fusion partielle d'un protolithe de la croûte inférieure

Un premier modèle suggère qu'il résulte soit de la fusion en l'absence de fluide d'un protolithe de la croûte inférieure (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986) ou encore de la fusion d'un protholite igné primitif (Anderson et Bender, 1989; Creaser *et al.*, 1991; Emslie *et al.*, 1994; Dall'Agnol *et al.*, 1999, Frost *et al.*, 1999). Dans les deux cas, les données isotopiques des échantillons de la suite intrusive de Sept-Iles ne concordent pas avec celle d'un protholite de la croûte inférieure. Les données isotopiques de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard sont inférieures à celle des granitoïdes de type-I (ex. granitoïde de type-I d'Australie : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70453 - 0,80803$ (McCulloch *et al.* (1982)). Il n'y a cependant aucune évidence que la composition de la croûte inférieure grenvillienne et celle de l'Australie soient comparables dû au manque de données

pour la croûte grenvillienne; il n'est ici question que de supposition. De plus, bien que ce ne soit pas diagnostique, il n'y a aucune évidence de restite au point de vue pétrographique.

6.2.2 Interaction des roches calco-alkalines avec un magma basaltique

Le second modèle, présenté par Patino Douce (1999), suggère que les granitoïdes de type-A peuvent résulter de la fusion de roches calco-alkalines à des faibles profondeurs (15 km et moins). Cette fusion est engendrée par l'interaction des roches calco-alkalines avec un magma basaltique, qui peut produire divers degrés d'hybridation du nouveau magma formé.

Le matériel fusionné à $P \leq 4$ kbar va avoir les mêmes caractéristiques géochimiques, éléments majeurs et traces, typiques des granitoïdes de type-A. Patino Douce (1999) mentionne que le protolithe calco-alkalin doit par contre absolument contenir un assemblage hornblende-quartz. La fusion de ce protolithe à de basses pressions ($P \leq 4$ kbar) va engendrer la formation d'un assemblage plagioclase (riche en Ca) + orthopyroxène. La cristallisation d'une grande quantité de plagioclases riches en calcium entraîne un appauvrissement en Al_2O_3 , CaO, Sr et Eu (Malvin et Drake, 1987) du magma formé à basse pression, alors que celle de l'orthopyroxène entraîne un appauvrissement en MgO par rapport à FeO et TiO_2 . À des hautes pressions ($P > 8$ kbar), cet assemblage est remplacé par clinopyroxène + grenat.

Comme le magmatisme de type-A indique généralement de faibles profondeurs (Whalen *et al.*, 1987), il est possible de supposer que la série supérieure de la suite intrusive de Sept-Îles et le filon-couche PdC ait été formés à de basses pressions ($P \leq 4$ kbar). De plus, la présence de cavités miarolithiques observées dans la série supérieure vient soutenir cette hypothèse. Cependant, la minéralogie de la série supérieure et du filon-couche de la PdC ne concorde pas avec l'assemblage péritectique plagioclase – orthopyroxène. Comme la série supérieure est située au-dessus de l'unité d'anorthosite (Série de bordure supérieure selon Higgins (2005), il est possible de se demander si l'anorthosite elle-même ne serait pas dérivée de ce processus, cristallisant ainsi le plagioclase et l'orthopyroxène et laissant un magma de type-A. Bien que cette hypothèse ne concorde pas avec le modèle de mise en place proposé par Higgins (2005), qui soutient que l'anorthosite s'est formée par flottaison du plagioclase dans le haut de la chambre magmatique, elle demeure une hypothèse possible.

6.2.3 Cristallisation fractionné d'un magma basaltique avec ou sans contamination

Le troisième modèle suggère que le magmatisme granitique de type-A origine de la différenciation d'un magma basaltique dérivé du manteau avec ou sans contamination crustale (Halliday *et al.*, 1991 ; Loiselle et Wones, 1979 ; Turner *et al.*, 1992). Ce modèle est utilisé pour expliquer l'association bimodale entre des roches d'origine basaltique (gabbro, basalte) et les granitoïdes de type-A. Il

requière un fractionnement de 90% du magma basaltique pour arriver à une composition magmatique de type-A.

Turner *et al.* (1992) se basent principalement sur la géochimie pour soutenir leur modèle. Ils soutiennent que le fractionnement extrême d'un magma basaltique va entraîner un magma très riche en silice, en alcalins et en éléments incompatibles tandis que les concentrations en MgO, CaO et Al₂O₃ et en éléments compatibles seront plus basses. Ils mentionnent que des teneurs décroissantes en MgO, Fe₂O₃, CaO, Al₂O₃, K/Sr, Sr, Ba, Eu/Eu* avec l'augmentation en silice et des teneurs très élevées en éléments des terres rares légères et du rapport Fe/Mg sont des indicateurs qu'il y a eu fractionnement initial des phases ferromagnésiennes et de plagioclases et par la suite fractionnement de feldspath potassique et des phases accessoires. Les données isotopiques (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et εNd bas) sont également des indicateurs d'une origine mantellique.

Turner *et al.* (1992) mentionnent également que dans certaines associations bimodale (gabbro – granitoïdes de type-A) des évidences de mélanges de magma sont présentes. Pour ce faire, ils ont démontré que les enclaves ainsi que les roches felsiques de type-A provenaient de la même ligne de descente d'un magma tholéiitique.

Turner *et al.* (1992) indiquent que les mécanismes de production de magma de type-A dans les grandes intrusions mafiques, qui ne présentent pas d'importants volumes de roches intermédiaires, sont moins bien définis. Une des hypothèses possibles suggère qu'au cours du refroidissement d'un magma tholéiitique, une

première étape de cristallisation permet la cristallisation de minéraux majeurs, tels olivine, pyroxènes, plagioclases et magnétite. Lorsque le mouvement de convection cesse, il y a alors un cumulat de formé qui contient un liquide interstitiel qui est appauvri en certains éléments qui ont servi à la formation des minéraux majeurs (par exemple MgO, CaO, Cr, Ni, Sc, V, Sr). L'intrusion continue de se refroidir alors qu'une phase adcumulat va pouvoir se développer, laissant ainsi le liquide interstitiel enrichi en éléments incompatibles (SiO_2 , Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Zr, Nb, Y, ETR). Finalement, une compaction de la pile de cumulat va entraîner l'expulsion du liquide interstitiel et la formation de la zone du liquide de type-A (Sparks *et al.*, 1985 ; Turner *et al.*, 1992).

Au point de vue géochimique, la suite intrusive de Sept-Îles concorde avec les observations de Turner *et al.* (1992). La modélisation du fractionnement à l'intérieure de la série supérieure (Chapitre 5) met en lien les 3 composantes de cette série (RFSE, RFAE et ZC) et le filon-couche de Pointe du Criard. Cette modélisation n'a pas pu être effectuée à partir de la composition d'une unité mafique de la suite intrusive puisqu'il n'y a pas de données publiées à ce sujet. Les données isotopiques indiquent cependant que les données de la série supérieure et celle du filon-couche de Pointe du Criard concordent avec celles de la série de bordure supérieure (anorthosite). Ceci indique qu'ils ont une source commune, ce qui suggère qu'elles dérivent toutes du même magma initial tholéiitique (magma basaltique). Les données isotopiques permettent donc de faire le lien entre la série supérieure et les autres unités de la suite intrusive de

Sept-Îles. De plus, le fractionnement de CaO, de Rb et de Sr, suggère une cristallisation possible antérieure de plagioclase formant la série transitionnelle.

Tout comme Turner *et al.* (1992) le mentionnent, la présence de roches intermédiaires est plutôt rares à Sept-Îles. Des échantillons provenant d'une zone à coussins sont de compositions intermédiaires (SiO_2 : 55,45 wt% à 60,45 wt%) ainsi que deux échantillons qui sont des RFAE (SiO_2 : 55,57 wt% à 56,71 wt%). Une première cause de l'absence de roches intermédiaires dans la suite intrusive peut être causée par un échantillonnage non-représentatif dû au vaste territoire à couvrir ainsi qu'à la difficulté d'accès aux sites. Une deuxième hypothèse peut être due à un mélange de magma hétérogène dans la série supérieure. Les observations de terrain indiquent que la distribution des enclaves intermédiaires est hétérogène dans les RFAE de la série supérieure. Il est donc possible que les compositions intermédiaires soient peu présentes tout simplement parce que le mélange hétérogène de magma (magma basaltique avec liquide résiduel felsique) a entraîné la formation de magma légèrement plus acides que la composition intermédiaire. Cette hypothèse prend donc en compte de la théorie de Turner *et al.* (1992) sur la compaction d'une pile de cumulat et l'extraction du liquide interstitiel pour former le magma de type-A dans une grande intrusion mafique.

Turner *et al.* (1992) mentionnent qu'il peut y avoir ou non contamination crustale du magma de type-A. Dans le cas de Sept-Îles, il n'y a pas d'évidence de contamination. Des enclaves de la roche encaissante n'ont pas été observées dans la série supérieure. De plus, les isotopes ne semblent pas avoir été

influencés par ceux du gneiss encaissant. Il est cependant possible que la zone de roches acides qui a été contaminée ait disparu suite à l'érosion de la SISI. Cependant, d'après les données de terrain actuelles, la contamination crustale ne semble pas avoir été un facteur influent sur la composition du magma.

La formation du magma de type-A provenant du fractionnement d'un magma basaltique sans contamination crustale est donc favorisée pour déterminer l'origine de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard. Cependant, il est difficile d'évaluer le degré de fractionnement du magma basaltique puisque les données provenant des séries inférieure à supérieure sont insuffisantes. Néanmoins, il est possible de dire que le degré de fractionnement a dû être important (~90%) pour permettre la formation des roches felsiques sans enclaves de la série supérieure. Les processus de mise en place seront donc importants pour expliquer les variations géochimiques, bien que tous les échantillons soient le résultat d'une cristallisation continue. Le processus de mise en place choisi sera le reflet des modélisations effectuées à partir des éléments traces et des éléments majeurs.

6.3 Formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard

Quatre modes de formation avaient d'abord été envisagés pour expliquer l'association des roches felsiques de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard avec les roches mafiques de la suite intrusive de Sept-Îles, soit la cristallisation fractionnée *in situ*, l'assimilation et la cristallisation fractionnée

simultanée, la fusion partielle de la roche encaissante et finalement la mise en place d'une intrusion indépendante.

D'après la section précédente, les hypothèses de la fusion partielle de la roche encaissante ainsi que l'assimilation et la cristallisation fractionnée simultanée ne sont pas favorisées dans l'explication de la formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard en se basant sur la géochimie et les données isotopiques.

La mise en place d'une intrusion indépendante est peu probable puisque les données isotopiques indiquent clairement que les échantillons de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard ainsi que ceux des autres unités de la suite intrusive ont une source magmatique commune.

Le modèle de formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard favorisé dans ce mémoire est donc basé sur le processus de cristallisation fractionnée associé au magma ayant produit la SIMI (intrusion mafique de Sept-Îles). Les évidences géochimiques suggèrent qu'un seul magma est à l'origine de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard et qu'à tout le moins deux grandes étapes de fractionnement ont été impliquées. La section suivante propose un modèle de formation pour les unités felsiques de la suite intrusive de Sept-Îles ainsi que les grands mouvements magmatiques possibles. Cependant, comme aucune donnée structurale n'est disponible, le modèle se limitera à déterminer l'origine et la formation des unités et non pas les détails de leur mise en place.

