

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION STRUCTURALE ET  
GÉOTHERMOMÉTRIE DE LA  
SUITE ANORTHOSITIQUE DE VALLANT, CÔTE-NORD, QUÉBEC

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE LA TERRE

PAR  
ANOUK LEMIEUX

NOVEMBRE 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

J'aimerais, en premier lieu, remercier mon directeur, M. Alain Tremblay, pour sa confiance, ses conseils, ses enseignements, notamment sur le terrain, et ses corrections.

Un merci très cher et tout particulier à M. Abdelali Moukhsil (MRNF) pour son encadrement constant. Par ta présence sur le terrain, tes conseils, tes questionnements et nos discussions, tu as fait de ce projet une expérience enrichissante. Ta passion sera toujours inspirante à mes yeux.

Merci également à M. Thomas Clark (MRNF) pour les échanges d'une qualité incomparable. Ta rigueur et ton sérieux dans le travail m'encouragent à toujours vouloir donner le meilleur de moi-même. J'espère avoir encore la chance de m'enrichir de ton expérience.

Merci au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec pour avoir rendu ce projet possible, notamment M. Sylvain Lacroix (MRNF), pour le support financier (numéro de contribution : 843920112012-07), ainsi qu'à M. Pierre Lacoste (MRNF) pour le support à l'UQAM. Merci également à M. Antony Franco De Toni, M. Robert Canapé et M. Wellie St-Onge pour l'assistance de terrain. Merci également au Fond de Recherche du Québec – Nature et Technologies, pour le support financier.

De sincères remerciements à Mme. Andrea Amortegui (MRNF) et M. Stéphane de Souza (UQAM) pour l'aide précieuse et le support, ainsi qu'à Mme. Michelle Laitier dont le talent et le travail ont contribué à faire de mon mémoire un document plus professionnel.

Merci tout spécial à M. Guillaume Gestin pour le soutien au niveau de la correction et de la mise en page, ainsi que dans tous les autres aspects de ma vie. Un dernier merci à ma famille et mes amis pour leur support tout au long de cette expérience, ainsi qu'à toute personne ayant contribué de près ou de loin à mon projet.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	ii
LISTE DES FIGURES.....	vi
RÉSUMÉ .....	xiii
ABSTRACT.....	xiv
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	1
1.1 Introduction .....	1
1.2 Mise en contexte et problématique .....	2
1.2.1 La Province de Grenville .....	2
1.2.2 Anorthosites, suites AMCG et problématique associée .....	7
1.2.3 Région de Baie-Comeau (Grenville central, feuillets SNRC 22F et 22G) ..	13
1.2.4 Suite anorthositique de Vallant.....	16
1.3 Objectifs de l'étude .....	20
1.4 Méthodologie .....	21
1.4.1 Travaux de terrain .....	21
1.4.2 Travaux de laboratoire.....	21
CHAPITRE II	
DESCRIPTION DES LITHOLOGIES ET TEXTURES.....	23
2.1 Lithologie de la Suite Plutonique de Bélinda .....	24
2.1.1 Description macroscopique .....	24
2.1.2 Description microscopique .....	25
2.2 Lithologies du Complexe de Baie-Comeau .....	25
2.2.1 Description macroscopique .....	25
2.2.2 Description microscopique.....	26
2.3 Lithologies de la Suite Plutonique de Varin .....	27
2.3.1 Description macroscopique.....	27
2.3.2 Description microscopique.....	27
2.4 Textures retrouvées dans les roches de type granitoïdes.....	28

2.5 Suite anorthosite de Vallant.....	30
2.5.1 Anorthosite mégacristique .....	31
2.5.2 Anorthosite à grains fins.....	32
2.5.3 Leuconorite .....	34
2.5.4 Leucotroctolite et troctolite .....	36
2.5.5 Norite .....	38
2.6 Textures observées dans la Suite anorthositique de Vallant .....	39
2.6.1 Textures des plagioclases .....	39
2.6.2 Autres textures observables dans la Suite anorthositique de Vallant .....	44
CHAPITRE III	
DESCRIPTION DES STRUCTURES ET ANALYSE STRUCTURALE.....	48
3.1 Description des structures .....	49
3.1.1 Structures retrouvées au sein de la Suite anorthositique de Vallant.....	49
3.1.2 Structures observées dans les roches adjacentes à la Suite anorthositique de Vallant.....	54
3.2 Analyse structurale.....	56
3.2.1 Contact est de la Suite anorthositique de Vallant.....	56
3.2.2 Contact entre la Suite anorthositique de Vallant et le Complexe de Baie-Comeau .....	61
3.2.3 Contact entre la Suite anorthositique de Vallant et la Suite plutonique de Varin .....	64
3.2.4 Synthèse de l'analyse structurale .....	68
CHAPITRE IV	
CHIMIE MINÉRALE ET GÉOTHERMOMÉTRIE .....	70
4.1 Chimie minérale .....	71
4.1.1 : Plagioclases.....	71
4.1.2 : Pyroxènes .....	75
4.1.3 : Amphiboles .....	77
4.1.4 : Biotites .....	78
4.1.5 : Grenats .....	80
4.2 Géothermométrie.....	82
4.2.1 Concepts de base .....	83
4.2.2 Équilibre amphibole-plagioclase. ....	84

4.2.3 Équilibre orthopyroxène-clinopyroxène.....	90
4.2.4 Équilibre biotite-grenat .....	92
4.3 Conclusion .....	97
<b>CHAPITRE V</b>	
<b>DISCUSSION : MISE EN PLACE DE LA SUITE ANORTHOSITIQUE DE VALLANT ..</b>	<b>99</b>
5.1 Contexte régional avant la mise en place de la Suite de Vallant .....	99
5.2 Cristallisation de la Suite anorthositique ce Vallant .....	101
5.3 Mise en place de la Suite anorthosite de Vallant .....	104
5.4 Mise en placè de la Suite plutonique de Varin .....	108
5.5 Conclusion .....	111
<b>APPENDICE A</b>	
<b>RÉSUMÉ DES OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES, TEXTURALES, ET</b>	
<b>STRUCTURALES EN LAME MINCE PAR LITHOLOGIE ET PAR SECTEUR.....</b>	<b>121</b>
<b>APPENDICE B</b>	
<b>MESURES STRUCTURALES RÉCOLTÉES LORS DE LA CAMPAGNE DE</b>	
<b>CARTOGRAPHIE.....</b>	<b>126</b>
<b>APPENDICE C</b>	
<b>RÉSULTATS DES DONNÉES (%) DE MICROSONDE PAR LAME MINCE ET PAR</b>	
<b>MINÉRAL .....</b>	<b>129</b>
<b>APPENDICE D</b>	
<b>CARTE DES FEUILLES SNRC DU QUÉBEC .....</b>	<b>147</b>
<b>APPENDICE E</b>	
<b>MÉTHODE DE MICHEL-LÉVY (LPA) .....</b>	<b>148</b>
<b>RÉFÉRENCES .....</b>	<b>141</b>

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Échelle des subdivisions géochronologiques utilisée dans l'est de la Province de Grenville. Les cases ombragées représentent les périodes de collision tectonique (traduite de Gower et Krogh, 2002).....	2
1.2 Représentation des différentes limites tectoniques de la Province géologique de Grenville (modifiée de Rivers <i>et al.</i> , 1989) .....	4
1.3 Diagramme de phase du système Ol (olivine) – PG (plagioclase) – Qtz (quartz) – Wo (wollastonite) avec projection d'un liquide saturé en plagioclase. Le point gris représente la composition du magma parent (jotunite de Tjörn) du Complexe anorthositique de Rogaland. La ligne pointillée indique la composition d'un mégacristal d'orthopyroxène riche en Al (HAOM). Abréviations : 1 pyr (pyroxène pauvre en calcium), Aug (augite), Gr (grenat), Opx (orthopyroxène). Modifiée de Duchesne <i>et al.</i> (1999) .....	9
1.4 Modèle de fusion des langues crustales. Lors d'une collision de terranes, la délamination le long des zones de faiblesse amène la fusion des langues par augmentation de la température. Il y a formation d'une chambre magmatique où les cumulats mafiques coulent au fond et le liquide anorthositique s'accumule en-haut. Finalement, ce liquide remonte le long des plans de faiblesse par diapirisme. Modifiée de Duchesne <i>et al.</i> , 1999 .....	10
1.5 Évolution structurale et magmatique de la Province de Grenville menant à la première phase de formation des massifs anorthitiques (de 1,19 à 1,13 Ga). La géométrie symétrique de l'orogénèse est assumée. Dans ce modèle, l'épaississement crustal entraîne le détachement du manteau lithosphérique par la convection du manteau et la remontée asthénosphérique qui permet la fusion de la base de la croûte. Modifiée de Corrigan et Hanmer (1997). .....	12
1.6 Représentation de la Province de Grenville, après la collision continent –continent et l'épaississement crustal. La plaque océanique devient éclogitisée et se détache. La remontée du manteau associé amène une variation dans le flux de chaleur qui amène une fusion de la base de la croûte. Au départ, le début de la fusion génère la formation de magma granitique qui laisse des résidus d'éclogites (4) qui pourront éventuellement délaminer à leur tour. On observe aussi la fusion d'un manteau modifié par la subduction (5) et de la croûte délaminée, ce qui crée les intrusions mafiques associées qui peuvent se mêler aux anorthosites (6). Modifiée de Bedard (2010).....	12
1.7 Représentation cartographique des différentes unités de la Suite anorthosite de Vallant, tel que décrite par le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune	

(Moukhsil <i>et al.</i> , 2009 ; Moukhsil <i>et al.</i> , 2011). Figure de localisation modifiée de Marcoux et Jébrak (2008).....	17
1.8 Présentation des différentes tendances lithogéochimiques des roches de la Suite anorthositique de Vallant Différentes unités lithologiques : mPval1 = anorthosite recristallisée, mPval2 = anorthosite mégacrastique, mPval3 = leucotroctolite et troctolite coronitiques, mPval4 = leuconorite coronitique, mPval5 = troctolite, mPval6 = niveaux de troctolite, de dunitite serpentinisée, de péridotite et de magnétite, mPval8 = monzonite. (Moukhsil <i>et al.</i> , 2009).....	18
1.9 Mesures structurales récoltées par le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune durant les campagnes de terrain. A- Carte structurale (trajectoires) de la Suite anorthositique de Vallant. B- Représentations stéréographiques (canevas de Wulf, hémisphère inférieur) des mesures de la partie occidentale. C- Représentations stéréographiques des mesures de la partie orientale. Modifiée de Moukhsil <i>et al.</i> (2009) et Moukhsil <i>et al.</i> (2011).....	19
2.1 Exemple macroscopique (A) et microscopique (B-C) de la Suite plutonique de Bélinda au contact avec la Suite anorthositique de Vallant (affleurement V-29) Bt = biotite, Pl = plagioclase, Qtz = quartz.....	24
2.2 Complexe de Baie-Comeau : A – B : Gneissosité, présence de mobilisat et de restite et plissements (V34 et V35). C : Myrmékite et texture antiperthitique des plagioclases en microscopie (V08-4).....	26
2.3 Montage photographique illustrant différents faciès de la Suite plutonique de Varin (V45). A – Porphyres de feldspaths potassiques et de plagioclases d'une taille jusqu'à 5cm (V41). B – Faciès gneissique à mylonitique. C – Déformation microscopique des macles en tartan des feldspaths potassiques (microcline ; V53-3). D – Faciès sans orientation préférentielle des minéraux (V42-2). Bt = biotite, Mc = microcline, Pg = plagioclase, Qtz = quartz.....	28
2.4 Différentes évidences de déformation dans les roches granitoïdes. A- Déformation des macles en tartan du feldspath potassique (V34-1). B- Extinction ondulante du quartz (V58-3).....	29
2.5 Représentation de textures d'exsolution sur différents affleurements (A- V34-1, B- V58-3). Les deux sont des microperthites (exsolution de plagioclase dans un grain de feldspath potassique).....	30
2.6 Textures myrmékétiques d'intercroissance de quartz et de plagioclase au contact avec un ou plusieurs feldspaths potassiques (A- V34-1, B- V08-4).....	30
2.7 Photo d'un affleurement d'anorthosite mégacrastique ainsi que d'un méga-cristal de pyroxène coronitique (V10).....	32

- 2.8 Faciès de l'anorthosite recristallisée. A – Près de 100% de plagioclases (V23). B – Faciès contenant plus de minéraux mafiques (V49). C – Texture ocellée à granoblastique des plagioclases (V27-1). D – Foliation marquée par l'alignement des biotites (V21-1) ..... 33
- 2.9 Plusieurs textures reconnues au sein de la leuconorite. A – Étirement sans doute déformationnel des orthopyroxènes (V01). B – Leuconorite peu déformée (V37). C – Orthopyroxènes ayant subi une déformation sans doute syn-magmatique (V02). D – Grain d'orthopyroxène fracturé avec une couronne de hornblende et de biotite (V01). E – Détail de la photo B. Bt = biotite, Hbl = hornblende, Pl = plagioclase, Opx = orthopyroxène..... 35
- 2.10 Exemples de différentes caractéristiques des troctolites/leucotroctolites. A – Troctolite peu déformée (V32). B – Texture coronitique des olivines (V32-3). C – Texture coronitique des olivines et texture symplectique de l'orthopyroxène (V32-3). .. 37
- 2.11 Exemples des différents faciès des norites. A – Faciès pegmatitique (V32). B – Texture coronitique de l'orthopyroxène (V32-2). C – Ouralitisatation presque complète de l'orthopyroxène (rétromorphose en amphibole) ..... 39
- 2.12 Plagioclases présentant une texture protoclastique (V63-1) ..... 40
- 2.13 Texture porphyroclastique des plagioclases dans une anorthosite (V22-1) ..... 41
- 2.14 Plagioclases illustrant une texture ocellée dans une leuconorite (V31-2)..... 42
- 2.15 Agencement polygonal des plagioclases, typique d'une texture granoblastique développée dans une leuconorite (V49-1) ..... 43
- 2.16 Différents faciès de la Suite anorthositique de Vallant présentant des textures coroniques. A- Leucotroctolite dont les couronnes sont composées du centre vers l'extérieur d'olivine, d'orthopyroxène et d'un mélange d'amphibole et de clinopyroxène. Le zoom présente une texture symplectique (V32-3). B- Leuconorite dont le centre de la couronne est un orthopyroxène, alors que la couronne est composée d'orthopyroxène et d'amphibole fracturée. Si on considère que les amphiboles sont le produit du métamorphisme rétrograde du pyroxène, on peut aussi considérer cette texture comme un porphyroclaste avec manteau (V56-1). C- Leuconorite dont les minéraux opaques (de la magnétite) présentent une texture coronitique par la croissance de lamelles de biotite au pourtour (V14-4). ..... 46
- 2.17 Texture granoblastique des grenats dans une diorite, A- en lumière polarisée non-analysée, et B- en lumière polarisée analysée (V19-1). On remarque que les grenats sont de taille importante dans une roche où la granulométrie est généralement fine. On note la présence de biotite dans un réseau de micro-fractures des grenats. .... 47