6.4 Proposition d'un modèle de formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard

Le modèle proposé se base sur en partie sur le modèle hypothétique proposée par Higgins (2005) au chapitre 2 (Figure 2.10). Le modèle de ce mémoire ne vise pas à proposer un nouveau modèle de formation de la suite intrusive de Sept-Îles, mais bien d'incorporer la formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard au modèle existant sur une base de données pétrographiques et géochimiques factuelles. Les figures 6.1 et 6.2 présentent le schéma possible d'une vue en coupe de la suite intrusive de Sept-Îles. Comme le toit de l'intrusion n'est plus présent, la section du schéma située au dessus de la série transitionnelle (coulée de basalte proposée par Higgins (2005)) n'est que spéculation. De plus, seules les épaisseurs des séries de bordure supérieure et litée sont réalistes. Les épaisseurs de la série supérieure, du filon-couche de Pointe du Criard, des filons-couches de gabbros tardifs et de la série inférieure ne sont qu'une spéculation puisqu'il n'est pas possible d'observer les séquences entières sur le terrain principalement pour des problèmes reliés au phénomène d'érosion et de trop grandes profondeurs.

Le modèle proposé se divise en 4 grandes étapes, en relation avec les figures 6.1 et 6.2, qui seront décrites ci bas.

Étape 1

Comme mentionné à la section précédente, le modèle propose que le magma à l'origine de la série supérieure provient d'une cristallisation fractionnée du magma basaltique à l'origine de l'Intrusion mafique de Sept-Îles (SIMI). Higgins (2005) suggère que la cristallisation fractionnée ait débuté au sommet de la chambre magmatique, ce qui aurait entraîné la formation de la série de bordure supérieure par flottaison du plagioclase. Par la suite, le processus de cristallisation fractionnée permet la formation de cumulat (série inférieure et série litée) ce qui permet l'accumulation d'un liquide résiduel felsique qui va avoir tendance à demeurer sur la pile de cumulat formant ainsi de grande lentilles minces se situant au contact de la série de bordure supérieure et de la série litée. Il est impossible d'évaluer la quantité de liquide résiduel produit. Bien qu'en supposant que ce liquide soit à l'origine de la série supérieure, les épaisseurs des autres séries n'étant qu'hypothétique dans les modèles proposés par Cimon (1998) et Higgins (2005), il est impossible d'en déterminer les proportions par rapport au reste des composantes de la suite intrusive. De plus, l'extension latérale de la suite intrusive de Sept-Îles (80km) étant très grande, il est probable que la cristallisation fractionnée n'ait pas été homogène partout dans la suite intrusive et qu'il y ait également eu plusieurs pulsions de magma. Il est donc possible de supposer que ces lentilles de liquide résiduel ne se retrouvent pas sur toute l'étendue du contact entre la série litée et la série de bordure supérieure et que leurs épaisseurs soient variables.

Étape 2

La seconde étape propose une remontée partielle du matériel composant les lentilles felsiques à travers la série de bordure supérieure, qui agit comme un agent filtrant pour laisser passer le liquide vers le haut. Cette remontée aurait pu être engendrée par la pression lithostatique exercée par la série de bordure supérieure dont la cristallisation est à un stade avancé (aucune référence temporelle possible due au manque de données). Les lentilles felsiques se retrouveraient alors coincées entre la série de bordure supérieure et la série litée, toute deux en partie solides. Cette pression, en régime en extension (Kumarapeli et Saull, 1966) va provoquer la formation de conduits qui va permettre de transporter le matériel des lentilles vers le haut jusqu'à la limite de la série de bordure supérieure et de la coulée de basalte. La coulée de basalte agirait ainsi comme une couche hermétique qui emprisonne le liquide à sa base. Un contact intrusif a d'ailleurs été observé entre la série supérieure et la série de bordure supérieure. Les lentilles ainsi formées constitueraient la formation des roches felsiques avec enclaves de la série supérieure.

Il demeure une question en ce qui à trait à la création de l'espace pouvant contenir les lentilles de matériel felsique. Les questions structurales n'ayant pas été abordées dans ce mémoire, il n'est pas possible de proposer un mode de mise en place concret. Il est cependant possible d'envisager qu'un événement tectonique en soit à l'origine puisque la mise en place de la suite intrusive a été associée à un régime de rift en extension (Kumarapeli et Saull, 1966).

Higgins et Doig (1981) ont mentionné la présence de granophyre dans le gabbro et l'anorthosite qui compose la série de bordure supérieure. Cette observation pourrait être une indication de la remontée de liquide felsique à travers une accumulation de cristaux partiellement cristallisés à certains endroits dans la série. Lors de la remontée du matériel felsique dans les conduits (dyke mafique-felsique), il est possible que le liquide ait arraché des morceaux d'anorthosite cristallisée en partie, ce qui expliquerait la présence nombreuses d'enclaves noires contenant des cristaux de plagioclases. La présence d'enclaves intermédiaires pourrait être expliquée par une remontée lente dans le conduit ce qui permettrait des zones de mélange entre le matériel felsique et le matériel gabbroïque de la série de bordure supérieure.

Les variations de compositions géochimiques au sein des roches felsiques avec enclaves de la série supérieure ont pu être causée par un processus de cristallisation fractionnée suite à la mise en place du matériel felsique sous la coulée de basalte. C'est d'ailleurs ce que suggèrent les modélisations effectuées à partir des éléments majeurs et des éléments traces dans le chapitre précédent.

Étape 3

Suite à la première impulsion de matériel felsique vers le haut de la série de bordure supérieure, une seconde impulsion est suggérée pour la formation des roches sans enclave de la série supérieure. En impliquant un différentiel de temps (inconnu) entre la première et la deuxième injection, il est possible de supposer

que le processus de cristallisation fractionnée ait toujours été effectif. Ceci explique alors le degré de fractionnement plus élevé des roches felsiques sans enclave par rapport aux roches felsiques avec enclaves lors des modélisations des éléments traces et majeurs. Le différentiel de temps doit permettre aux roches felsiques avec enclaves de cristalliser en partie puisqu'il n'y a pas d'évidences de mélange de magma. L'absence d'évidences de mélange de magma sur le terrain pourrait également être dû à la présence de liquides immiscibles. Cependant, des études plus approfondies sont nécessaires pour tenter de démontrer ce phénomène.

La différence de degré de fractionnement entraîne une composition plus riche en silice pour les roches felsiques sans enclave par rapport à celles avec enclaves, ce qui induit un contraste de densité entre le matériel felsique de la première impulsion et celui de la deuxième. Le magma plus riche en silice étant moins dense, il va avoir tendance à s'accumuler au dessus des roches felsiques avec enclaves.

L'absence d'enclave dans cette série de roches peut être dû au fait que la série de bordure supérieure soit plus solide lors de la mise en place de la seconde impulsion de matériel felsique, ce qui rend les parois des conduits moins friables.

Cette étape inclut une hypothèse pour la formation des zones de coussins observés dans la série supérieure. L'agencement spatial en deux dimensions des coussins sans enclave et du matériel interstitiel avec enclaves observé sur le terrain peut suggérer la mise en place du matériel felsique de la deuxième injection

dans celui de la première qui a déjà commencé à cristalliser. Une accumulation de minéraux mafiques a été observée aux pourtours des coussins, ce qui peut suggérer que le matériel des roches felsiques avec enclaves avait déjà commencé à cristalliser. Contrairement à la mise en place des roches felsique sans enclave expliquée précédemment, l'apport de matériel felsique évolué pour la formation des coussins était sans doute moindre dans les conduits, ce qui pourrait expliquer la formation de ces coussins. La grande viscosité de ce matériel plus riche en silice peut avoir entraîné la formation de ces coussins, rendant le mélange entre le matériel felsique sans enclave et avec enclaves difficile. Encore une fois, l'hypothèse de liquide immiscible pourrait être envisagée, cependant il n'est pas possible dans ce mémoire de déterminer l'hypothèse la plus valable compte tenu du nombre limité d'observations effectuées dans les zones à coussins.

Il n'a pas été possible d'observer les structures des coussins en trois dimensions sur le terrain, ce qui ne permet pas d'élaborer en détail sur la structure de ces zones particulières. Le modèle proposé respecte cependant une coupe observée sur l'île Manowin qui présentait de bas en haut : une zone à coussins les uns sur les autres, une zone avec des coussins plus distancés, une zone de roches felsiques avec enclaves et une zone de roches felsiques sans enclave. Le contact entre la zone des roches felsiques avec et sans enclaves était net et la différence au point de vue minéralogique (abondance de quartz dans la zone des roches sans enclave) était clairement visible. Des études plus approfondies sur

les zones à coussins seraient nécessaires pour mieux comprendre leur mode de formation.

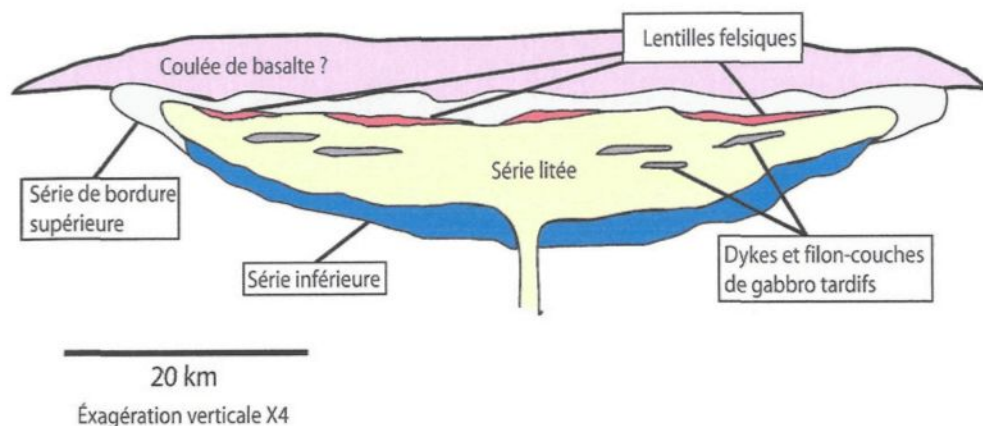
Étape 4

La quatrième et dernière étape propose un mode de formation du filon-couche de Pointe du Criard. Les données pétrographiques et géochimiques ont suggéré que les roches felsiques formant la partie centrale du filon-couche suivent le même vecteur de fractionnement que les roches felsiques avec et sans enclaves de la série supérieure. De plus, Hounsell (2003) a démontré que la composition de la bordure de diabase du filon-couche était de la même composition que les dykes tardifs qui recoupent l'ensemble de la suite intrusive de Sept-Îles. Le présent modèle suggère qu'un dyke de gabbro tardif, présent dans la série litée, ait emprunté un conduit utilisé préalablement par le matériel felsique pour remonter jusqu'au contact entre la série de bordure supérieure et le basalte. À ce contact, le dyke devient un filon couche et pénètre dans la série supérieure qui est en grande partie cristallisée. Le contact entre le filon-couche de Pointe du Criard et la série supérieure est généralement net et ondulant et aucun fragment de la série supérieure n'a été observée dans la diabase du filon-couche. Les données de terrain indiquent également que le filon-couche de Pointe du Criard présente un contact avec la série supérieure mais également avec la série de bordure supérieure. Comme Higgins (2005) le suggère, la composante de leucogabbro composant le filon-couche de Pointe du Criard a probablement été formée suite à

l'intersection du dyke de diabase avec une composante mafique de la SIMI (Intrusion mafique de Sept-Îles) qui n'était pas entièrement solidifiée, fort probablement la partie inférieure de la série de bordure supérieure. La composition géochimique du leucogabbro n'a cependant pas été comparée à celle du gabbro composant la série de bordure supérieure. Finalement, en supposant que tout le matériel felsique n'a pas été injecté lors des deux premières impulsions, une certaine quantité de matériel restant a pu pénétrer dans le conduit emprunté par la diabase et le leucogabbro pour permettre l'épaississement du filon-couche de Pointe du Criard. La texture porphyrique caractéristique des roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard a pu être engendrée par une cristallisation rapide du filon-couche.

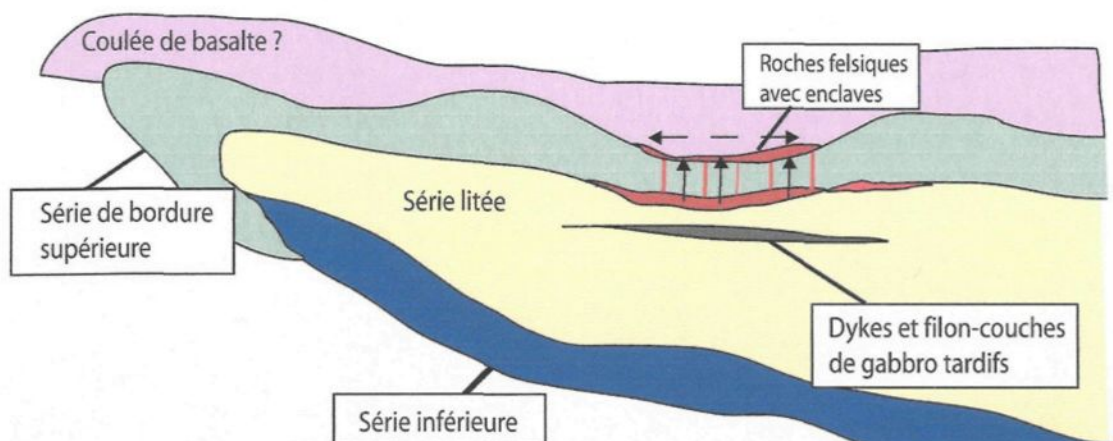
Pour terminer, bien qu'il n'ait pas été possible de déterminer la durée des processus de mise en place de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard, Higgins (communication personnelle) soutient que les 4 grandes étapes décrites précédemment ont eu lieu sur une courte période de temps (< 2 000 000 Ma).

- ① Différenciation du magma basaltique ayant formé la SIMI Accumulation de magma felsique au contact entre la série litée et la série de bordure supérieure. Basé sur le modèle proposé par Higgins (2005).



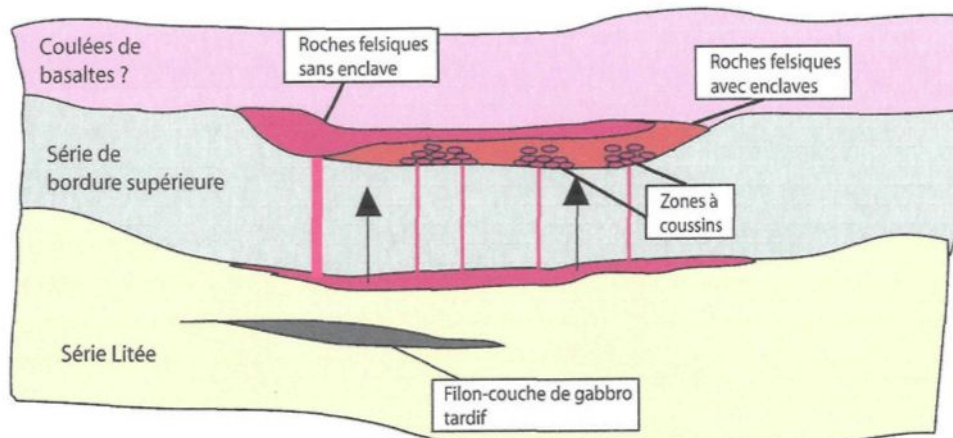
- ② Formation de la série supérieure (RFAE).

Le matériel felsique forme une lentille au contact entre la série litée et la série de bordure supérieure. L'anorthosite de la série de bordure supérieure n'est pas encore solidifiée et il y a remontée du matériel felsique jusqu'à la portion supérieure de la série, au contact avec la coulée de basalte proposée par Higgins (2005): formation des roches felsiques avec enclaves.



3 Formation de la série supérieure (RFSE, ZC).

Une seconde impulsion de magma plus évolué remonte dans les conduits déjà mis en place lors de la formation des roches felsiques avec enclaves (RFAE). Le matériel plus évolué présente un contraste de densité et s'accumule au sommet de la lentille de RFAE : formation des roches felsiques sans enclave. Les zones de coussins sont formées par l'injection de magma évolué dans de petits conduits qui provoquent l'empilement de coussins : formation des zones à coussins.



4 Formation du filon-couche de Pointe du Criard.

Un filon-couche de gabbro tardif utilise un conduit déjà en place et remonte jusqu'au contact avec la série supérieure. Le matériel gabbroïque change de direction et devient un filon-couche qui suit plus ou moins le contact entre la série supérieure et la série de bordure supérieure. Il y a deux autres injections dans ce conduit : une première de leucogabbro provenant de la portion inférieure de la série de bordure supérieure et une seconde injection de matériel felsique qui permet l'épaississement du filon-couche de Pointe du Criard.

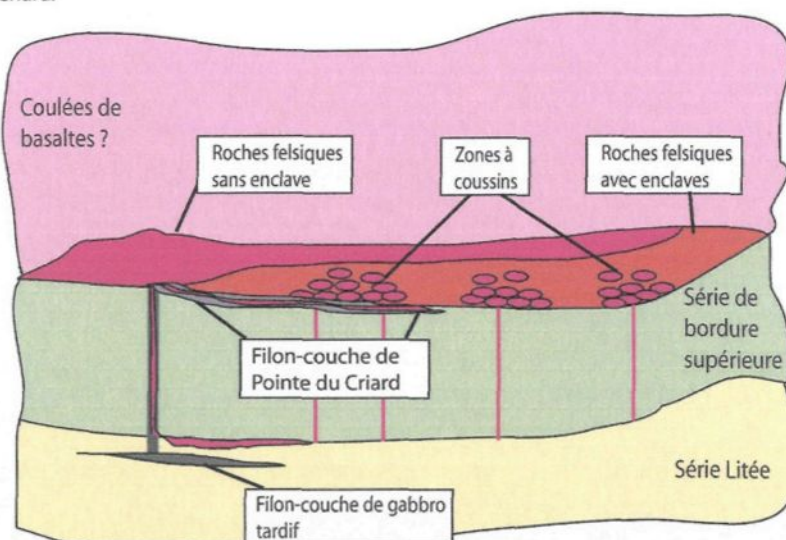


Figure 6.1 Schéma du modèle proposé de la formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard.

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS

La suite intrusive de Sept-Îles est une grande intrusion mafique litée, composée de 4 intrusions d'âge post-grenvillien, mises en place dans les gneiss fortement déformés du Grenville à proximité de la ville de Sept-Îles, au Québec. Deux séries felsiques y sont associées, soit la série supérieure de la suite intrusive et le filon-couche de Pointe du Criard. L'étude de ces 2 séries permet de mieux comprendre la formation de roches felsiques qui sont associées aux grandes intrusions mafiques litées. Aussi, des études pétrographique et géochimique ont été effectuées dans le but de déterminer l'origine de ces séries felsiques.

La série supérieure de la suite intrusive a été divisée en trois groupes distincts sur le terrain : (1) les roches felsiques avec enclaves, (2) les roches felsiques sans enclave et (3) la zone à coussins. Dans le cas du filon-couche de Pointe du Criard, la syénite porphyrique qui compose près de 98% du filon-couche a été étudiée.

L'étude pétrographique des lames minces et des échantillons mégascopiques, qui ont subi une coloration dans le but de faire ressortir les feldspaths potassiques, ont d'abord permis de déterminer que tous les échantillons présentaient une minéralogie relativement semblable, caractérisée entre autre par la quasi-absence

de plagioclase, et que seule les proportions minérales variaient entre eux. La plus grande différence entre les échantillons de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard est au niveau texturale. Les roches felsiques avec et sans enclaves présentent des textures intergranulaires alors que les zones à coussins sont caractérisées par des textures intergranulaires et hypidiomorphes granulaires. La syénite du filon-couche se distingue clairement par sa texture porphyrique à matrice équi-granulaire.

Au point de vue géochimique, les échantillons de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard sont principalement de composition peralcaline et ils ne semblent provenir que d'un seul et même magma. Des modélisations de la cristallisation fractionnée ont été effectuées à partir des éléments majeurs et des éléments traces. Dans les deux cas, deux vecteurs de fractionnement ont été impliqués pour expliquer les variations géochimiques entre les roches felsiques avec enclaves, sans enclaves, les zones à coussins et les roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard. Les modélisations ont permis d'établir un lien créé par le processus de cristallisation fractionnée entre les roches de la série supérieure et celles du filon-couche de Pointe du Criard. Cependant, elles n'ont pas permis d'établir un lien avec les autres séries composant la suite intrusive.

L'étude des éléments traces a permis de déterminer que les échantillons de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard étaient produits par un magmatisme de type-A et qu'ils étaient associés à une mise en place dans un environnement intraplaque.

Les analyses isotopiques de strontium ont déterminé que tous les échantillons des deux unités provenaient de la même source d'origine mantellique. Il a aussi été possible de relier, au point de vue isotopique, les données de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard à la série sous-jacente (série de bordure supérieure) de la suite intrusive de Sept-Îles. Ceci suggère donc que les unités felsiques ont le même magma d'origine que les autres unités de la suite intrusive.

Suite aux analyses pétrographiques et géochimiques, un modèle de formation de la série supérieure et du filon-couche de Pointe du Criard a été proposé. Ce modèle est basé sur le modèle pré-existant de Higgins (2005). Le modèle se divise en trois grandes étapes :

- 1) La formation de lentilles de composition felsique qui résultent de la cristallisation fractionnée du magma basaltique à l'origine de la formation des séries constituant l'Intrusion mafique de Sept-Îles (SIMI). Les lentilles se situent au contact entre la série litée et la série de bordure supérieure.
- 2) Remontée du matériel felsique à travers la série de bordure supérieure et formation de la série supérieure au contact supérieure de la série de bordure supérieure. Deux impulsions successives de matériel felsique entraînent la formation des trois composantes de la série supérieure. La première impulsion entraîne la formation des roches felsiques avec enclaves, la seconde celle des roches felsiques sans enclave et des zones à coussins.

- 3) Formation du filon-couche de Pointe du Criard. Un dyke de gabbro tardif issu d'un niveau inférieur de l'intrusion qui se refroidit toujours est dévié de sa trajectoire au toit de l'intrusion et devient un filon-couche qui pénètre dans une lentille où cristallisent les séries supérieure et de bordure supérieure. Une troisième impulsion de matériel felsique a lieu à l'intérieur du dyke de gabbro tardif et il en résulte l'épaississement du filon-couche. Le refroidissement rapide du filon-couche entraîne la cristallisation de la syénite porphyrique caractéristique du filon-couche de Pointe du Criard.

Le modèle proposé dans ce mémoire suggère donc que la série supérieure ainsi que le filon-couche de Pointe du Criard résulte d'une cristallisation fractionnée extrême du magma basaltique à l'origine de la formation de la suite intrusive de Sept-Îles. La suite intrusive de Sept-Îles étant de très grande dimension, de nombreuses zones sont encore peu étudiées. Ce mémoire ouvre la porte à de nouvelles interrogations qui permettront peut-être dans le futur d'approfondir les modèles déjà publiés.