- 3.1 Carte régionale du feuillet 22F présentant les principaux accès routiers ainsi que les principales zones de déformation (Moukhsil et al., 2009 ; modifiée de Hébert et Cadieux, 2003). ..... 49
- 3.2 Représentation de la foliation secondaire A- en affleurement (V58) et B- en lame mince. Dans le premier cas, elle est marquée par des orthopyroxènes coronitiques alors qu'elle est marquée par des biotites dans le deuxième cas. Les flèches rouges représentent les traces de la foliation dans le plan observé. .... 51
- 3.3 Deux affleurements qui présentent des couloirs avec rubanement mylonitique. A- Le long de la fracture, on peut observer la linéation d'étirement minéral (V59). B- La forte teneur en minéraux mafiques permet de bien observer la déformation (V49). ..... 51
- 3.4 Pli retrouvé dans un faciès leuconoritique de la Suite anorthositique de Vallant (V30). La ligne pointillée représente la trace du pli sur la surface et la ligne pleine représente la trace du plan axial. On peut voir que le plongement du pli est assez abrupt à l'aide des coupes dans les fractures en-haut à droite de la photo. .... 52
- 3.5 Affleurement présentant une linéation plus forte que la foliation (L>F). On peut remarquer que le type de linéation est en agrégats selon la définition de Piazzolo et Passchier (2002). Affleurement V01. .... 53
- 3.6 Structure de gneissosité observée dans A- le Complexe de Baie-Comeau (contact nord, V34) et B- la Suite plutonique de Varin (contact sud, V41) ..... 55
- 3.7 Texture migmatitique au sein du Complexe de Baie-Comeau (affleurement V57). En A, on peut observer des boudins de mobilisat dont la granulométrie est plus importante que dans le gneiss adjacent. En B, on peut remarquer que le mobilisat est concordant avec la gneissosité et en C, qu'il est discordant. .... 55
- 3.8 Carte géologique. Représentation cartographique de la région de la Suite anorthositique de Vallant (feuillet SNRC 22F-22G) avec indications des structures planaires et linéaires ainsi que de la texture des plagioclases dans le secteur est. Les encadrés montrent la localisation et emplacement des secteurs nord-sud agrandis ultérieurement (figures 4.6 et 4.10). La coupe A-B est sera présentée en figure 5.4. Modifiée de Moukhsil et al. (2009, 2011). .... 57
- 3.9 Projection stéréographique des foliations et linéations observées sur la route Tournustouc dans le cadre de ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil *et al.* (2007) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieure ..... 58
- 3.10 Étirement et plissement des bandes riches en pyroxènes sur la route Tournustouc, à proximité du contact nord (affleurement V2). .... 58

3.11 Projection stéréographique de la foliation et des linéations minérales observées sur la rivière Godbout dans le cadre de ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil et al. (2011) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur .....	60
3.12 Plissements d'orientation aléatoire à proximité de la Rivière Godbout (V31).....	60
3.13 Détail cartographique de la figure 3.8 représentant le contact nord entre la Suite anorthositique de Vallant et le Complexe de Baie-Comeau avec les mesures de structures planaires et linéaires, ainsi que les textures des plagioclases (même légende que la figure 4.1). .....	62
3.14 Projection stéréographique des mesures de gneissosité et de rubanement migmatitique et des linéations au sein du Complexe de Baie-Comeau, au contact avec la Suite anorthositique de Vallant. Données recueillies dans le cadre de ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil et al. (2007) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur .....	63
3.15 Projection stéréographique des mesures planaires et linéaires au sein de la Suite anorthositique de Vallant, au contact avec le Complexe de Baie-Comeau. Données recueillies pour ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil et al. (2007) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur .....	63
3.16 Géologie détaillée et distribution des mesures structurales et des types de textures des plagioclases au contact entre la Suite anorthositique de Vallant et la Suite plutonique de Varin. Voir la figure 3.8 pour la localisation et la signification des symboles lithologiques. ....	64
3.17 Représentation stéréographique des structures planaires et linéaires au sein de la Suite anorthositique de Vallant, en contact avec la Suite plutonique de Varin. Données recueillies pour ce mémoire (noir) et par Gobeil et al. (2006) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur .....	65
3.18 Représentation stéréographique des structures planaires et linéaires au sein de la Suite anorthositique de Vallant, en contact avec la Suite plutonique de Varin. Mesures recueillies dans le cadre de ce mémoire (noir) et par Gobeil et al. (2006) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur.....	66
3.19 Exemple de trois faciès de l'affleurement V53 dans la Suite plutonique de Varin près du contact avec la Suite anorthositique de Vallant. A : Faciès peu déformé. B : faciès avec méga-feldspaths et minéraux mafiques déformés. C : faciès gneissique à mylonitique. ....	67
4.1 Emplacement des dix affleurements avec des échantillons analysés à la microsonde. Même légende qu'à la figure 3.8. ....	70

4.2 Diagramme Albite-Anorthite-Orthose montrant la variation de composition des plagioclases analysés à la microsonde (diorite : V19-1, V37-1 ; leuconorite : V49-2, V49-5, V50-1, V55-2 ; anorthosite : V56-2) .....	72
4.3 Variation de la calcicité de deux porphyroclastes de plagioclase d'une extrémité à l'autre de leurs frontières (échantillon V22).....	74
4.4 Diagramme ternaire de composition des pyroxènes où le pôle supérieur (Wollastonite, riche en Ca) n'est pas visible. Les pôles inférieurs sont représentés par l'enstatite (En : $Mg_2Si_2O_6$ ) et la ferrosilite (Fs : $Fe_2Si_2O_6$ ). Les pôles intermédiaires sont le diopside (Di : $MgCaSi_2O_6$ ) et l'hedenbergite ( $FeCaSi_2O_6$ ). L'échantillon V22-1 est une anorthosite alors que l'échantillon V55-1 est une leuconorite.....	76
4.5 Répartition des compositions des grains d'amphiboles analysés à la microsonde en fonction de leur #Mg et de leur teneur en Si (diorites : V19-1, V37-1 ; anorthosites : V22-1, V47-1, V49-1, V49-5 ; leuconorite : V49-2, V50-1, V55-2).....	77
4.6 Composition des biotites analysées à la microsonde en fonction de leur teneur en Si et de leur #Mg. V19-1 : diorite, V44-1 : tonalite, V56-2 : anorthosite.....	80
4.7 Diagramme ternaire des grenats analysés à la microsonde en fonction de leur composition en MnO, FeO et MgO. V19-1 : diorite, V44-1 : tonalite, V56-2 : anorthosite. ....	81
4.8 Variation de la composition de deux grenats mesurée à la microsonde, des pourtours jusqu'au centre du grain (V19-1 : diorite) en fonction de la fraction molaire de chaque élément (XFe+Mn, XMg, XCa). ....	82
4.9 Diagramme de variation de la fraction molaire de différents éléments (XFe+Mn, XMg, XCa) d'un grenat mesuré à la microsonde, des pourtours jusqu'au centre du grain (V56-2 : anorthosite). ....	82
4.10 Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V37-1.....	86
4.11 Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour les échantillons V49-1, V49-2 et V49-5 de l'affleurement V49.....	87
4.12 Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V50-1.....	88
4.13 Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V47-1.....	88

4.14	Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V19-1.....	89
4.15	Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V55-2.....	90
4.16	Températures calculées par le géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène sur l'échantillon V55-2.....	91
4.17	Températures obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-biotite pour l'échantillon V19-1 .....	94
4.18	Températures obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-biotite pour l'échantillon V44-1 .....	95
4.19	Températures obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-biotite pour l'échantillon V56-2 .....	96
5.1	Représentation du modèle de Turcotte (2001) pour la mise en place de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (modifiée de Hébert <i>et al.</i> , 2009). .....	102
5.2	Schéma des principaux événements associés à la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant, durant A : l'Adirondien et B : le Grenvillien. ....	104
5.3	Photos d'un affleurement le long du contact nord. A : leuconorite de la Suite anorthositique de Vallant. B : métasédiments du Complexe de Bourdon (photo : Abdelali Moukhsil).....	106
5.4	Orientation des structures sur le feuillet SNRC 22G. La Suite anorthositique de Vallant constitue le domaine IV (Moukhsil <i>et al.</i> , 2011). .....	107
5.5	Carte de la répartition régionale du degré de recristallisation des plagioclases au sein de la Suite anorthositique de Vallant, tel que compilé par Gobeil <i>et al.</i> 2006 dans le feuillet SNRC 22F10. ....	109
5.6	Coupe géologique nord-sud (localisation de la coupe indiqué sur la figure 3.8) présentant les principales lithologies de la région et leur relation avec la Suite anorthositique de Vallant. Même légende que sur la figure 3.8. ....	110

## RÉSUMÉ

Les roches anorthositiques sont représentatives du Mésoprotérozoïque, puisque c'est le seul moment dans l'histoire de la Terre où on en retrouve en aussi grande quantité, principalement dans la Province de Grenville. La Suite anorthositique de Vallant (1148 Ma) se situe au nord de la ville de Baie-Comeau, sur la Côte-Nord du Québec. L'objectif de ce travail est de caractériser sa relation avec les roches qui lui sont adjacentes, en contexte de compression grenvillienne. Pour ce faire, une pétrographie détaillée, une description texturale, une analyse structurale, ainsi que de la géothermométrie ont été produites.

Le contact nord de la Suite anorthositique de Vallant, avec le Complexe de Baie-Comeau présente des foliations principalement orientées est-ouest, dans le sens du contact et des linéations de type pendage. Les températures obtenues par le géothermomètre amphibole-plagioclase se situent généralement entre 700°C et 800°C. On retrouve des évidences de fusion partielle au sein du Complexe de Baie-Comeau qui peuvent s'expliquer par l'empilement tectonique issu du chevauchement de la Suite anorthositique de Vallant sur ce dernier, avec un mouvement vers le nord.

Au sud, la Suite anorthositique de Vallant est en contact avec la Suite plutonique de Varin. Les foliations sont aussi orientées grossièrement est-ouest à ENE-OSO, avec des linéations d'orientation moins bien définie qu'au niveau du contact nord, mais plusieurs sont de type pendage. Les températures obtenues à l'aide du géothermomètre amphibole-plagioclase, de l'ordre de 850°C à 900°C, sont probablement magmatiques et représentatives de l'intrusion de la Suite plutonique de Varin dans la Suite anorthositique de Vallant, alors que les températures grenat-biotite sont métamorphiques et plutôt de l'ordre de 550°C à 625°C. Par ailleurs, la déformation locale de la Suite plutonique de Varin ainsi que l'apparition de fenêtres pinwariennes au contact suggère une exhumation tardi-grenvillienne par le coulissement en faille normale de la Suite anorthositique de Vallant vers le nord.

**Mots clés :** Province de Grenville, Moyenne Côte-Nord, massifs anorthositiques, géothermométrie

## ABSTRACT

Anorthositic rocks represent the Mesoproterozoic era, since it is the only time in Earth History that we find them in important quantity, principally in the Grenville Province. The Vallant anorthositic Suite (1148 Ma) is located north of Baie-Comeau city, on Quebec's North Shore. The objective of this project is the characterization of the relation between this intrusion and adjacent rocks, in a Grenvillian compression context. To do so, a petrographic study, a textural description, a structural analysis and a geothermometry study were done.

The Vallant anorthositic Suite's north contact, with the Baie-Comeau Complex, shows foliations principally oriented east-west, which also corresponds to the contact's orientation, and down dip lineations. The temperatures obtained by the amphibole-plagioclase's geothermometer are between 700°C and 800°C. There are evidences of partial melting within the Baie-Comeau Complex that can be explained by tectonic piling of the Vallant anorthositic Suite's overlapping toward the north over the Baie-Comeau Complex.

In the South, the Vallant anorthositic Suite is in contact with the Varin plutonic Suite. Foliations are also oriented east-west to ENE-WSW, with less defined lineations' orientations, sometimes down dip. The temperatures obtained by the amphibole-plagioclase's geothermometer are between 850°C to 900°C, probably magmatic and characterize the intrusion of the Varin plutonic Suite within the Vallant anorthositic Suite, whereas the temperatures of the garnet-biotite's geothermometer are metamorphic, mostly within 550°C to 625°C. Some local deformation of the Varin plutonic Suite and the apparition of Pinwarian's tectonic windows located on the contact suggest a late-Grenvillian exhumation along the plane of a normal fault with a dip direction toward the north.

**Key words :** Grenville Province, Mid North Shore, anorthositic rocks, geothermometry

# CHAPITRE I

## CONTEXTE GEOLOGIQUE

### 1.1 Introduction

La Province de Grenville et ses massifs anorthositiques posent encore plusieurs problèmes de compréhension. En effet, depuis les années 1970, on se questionne sur la temporalité de la première et sur le mode de formation et de mise en place des seconds. Comme ces roches sont anciennes, plus de 1 Ga (Rivers, 1997), les évidences de terrain sont parfois ambiguës et le niveau de métamorphisme issu de l'orogénie grenvillienne ainsi que l'altération peuvent poser problème au niveau de l'analyse synthétique. Beaucoup de travaux ont été produits sur les anorthosites grenvilliennes jusqu'à maintenant, mais les études sur la Suite anorthositique de Vallant, au nord de Baie-Comeau, sur la Côte-Nord du Québec, sont très limitées. L'objectif de ce mémoire de maîtrise est de proposer une hypothèse sur le mode de mise en place de cette anorthosite, sur la base d'évidences structurales et de la géothermométrie.

Ce chapitre présente les principaux événements de l'histoire de la Province de Grenville et de la problématique associée aux anorthosites, ainsi qu'aux suites AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite). Par la suite, on regardera les principales caractéristiques du Grenville Central (région de Baie-Comeau), plus précisément la Suite anorthositique de Vallant. Finalement, une description des objectifs de l'étude ainsi que de la méthodologie utilisée sera présentée.

## 1.2 Mise en contexte et problématique

### 1.2.1 La Province de Grenville

À la figure 1.1, on peut retrouver les subdivisions temporelles qui seront utilisées dans le présent mémoire. Elles ont été reconnues et sont utilisées pour la partie est de la Province de Grenville (Gower et Krogh, 2002).

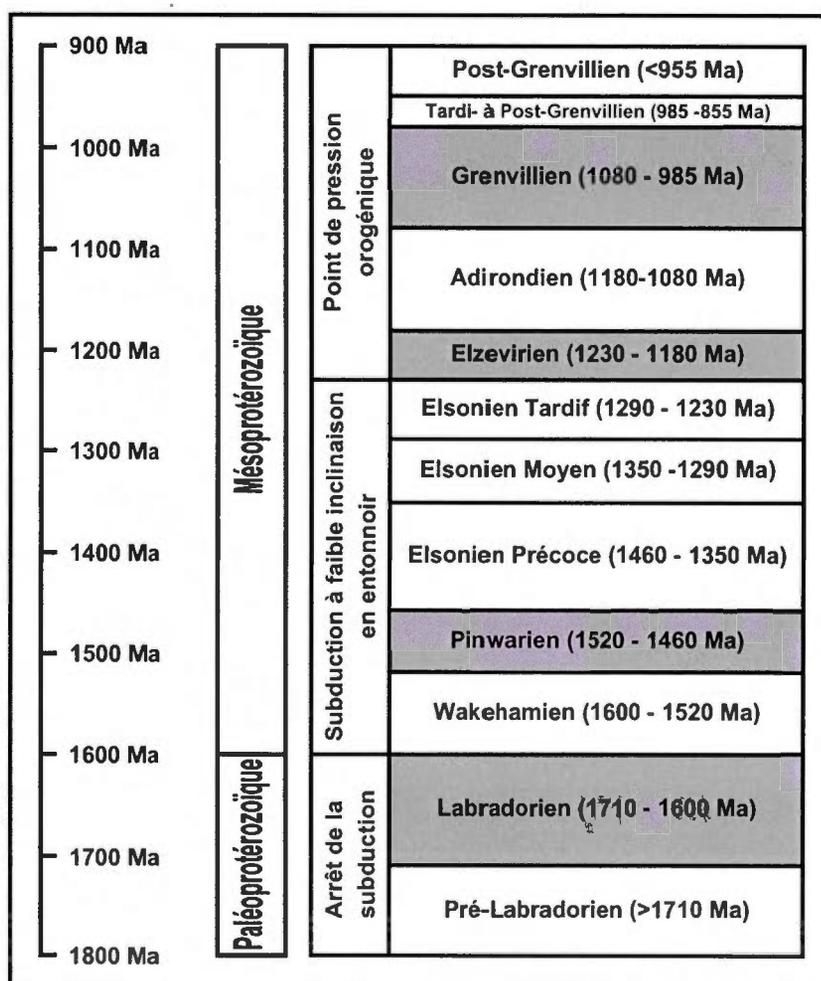


Figure 1.1 : Échelle des subdivisions géochronologiques utilisée dans l'est de la Province de Grenville. Les cases ombragées représentent les périodes de collision tectonique (traduite de Gower et Krogh, 2002).

Le Grenville est une province géologique qui traverse le Québec, mais dont on peut aussi observer des segments au sud de l'Ontario, dans le nord des États-Unis et au Labrador. Elle est caractérisée par une période de métamorphisme et de déformation majeure. L'orogénie grenvillienne s'est produite de la fin du Mésoprotérozoïque au début du Néoprotérozoïque, lors de la collision entre Laurentia (Amérique du Nord) et ce qui semble être le continent Amazonia (correspondant à la région amazonienne ; Hoffman *et al.*, 1991 ; Cawood et Pisarevski, 2006 ; Tohver *et al.*, 2006 ; Li *et al.*, 2008 ; Bartholomew et Hatcher, 2010). Rivers *et al.* (2008) y ont déterminé différentes divisions lithostratigraphiques. En effet, ces auteurs ont divisé le Grenville en trois ceintures, plus ou moins continues, d'orientation SO-NE, soit (du sud vers le nord) la ceinture allochtone monocyclique (CAM), la ceinture allochtone polycyclique (CAP) et la ceinture parautochtone (CP). Ces différentes ceintures sont séparées les unes des autres par d'importantes limites tectoniques qui sont : la zone limite de la ceinture monocyclique (ZLCM), la limite de chevauchement allochtone (LCA) et le front du Grenville (FG). On peut observer la répartition de ces différentes structures sur la figure 1.2. Elles sont généralement marquées par des zones de cisaillement ductile qui présentent un pendage en majorité vers le sud-est et qui sont caractérisées par des évidences de mouvements précoces en compression et transpression suivis par des mouvements tardifs en extension et/ou en transtension (Rivers, 2008).

Le Front du Grenville, de près de 2000 km de long, représente la limite approximative entre des roches archéennes parautochtones affectées par l'orogénèse grenvillienne et des roches autochtones de l'avant-pays. Il possède un pendage modéré d'environ 30° vers le sud-est et pourrait possiblement présenter une extension jusqu'à la croûte inférieure. On y observe un changement drastique de grade métamorphique par rapport à l'avant-pays, ainsi que des évidences structurales d'une surrection majeure, des failles et des plissements (Rivers *et al.*, 1989). Par contre, le transport tectonique sur cette structure semble être seulement de quelques dizaines de km, ce qui n'en fait pas une limite lithologique majeure. Il fait partie des structures les plus jeunes du Grenville, étant daté à environ 1.0 Ga (Rivers, 2008).

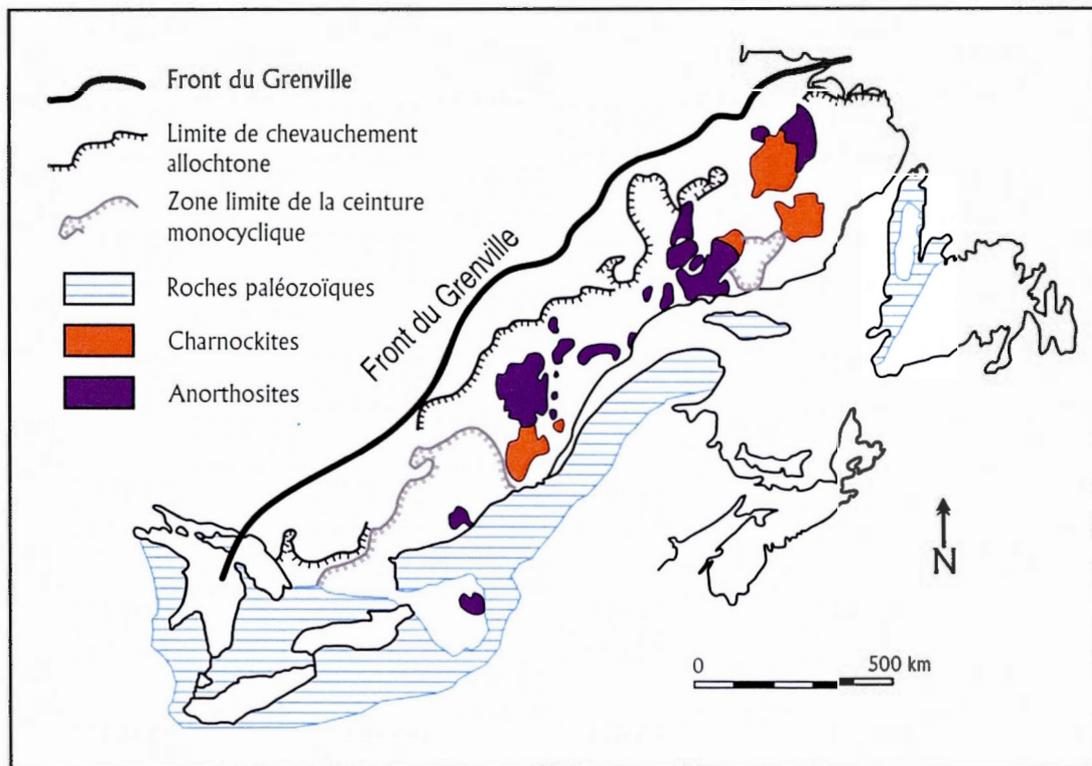


Figure 1.2 : Représentation des différentes limites tectoniques de la Province géologique de Grenville (traduite de Rivers *et al.*, 1989)

La ceinture parautochtone affleure au sud-est du front de Grenville, bien que l'on retrouve des continuités lithologiques typiques de cette ceinture au-delà de cette limite. Elle est représentée par des zones de cisaillement et des plissements isoclinaux qui sont déversés vers le nord-ouest et possèdent une orientation parallèle au front. Les roches de la ceinture parautochtone sont d'âge archéen à localement mésoprotérozoïque (Rivers *et al.*, 1989).

La limite sud du parautochtone est une faille de chevauchement. Sur le terrain, elle correspond à des corridors de roches mylonitiques subhorizontales porteuses de linéations d'étirement et minérales plongeant vers le sud-est. Il semble qu'elle soit à l'origine d'un déplacement chevauchant majeur, parfois marqué par de l'inversion métamorphique et par des lacunes dans la distribution des âges isotopiques (Rivers *et al.*, 1989). Cette structure mylonitique fait environ 1 km d'épaisseur et représente une coupure lithologique majeure. Le déplacement le long de la LCA est difficile à évaluer, mais pourrait représenter des centaines

de kilomètres. On peut y déduire un mouvement de compression, suivi par de l'extension tardive. Le mouvement compressif est antérieur 1,06 Ga, tout dépendant de l'endroit où on se situe et le mouvement extensif serait âgé d'environ 1,02 Ga (Rivers, 2008).

Au sud, on retrouve une série de terranes qui font tectoniquement partie de la ceinture allochtone polycyclique, qui tire son nom du fait que la majorité des roches qui la composent préservent des évidences d'une ou plusieurs déformations antérieures à l'orogénie grenvillienne. On y retrouve plusieurs types de roches, notamment les suites AMCG (Rivers *et al.*, 1989). Elle est séparée de la CAM par la Zone limite de la ceinture monocyclique, qui est très discontinue à l'échelle du Grenville. Le contact est généralement tectonique, mais parfois oblitéré par des intrusions. On n'y observe pas d'inversion de grade métamorphique, mais localement des zones de chevauchement ayant rejouées tardivement en extension et des zones mylonitiques (Rivers *et al.*, 1989). Cette division, bien que largement reconnue dans la littérature, n'apparaît pas dans Rivers (2008), où il ne sépare les ceintures allochtones que par le niveau de pression (zones de moyenne à basse pression et zones de haute pression) marqué par l'orogénie grenvillienne. Toujours selon Rivers *et al.* (1989), au sud de la ZLCM, on peut observer la Ceinture allochtone monocyclique, qui n'a enregistré que la déformation associée à l'orogénie grenvillienne. Elle comprend le Supergroupe de Wakeham dans le nord du Québec, développé dans un environnement de rift, et le Supergroupe de Grenville dans le sud qui contient des dépôts de plate-forme, de marge continentale et de ce qui semble être des vestiges d'arcs insulaires. Sa continuité vers l'est est encore incertaine (Rivers *et al.*, 1989).

Au début du Mézoproterozoïque, les océans bordant la Laurentia, un amalgame de cratons archéens séparés par des ceintures orogéniques d'âge protérozoïque (Davidson, 2008), ont commencé à se fermer progressivement jusqu'à la formation du supercontinent Rodinia. Les premières évidences de cette fermeture océanique sur la marge sud-est de Laurentia sont représentées par le Groupe de Montauban (environ 1,4 Ga) qui possède une affinité d'arc magmatique. On lui a reconnu des extensions possibles sur la Côte-Nord (par une séquence volcano-sédimentaire ; Dunning et Indares, 2010), en Ontario et possiblement aux États-Unis (province Granite-Rhyolite ; Culshaw et Dostal, 2002), suggérant donc

l'existence d'une ceinture volcano-magmatique discontinue d'orientation NNE (Dunning et Indares, 2010).

De 1300 à 1200 Ma, on reconnaît la présence de séquences supracrustales bimodales, la mise en place de dykes et un métamorphisme contemporain qui témoignent d'une extension dans le Grenville Central, qui aurait généré un océan étroit ou un bassin d'arrière-arc (Gower, 1996). Cette extension pourrait aussi être la continuité d'un rift intra-continental reconnu au nord-est du Grenville, dans la région de Manicouagan (Dunning et Indares, 2010). La variation des environnements de dépôts reconnus comme ayant formé les séquences supracrustales d'environ 1,3 Ga de la Ceinture allochtone monocyclique suggère qu'il est possible que les différentes terranes aient été très éloignées les unes des autres à cette époque. L'amalgamation initiale aurait pu commencer vers 1,25 Ga avec l'orogénie Elzevirienne, avec arrêt du magmatisme d'arc ou arrière-arc autour de 1,23 Ga, et fin de la subduction de croûte océanique sous Laurentia (Rivers, 1997), pour finalement atteindre un stade de collision continentale s'amorçant avec la phase Shawinigan (Davidson, 2008).

Il existe plusieurs débats en ce qui concerne le cycle orogénique grenvillien. Dans ce mémoire, la définition adoptée sera celle de Rivers (2008), selon laquelle l'orogénie grenvillienne ne comprend que les phases Ottawan et Rigolet, puisque les phases Elzevirienne et Shawinigan ne représentent que de l'accrétion de terranes dans le sud-ouest de la Province de Grenville. Cette distinction n'est cependant pas reconnue dans la partie est de la Province de Grenville, où une séparation entre les deux cycles n'est pas observable.

Le cycle grenvillien (tel que décrit par Rivers, 2008) est diachronique. Au sud-est, où se trouve le noyau orogénique, il s'étend de 1090 à 1020 Ma (phase Ottawan), alors que sur la marge nord-ouest, les âges mesurés sont de 1000 à 980 Ma (phase Rigolet) ; les deux sections étant séparées par la Limite de Chevauchement Allochtone (allochthon Boundary Thrust, LCA). La phase Ottawan s'observe dans les ceintures allochtones par un métamorphisme daté de 1,09 Ga à 1,02 Ga et un transport tectonique le long de la LCA. La ceinture principale est dite de basse à moyenne pression. Les segments de basse pression présentent des pressions d'environ 600 MPa. Les segments de moyenne pression présentent des

températures supérieures à 800°C et des pressions d'environ 1000 à 1100 MPa, ce qui indique des profondeurs crustales d'environ 30 km. L'explication la plus plausible pour ces données suggère la formation d'une croûte moyenne chaude de 1090 à 1050 Ma, qui forme le socle d'une phase d'extension subséquente (1050 à 1020 Ma) générant le métamorphisme dans les roches du toit (segments de basse pression ; Rivers, 2008). Près de la LCA, on retrouve des segments ayant été métamorphisés à très haute pression. Le métamorphisme de ces terrains est diachronique et la proximité de la LCA (à faible pendage) indique qu'ils pourraient faire partie des roches ayant subi un important transport tectonique. Ces roches présentent des températures de métamorphisme de 800 à 900°C et des pressions de l'ordre 1700 à 1900 MPa, ce qui correspond à des profondeurs de 50 à 60 km.

La phase Rigolet est principalement caractérisée par du métamorphisme régional au sein de la Ceinture parautochtone entre 1000 et 980 Ma et par un transport tectonique le long du Front du Grenville. Elle est principalement caractérisée par des roches au faciès des amphibolites, présentant des pressions variant de 600 à 1500 MPa et des températures de 450 à 850°C. Ces résultats indiquent que ces roches proviennent d'une profondeur d'environ 40-50 km et ont été chevauchées par-dessus des roches de la croûte moyenne métamorphisées à des profondeurs de 16 à 30 km. Rivers (2008) pense que la ceinture parautochtone a été incorporée tardivement dans l'orogénèse grenvillienne, et qu'elle représente de la croûte froide qui aurait été ensevelie rapidement, chauffée et exhumée près du front de l'orogénie.