RÉFÉRENCES

- Allegre, C. J., Minster, J. F., 1978. Quantitative models of trace-element behavior In magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **38(1)**: 1-25.
- Anderson, J.L., and Bender, E.E., 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**: 19-52.
- Arth, J. G., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *Journal of research of the US Geological Survey*, **4**: 41-47.
- Bacon, C.R., and Druitt, T.H., 1988. Compositional Evolution of the Zoned Calalkaline Magma Chamber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98(2)**: 224-256.
- Bédard, P. L., 2005. Analyse de matériaux solides : roches et neige. *Cahier de laboratoire, Principes de géochimie 6SCT265*, pp.25-28.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liégeois, J.-P., Vander Auwera, J., 2003. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites. *Precambrian Research*, **124 (2-4)**:149-184.
- Bowen, N.L. 1928. *The evolution of the igneous rocks*, second edition. Princetown University Press, New-Jersey, pp. 334.
- Cawthorn, R.G. 1996. *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, Pays-Bas, pp. 531
- Cimon, J. 1998. Le Complexe de Sept-Îles: I - L'Unité à apatite de Rivière des Rapides, Complexe de Sept-Îles; localisation stratigraphique et facteurs a l'origine de sa formation. ET 97-05, Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, pp. 3-32.
- Cimon, J. 1994. L'apatite de Sept-Îles. Ministère des Ressources naturelles du Québec; PRO 94-08, 6 pages.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of A-type granites: experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**: 317-324.

- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., and Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of a A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 189-200.
- Cousineau, P.A., Longuépée, H. 2003. Lower Paleozoic configuration of the Quebec reentrant based on improved along-strike paleogeography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **40 (2)** : 207-219.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London, pp. 450.
- Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**: 163-166.
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pitchavant, M., 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**: 1673-1698.
- DePaolo, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**: 189-202.
- Dickin, A. P., 1997. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, Cambridge, England, pp. 490.
- Dion, D.-J., Authier, K., Cimon, J., Feininger, T., 1998. Le complexe de Sept-  les : II – Interprétation gravimétrique du complexe mafique stratifié de Sept-  les. ET 97-05, Ministère de l'énergie et des Ressources du Québec, pp.33-41.
- Eby, N.G. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-134.
- Emslie, R. F., Hamilton, M. A., Theriault, R. J., 1994. Petrogenesis of a midproterozoic anorthosite – mangerite – charnockite – granite (AMCG) complex – isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. *Journal of Geology*, **102**: 539-558.
- Faesler, C., 1942. Région de Sept-  les, Côte-Nord du Saint-Laurent, comté de Saguenay, Québec. Ministère des mines du Québec, RG-11.
- Ferré, E. C., Wilson, J., and Gleizes, G. 1999. Magnetic susceptibility and AMS of the Bushveld Alkaline granites, South Africa. *Tectonophysics*, **307**: 113-133.

- Frost, C. D., Frost, B. R., Chamberlain, K. R., Edwards, B. R., 1999. Petrogenesis of the 1 center dot 43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: A reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology*, **40**: 1771-1802.
- Harker, A., 1932. *Metamorphism*. Chapman and Hall, London, pp.362.
- Higgins, M.D., 1990. A three-component composite dyke and its associated intrusion, Pointe du Criard, Québec, Canada. *In: Mafic dykes and emplacement Mechanism. Edited by: Parker, Rickwood, and Tucker*. Rotterdam, Pays-Bas, pp. 63-68.
- Higgins, M.D., 1991. The origin of laminated and massive anorthosite, Sept-Iles Intrusion, Quebec, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **106**: 340-354.
- Higgins, M.D., 2005. A new interpretation of the structure of the Sept-Iles Intrusive Suite, Canada. *Lithos*, **83(3-4)**:199-213.
- Higgins, M.D., and Doig, R. 1977. 540 Myr-old anorthosite complex in the Grenville Province of Quebec, Canada. *Nature*, **167**: 40-41.
- Higgins, M.D., and Doig, R. 1981. The Sept-Iles anorthosite Complex: Field relationships, geochronology and petrology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 561-573.
- Higgins, M.D., and Doig, R. 1986. Geochemical constraints on the processes that were active in the Sept Iles complex. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 670-681.
- Higgins, M.D., and Van Breemen, O. 1998. The age of Sept-Iles Layered Mafic Intrusion, Canada: Implication for the late Neoproterozoic/Cambrian history of southeastern Canada. *Journal of Geology*, **106**: 421-431.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Hildreth, W., and Holden, P., 1991. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas. *Chemical Geology*, **92**: 107-114.
- Hounsell, V. 2003. Géochimie des dykes mafiques et composés de la suite intrusive de Sept-Îles, Québec. *Projet de fin d'études*, pp. 49.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.

- Klein, C., Hurlbut, C. S. Jr, 1977. Manual of mineralogy (After J. D. Dana), 21st Edition. John Wiley & Sons, inc., USA, pp.681.
- Kumarapeli, P.S., and Saull, V.A. 1966. The St. Lawrence Valley System: A North American Equivalent of the East African Rift Valley System. Canadian Journal of Earth Sciences, **3**: 639-658.
- Kumarapeli, P.S. 1985. Vestiges of Iapetan rifting in the craton of the northern Appalachians. Geosciences Canada, **12**: 54-59.
- Leeman, W. P., and Phelps, D. W., 1981. Partitioning of rare earths and other trace elements between sanidine and coexisting volcanic glass. Journal of geophysical research, **86 (NB11)**: 193-199.
- Loiselle, M.C., and Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America Abstract Program, **11**: 468.
- Loncarevic, B.D., Feininger, T., and Lefebvre, D.L. 1990. The Sept-Iles layered mafic intrusion: Geophysical expression. Canadian Journal of Earth Sciences, **27**: 501-512.
- Malvin, D. J., and Drake, M. J., 1987. Experimental determination of crystal/melt Partitioning of Ga and Ge in the system forsterite-anorthite-diopside. Geochimica et Cosmochimica Acta, **51**: 2117-2128.
- Maniar, P.D., and Piccoli, S. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America, Bulletin 101, **5**: 635-643.
- McBirney, A. R. 1996. The Skaergaard Intrusion. In: *Layered Intrusions. Edited by R. G. Cawthorn*. Elsevier Science B. V., Amsterdam, Pays-Bas, pp.147-180.
- McCulloch, M. T., Arculus, R. J., Chappell, B. W., Ferguson, J., 1982. Isotopic and geochemical studies of nodules in kimberlite have implications for the lower continental - crust. Nature, **300**: 166-169.
- Miller, J.D. Jr, and Weiblen, P.W., 1990. Anorthosite rocks of the Duluth Complex: Examples of rocks formed from plagioclase crystal mush. Journal of Petrology, **31 (2)**: 295-339.
- Minster, J. F., Birck, J. L., Allegre, C. J., 1982. Absolute age of formation of chondrites studied by the ^{87}Rb - ^{87}Sr method. Nature, **300**: 414-419.

- Nash, W. P., and Crecraft, H. R., 1985. Partition coefficients for trace elements in Silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 2309-2322.
- Naslund, H. R., McBirney, A. R. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. *In: Layered Intrusions. Edited by R. G. Cawthorn*. Elsevier Science B. V., Amsterdam, Pays-Bas, pp.1-44.
- Patino Douce, A. E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. *In: Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Edited by A. Castro, C. Fernàndez, , and J.L. Vigneresse*. Geological Society Special Publication, **168**: pp.55-75.
- Pitcher, W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. *In: Mountain Building Processes. Edited by K.J. Hsu*. London, United-Kingdom, pp. 19-40.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Rehkamper, M., and Hofmann, A. W., 1997. Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth and Planetary Science Letters*, **147**: 93-106.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data : evaluation, presentation, Interpretation. Pearson Education Limited, Edinburgh, England, pp.352.
- Shand, S. J., 1969. Eruptive rocks. Hafner Pub., New-York, pp. 488.
- Shaw, D. M., Cramer, J. J., Higgins, M. D., Truscott, M. G., 1986. Composition of the Canadian precambrian shield and the continental crust of the earth. *In : The nature of the lower continental crust. Edited by J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall, and Wedepohl, K. H.*. Geological Society Special publication, **24** : 275-282.
- Sisson, T. W., 1994. Hornblende-Melt Trace-Element Partitioning Measured by Ion Microprobe. *Chemical Geology*, **117 (1-4)**: 331-344.
- Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Kerr, R.C., Mckenzie, D.P., Tait, S.R., 1985. Postcumulus processes in layered intrusions. *Geological Magazine*, **122**: 555-568.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Revue*, **12**: 1-33.

- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, **120**: 223-253.
- Tanczyk, E. I., Lapointe, P., Morris, W. A., Schmidt, P.W., 1987. A paleomagnetic study of the layered mafic intrusion at Sept-Iles, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 1431-1438.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and Evolution. Blackwell, Oxford, pp. 312.
- Thompson, A. B. 1999. Some time-space relationships for crustal melting and granitic intrusion at various depths. *In: Understanding Granites : Integrating New and Classical Techniques. Edited by A. Castro, C. Fernández, and J.L. Vigneresse. Geological Society Special Publication*, **168**: pp.7-25.
- Turner, S.P., Foden, J.D., and Morrisson, R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An exemple from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**: 151-179.
- Wadleigh, M. A., Veizer, J., Brooks, C., 1985. Strontium and its isotopes in canadian rivers – fluxes and global implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49** : 1727-1736.
- Wager, L. R., Brown, G. M., 1968. Layered Igneous Rocks. Oliver & Boyd, Edinburgh, pp.588.
- Wiebe, R. A., 1996. Mafic-silicic layered intrusions; the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *In: The third Hutton symposium on the origin of granites and related rocks. Edited by M. Brown, P. A. Candela, D. L. Peck, W.E. Stephens, and R. J. Walker. Geological Society of America, Special paper 315*, pp. 233-242.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W. 1987. A-type granites:geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.
- White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Geological Society of America Memoirs*, **159**: 21-34.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman Ltd, London, United-Kingdom, pp.466.

- Wilson, J., Ferré, E. C., and Lespinasse, P. 2000. Repeated tabular injection of high-level alkaline granites in the eastern Bushveld, South Africa. *Journal of the Geological Society, London*, **157**: 1077-1088.
- Wynne – Edwards, H. R., 1972. The Grenville Province. *In: Variations in tectonic Style in Canada*. Geological Association of Canada, Special paper, **11**: pp. 203-334.
- Zindler, A., and Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth And Planetary Sciences*, **14**: 493-571.

ANNEXES

ANNEXE 1
LISTE DES ÉCHANTILLONS

Liste des abréviations du tableau Annexe 1 :

Unité

Série sup. : Série supérieure
F.C. PdC : Filon-couche de Pointe du Criard

Groupe

RFSE : Roches felsiques sans enclaves de la série supérieure
RFAE : Roches felsiques avec enclaves de la série supérieure
ZC- coussin : Zone à coussins (analyse du coussin)
ZC- interstitiel : Zone à coussins (analyse du matériel interstitiel)
RFPC : Roches felsiques du filon-couche de Pointe du Criard

Localisation

Dequen : Les îlets Dequen
Grande Bas. : Île Grande Basque
P. Boule : Île Petite Boule
Gr.Boule : Île Grosse Boule
Manowin : Île Manowin
Corossol : Île Corossol
Pte. Marco. : Pointe Marconi

Analyses

INAA-UQAC : Activation neutronique qui a eu lieu à l'Université du Québec à Chicoutimi
ICPMS-ULG : Analyses par ICPMS par dissolution à l'Université de Liège
FX-ULG : Fluorescence-X à l'Université de Liège
FX-Ontario : Fluorescence-X au laboratoire « Geosciences Laboratories » en Ontario

Échantillon	Unité	Groupe	Localisation	ANALYSES					
				Lames minces	Microsonde	Coloration	INAA-UQAC	ICPMS-ULG	FX-ULG
VH-03-01	Série sup.	RFSE	I.Dequen	X	X	X	X	X	X
VH-03-02	Série sup.	RFSE	I.Dequen						
VH-03-03	Série sup.	RFSE	I.Dequen						
VH-03-04	Série sup.	RFSE	I.Dequen						
VH-03-05	Série sup.	RFSE	I.Dequen	X			X	X	X
VH-03-06	Série sup.	RFAE	I.Dequen	X			X	X	X
VH-03-08	F.-C. PdC	RFPC	Grande Bas.	X	X	X	X	X	X
VH-03-09	F.-C. PdC	RFPC	Grande Bas.	X	X	X	X	X	X
VH-03-10	F.-C. PdC	RFPC	Grande Bas.						
VH-03-11	F.-C. PdC	RFPC	Grande Bas.	X	X	X	X	X	X
VH-03-12	Série sup.	RFSE	P.Boule						
VH-03-13	F.-C. PdC	RFPC	P.Boule						
VH-03-14	F.-C. PdC	RFPC	P.Boule						
VH-03-15	F.-C. PdC	RFPC	P.Boule	X	X	X	X	X	X
VH-03-16	Série sup.	RFAE	P.Boule	X			X	X	X
VH-03-17	Série sup.	RFAE	P.Boule	X			X	X	X
VH-03-18	Série sup.	RFAE	Gr.Boule	X			X	X	X
VH-03-19	Série sup.	RFAE	Gr.Boule						
VH-03-20	Série sup.	RFSE	I.Manowin						
VH-03-21	Série sup.	RFSE	I.Manowin						
VH-03-22	Série sup.	RFSE	I.Manowin	X	X	X	X	X	X
VH-03-23	Série sup.	RFAE	I.Manowin						
VH-03-24	Série sup.	RFAE	I.Manowin						
VH-03-25	Série sup.	ZC-coussin	I.Manowin	X			X	X	X
VH-03-26	Série sup.	RFAE	Grande Bas.						
VH-03-27	Série sup.	RFAE	Grande Bas.						
VH-03-28	Série sup.	RFSE	Grande Bas.	X	X	X	X	X	X
VH-03-29	Série sup.	ZC -interstitiel	Grande Bas.	X			X	X	X
VH-03-30	Série sup.	Zc-coussin	Grande Bas.	X			X	X	X
VH-03-31	Série sup.	RFAE	Grande Bas.						
VH-03-32	Série sup.	RFAE	Grande Bas.						
VH-03-33	Série sup.	RFAE	Grande Bas.						
VH-03-34	Série sup.	RFAE	Grande Bas.	X			X	X	X
VH-03-35	Série sup.	RFSE	Grande Bas.	X	X		X	X	X
VH-03-36	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.	X			X	X	X
VH-03-37	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.	X	X		X	X	X

Échantillon	Unité	Groupe	Localisation	ANALYSES						
				Lames minces	Microsonde	Coloration	INAA-UQAC	ICPMS-ULG	FX-ULG	FX-Ontario
VH-03-39	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.							
VH-03-40	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.	X			X	X	X	
VH-03-41	Série sup.	ZC-coussin	Pte.Marco.	X		X	X	X	X	
VH-03-42	Série sup.	ZC-interstitiel	Pte.Marco.	X	X		X	X	X	
VH-03-43	Série sup.	ZC-interstitiel	Pte.Marco.							
VH-03-44	Série sup.	RFSE	Pte.Marco.	X		X	X	X	X	
VH-03-45	Série sup.	RFSE	Pte.Marco.							
VH-03-46	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.	X			X	X	X	
VH-03-47	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.							
VH-03-48	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.	X	X	X	X	X	X	
VH-03-49	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.							
VH-03-50	Série sup.	RFAE	Pte.Marco.							
VH-03-51	Série sup.	RFAE	Gr.Boule	X			X	X	X	
VH-03-52	Série sup.	RFAE	Gr.Boule	X		X	X	X	X	
VH-03-53	Série sup.	RFSE	Corossol	X		X	X			X
VH-03-54	F.-C. PdC	RFPC	Corossol	X		X	X			X
VH-03-55	F.-C. PdC	RFPC	Corossol	X		X	X			X
VH-03-56	Série sup.	RFAE	Corossol	X		X	X			X
VH-03-57	Série sup.	RFAE	Corossol	X		X	X			X
VH-03-58	F.-C. PdC	RFPC	Corossol			X				
VH-03-59	F.-C. PdC	RFPC	Grande Bas.	X		X	X			X
VH-03-60	F.-C. PdC	RFPC	Grande Bas.	X		X	X			X
VH-03-61	F.-C. PdC	RFPC	Gr.Boule	X		X	X			X
VH-03-62	Série sup.	RFSE	Manowin	X		X	X			X

ANNEXE 2
RÉSUMÉ DE L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Liste des abréviations du tableau Annexe 2 :

SS : Série supérieure
RFSE : Roches felsiques sans enclave
RFAE : Roches felsiques avec enclaves
ZC-C : Zone à coussins – coussins
ZC-I : Zone à coussins- matériel interstitiel
PdC : Filon-couche de Pointe du Criard

Phases majeures

FK : Feldspath potassique
QZ : Quartz
HBL : Hornblende
HBL (CPX) : Hornblende avec cœur de clinopyroxène
OXY : Oxydes de Fe-Ti (magnétite et/ou ilménite)
PL : Plagioclase

Phases mineures (entre parenthèses)

AP : Apatite
FL : Fluorite
TIT : Titanite
ZR : Zircon

Minéraux d'altération

BTE : Biotite
CA : Calcite
CHL : Chlorite

Échantillons	Unité	Groupe	Minéralogie	Granulométrie
VH-03-01	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+ (FL+TIT+ZR +/- BTE, CHL, CA)	2-4 mm
VH-03-05	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+FL+ZR +/- BTE,CHL)	5-7 mm
VH-03-06	SS	RFAE	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+(TIT +/- BTE CHL)	2-5 mm
VH-03-08	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+(TIT+ZR+AP +/- BTE)	3-9 mm
VH-03-09	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+ PL+(TIT+ZR+AP +/- BTE)	5-10 mm
VH-03-11	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+(TIT+ZR+AP)	1-3 mm
VH-03-15	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+FL)	7-10 mm
VH-03-16	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+ (FL+TIT+ZR)	2 mm
VH-03-17	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+ (FL+TIT +/- BTE, CHL, CA)	5 mm
VH-03-18	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+ (TIT +/- BTE, CHL, CA)	3 mm
VH-03-22	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+ (FL+TIT+ZR)	3 mm
VH-03-25	SS	ZC-C	FK+QZ+HBL+OXY+ (FL+TIT+ZR+AP +/- CHL)	3-7 mm
VH-03-28	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+PL+(TIT +/-CHL)	3-5 mm
VH-03-29	SS	ZC- I	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+ZR +/-CHL,BTE)	5 mm
VH-03-30	SS	ZC- C	FK+QZ+HBL+OXY+(ZR +/-CHL)	3-7 mm
VH-03-34	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+AP)	4-7 mm
VH-03-35	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+PL+(TIT+ZR +/- BTE,CHL)	4-7 mm
VH-03-36	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+PL+(TIT+AP+ZR +/- BTE,CHL)	2 mm
VH-03-37	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+PL+(TIT+AP+ZR +/- BTE,CHL)	3 mm
VH-03-40	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+PL+(TIT+ZR)	1,25 - 4 mm
VH-03-41	SS	ZC-C	FK+QZ+HBL+OXY+PL+(TIT+AP +/- BTE)	0,80 mm
VH-03-42	SS	ZC- I	FK+HBL (CPX)+PL+QZ+OXY+(TIT+AP+ZR +/- BTE,CHL)	2 mm
VH-03-44	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+ (TIT+ZR)	5 mm
VH-03-46	SS	RFAE	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+ (TIT+ZR +/- BTE, CHL)	3-5 mm
VH-03-48	SS	RFAE	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+PL+ (TIT+ZR +/- BTE)	5 mm
VH-03-51	SS	RFAE	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+PL+ (TIT+ZR +/- BTE)	2 mm
VH-03-52	SS	RFAE	FK+QZ+HBL (CPX)+OXY+ (TIT+ZR +/- BTE, CHL)	2 mm
VH-03-53	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+ (TIT+ZR)	2 mm
VH-03-54	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+FL)	5 mm
VH-03-55	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+FL)	6mm
VH-03-56	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+AP)	3 mm
VH-03-57	SS	RFAE	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+AP)	2 mm
VH-03-59	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL+OXY+ PL+(TIT+ZR+AP +/- BTE)	5-7 mm
VH-03-60	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+ZR+AP +/- BTE)	5-9 mm
VH-03-61	PdC	RFPC	FK+QZ+HBL+OXY+(TIT+FL)	7 mm
VH-03-62	SS	RFSE	FK+QZ+HBL+OXY+ (TIT+ZR)	2 mm

ANNEXE 3
ANALYSES – MICROSONDE

Analyses des feldspaths potassiques et de leurs micropertithes (wt%)