### 1.2.2 Anorthosites, suites AMCG et problématique associée

Les anorthosites sont des roches intrusives contenant plus de 90% de plagioclases. Le caractère calcique des plagioclases, un minéral felsique, fait en sorte que ces roches sont comparables à des basaltes et des minéraux de haute température en ce qui concerne la différenciation (Winter, 2010). Six types d'anorthosites ont été reconnus jusqu'à maintenant : les mégacristiques archéennes, les massifs anorthositiques protérozoïques, les complexes massifs lités, les anorthosites océaniques, celles en inclusions dans d'autres types de roches et celles d'origine extraterrestre (Ashwal, 2010).

Pour la présente étude, nous nous intéresserons aux massifs anorthositiques protérozoïques. Ces anorthosites diffèrent des massifs de type archéen principalement par leur taille plus importante et par leur association avec des roches de type AMCG (anorthosite, mangérites, charnockites, granites) plutôt qu'avec des ceintures de roches vertes. Les roches associées à ces anorthosites sont généralement anhydres et contiennent de l'orthopyroxène (mangérites/charnockites). On peut se questionner sur le lien génétique entre les anorthosites et les granitoïdes associés. Plusieurs études suggèrent que les granitoïdes présentent des affinités de fusion crustale, que les résidus laissés par la remontée de ces magmas sont chauds et riches en plagioclase/pyroxène et peuvent être facilement incorporés dans un magma plus basaltique situé à l'interface croûte-manteau (Winter, 2010).

L'origine des anorthosites est encore débattue. Les évidences sont davantage en faveur d'une mise en place en contexte anorogénique. Duchesne *et al.* (1999) ont réalisé plusieurs études sur les massifs anorthositiques protérozoïques de la province sveconorvégienne (Norvège). Leurs principales conclusions sont que ces magmas ne sont pas génétiquement reliés à des roches péridotitiques, mais plutôt à la fusion partielle de roches de type gabbronoritique (Longhi *et al.*, 1999). L'assemblage de méga-cristaux d'orthopyroxènes riches en Al (*High Aluminium Orthopyroxene Megacrysts*, HAOM) et de plagioclases suggère une chambre magmatique profonde sous des conditions de pression de 10 à 13 kbar (Duchesne *et al.*, 1999). Tel qu'illustré sur la figure 1.3, le diagramme de phase à 1300 Mpa présente une barrière thermique ; une roche très riche en olivine (péridotite) suivrait la ligne cotectique qui se rend au point eutectique A. Ainsi, jamais la fusion partielle d'une telle source ne pourrait produire un magma de composition anorthositique (celle de Rogalan en Norvège dans ce cas). Par contre, un gabbronorite évoluant sur la cotectique Pl + Opx + Cpx et pourrait générer un liquide de composition anorthositique. Ainsi, ces massifs ne peuvent être de source mantellique, mais bien crustale (granulites mafiques ou intrusions litées de composition basaltique ; Duchesne *et al.*, 1999).

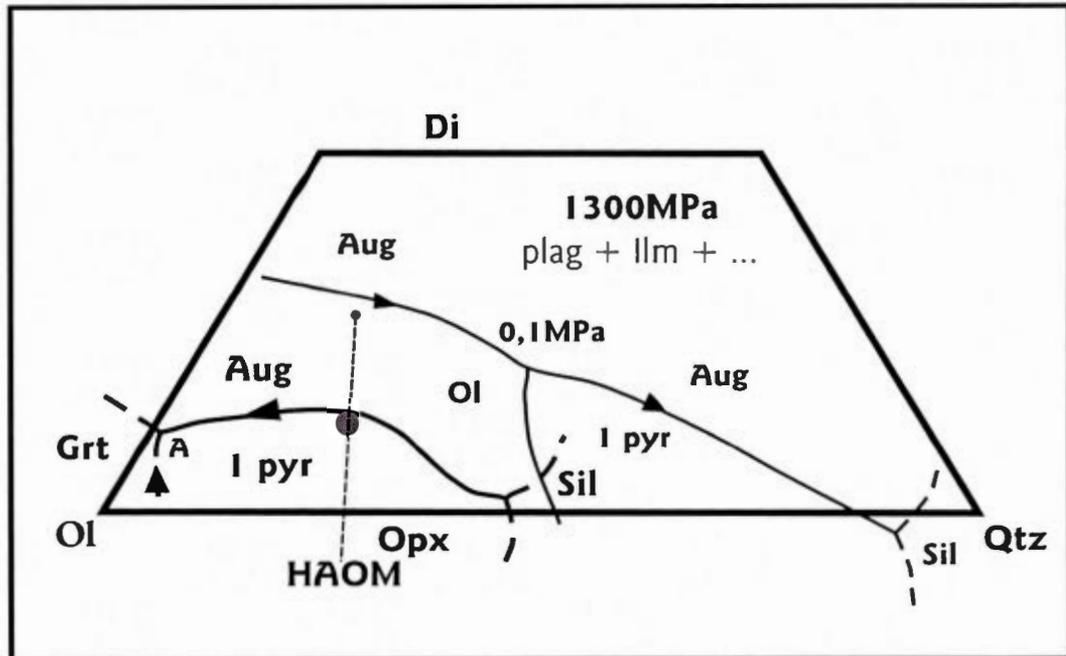


Figure 1.3 : Diagramme de phase du système Ol (olivine) – Pg (plagioclase) – Qtz (quartz) – Wo (wollastonite) avec projection d'un liquide saturé en plagioclase. Le point gris représente la composition du magma parent (jotunite de Tjörn) du Complexe anorthositique de Rogaland. La ligne pointillée indique la composition d'un méga-cristal d'orthopyroxène riche en Al (HAOM). Abréviations : I pyr (pyroxène pauvre en calcium), Aug (augite), Grt (grenat), Opx (orthopyroxène), Ilm (ilménite). Traduite de Duchesne et al. (1999)

Duchesne *et al.* (1999) ont aussi remarqué que la majorité des provinces anorthositiques semblent alignées avec des zones de faiblesse majeure de la lithosphère. Cette association leur a permis de développer le modèle de fusion des langues crustales (figure 1.4). Les premiers à avoir proposé l'hypothèse d'une fusion anatectique par sous-chevauchement de matériel de la croûte médiane dû à un empilement tectonique sont Anderson *et al.* (1996), lors de l'étude de plusieurs granites post-collisionnels du sud de la Norvège. Duchesne *et al.* (1999) se sont inspirés de ce modèle, car la pression atteinte à de telles profondeurs permet la stabilité de HAOM. La délamination de ces langues crustales permettrait alors une remontée asthénosphérique et une augmentation de température suffisante pour la fusion de matériel jotunitique (monzodiorite à hypersthène). Cette fusion toujours plus importante conduirait alors à la formation d'une chambre magmatique où le matériel mafique s'accumule par densité, à la base de la chambre, alors que le magma riche en plagioclase remonte vers le toit. Finalement, le diapirisme permettrait au liquide anorthositique de monter à des profondeurs moins importantes dans la croûte lithosphérique.

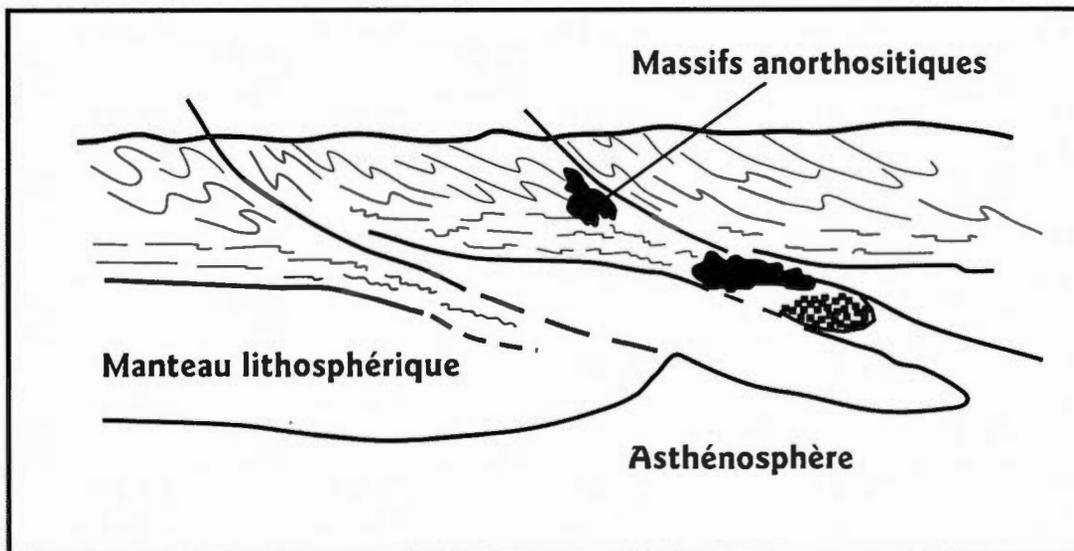


Figure 1.4 : Modèle de fusion des langues crustales. Lors d'une collision de terranes, la délamination le long des zones de faiblesse amène la fusion des langues par augmentation de la température. Il y a formation d'une chambre magmatique où les cumulats mafiques coulent au fond et le liquide anorthositique s'accumule en-haut. Finalement, ce liquide remonte le long des plans de faiblesse par diapirisme. Traduite de Duchesne *et al.*, 1999.

La formation de ces anorthosites peut être attribuée à la réactivation des discontinuités lithosphériques en période post-collision ou par réactivation de faiblesses plus anciennes par relaxation des contraintes. À tout moment dans ce processus, il est possible de former des roches felsiques par différenciation du magma mafique ou par anatexie de la croûte inférieure. Même que l'incorporation de résidus granulitiques pourrait expliquer la présence de granites de type-A (anorogénique) et/ou présentant des textures rapakivi (Duchesne *et al.*, 1999).

Les anorthosites protérozoïques se répartissent sur une période allant de 1,7 à 0,9 Ga (Winter, 2010). Dans la Province de Grenville, la majorité d'entre elles se retrouve dans deux épisodes magmatiques différents : 1,16 - 1,13 Ga et 1,09 - 1,05 Ga, ce qui a conduit Corrigan et Hanmer (1997) à proposer un modèle pour la Province de Grenville. Le modèle proposé stipule que la collision continent-continent de l'orogénie grenvillienne entraîne un épaissement crustal, alors que l'augmentation de l'énergie potentielle de la lithosphère entraîne un effondrement extensionnel qui permet la formation de bassins sédimentaires au sein de l'orogène. Cet effondrement, et donc l'amincissement lithosphérique associé,

permettent alors une remontée asthénosphérique qui entraîne la fusion du matériel basaltique à la base de la croûte, formant ainsi des batholites d'anorthosite (Figure 1.5). Cette hypothèse prend en compte l'importante dérive de chaleur mantellique nécessaire pour la formation de magmas anorthositiques. Le retrait convectif du manteau lithosphérique permet également d'expliquer la production de magmas riche en potassium, qu'on retrouve au sein de la Province de Grenville et qu'on attribue généralement à du magmatisme d'arc insulaire.

Enfin, Bedard (2010) a récemment proposé un modèle légèrement différent (figure 1.6), principalement basé sur la géochimie des massifs anorthositiques. Dans ce modèle, une plaque océanique éclogitisée se sépare et se délamine dans le manteau après la collision et l'épaississement crustal. La remontée du manteau asthénosphérique conduit à un transfert de chaleur entraînant la fusion de la base de la croûte. Les premiers produits de cette fusion sont des magmas granitiques avec des résidus éclogitiques qui peuvent à leur tour se délaminer. Avec l'augmentation du taux de fusion, on génère des magmas anorthositiques. On fusionne également le manteau modifié qui se trouve sous la croûte ainsi que la plaque océanique, ce qui produit les magmas plus mafiques associés aux anorthosites. On peut aussi retrouver un mélange entre les deux types de magma.

Bedard (2010) suggère également une hypothèse quant à la rareté temporelle des anorthosites, qui sont, en effet, concentrées durant le Protérozoïque. Cette hypothèse propose qu'à l'Archéen, la croûte lithosphérique était trop faible pour permettre un épaississement nécessaire à la délamination. Par ailleurs, le flux de chaleur au Phanérozoïque aurait été trop faible pour pouvoir faire fusionner la quantité de croûte inférieure nécessaire à la formation de magmas anorthositiques.

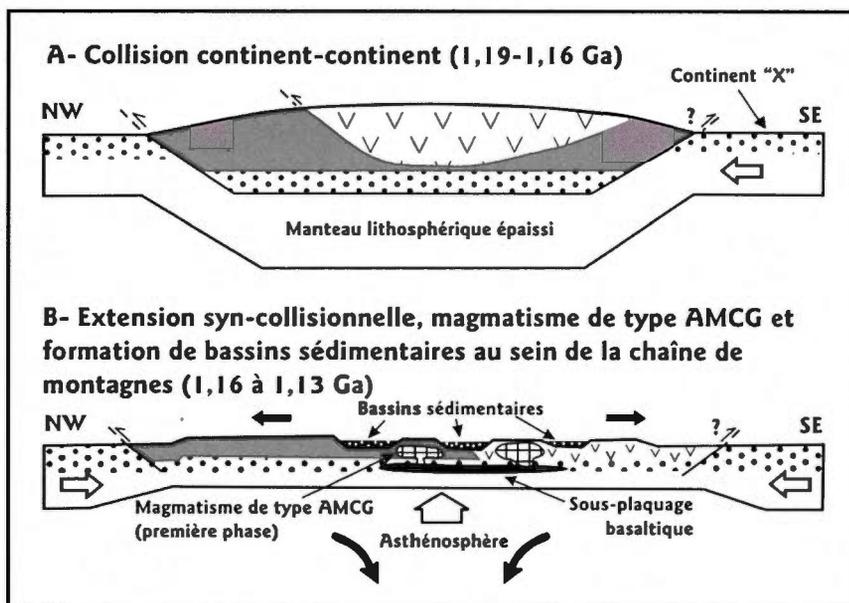


Figure 1.5 : Évolution structurale et magmatique de la Province de Grenville menant à la première phase de formation des massifs anorthitiques (de 1,19 à 1,13 Ga). La géométrie symétrique de l'orogénèse est assumée. Dans ce modèle, l'épaississement crustal entraîne le détachement du manteau lithosphérique par la convection du manteau et la remontée asthénosphérique qui permet la fusion de la base de la croûte. Traduite de Corrigan et Hanmer (1997).