Échantillons	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	Ab	An	Or
03-01 4a	68,5	19,8	0	0	0,44	10,9	1,47	101,1	92	0	8
03-01 4b	65,2	18,6	0	0,008	0,37	1,2	14,99	100,4	11	0	89
03-08 1a	68,5	19,7	0	0,185	0,10	10,8	1,11	100,5	93	1	6
03-08 1b	64,8	18,6	0,02	0,003	0,12	0,9	15,40	99,8	8	0	92
03-08 2a	68,9	20,0	0,009	0,224	0,18	11,5	0,13	101,0	98	1	1
03-08 2b	65,2	18,6	0,013	0	0,08	0,7	15,78	100,3	6	0	94
03-08 5a	67,3	20,8	0,009	0,927	0,05	11,3	0,15	100,5	95	4	1
03-08 5b	51,9	14,7	0,463	0,229	3,97	1,3	10,49	83,1	15	2	83
03-08 6a	65,7	21,3	0,013	1,746	0,16	10,8	0,17	99,8	91	8	1
03-08 6b	63,6	18,8	0,002	0,017	0,01	1,2	14,72	98,5	11	0	89
03-08 7a	67,1	21,2	0,002	1,62	0,12	11,0	0,12	101,2	92	7	1
03-08 7b	66,8	20,6	0	1,007	0,07	9,5	2,65	100,5	80	5	15
03-08 8a	67,0	21,1	0,004	1,444	0,13	10,9	0,10	100,8	93	7	1
03-08 8b	64,8	18,8	0,006	0,015	0,09	1,2	14,91	99,8	11	0	89
03-08 12a	68,7	20,4	0	0,037	0,16	11,5	0,18	101,0	99	0	1
03-08 12b	65,9	19,2	0,013	0,03	0,15	4,6	10,11	100,1	41	0	59
03-09 2a	66,8	21,5	0,01	1,764	0,11	10,6	0,32	101,1	90	8	2
03-09 2b	65,0	19,2	0,022	0,17	0,05	2,4	12,97	99,8	22	1	77
03-09 3a	66,2	21,5	0,008	1,92	0,09	10,6	0,10	100,4	90	9	1
03-09 3b	63,3	18,0	0,364	0,066	1,74	0,7	14,65	98,9	7	0	93
03-09 4a	68,3	20,1	0,01	0,428	0,13	11,4	0,40	100,7	96	2	2
03-09 4b	65,5	19,3	0,029	0,198	0,09	4,0	8,27	97,3	42	1	57
03-09 5a	67,4	20,6	0,061	0,955	0,22	11,2	0,15	100,5	95	4	1
03-09 5b	64,8	19,1	0,019	0,101	0,05	2,1	13,43	99,7	19	1	80
03-09 8a	68,0	20,0	0,07	0,521	0,33	11,2	0,25	100,3	96	2	1
03-09 8b	64,8	18,9	0,009	0,019	0,03	1,3	15,00	100,0	11	0	89
03-09 9a	67,6	20,9	0,016	1,214	0,07	10,8	0,12	100,7	93	6	1
03-09 9b	65,0	18,8	0,023	0,006	0,06	1,1	15,15	100,2	10	0	90
03-09 10a	68,9	20,2	0,004	0,254	0,14	11,6	0,36	101,4	97	1	2
03-09 10b	65,1	18,7	0,009	0,003	0,10	1,4	14,59	99,8	13	0	87
03-11 4a	68,6	20,4	0,005	0,712	0,25	11,2	0,31	101,5	95	3	2
03-11 4b	65,5	18,7	0	0,012	0,07	0,9	15,27	100,5	8	0	92
03-11 5a	67,2	20,0	0	0,646	0,32	8,8	3,21	100,1	78	3	19
03-11 5b	65,0	18,6	0	0,006	0,28	1,0	15,22	100,1	9	0	91
03-11 6a	67,7	20,3	0,006	0,758	0,25	11,2	0,17	100,4	96	4	1
03-11 6b	64,5	19,4	0,007	0,277	0,02	2,0	13,19	99,3	18	1	80
03-11 7a	66,6	20,6	0,047	1,226	0,23	9,9	2,33	101,0	82	6	13
03-11 7b	64,8	18,8	0,004	0,114	0,14	1,5	14,53	99,9	13	1	86

Analyses des feldspaths potassiques et de leurs micropertithes (wt%) (suite)

Échantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	Ab	An	Or
03-15 1a	67,5	20,8	0,023	1,172	0,06	10,9	0,18	100,7	93	6	1
03-15 1b	65,1	18,8	0,014	0,001	0,07	1,7	14,11	99,8	15	0	85
03-15 2a	68,1	20,1	0,015	0,233	0,13	11,5	0,17	100,3	98	1	1
03-15 2b	64,8	18,5	0,016	0	0,14	0,7	15,57	99,7	7	0	93
03-15 7	51,7	30,6	0,045	12,833	1,08	4,1	0,36	100,7	36	62	2
03-15 8a	68,8	20,0	0,008	0,196	0,16	11,6	0,07	100,9	99	1	0
03-15 8b	65,1	18,6	0,001	0,007	0,09	1,0	15,20	99,9	9	0	91
03-15 9a	67,5	20,8	0,008	1,329	0,16	10,9	0,14	100,9	93	6	1
03-15 9b	64,9	18,6	0,022	0	0,10	1,6	14,65	99,9	14	0	86
03-15 10a	68,6	20,3	0,015	0,196	0,11	11,5	0,13	100,9	98	1	1
03-15 10b	63,4	17,8	0,476	0,061	1,66	0,8	14,53	98,8	8	0	92
03-15 11a	68,7	19,9	0,018	0,221	0,10	11,6	0,09	100,6	98	1	0
03-15 11b	65,1	18,6	0,004	0,021	0,09	0,9	15,17	99,9	8	0	92
03-22 1a	68,7	19,4	0,004	0,001	0,23	11,0	1,18	100,5	93	0	7
03-22 1b	65,2	18,6	0,02	0,015	0,14	0,5	15,91	100,3	4	0	96
03-22 2a	69,3	20,0	0,014	0,016	0,24	11,3	0,39	101,3	98	0	2
03-22 2b	65,5	18,6	0	0,003	0,15	1,8	14,34	100,4	16	0	84
03-22 3a	68,4	20,0	0,021	0	0,26	11,2	0,14	100,1	99	0	1
03-22 3b	63,8	18,4	0,011	0,002	0,28	1,0	14,63	98,1	10	0	90
03-22 4a	68,8	19,9	0,004	0,011	0,20	11,7	0,16	100,8	99	0	1
03-22 4b	64,9	18,6	0,022	0,002	0,15	0,5	16,06	100,2	5	0	95
03-22 8a	61,7	19,6	1,656	0,822	3,00	8,9	0,10	95,8	95	5	1
03-22 8b	64,7	18,6	0,026	0	0,12	0,6	15,80	99,9	6	0	94
03-28 3a	66,7	18,3	0,034	0,268	0,92	9,9	0,93	97,1	93	1	6
03-28 3b	65,8	18,1	0,012	0	0,80	2,7	11,73	99,2	26	0	74
03-28 6a	68,9	20,0	0,001	0	0,56	11,6	0,22	101,2	99	0	1
03-28 6b	65,1	18,1	0,02	0,001	0,50	0,7	15,60	100,1	7	0	93
03-35 6a	68,6	19,6	0	0,019	0,57	11,7	0,12	100,6	99	0	1
03-35 6b	64,9	18,6	0,004	0,011	0,37	0,5	15,89	100,3	5	0	95
03-35 7a	68,9	19,6	0,019	0,002	0,31	10,5	2,08	101,4	99	0	1
03-35 7b	65,3	18,1	0,008	0	0,54	1,2	14,99	100,1	11	0	89

Analyses des feldspaths potassiques et de leurs micropertites (wt%) (suite)

Échantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	Ab	An	Or
03-37 1a	67,1	21,1	0,011	1,684	0,09	10,6	0,16	100,8	91	8	1
03-37 1b	64,7	18,7	0	0,075	0,05	1,6	14,45	99,6	14	0	86
03-37 2a	69,0	19,8	0,006	0,191	0,09	11,3	0,50	100,9	96	1	3
03-37 2b	65,2	18,5	0,016	0,004	0,03	0,7	15,53	100,0	6	0	94
03-37 3a	67,8	19,8	0,041	0,188	0,24	10,9	1,35	100,3	92	1	7
03-37 3b	65,0	18,8	0,009	0	0,03	0,7	15,68	100,2	6	0	94
03-37 4a	99,6	0,1	0,011	0,006	0,00	0,0	0,02	99,6	0	18	82
03-37 4b	64,7	18,8	0,01	0,005	0,08	1,2	14,86	99,5	11	0	89
03-42 1a	63,0	23,6	0	4,596	0,08	9,1	0,25	100,6	77	22	1
03-42 1b	61,5	18,3	0,205	0,045	4,93	0,8	13,90	99,7	8	0	92
03-42 7	53,0	30,2	0,008	12,482	0,06	4,8	0,08	100,6	41	59	0
03-42 8	61,9	24,4	0,018	5,413	0,25	8,6	0,23	100,8	73	26	1
03-42 9a	65,1	21,8	0,02	2,457	0,09	10,4	0,13	100,0	88	11	1
03-42 9b	64,2	19,0	0,001	0,075	0,05	1,6	14,25	99,1	14	0	85
03-42 11	62,8	23,8	0,006	4,723	0,05	9,0	0,30	100,7	76	22	2
03-42 12a	65,9	21,9	0,012	2,504	0,13	10,1	0,12	100,7	87	12	1
03-42 12b	63,4	18,7	0,033	0,02	0,58	1,0	14,68	98,4	10	0	90
03-48 1a	67,8	20,7	0,094	0,912	0,44	10,5	0,63	101,0	92	4	4
03-48 1b	66,4	19,2	0,012	0,48	0,11	4,5	9,94	100,6	40	2	58
03-48 2a	66,2	19,1	0,013	0,122	0,04	4,2	11,04	100,7	36	1	63
03-48 2b	66,2	18,7	0	0,039	0,09	2,0	12,00	99,1	21	0	79
03-48 10	56,3	28,1	0,007	9,826	0,10	6,0	0,22	100,6	52	47	1
03-48 12a	66,4	21,5	0,049	2,01	0,33	10,0	0,75	101,1	86	10	4
03-48 12b	66,5	18,9	0	0,14	0,10	3,7	11,07	100,4	34	1	66
03-48 13a	67,0	21,5	0,011	2,198	0,17	10,4	0,24	101,6	88	10	1
03-48 13b	66,2	18,8	0,01	0,154	0,05	2,8	12,50	100,5	25	1	74

Analyses des amphiboles (wt%)

Échantillons	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	F	Cl	Total
03-01 1	48,4	1,25	2,22	0,029	2,80	5,43	1,29	31,0	4,57	1,25	1,27	1,27	0,072	100,9
03-01 5a	48,4	1,24	1,78	0	2,53	5,25	1,39	31,3	4,66	1,27	1,296	1,20	0,059	100,4
03-08 3	43,9	1,36	5,41	0,003	4,41	10,10	0,80	28,3	2,09	1,01	1,287	1,14	0,185	100,0
03-08 11	43,9	1,35	5,27	0	4,40	9,84	0,81	29,0	2,21	1,02	1,209	1,31	0,179	100,5
03-09 1	44,0	1,43	5,39	0	4,25	9,65	0,97	30,1	2,21	1,02	1,043	1,70	0,161	101,9
03-09 7	43,9	1,32	5,19	0	4,01	9,72	1,07	30,1	2,21	1,04	1,223	1,31	0,151	101,3
03-11 1	43,7	1,50	5,27	0,082	3,61	9,72	0,91	30,1	2,34	1,03	1,171	1,37	0,205	101,0
03-15 3	43,7	1,21	5,37	0	4,25	9,73	1,09	29,6	2,28	1,05	1,379	0,97	0,154	100,7
03-15 4	43,7	1,23	5,59	0,006	4,15	9,75	1,06	29,2	2,12	1,04	1,196	1,34	0,176	100,5
03-22 6	46,3	0,96	3,76	0	4,59	9,25	1,30	28,4	2,44	1,00	1,421	0,96	0,079	100,5
03-22 7	46,6	0,94	3,41	0	6,06	9,53	1,14	26,5	2,50	0,95	1,24	1,37	0,067	100,3
03-35 1	49,4	1,11	1,77	0	5,75	6,53	1,13	26,8	4,48	1,16	0,946	2,03	0,058	101,1
03-35 2	48,3	0,98	2,12	0,038	4,22	6,85	1,12	29,0	3,94	1,22	1,204	1,42	0,054	100,4
03-35 3	49,4	0,94	1,93	0	5,12	6,59	1,09	27,8	4,27	1,15	1,014	1,89	0,043	101,2
03-35 4	49,3	1,02	1,72	0	5,86	6,78	1,12	26,7	4,16	1,18	0,908	2,11	0,051	100,9
03-35 5	48,2	1,13	2,74	0	5,86	7,27	1,15	27,4	4,18	1,13	1,138	1,65	0,051	101,9
03-35 10	49,1	1,01	1,83	0,006	4,87	6,69	1,08	28,1	4,15	1,17	0,948	2,00	0,057	101,1
03-37 5	44,7	1,00	5,24	0	5,01	10,47	0,88	27,9	1,86	0,89	1,228	1,30	0,193	100,7
03-37 6	44,3	1,16	5,66	0	5,31	10,36	0,91	27,4	1,91	1,03	1,122	1,51	0,225	100,9
03-37 7	44,3	1,16	5,79	0,03	5,70	10,11	0,94	26,7	2,04	0,96	1,25	1,27	0,186	100,4
03-42 5	42,7	1,89	7,23	0	4,92	10,40	0,62	28,1	1,81	0,98	1,481	0,72	0,317	101,2
03-42 6	42,6	1,89	7,20	0	5,11	10,23	0,61	26,9	1,89	1,03	1,5	0,65	0,318	100,0
03-42 10	42,5	1,93	7,36	0	5,16	10,32	0,63	27,7	1,88	1,03	1,476	0,73	0,315	101,1
03-48 7	47,4	0,97	5,27	0	12,44	10,99	0,57	17,9	2,03	0,89	0,692	2,65	0,239	102,1
03-48 8	46,5	1,33	5,63	0,033	12,20	10,82	0,62	18,6	2,06	0,90	0,886	2,23	0,219	102,0
03-48 11	46,9	1,35	5,65	0,006	11,70	10,69	0,60	19,5	1,92	1,03	0,865	2,32	0,173	102,7