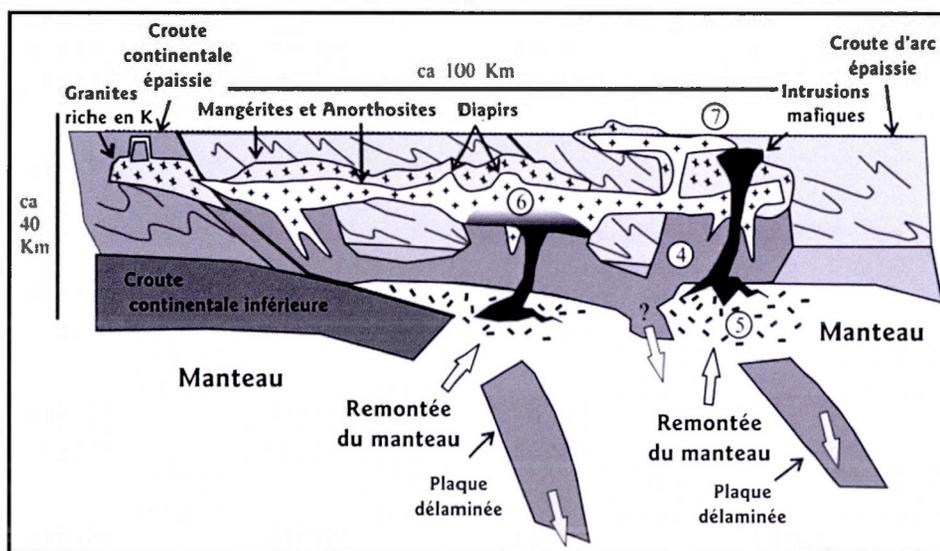


Figure 1.6 : Représentation de la Province de Grenville, après la collision continent – continent et l'épaississement crustal. La plaque océanique devient éclogitisée et se détache. La remontée du manteau associé amène une variation dans le flux de chaleur qui amène une fusion de la base de la croûte. Au départ, le début de la fusion génère la formation de magma granitique qui laisse des résidus d'éclogites (4) qui pourront éventuellement délaminer à leur tour. On observe aussi la fusion d'un manteau modifié par la subduction (5) et de la croûte délaminiée, ce qui crée les intrusions mafiques associées qui peuvent se mêler aux anorthosites (6). Traduite de Bedard (2010).

### 1.2.3 Région de Baie-Comeau (Grenville Central, feuillets SNRC 22F et 22G)

Depuis 2004, le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) du Québec effectue des travaux de terrain dans le but de récolter des données géologiques dans la région de Baie-Comeau. Les feuillets SNRC 22F et 22G correspondent au sud de la région du Grenville Central (le nord est caractérisé par la région de Manicouagan). Le feuillet SNRC 22F a été cartographié entre les années 2006 et 2008 (Moukhsil *et al.*, 2007, 2009a, 2009b), au 1:125000 sauf pour le feuillet 22F10 qui a fait l'objet d'une cartographie au 1:50 000 en 2004 (Gobeil *et al.*, 2006). L'ensemble des travaux de terrain sur le feuillet 22G a été réalisé durant l'été 2009 (Moukhsil *et al.*, 2011). Les informations récoltées concernent autant la cartographie, la pétrographie (macroscopique et microscopique) ainsi que la géologie structurale et économique. Des lames minces et des analyses géochimiques ont permis une meilleure précision des résultats. Cette section présente une description succincte des principales unités retrouvées sur les terrains cartographiés.

L'ensemble des régions cartographiées par le MRNF dans le secteur de Baie-Comeau est compris dans la ceinture allochtone polycyclique. On y a répertorié sept événements ignés, deux événements sédimentaires et quatre événements métamorphiques (Moukhsil *et al.*, 2009b). Ces roches sont en contact discordant avec des roches interprétées comme formant un socle régional, soit le Complexe de Hulot (1434 Ma; Gobeil *et al.*, 2002) et le Complexe gneissique du Cap à l'Est (1391 Ma; Hébert et van Breemen, 2004). Le Complexe de Hulot comprend une série de roches ignées constituées d'enderbite, de charnockite, de monzonite quartzifère, de tonalite et de diorite. Le Complexe gneissique du Cap à l'Est, quant à lui, est constitué de granitoïdes (monzonites, granites, granodiorites et syénites) métamorphisées au faciès des granulites et pouvant contenir ou non de l'orthopyroxène.

On a aussi reconnu plusieurs unités métasédimentaires, par exemple le Complexe de Bourdon au nord de Baie-Comeau. Ce dernier a un âge de 1491 Ma (David *et al.*, 2010a), ce qui en fait l'unité rocheuse la plus ancienne de ce secteur. Il est composé de métasédiments migmatisés recoupés par des pegmatites. Une autre unité d'origine sédimentaire est la

Formation de Lac en Dentelle, qui présente des roches calcosilicatées et carbonatées, avec localement, des niveaux riches en diopside, des paragneiss métapélitiques et du marbre.

On peut aussi observer des roches ayant un lien génétique plus ou moins important avec des suites de type AMCG. D'un âge de 1327 Ma (Gobeil *et al.*, 2002), la Suite plutonique de De La Blache présente des faciès anorthositiques à noritiques à troctolotiques, ainsi que des roches de composition intermédiaire. La Mangérite de Joncas est datée à 1247 Ma (David *et al.*, 2010a) et est composée de monzonites et granites, avec ou sans orthopyroxène et se retrouve en intrusion dans le Complexe gneissique du Cap à l'Est. La Suite anorthositique de Vallant occupe une grande partie du territoire couvert par le feuillet 22F et fera l'objet d'une description plus précise dans la section suivante. De prime abord, associée à la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, des datations ont permis d'attribuer à l'Anorthosite de Vanel (NNO du feuillet SRNC 22F) un âge de 1080 - 1061 Ma (Hébert *et al.*, 2009), ce qui l'associerait à la Suite anorthositique de Pipmuacan. On observe également, au sud-ouest du feuillet 22F, le Massif anorthositique alcalin de Labrieville dont l'âge varie entre 1010 et 1008 Ma (Owens *et al.*, 1994). Le Complexe de Baie-Comeau (1101 Ma ; David, 2007, et David *et al.*, 2009), situé au nord du feuillet, constitue la bordure nord de la Suite anorthositique de Vallant. On y retrouve trois principaux faciès : tonalitique, granitique et granulitique, qui présentent une texture gneissique, et des dykes granitiques à pegmatitiques y sont associés. La Suite plutonique de Varin s'observe au centre du feuillet 22F (au sud de la Suite anorthositique de Vallant) et présente des âges variant de 1057,6 à 1007,7 Ma (David, 2007 ; David *et al.*, 2009). Elle est constituée de monzonite à mangérite et de granite à charnockite et présente des textures magmatiques, soit porphyriques et rapakiviques. La Suite de Miquelon (1048 Ma; David, 2006), comprend des intrusions granitiques et monzonitiques peu déformées. La Suite de Louis (1060 Ma; David, 2006) constitue l'ensemble des intrusions mafiques à ultramafiques de la région, elle est principalement constituée de gabbro, de gabbronorite, d'ediorite et de pyroxénite.

Les unités que l'on retrouve sur le feuillet 22G présentent sept épisodes magmatiques distincts. On retrouve sur ce feuillet plusieurs unités d'origine mafique plus ou moins déformées. La Suite de Belinda (1366 Ma ; Moukhsil *et al.*, 2011) présente des roches dont la

composition est monzodioritique. Elle est bordée à l'ouest par la Suite anorthositique de Vallant. On observe également au nord-ouest du feuillet 22G, la Suite plutonique de Bignell, qui est injectée dans le Complexe de Bourdon et présente des faciès granitiques, charnockitiques, monzonitiques et mangéritiques. Au sud-est, on retrouve la Suite plutonique de Lanctot (1365 Ma ; Moukhsil *et al.*, 2011) qui est l'enveloppe mangérito-granitique de la Suite anorthositique de Rivière-Pentecôte. La Suite plutonique de Pointe-des-Monts, d'âge inconnu, présente des faciès de mangérite, de monzonite quartzifère et de granite, et est recoupée par des dykes d'âge néoprotérozoïque à cambrien inférieur (Moukhsil *et al.*, 2011).

Au sein du feuillet 22G, on peut également retrouver, en plus de la Suite anorthositique de Vallant, un autre important complexe AMCG, soit la Suite anorthositique de Rivière-Pentecôte, avec un âge inférieur à la Suite plutonique de Lanctot, son enveloppe, de 1354 Ma (Machado et Martignole, 1988). Elle présente des faciès d'anorthosite avec passages leuconoritiques, d'anorthosite à pyroxènes, d'anorthosite pegmatitique, d'anorthosite hololeucocrate et de leuconorite (Nantel et Martignole, 1991 ; Moukhsil *et al.*, 2011).

Les roches ignées felsiques et intermédiaires de ces régions ont été interprétées comme provenant de contextes tectoniques d'arc volcanique ou intraplaque. Le complexe de Bourdon présenterait des sédiments proximaux et des roches d'origine ignée et les suites anorthositiques de Vallant et de Rivière-Pentecôte seraient génétiquement reliées à des suites AMCG (Moukhsil *et al.*, 2011). On peut remarquer, au sein des régions à l'étude, que le grade métamorphique varie. Dans la majorité de la région, il est prograde au faciès des granulites et rétrograde au faciès des amphibolites (Moukhsil *et al.*, 2009a, 2009b, 2011).

Du point de vue structural, on observe généralement une foliation d'origine magmatique, marquée par un litage compositionnel et principalement observable dans les suites anorthositiques (Moukhsil *et al.*, 2009a, 2009b, 2011). Plusieurs zones de déformation majeure, marquées par du décrochement ou du chevauchement, ont été identifiées. La zone de déformation de Pipmuacan, située au nord du feuillet 22F, présente une orientation NE-SO. On peut y observer un rubanement tectonique et des foliations subverticales associées à des linéations directionnelles. Le mouvement déduit des indicateurs de sens de cisaillement

est en décrochement dextre (Moukhsil *et al.*, 2009). On peut observer également la continuité de la zone de déformation de Saint-Fulgence dans la région de Saguenay, mais dont l'extension est observable à l'ouest du feuillet 22F. Son orientation est environ NE-SO. Les linéations associées varient de directionnelles à aval-pendage. Le mouvement principal inféré serait senestre (Moukhsil *et al.*, 2009). Dans la région du feuillet 22G, la Suite anorthositique de Rivière-Pentecôte est en contact tectonique avec son encaissant, on y retrouve une faille majeure ductile localement soulignée par des mylonites. On observe également une zone de cisaillement ductile majeure NNE-SSO à nord-sud entre la Suite plutonique de Lanctot et le Complexe de Bourdon (Moukhsil *et al.*, 2011).

On peut reconnaître plusieurs phases de déformation dans la région, mais deux sont clairement observables. La déformation D1 s'exprime par une gneissosité G1 pénétrative dans les lithologies plus anciennes. Son orientation moyenne est NO-SE et son pendage est moyen à fort. Elle est affectée par une foliation de plan axial G2 soulignée par l'alignement de minéraux ferromagnésiens (Moukhsil *et al.*, 2009). Les plis associés peuvent être couchés et isoclinaux avec alignement de cristaux de biotite parallèles aux axes de plis.

#### 1.2.4 Suite anorthositique de Vallant

La Suite anorthositique de Vallant (nommée par Gobeil *et al.*, 2006 ; figure 1.7) a fait l'objet de travaux de cartographie du MRNF durant les étés 2004 et 2006 à 2009. Elle affleure au sein des feuillets SNRC 22F09, 22F14, 22F15, 22F16, 22G05 et 22G12 (en appendice D, on retrouve une carte des feuillets SNRC du Québec). Elle est située à environ 50 km au nord de Baie-Comeau et présente une longueur d'environ 125 km et une largeur d'environ 10 km. Elle est grossièrement orientée est-ouest, mais sa partie orientale présente une orientation nord-sud. Cette anorthosite a été datée à  $1148 \pm 14$  Ma (U/Pb sur zircon ; David *et al.*, 2010a) sur un faciès de leuconorite pegmatitique à phénocristaux d'orthopyroxène. Cet âge est interprété comme un âge de cristallisation et est comparable à un âge de  $1140,5 \pm 7,4$  Ma obtenu sur une mangérite à olivine (David *et al.*, 2010b).

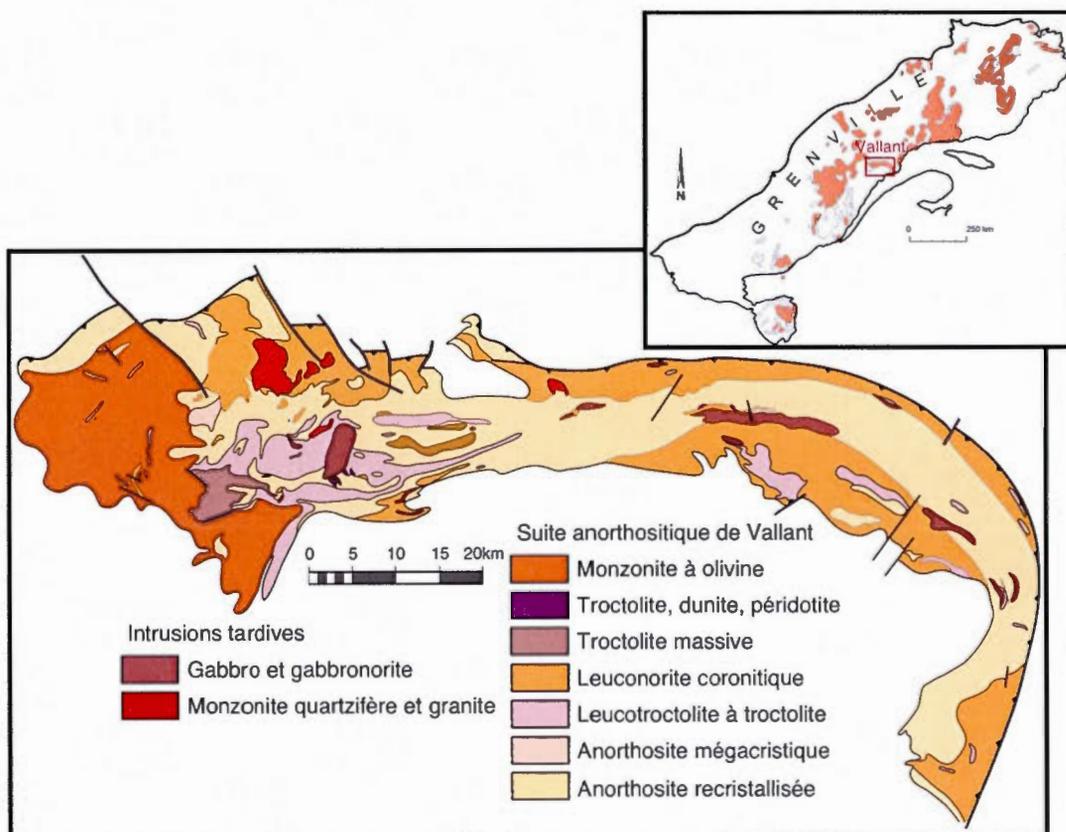


Figure 1.7 : Représentation cartographique des différentes unités de la Suite anorthosite de Vallant, tel que décrite par le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Moukhsil *et al.*, 2009 ; Moukhsil *et al.*, 2011), figure de localisation modifiée de Marcoux et Jébrak (2008).