Analyses des coeurs de clinopyroxènes (wt%)

Échantillons	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Na ₂ O	Total
03-08 4	49,3	0,33	0,72	0	2,84	5,45	19,09	1,15	21,7	0	0,49	101,0
03-11 3	49,2	0,29	0,55	0,046	2,60	5,63	18,95	1,16	21,6	0	0,42	100,5
03-42 2	50,1	0,12	0,41	0	1,98	6,90	19,74	1,03	19,8	0	0,33	100,4
03-42 2b	49,5	0,18	0,49	0	1,54	6,37	20,12	0,97	19,8	0,006	0,32	99,3
03-48 3	51,4	0,08	0,31	0,036	2,89	9,62	21,12	1,07	14,5	0,009	0,36	101,4
03-48 8	51,6	0,06	0,26	0	3,05	9,05	21,80	1,00	14,5	0	0,48	101,8
03-48 9	52,0	0,07	0,39	0,048	1,78	9,87	22,22	0,87	13,5	0	0,39	101,1

Échantillons	Wo	En	Fs
03-08 4	43	17	40
03-11 3	43	18	40
03-42 2	43	21	36
03-42 2b	45	20	36
03-48 3	45	29	26
03-48 8	47	27	26
03-48 9	47	29	24

Analyses de la magnétite (wt%)

Échantillons	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Total
03-01 2	0,12	6,46	0,02	0	56,07	0,012	0,032	0,75	36,1	99,5
03-08 9	0,07	1,50	0,07	0	66,89	0,035	0,001	0,07	32,7	101,3
03-09 6	0,11	5,34	0,20	0,014	58,33	0,000	0,007	0,77	35,2	100,0
03-11 8a	0,08	1,13	0,12	0	68,22	0,836	0,014	0,13	31,2	101,7
03-15 5	0,11	2,74	0,25	0	63,72	0,004	0,000	0,47	33,3	100,6
03-22 5	0,05	5,54	0,08	0	58,37	0,000	0,000	0,61	35,7	100,3
03-28 1	0,10	1,39	0,03	0	67,21	0,140	0,000	0,03	32,5	101,4
03-28 4	0,18	0,57	0,09	0	67,54	0,000	0,011	0,03	31,4	99,9
03-35 8	0,09	0,95	0,04	0,033	68,49	0,012	0,000	0,09	32,5	102,1
03-37 9	0,10	2,37	0,18	0,025	64,40	0,000	0	0,20	33,2	100,4
03-42 3	0,12	2,20	0,26	0	64,52	0,013	0	0,09	33,1	100,3
03-48 4	0,10	2,06	0,40	0	65,47	0,086	0	0,15	33,1	101,4

Analyses de l'ilménite (wt%)

Échantillons	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Nb ₂ O ₃	MgO	MnO	FeO	Total
03-11 2	48,85	0,02	0,139	0	4,79	3,24	0,02	3,26	40,6	100,9
03-11 8b	52,38	0,01	0,123	0	0,96	0,42	0,00	4,97	42,1	100,9
03-15 6	52,34	0,01	0,025	0,026	0,60	0,96	0,01	5,06	42,0	101,0
03-28 2	60,77	0,00	0,008	0	0,00	0,78	0,01	0,20	34,8	96,6
03-28 5	61,71	0,17	0	0	0,00	0,47	0,03	0,25	33,9	96,5
03-35 9	52,87	0,29	0	0,003	0,49	0,44	0,05	4,48	43,1	101,7
03-42 4	53,28	0,02	0	0	0,00	0,08	0,04	1,80	46,0	101,2
03-42 5	53,28	0,04	0,598	0	0,00	0,47	0,14	1,92	45,8	101,2
03-48 5	52,88	0,03	0,299	0	1,02	0,28	0,09	1,86	45,5	102,0

ANNEXE 4
ANALYSES GÉOCHIMIQUES COMPLÈTES

SÉRIE SUPÉRIEURE											
SANS ENCLAVE											
	VH-03-01	VH-03-06	VH-03-22	VH-03-25	VH-03-28	VH-03-35	VH-03-36	VH-03-40	VH-03-44	VH-04-53	VH-07-62
SiO ₂	73,78	76,38	68,43	76,13	76,15	72,32	74,62	75,50	74,43	74,95	72,44
TiO ₂	0,35	0,27	0,72	0,25	0,27	0,48	0,29	0,27	0,34	0,20	0,35
Al ₂ O ₃	11,60	11,37	12,47	11,14	10,95	12,01	12,22	12,07	11,90	12,02	12,09
Fe ₂ O ₃	3,87	3,07	7,49	2,70	3,15	4,93	3,30	2,53	3,79	2,26	3,59
MnO	0,07	0,03	0,14	0,01	0,04	0,09	0,05	0,04	0,08	0,02	0,08
MgO	0,30	0,23	0,53	0,37	0,07	0,29	0,09	0,18	0,20	0,09	0,33
CaO	0,51	0,26	1,26	0,06	0,28	0,85	0,73	0,53	0,63	0,17	0,51
Na ₂ O ⁽²⁾	4,07	3,98	4,33	3,95	3,58	4,21	3,70	3,87	3,97	4,29	4,38
K ₂ O	4,77	4,86	4,53	4,57	4,43	4,58	5,05	5,11	4,66	4,88	5,06
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,13	0,02	0,01	0,08	0,01	0,01	0,04	0,01	0,05
LOI	0,07	0,10	0,08	0,13	0,16	0,07	0,08	0,09	0,05	0,50	0,48
Total	99,43	100,56	100,11	99,32	99,08	99,90	100,15	100,22	100,08	99,40	99,36
Rb ⁽¹⁾	125,6	126,4	94,6	98,7	110,5	107,5	104,3	96,4	113,6	94,07	118,77
Sr ⁽¹⁾	49,18	19,26	83,13	27,26	16,99	67,43	56,67	16,60	54,04		
Ba ⁽³⁾	249,793	140,121	419,181	174,314	138,319	359,714	326,340	91,919	257,372	364,72	363,11
Pb ⁽¹⁾	14,25	11,10	9,40	7,86	11,17	13,83	16,36	4,46	11,14		
Th ⁽²⁾	13,98	13,31	8,89	20,70	10,28	12,33	18,16	8,01	10,40	9,69	13,48
U ⁽²⁾	3,35	3,03	2,10	10,87	2,34	2,92	4,36	1,53	2,77	2,25	3,10
Zr ⁽¹⁾	814,70	636,70	1350,87	682,82	673,67	1013,16	780,16	672,15	699,29	564,62	983,39
Nb ⁽¹⁾	89,87	83,61	69,94	224,89	74,37	86,64	86,42	56,34	70,87		
Ta ⁽²⁾	3,17	2,27	5,64	2,00	1,94	3,97	2,95	1,80	2,77	6,12	6,59
Y ⁽¹⁾	87,74	77,60	87,74	105,32	62,83	108,24	91,68	57,58	77,43		
Sc ⁽²⁾	2,36	0,90	5,57	0,72	0,86	3,29	1,54	0,53	2,26	0,81	2,43
Co ⁽²⁾	1,21	0,98	3,61	1,28	1,19	2,49	1,48	0,87	2,23	0,18	0,09
Hf ⁽²⁾	25,10	21,85	34,72	23,75	18,51	27,72	26,12	19,08	20,90	13,66	25,40
Cu ⁽¹⁾	7,27	1,83	11,89	3,99	13,90	5,93	40,69	4,28	10,04		
Zn ⁽¹⁾	99,84	91,05	226,74	143,38	37,51	175,18	94,87	78,36	172,40	28,39	61,48
La ⁽³⁾	79,99	146,47	78,67	111,60	69,93	83,30	105,97	117,08	71,93	61,29	103,20
Ce ⁽³⁾	168,24	227,38	179,01	254,63	145,11	186,93	219,62	255,09	162,89	163,78	250,43
Nd ⁽³⁾	81,62	105,49	97,48	124,56	71,40	95,00	93,99	120,99	78,43	76,36	99,91
Sm ⁽³⁾	16,31	22,07	21,93	30,54	14,42	21,05	19,24	23,88	16,43	15,58	20,79
Eu ⁽³⁾	2,36	2,43	3,53	3,68	1,82	3,37	2,17	1,54	2,27	2,19	3,82
Gd ⁽³⁾	16,53	18,98	18,60	27,93	12,78	19,70	17,41	18,90	16,94		
Tb ⁽³⁾	2,63	2,74	2,63	4,11	1,77	2,94	2,59	2,46	2,21	2,46	3,32
Ho ⁽³⁾	2,93	3,33	2,99	4,40	2,11	3,59	3,18	2,44	2,66	0,46	0,57
Yb ⁽³⁾	7,98	8,26	7,56	7,75	5,74	8,98	8,53	5,81	6,48	5,47	8,69
Lu ⁽³⁾	1,05	1,20	1,09	0,97	0,81	1,20	1,23	0,90	0,84	0,73	1,21
Eu/Eu*	0,45	0,37	0,55	0,39	0,43	0,52	0,37	0,23	0,45	0,44	0,57
Eu*	5,27	6,53	6,41	9,52	4,24	6,47	5,84	6,63	5,00	5,00	6,69

Éléments majeurs mesurés par Fluorescence-X

⁽¹⁾ : Fluorescence-X (novembre 2003 et mars 2004) à l'ULG

⁽²⁾ : INAA à l'UQAC

⁽³⁾ : ICPMS à ULG

VH-04-53 à VH-04-62 : Traces par INAA (UQAC) et majeurs GEOLABS (ontario)