La Suite anorthositique de Vallant présente 7 unités différentes (figure 1.7). La première unité est la plus abondante et est constituée d'anorthosite recristallisée avec quelques passages leuconoritiques. La granulométrie est moyenne à grossière et la couleur est gris-blanchâtre. On y observe des textures porphyroclastiques à granoblastiques. La deuxième unité est aussi une anorthosite mais qui présente une texture pegmatitique. On y observe des cristaux de taille décimétrique contenant parfois des enclaves d'anorthosite ou de leuconorite. La troisième unité est constituée de leucotroctolite et troctolite. Son pourcentage en minéraux ferromagnésiens varie entre 10 et 25 % et on y retrouve des amas de magnétite. Sa granulométrie varie de moyenne à grossière, on y retrouve des textures coronitiques abondantes et elle présente des structures massives, foliées ou litées. La quatrième unité est composée de leuconorite dont les orthopyroxènes présentent des textures coronitiques. Sa

structure varie de massive, à foliée, à litée et sa granulométrie est moyenne à grossière. On peut aussi observer des amas d'oxydes de Fe et de Ti. On retrouve aussi des passages anorthositiques (plus riches en plagioclase) au sein de cette unité. La cinquième unité, peu abondante, est de composition troctolitique ; elle est composée d'environ 30 % d'olivine et de traces (moins de 1 %) de minéraux ferromagnésiens et d'oxydes de Fe. La granulométrie est fine et on y observe localement un litage compositionnel. Sa couleur d'altération est verdâtre à brunâtre. La sixième unité est très peu abondante et constituée de roches ultramafiques, variant de troctolitique à dunitique (serpentine) contenant de la magnétite et de l'ilménite. La septième unité occupe la majeure partie de la section occidentale de l'anorthosite de Vallant. Elle est constituée de monzonite avec ou sans olivine. Elle présente une structure massive ou foliée et, localement, on peut y observer un litage primaire marqué par des lits centimétriques à décimétriques enrichis en minéraux ferromagnésiens (Gobeil *et al.*, 2006, Moukhsil *et al.*, 2009).

En termes lithogéochimiques, la Suite anorthositique de Vallant présente des plagioclases de type Andésine à Labradorite. Les gabbronorites associées à oxydes de Fe et de Ti et apatite (P) se situent à proximité du pôle  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) + MgO sur un diagramme ternaire et possèdent une affinité tholéiitique. Les différentes unités montrent des variations compositionnelles qui témoignent d'un cheminement normal de différenciation selon une tendance tholéiitique (figure 1.8; Moukhsil *et al.*, 2009).

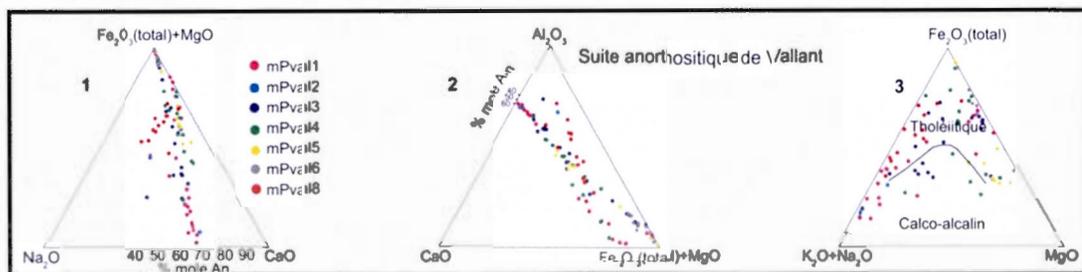


Figure 1.8 : Présentation des différentes tendances lithogéochimiques des roches de la Suite anorthositique de Vallant. Différentes unités lithologiques : mPval1 = anorthosite recristallisée, mPval2 = anorthosite mégacristique, mPval3 = leucotroctolite et troctolite coronitiques, mPval4 = leuconorite coronitique, mPval5 = troctolite, mPval6 = niveaux de troctolite, de dunité serpentinisée, de péridotite et de magnétite, mPval8 = monzonite. (Moukhsil *et al.*, 2009).

Dans la partie ouest de la Suite anorthositique de Vallant, on constate que la majorité des fabriques planaires sont orientées est-ouest, avec un pendage variant de moyen à abrupt (entre  $30^\circ$  et près de  $90^\circ$ ). Les linéations associées sont parallèles au pendage des plans de foliation (figure 1.9). Le contact sud a été interprété par Gobeil *et al.* (2006) comme une série de failles normales orientées est-ouest à pendage nord avec des linéations aval-pendage. Le contact nord de l'anorthosite de Vallant est aussi marqué par des fabriques planaires pénétratives orientées est-ouest, mais le pendage est dirigé vers le sud avec des linéations qui sont là aussi aval-pendage. Ce contact a été interprété par Moukhsil *et al.* (2007) comme un chevauchement de la Suite anorthositique de Vallant sur le Complexe de Baie-Comeau. Comme les structures du massif anorthositique (qui est plus ancien) recoupent celles du Complexe de Baie-Comeau, il est possible que le chevauchement soit tardif par rapport à la formation de ce dernier. On observe localement des petites zones de mylonites d'épaisseur centimétrique à métriques, recoupant les roches de la Suite anorthositique de Vallant et qui sont associées aux failles ductiles marquant le contact nord (Moukhsil *et al.*, 2009a).

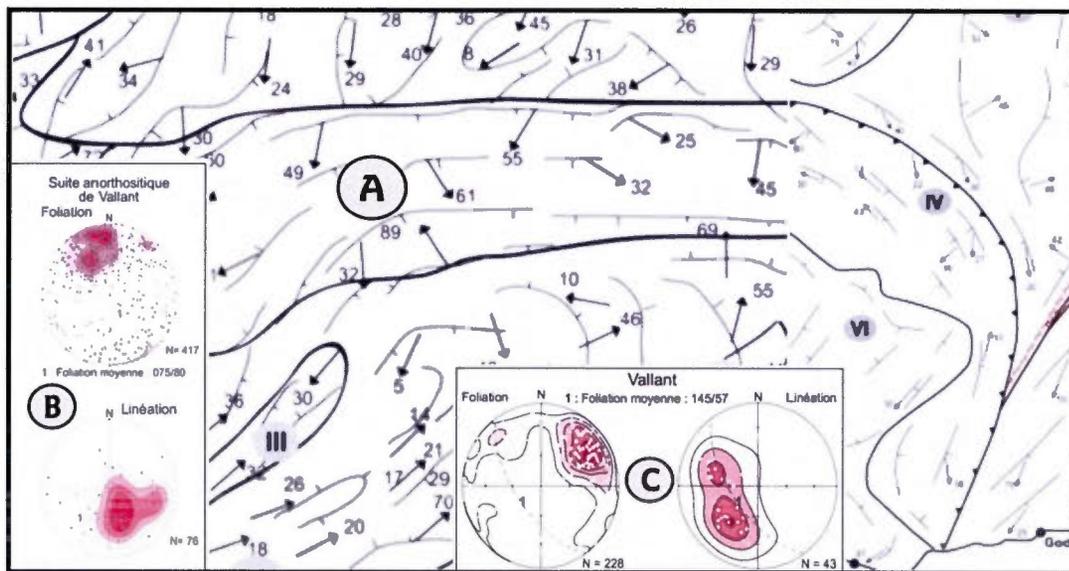


Figure 1.9 : Mesures structurales récoltées par le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune durant les campagnes de terrain. A- Carte structurale (trajectoires) de la Suite anorthositique de Vallant. B- Représentations stéréographiques (canevas de Wulf, hémisphère inférieur) des mesures de la partie occidentale. C- Représentations stéréographiques des mesures de la partie orientale. Modifiée de Moukhsil *et al.* (2009a) et Moukhsil *et al.* (2011).

Dans sa partie orientale, la Suite anorthositique de Vallant change d'orientation pour s'aligner selon un axe approximativement nord-sud. À l'approche du contact est de l'anorthosite, on constate que les trajectoires de foliation passent d'une orientation NO-SE, à nord-sud, à NNE-SSO (figure 1.9). Au nord, on retrouve des linéations aval-pendage, alors que dans le sud, on peut observer un plissement (P2 selon Moukhsil *et al.*, 2011) et les fabriques planaires deviennent alors une schistosité de plan axial. On remarque également que ces plis P2 sont plissés par un événement P3, formant des plis ouverts asymétriques (Moukhsil *et al.*, 2011).

Les roches de la Suite anorthositique de Vallant préservent un métamorphisme prograde au faciès des granulites, souligné par la présence d'orthopyroxène, témoignant de températures de formation très élevées. On y reconnaît également un faciès rétrograde au faciès des amphibolites, souligné par la transformation partielle à totale des orthopyroxènes en amphiboles. La présence de textures coronitiques dans les leucotroctolites peut être interprétée comme le résultat d'un métamorphisme prograde ou rétrograde, attribuée à la cristallisation (Moukhsil *et al.*, 2011).

### 1.3 Objectifs de l'étude

Au regard des différentes théories et discussions sur les massifs anorthositiques de la Province de Grenville, beaucoup de recherches sont encore à réaliser afin d'augmenter la quantité de données et, ainsi, le niveau de compréhension de l'origine et de la mise en place de ces roches intrusives. Au regard des connaissances acquises sur la Côte-Nord et d'études subséquentes dans la région de Baie-Comeau, le but de ce travail de recherche est de caractériser la Suite anorthositique de Vallant, principalement sur le plan structural et de proposer un modèle de mise en place.

Les objectifs spécifiques de ce travail ont été les suivants :

- Présenter une description macroscopique et microscopique des différentes unités observées au sein la Suite anorthositique de Vallant.
- Reconnaître la signature structurale des différents faciès, établir une chronologie des différentes fabriques structurales et métamorphiques et discuter de leurs implications quant à la mise en place de l'anorthosite.
- Comprendre le métamorphisme au sein de l'anorthosite et l'évolution P-T-t de cette intrusion, et proposer un modèle de mise en place.

## 1.4 Méthodologie

### 1.4.1 Travaux de terrain

Les travaux de terrain ont été effectués dans le cadre d'une campagne de cartographie du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, pour le Projet Grenville durant l'été 2009. Des transects ont été réalisés de manière à traverser les zones de contact entre la Suite anorthositique de Vallant et les différentes unités encaissantes, aux endroits où l'accessibilité le permettait, principalement le long de la route de la ZEC (zone d'exploitation contrôlée) de Godbout-Mistassini, de la route 389 (secteur des barrages de Manic-3 et Outardes-3), du chemin de la Toulnostouc et par bateau dans le réservoir Outardes-3. Sur chaque affleurement visité, la description macroscopique des lithologies a été réalisée, ainsi qu'une prise de mesures des différentes structures planaires et linéaires présentes. Des échantillons orientés ont également été localement prélevés.

### 1.4.2 Travaux de laboratoire

Des lames minces ont été réalisées, la plupart d'entre elles orientées dans le plan XZ (perpendiculaire au plan de foliation, mais parallèle à la linéation) afin d'y observer d'éventuels indicateurs de sens de cisaillement et de bien caractériser les différents types de structures planaires. Également, l'étude de ces lames minces a permis la description microscopique détaillée des différentes lithologies. Par ailleurs, treize lames minces polies ont été réalisées pour analyses à la microsonde électronique JEOL 8900 dans les laboratoires

du *Department of Earth and Planetary Sciences* de l'université McGill. Les données recueillies visaient à déterminer les conditions de pression-température (P-T) et de possiblement caractériser l'évolution temporelle de la Suite anorthositique de Vallant et ses encaissements le long des différents transects et contacts.

## CHAPITRE II

### DESCRIPTION DES LITHOLOGIES ET TEXTURES

Les différents faciès lithologiques de la Suite anorthositique de Vallant, ainsi que des unités adjacentes ont été cartographiés par le MRNF dans le cadre de diverses campagnes de cartographie de terrain. La description qui suit est une synthèse qui englobe l'ensemble des affleurements visités ainsi que des lames minces décrites dans le cadre de ce travail. Cette synthèse n'est sans doute pas représentative de l'ensemble de la Suite anorthositique de Vallant, puisque l'emphase a été mise au niveau des contacts. Ainsi plusieurs unités présentes au centre ou à l'extrême Ouest de la Suite n'ont pas été observées, ni décrites. Par ailleurs, des faciès comme les troctolites/leucotroctolites et norites n'ont été décrites et échantillonnées que sur un seul affleurement et peuvent ne pas être totalement représentatives de ce faciès. Une description exhaustive au niveau lithologique, textural et structural des différentes unités retrouvées dans chaque secteur est présentée à l'appendice A.

Les descriptions pétrographiques se concentreront d'abord sur les unités adjacentes à la Suite anorthositique de Vallant, en ordre chronologique (du plus vieux au plus jeune), soit la Suite plutonique de Bélinda, le Complexe de Baie-Comeau et la Suite plutonique de Varin. On retrouve aussi une description des différentes textures retrouvées dans les roches granitiques. Ensuite, les différents faciès de la Suite anorthositique de Vallant seront présentés, soit l'anorthosite mégacrastique, l'anorthosite à grains fins, la leuconorite, les troctolites/leucotroctolites et la norite. On retrouve également les textures des plagioclases en lien avec leur niveau de déformation, ainsi que les autres textures retrouvées dans les roches de la Suite anorthositique de Vallant. Par ailleurs, les suites de Miquelon et de Louis, intrusives dans la Suite anorthositique de Vallant, ne seront pas discutées ici.

## 2.1 Lithologie de la Suite plutonique de Bélinda

La Suite plutonique de Belinda est un des groupes stratigraphiques les plus anciens de la région de Baie-Comeau et constitue l'encaissant oriental de la Suite anorthositique de Vallant.

### 2.1.1 Description macroscopique

Au contact avec la Suite anorthosite de Vallant, on peut observer une monzonite porphyrique (ou porphyroclastique ; figure 2.1A). Les porphyroclastes sont des feldspaths plagioclases (gris à blanchâtres) et des feldspaths potassiques (orangés), présentant parfois des formes semblables aux types  $\sigma$  ou  $\delta$  (Passchier et Trouw, 2005). La foliation suit la forme des cristaux et est marquée par l'alignement des minéraux mafiques (biotite, amphibole). Localement, on peut observer de l'étirement et des ombres de pression autour des porphyroclastes.