SÉRIE SUPÉRIEURE												
AVEC ENCLAVES												
	VH-03-05	VH-03-16	VH-03-17	VH-03-18	VH-03-34	VH-03-37	VH-03-46	VH-03-48	VH-03-51	VH-03-52	VH-04-56	VH-04-57
SiO ₂	69,23	66,53	66,46	68,94	69,59	64,76	66,93	63,37	62,56	65,90	55,57	56,71
TiO ₂	0,74	0,75	0,74	0,72	0,69	0,62	0,92	1,39	1,00	0,61	2,00	1,43
Al ₂ O ₃	11,95	14,62	14,18	12,53	12,45	14,49	12,15	13,22	13,49	14,91	14,87	15,13
Fe ₂ O ₃	7,38	6,33	6,84	5,29	7,06	7,71	8,56	9,40	10,17	6,52	12,21	10,48
MnO	0,16	0,09	0,11	0,02	0,16	0,16	0,18	0,18	0,22	0,13	0,21	0,25
MgO	0,51	0,96	0,76	0,43	0,36	0,60	0,75	1,37	0,74	0,53	1,11	1,52
CaO	1,47	1,67	1,06	2,22	1,27	1,79	1,89	3,59	2,17	1,60	3,30	4,43
Na ₂ O ⁽²⁾	4,36	5,07	4,66	4,12	4,40	4,98	4,12	4,24	4,55	5,22	4,72	5,12
K ₂ O	4,49	4,26	4,90	4,61	4,49	4,83	4,17	3,32	4,50	4,62	3,91	3,25
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,12	0,14	0,12	0,16	0,17	0,27	0,20	0,11	0,26	0,33
LOI	0,07	0,16	0,08	0,26	0,04	0,04	0,05	0,09	0,04	0,04	0,14	0,13
Total	100,51	100,60	99,91	99,29	100,63	100,15	99,88	100,45	99,63	100,18	98,28	98,79
Rb ⁽¹⁾	112,2	59,2	80,6	88,8	107,3	73,4	96,2	70,2	70,2	61,0	56,09	49,66
Sr ⁽¹⁾	66,38	154,36	107,89	94,92	87,13	102,56	96,48	225,90	121,62	95,39		
Ba ⁽³⁾	396,684	994,382	672,657	421,232	385,327	526,325	376,150	454,411	556,086	697,376	2310,70	1647,06
Pb ⁽¹⁾	30,95	9,60	11,59	9,90	17,49	14,05	18,69	11,57	7,48	22,09		
Th ⁽²⁾	10,55	5,26	7,37	8,80	11,26	6,83	12,60	8,55	6,67	5,24	8,25	5,80
U ⁽²⁾	2,45	1,09	1,82	2,20	2,50	1,87	2,94	2,40	1,75	1,15	2,25	2,43
Zr ⁽¹⁾	1309,70	997,55	959,76	1431,49	1121,21	1141,91	1458,39	1238,88	1826,51	792,93	2382,61	3264,84
Nb ⁽¹⁾	73,51	54,34	57,63	77,24	88,65	64,17	102,75	83,19	55,02	45,75		
Ta ⁽²⁾	5,48	7,27	4,62	5,91	4,97	5,55	6,65	7,31	7,72	5,07	3,71	8,78
Y ⁽¹⁾	101,16	72,65	73,25	92,43	109,23	86,40	113,31	101,41	95,96	63,27		
Sc ⁽²⁾	5,63	10,18	5,12	5,51	4,73	5,99	6,48	9,22	7,96	6,76	13,03	16,79
Co ⁽²⁾	2,68	4,00	3,58	3,78	3,60	3,90	5,11	12,04	5,26	3,29	6,40	6,96
Hf ⁽²⁾	35,48	26,35	25,67	37,91	30,94	29,48	39,30	31,47	44,88	20,33	46,06	63,38
Cu ⁽¹⁾	10,80	9,99	12,25	10,41	11,23	14,99	12,10	21,37	15,37	7,33		
Zn ⁽¹⁾	288,76	70,21	124,62	43,64	60,08	189,53	269,87	234,15	370,07	326,97	237,04	180,74
La ⁽³⁾	97,36	55,80	63,58	67,84	94,24	71,83	84,65	74,00	72,65	50,50	80,85	85,15
Ce ⁽³⁾	219,16	129,69	138,81	161,86	209,88	171,03	198,34	187,42	191,99	113,03	235,66	238,95
Nd ⁽³⁾	114,62	68,97	82,65	91,12	109,13	98,92	114,65	92,80	115,79	69,20	125,03	140,04
Sm ⁽³⁾	25,06	14,78	18,21	20,85	24,57	22,86	23,89	22,06	26,89	13,29	27,50	33,66
Eu ⁽³⁾	3,77	4,12	4,42	3,55	3,84	3,74	3,87	4,59	4,28	4,28	7,25	7,87
Gd ⁽³⁾	21,78	14,70	16,25	19,24	22,41	19,90	23,37	19,93	25,46	12,25		
Tb ⁽³⁾	3,20	2,13	2,32	2,71	3,04	2,76	3,22	3,33	3,65	2,01	4,30	5,55
Ho ⁽³⁾	3,64	2,30	2,49	3,05	3,60	3,15	3,67	3,56	3,43	2,36	0,72	0,94
Yb ⁽³⁾	8,90	5,57	5,95	7,21	8,95	7,26	9,11	8,34	8,34	5,71	10,56	14,27
Lu ⁽³⁾	1,29	0,77	0,84	1,03	1,26	1,12	1,10	1,07	1,12	0,81	1,53	2,15
Eu/Eu*	0,50	0,90	0,81	0,57	0,53	0,56	0,53	0,66	0,52	1,02	0,83	0,72
Eu*	7,48	4,60	5,43	6,26	7,25	6,69	7,26	6,96	8,19	4,20	8,78	10,94

Éléments majeurs mesurés par Fluorescence-X

(1) : Fluorescence-X (novembre 2003 et mars 2004) à l'ULG

(2) : INAA à l'UQAC

(3) : ICPMS à ULG

VH-04-53 à VH-04-62 : Traces par INAA (UQAC) et majeurs GEOLABS (ontario)

	SÉRIE SUPÉRIEURE				FILON-COUCHE DE LA POINTE DU CRIARD								
	ZONE A COUSSINS				SYÉNITE PORPHYRIQUE								
	VH-03-29	VH-03-30	VH-03-41	VH-03-42	VH-03-08	VH-03-09	VH-03-11	VH-03-15	VH-04-54	VH-04-55	VH-07-59	VH-07-60	VH-07-61
SiO ₂	67,61	72,27	55,45	60,45	68,00	70,21	69,44	70,74	70,05	69,32	67,04	67,60	69,95
TiO ₂	0,73	0,42	2,18	1,26	0,49	0,44	0,49	0,44	0,42	0,46	0,50	0,43	0,35
Al ₂ O ₃	12,81	13,07	13,91	14,34	13,23	12,99	12,77	12,64	12,69	12,90	13,41	13,06	12,94
Fe ₂ O ₃	7,78	4,40	12,78	10,47	6,39	5,56	6,19	5,65	4,44	4,91	6,01	5,31	2,73
MnO	0,08	0,03	0,20	0,23	0,15	0,11	0,13	0,11	0,08	0,10	0,13	0,06	0,04
MgO	0,69	0,42	2,67	0,95	0,34	0,28	0,29	0,32	0,46	0,28	0,37	0,54	0,27
CaO	0,93	0,57	5,29	3,59	1,69	1,38	1,33	1,26	0,49	1,37	1,69	1,16	1,61
Na ₂ O ⁽²⁾	4,31	4,46	3,87	4,56	4,83	4,57	4,51	4,34	4,33	4,66	4,69	4,58	4,64
K ₂ O	4,45	4,93	2,51	3,36	4,48	4,57	4,52	4,53	5,06	4,76	4,81	4,84	4,91
P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,81	0,27	0,09	0,07	0,09	0,07	0,06	0,07	0,09	0,07	0,05
LOI	0,12	0,11	0,11	0,04	0,02	0,06	0,10	0,07	1,01	0,33	0,32	1,10	1,22
Total	99,67	100,75	99,79	99,51	99,71	100,23	99,86	100,16	99,10	99,16	99,05	98,75	98,71
Rb ⁽¹⁾	89,9	97,9	48,1	56,2	77,5	96,2	99,1	87,7	104,23	106,76	81,17	101,38	105,67
Sr ⁽¹⁾	86,36	77,43	361,81	305,21	154,11	132,18	129,95	116,62					
Ba ⁽³⁾	418,115	433,678	676,736	921,646	711,339	574,581	571,705	471,443	453,13	518,90	719,60	620,06	503,13
Pb ⁽¹⁾	7,17	19,21	13,17	10,07	12,27	11,72	14,47	12,13					
Th ⁽²⁾	8,50	9,71	5,69	5,43	6,72	12,03	10,30	11,44	12,08	12,86	9,39	12,27	12,17
U ⁽²⁾	2,09	2,66	1,62	1,40	1,37	2,76	2,33	2,29	2,60	2,89	2,11	2,71	2,49
Zr ⁽¹⁾	1448,24	1017,99	786,07	1264,48	1081,02	1057,90	981,92	1098,07	873,96	1047,65	1223,84	1267,75	1038,46
Nb ⁽¹⁾	67,28	70,56	73,75	67,07	64,31	80,86	74,89	86,62					
Ta ⁽²⁾	5,87	3,95	11,51	8,94	5,16	4,87	4,62	4,62	6,43	6,94	4,30	6,42	6,07
Y ⁽¹⁾	94,76	77,92	103,39	80,51	84,97	88,10	85,35	97,90					
Sc ⁽²⁾	5,56	2,82	19,86	12,98	5,16	4,09	4,61	4,04	3,05	3,76	4,60	3,90	2,93
Co ⁽²⁾	3,77	2,60	18,79	7,92	2,43	2,05	2,53	2,25	0,54	0,98	1,53	0,57	0,46
Hf ⁽²⁾	36,90	28,62	21,48	30,41	28,84	32,92	28,66	30,42	21,29	24,33	26,40	27,92	22,67
Cu ⁽¹⁾	13,60	118,22	80,80	20,94	12,62	11,22	11,16	10,07					
Zn ⁽¹⁾	91,65	200,15	228,01	147,03	198,86	165,70	186,50	175,68	54,89	162,51	166,05	49,77	45,72
La ⁽³⁾	86,40	79,89	61,36	66,17	64,21	82,87	73,18	82,73	106,26	104,60	89,68	96,96	100,86
Ce ⁽³⁾	194,99	168,95	164,96	147,27	141,61	174,65	159,56	166,06	245,52	239,70	215,62	232,58	239,12
Nd ⁽³⁾	110,27	88,75	95,64	82,58	73,84	83,44	78,49	86,01	116,04	116,26	106,56	106,42	107,47
Sm ⁽³⁾	24,56	18,96	24,06	17,67	14,90	18,54	18,02	18,48	21,81	22,13	21,31	21,38	20,42
Eu ⁽³⁾	3,73	3,60	5,10	5,91	3,45	3,50	3,70	3,15	3,36	3,78	4,77	4,41	3,97
Gd ⁽³⁾	20,50	16,70	23,38	17,90	12,50	14,56	15,88	18,40					
Tb ⁽³⁾	2,86	2,35	3,40	2,68	1,68	2,10	2,26	2,65	3,27	3,35	3,26	3,28	3,06
Ho ⁽³⁾	3,19	2,69	3,58	2,69	1,89	2,43	2,73	3,03	0,59	0,64	0,53	0,56	0,55
Yb ⁽³⁾	7,59	7,17	7,74	6,50	4,26	6,06	7,18	7,98	8,02	9,14	8,14	8,84	8,56
Lu ⁽³⁾	1,05	1,02	0,97	0,92	0,61	0,86	1,05	1,01	1,15	1,32	1,22	1,29	1,20
Eu/Eu*	0,52	0,64	0,69	1,06	0,81	0,66	0,69	0,55	0,49	0,54	0,71	0,65	0,62
Eu*	7,11	5,60	7,43	5,59	4,27	5,32	5,34	5,73	6,87	6,99	6,76	6,79	6,43

Éléments majeurs mesurés par Fluorescence-X

(1) : Fluorescence-X (novembre 2003 et mars 2004) à l'ULG

(2) : INAA à l'UQAC

(3) : ICPMS à ULG

VH-04-53 à VH-04-62 : Traces par INAA (UQAC) et majeurs GEOLABS (ontario)