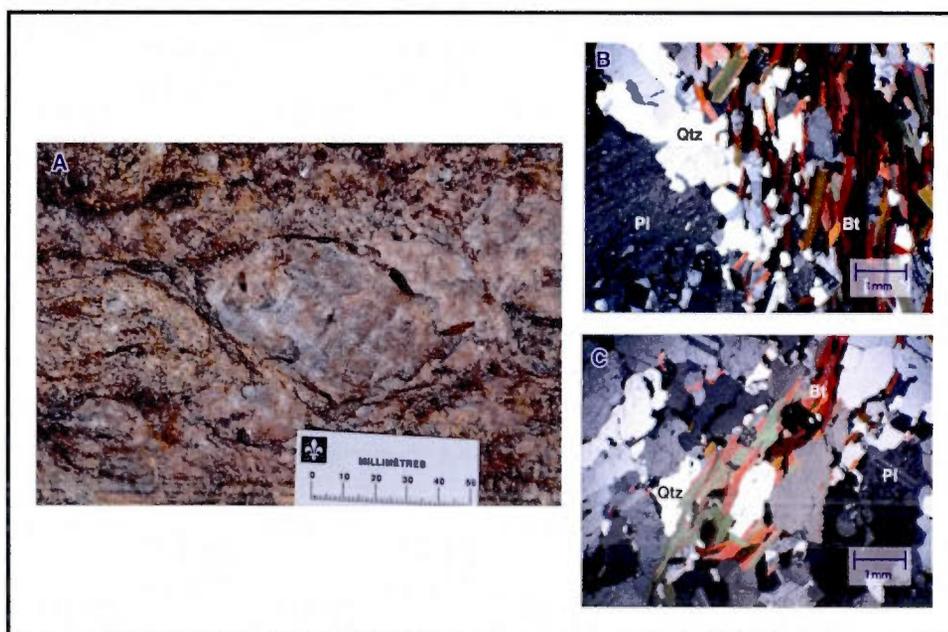


Figure 2.1 : Exemple macroscopique (A) et microscopique (B-C) de la Suite plutonique de Bélinda au contact avec la Suite anorthositique de Vallant (affleurement V-29). Bt = biotite, Pl = plagioclase, Qtz = quartz.

### 2.1.2 Description microscopique

L'observation microscopique de cette unité révèle que presque tous les feldspaths sont des plagioclases et que le quartz est présent en quantité importante. On retrouve parfois la présence d'une tonalite ne contenant pas d'amphibole, mais bien de la biotite et des traces de muscovite. La foliation est marquée par l'alignement de la biotite, celle-ci se concentrant dans de minces corridors et épousant (comme sur l'affleurement) la forme de gros cristaux ou d'amas de plagioclase. Les minéraux quartzo-feldspathiques présentent peu de déformation (macles en tartan des feldspath-K un peu déformés), qui se traduit principalement par de la cataclase et un début de texture porphyroclastique des plagioclases (figure 2.1B-C).

## 2.2 Lithologies du Complexe de Baie-Comeau

### 2.2.1 Description macroscopique

À proximité du contact avec la Suite anorthositique de Vallant, le Complexe de Baie-Comeau est caractérisé par une série de monzonites et tonalites de couleur grisâtre à rosâtre et de granulométrie très variable. On observe le plus souvent une gneissosité fine et bien définie, et la texture devient parfois pratiquement mylonitique (marquée par une diminution considérable de la taille des grains). Les fabriques planaires sont parfois plissées. Localement, on retrouve des sections de composition granitique, à grains grossiers, qui semblent s'injecter dans les faciès gneissiques. Il pourrait s'agir de mobilisat granitique, résultant d'une fusion partielle de la roche en place, puisqu'on observe également des sections contenant près de 50 % de minéraux mafiques (amphibole et/ou biotite) et environ 50 % de plagioclases, qui pourraient représenter du matériel restitique. Les injections de mobilisat sont parfois boudinées (Figure 2.2A-B).

### 2.2.2 Description microscopique

En lame mince, les gneiss du Complexe de Baie-Comeau présentent une composition s'approchant davantage du granite ou de la granodiorite. Les minéraux mafiques sont généralement la biotite et l'amphibole (hornblende) dont l'orientation préférentielle marque la foliation. On observe aussi de la muscovite, de l'apatite, de l'épidote et des minéraux opaques (parfois aciculaires). Les textures dominantes sont myrmékitique et antiperthitique. On peut également observer des petites inclusions de quartz dans d'autres minéraux (plagioclase et feldspath potassique). On retrouve parfois aussi de l'altération partielle du plagioclase en séricite. On observe de la déformation dans les macles en tartan des feldspaths potassiques, mais peu ou pas dans les plagioclases. Le quartz présente parfois un rubanement selon la foliation, mais les fabriques planaires, ainsi que le niveau de déformation, sont difficilement observables à l'échelle microscopique (Figure 2.2C).

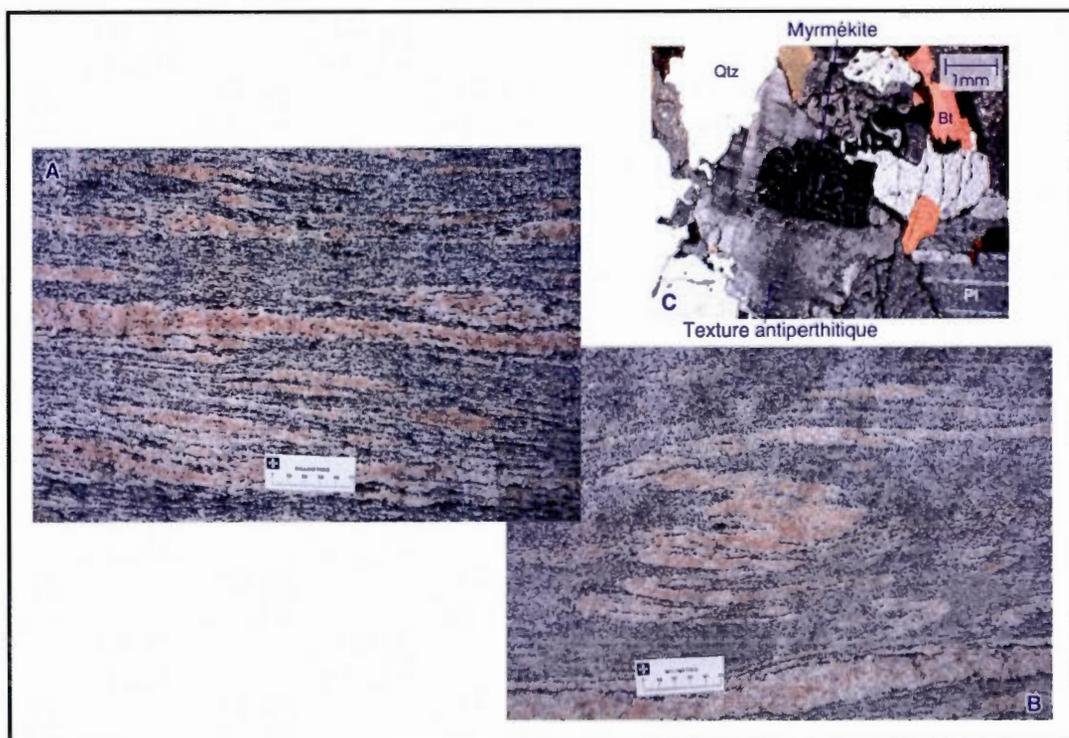


Figure 2.2 : Complexe de Baie-Comeau : A – B : Gneissosité, présence de mobilisat et de restite et plissements (V34 et V35). C : Myrmékite et texture antiperthitique des plagioclases en microscopie (V08-4). Bt = biotite, Pl = plagioclase, Qtz = quartz.

### 2.3 Lithologies de la Suite plutonique de Varin

La Suite plutonique de Varin affleure au sud de la Suite anorthosique de Vallant, et présente un âge plus jeune que cette dernière.

#### 2.3.1 Description macroscopique

La Suite plutonique de Varin est essentiellement une monzonite quartzifère à grains moyens, localement porphyrique avec des mégacristsaux de feldspaths potassiques ou de plagioclases (Figure 2.3A-B). Sa couleur est généralement grisâtre à rosâtre. Elle est parfois gneissique avec un rubanement très fin ou simplement foliée. Dans les deux cas, la structure planaire est marquée par la ségrégation ou l'alignement de la biotite. Localement, avec ce qui correspond sans doute à une augmentation de l'intensité de la déformation, on observe une diminution de la granulométrie et le développement de mylonites. On y retrouve aussi, mais plutôt rarement, des grenats.

#### 2.3.2 Description microscopique

Au microscope, la composition des roches de la Suite plutonique de Varin varie de monzonitique à tonalitique (avec très peu ou pas de feldspaths potassiques) et granitique (figure 2.3C-D). La granulométrie est moyenne mais elle peut devenir parfois très fine (inférieur à 1 mm). Le plagioclase est partiellement altéré en séricite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'épidote, le spinelle, la muscovite et le grenat. On observe généralement une foliation soulignée par la biotite et la hornblende. Le quartz présente un léger étirement dans la direction de la foliation. On remarque de la déformation dans les macles en tartan des feldspaths potassiques, mais les macles de déformation dans les plagioclases sont plutôt rares.

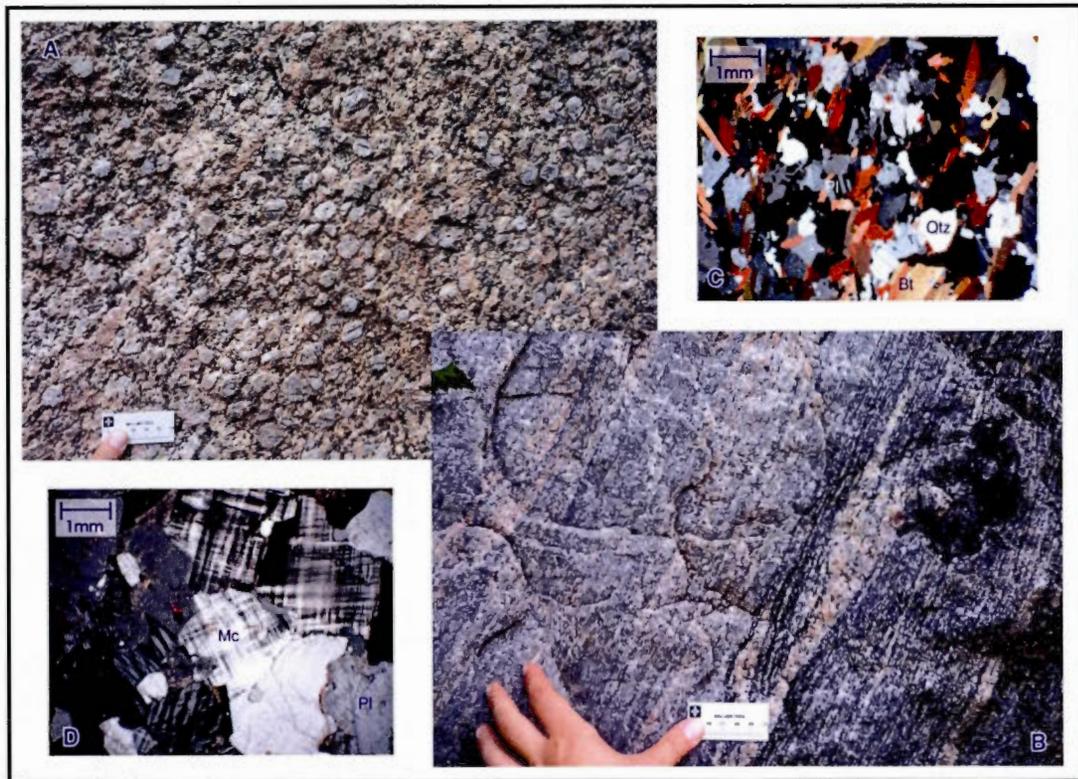


Figure 2.3 : Montage photographique illustrant différents faciès de la Suite plutonique de Varin (V45). A – Porphyres de feldspaths potassiques et de plagioclases d’une taille jusqu’à 5cm (V41). B – Faciès gneissique à mylonitique. C – Déformation microscopique des macles en tartan des feldspaths potassiques (microcline ; V53-3). D – Faciès sans orientation préférentielle des minéraux (V42-2). Bt = biotite, Mc = microcline, Pg = plagioclase, Qtz = quartz.

#### 2.4 Textures retrouvées dans les roches de type granitoïde

Les lithologies encaissant la Suite anorthositique de Vallant sont essentiellement des granitoïdes. Dans ces roches, le quartz présente souvent de l’étirement et de l’extinction ondulante et le feldspath potassique, de la déformation intracristalline dans les macles en tartan (Figure 2.4). Les plagioclases sont généralement moins déformés que dans la Suite anorthositique de Vallant. La déformation dans les feldspaths ne se traduit pas par de la recristallisation. Les textures les plus communément observées dans ces roches sont des textures d’exsolution et des textures myrmékites. Dans ce cas, le haut grade

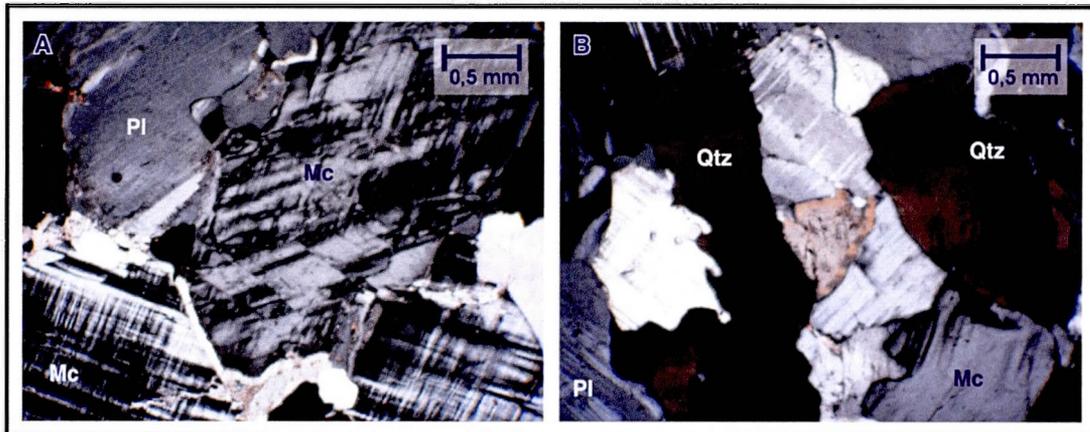


Figure 2.4 : Différentes évidences de déformation dans les roches granitoïdes. A- Déformation des macles en tartan du feldspath potassique (microcline ; V34-1). B- Extinction ondulante du quartz (V58-3). Mc = microcline, Pg = plagioclase, Qtz = quartz.

métamorphique induit également la présence de grenats à la texture porphyroblastique qui sera décrite à la section 2.6.

#### Textures d'exsolution :

L'exsolution se produit lorsque, généralement suite à une baisse de température, une phase homogène d'une solution solide devient instable et se sépare pour former deux minéraux différents. À haute température, la macle cristalline vibre davantage et crée l'espace pour accommoder des atomes étrangers au minéral. Lorsque la température diminue, ces atomes sont expulsés de la macle pour former un minéral distinct (Vernon, 2004). Dans les lames minces, on retrouve de l'exsolution de feldspath potassique dans du plagioclase, il s'agit donc d'une antiperthite (figure 2.5).

#### Texture myrmékitique :

La texture myrmékitique est la forme la plus commune de textures symplectiques. Il s'agit de l'intercroissance simultanée de plusieurs minéraux dans une solution solide (Vernon, 2004). On observe généralement la myrmékite (intercroissance de quartz et de plagioclase) au contact avec un feldspath potassique (figure 2.6). Bien qu'il y ait encore des controverses quant à l'origine de cette texture, il semblerait qu'elle provienne du remplacement progressif du feldspath potassique en plagioclase. Comme la phase anorthite de celui-ci contient moins de silice que le feldspath potassique, celle-ci est expulsée pour

crystalliser sous forme de quartz (Winter, 2010). On reconnaît que cette texture est commune lors du refroidissement de roches granitiques, mais elle peut aussi être d'origine métamorphique (Winter 2010).

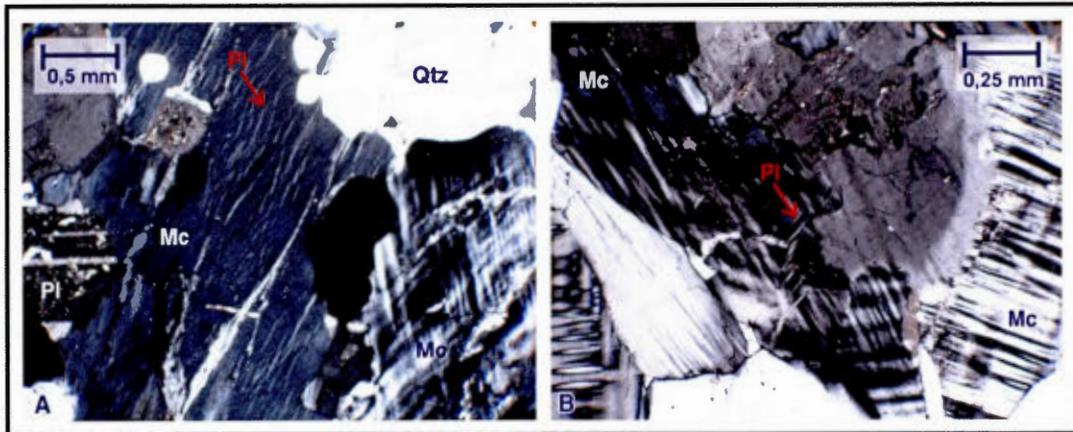


Figure 2.5 : Représentation de textures d'exsolution sur différents affleurements (A- V34-1, B- V58-3). Les deux sont des microperthites (exsolution de plagioclase dans un grain de feldspath potassique). Mc = microcline, Pl = plagioclase, Qtz = quartz.

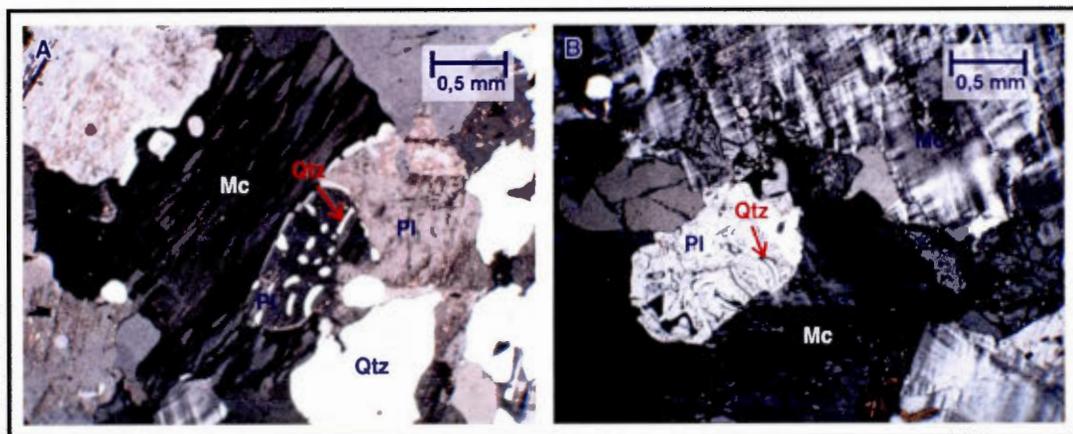


Figure 2.6 : Textures myrmécitiques d'intercroissance de quartz et de plagioclase au contact avec un ou plusieurs feldspaths potassiques (A- V34-1, B- V08-4). Fk = feldspath potassique, Pl = plagioclase, Qtz = quartz.

## 2.5 Suite anorthositique de Vallant

La Suite anorthositique de Vallant est caractérisée par différents faciès lithologiques qui sont décrits dans cette section. Le but de cette étude de maîtrise étant de caractériser les contacts entre l'anorthosite de Vallant et les roches adjacentes, les faciès centraux de l'anorthosite ont pu ne pas être entièrement visités et leur description est incomplète.

### 2.5.1 Anorthosite mégacristique

Le faciès anorthositique mégacristique est peu abondant au sein de la Suite anorthositique de Vallant. On le retrouve surtout vers le centre du massif anorthositique. Pour ce faciès, il n'y aura qu'une description macroscopique, puisque les cristaux sont beaucoup trop grossiers pour être bien visibles en lame mince.

#### Description macroscopique :

Il s'agit d'un faciès présentant des cristaux de plagioclase pluri-centimétriques (Figure 2.7) de couleur gris-bleuté. On n'y observe peu ou pas de recristallisation, même si les interstices entre les grains sont marqués par des plagioclases de taille moins importante. On retrouve aussi de rares cristaux de pyroxène atteignant jusqu'à 5 cm de diamètre. Ces pyroxènes sont souvent coronitiques et présentent une zonation, du centre vers la périphérie, passant de l'orthopyroxène (au centre), au clinopyroxène et finalement à l'amphibole (hornblende) en bordure. On peut aussi observer de petits dykes de pyroxénite sur certains affleurements, avec un léger cisaillement de la roche en place. Globalement ce faciès anorthositique ne présente aucune évidence de déformation à l'état solide et on y observe un pseudo-litage magmatique marqué par l'alignement des cristaux de plagioclase.

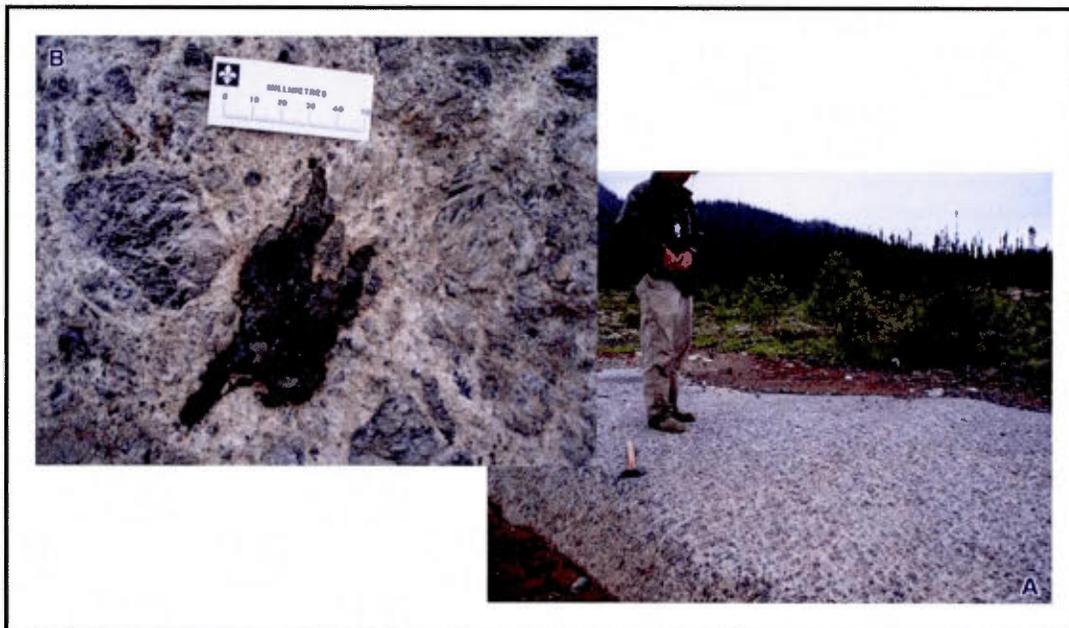


Figure 2.7 : Photo d'un affleurement d'anorthosite mégacristique (A), ainsi que d'un méga-cristal de pyroxène coronitique (B ; V10).

### 2.5.2 Anorthosite à grains fins

Ce faciès d'anorthosite finement grenue se retrouve principalement au centre du massif, parfois aussi le long des contacts avec les roches encaissantes. Il s'agit d'un des faciès les plus importants au niveau de la superficie.

#### Description macroscopique :

Il s'agit d'une anorthosite qui présente un taux de recristallisation des plagioclases variant de 30 % à 90 % (figure 2.8A-B). À l'affleurement, sa couleur est généralement grisâtre à blanchâtre et les phénocristaux de plagioclase (bleutés), peuvent atteindre une taille variant de quelques mm à 10 cm (texture porphyroclastique). Cette anorthosite contient jusqu'à 10% de minéraux mafiques. Lorsqu'une foliation est visible, elle est marquée par l'alignement des minéraux mafiques, souvent plus concentrés dans les zones mylonitiques. On y observe des orthopyroxènes qui représentent généralement la phase intercumulus dans des roches

à cumulats de plagioclase. Ces orthopyroxènes sont, la plupart du temps, transformés en amphibole (hornblende) et biotite, par métamorphisme rétrograde. La limite entre altération et métamorphisme inverse est difficile à déterminer, mais les températures obtenues par le géothermomètre amphibole/plagioclase, tel que décrites au chapitre 5, sont cohérentes avec un métamorphisme tardi-grenvillien au faciès des schistes verts. Par ailleurs, l'altération partielle et souvent peu pénétrative des plagioclases en séricite dans les lames minces indique qu'il est peu probable de retrouver une altération totale des pyroxènes en amphiboles. Ainsi le processus de métamorphisme inverse sera conservé comme hypothèse pour la présence d'hornblende.

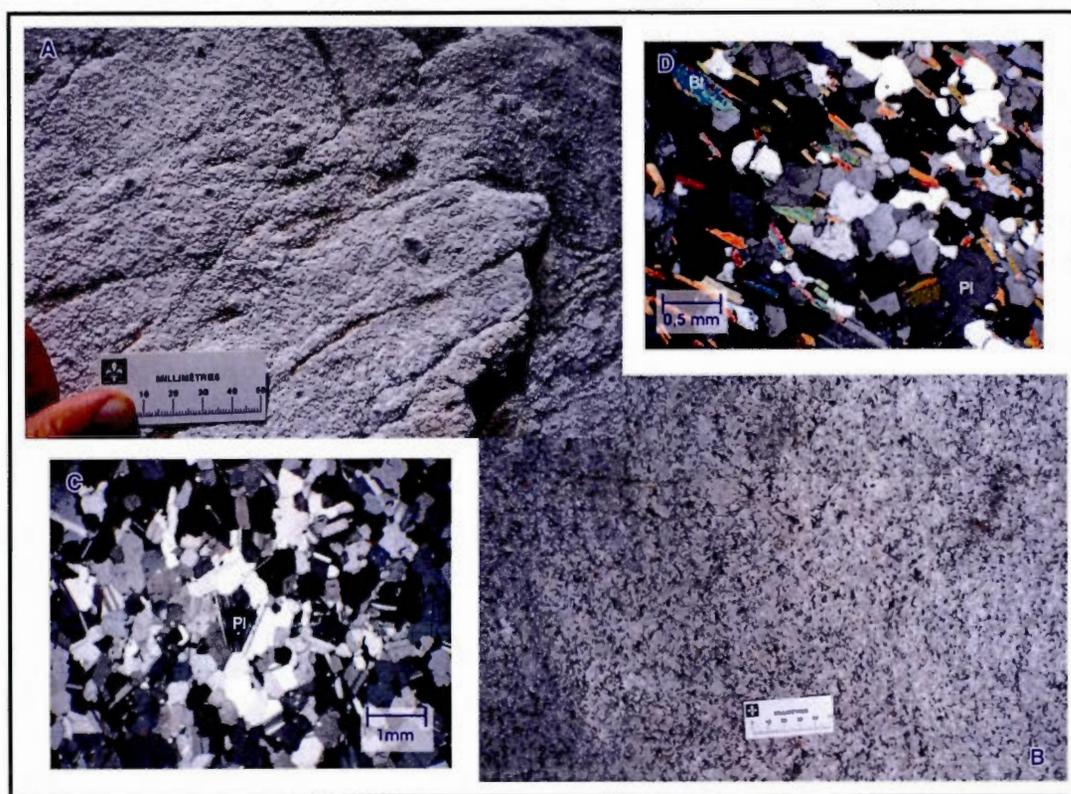


Figure 2.8 : Faciès de l'anorthosite recristallisée. A – Près de 100% de plagioclases (V23). B – Faciès contenant plus de minéraux mafiques (V49). C – Texture oeilée à granoblastique des plagioclases (V27-1). D – Foliation marquée par l'alignement des biotites (V21-1). Bt = biotite, Pl = plagioclase.

Description microscopique :

Les lames minces de ce faciès montrent un pourcentage de plagioclase atteignant plus de 90% (figure 2.8C). Le taux de recristallisation varie en fonction de la déformation, et les textures associées sont cataclastique à granoblastique. On peut retrouver des porphyroclastes de plagioclase atteignant 2 cm de diamètre. De tels cristaux présentent généralement des signes de déformation intracristalline, soulignée par des macles de déformation et/ou de l'extinction ondulante. On peut observer aussi parfois un alignement des macles polysynthétiques des plagioclases dans le sens de la foliation. Les plagioclases sont partiellement altérés en séricite. Les pyroxènes peuvent aussi présenter une texture porphyroclastique, et sont localement ouralitisés (altérés en amphiboles) ou chloritisés (altérés en chlorite). On peut parfois retrouver de rares cristaux de quartz, épidote, apatite, muscovite et minéraux opaques. Les minéraux mafiques sont représentés par la biotite et la hornblende qui marquent plus ou moins la foliation (Figure 2.8D). Les niveaux plus riches en minéraux mafiques sont généralement associés avec des plagioclases de granulométrie plus fine qu'ailleurs.

### 2.5.3 Leuconorite

La leuconorite est aussi un faciès abondant au sein de la Suite anorthositique de Vallant. Elle affleure principalement le long des contacts nord, sud et est.

Description macroscopique :

La principale différence entre le faciès anorthositique et la leuconorite est l'abondance de minéraux mafiques (principalement orthopyroxène) dans cette dernière, entre 10 et 40%. Comme pour le faciès anorthositique, la couleur de la roche dépend du degré de recristallisation. Dans la leuconorite, on retrouve des orthopyroxènes qui sont partiellement à complètement rétrotransformés en hornblende et biotite (figure 2.9B). Par ailleurs, la taille des cristaux est très variable, passant de

très fine à grossière (mégacristique). 30 % à près de 100 % des plagioclases présents ont été recristallisés (terme défini plus spécifiquement à la section 2.6). Ce taux de recristallisation est généralement plus élevé que dans les anorthosites. En effet, la déformation régionale se concentre dans les horizons riches en orthopyroxènes. On observe d'ailleurs, au sein de la leuconorite, plusieurs corridors de déformation ductile marqués par des mylonites, qui sont parfois plissés et au sein desquels on observe un étirement plastique des orthopyroxènes. Ces corridors peuvent correspondre à du pseudo-litage, La foliation est aussi marquée par l'alignement planaire des minéraux mafiques (figure 2.9A-C).

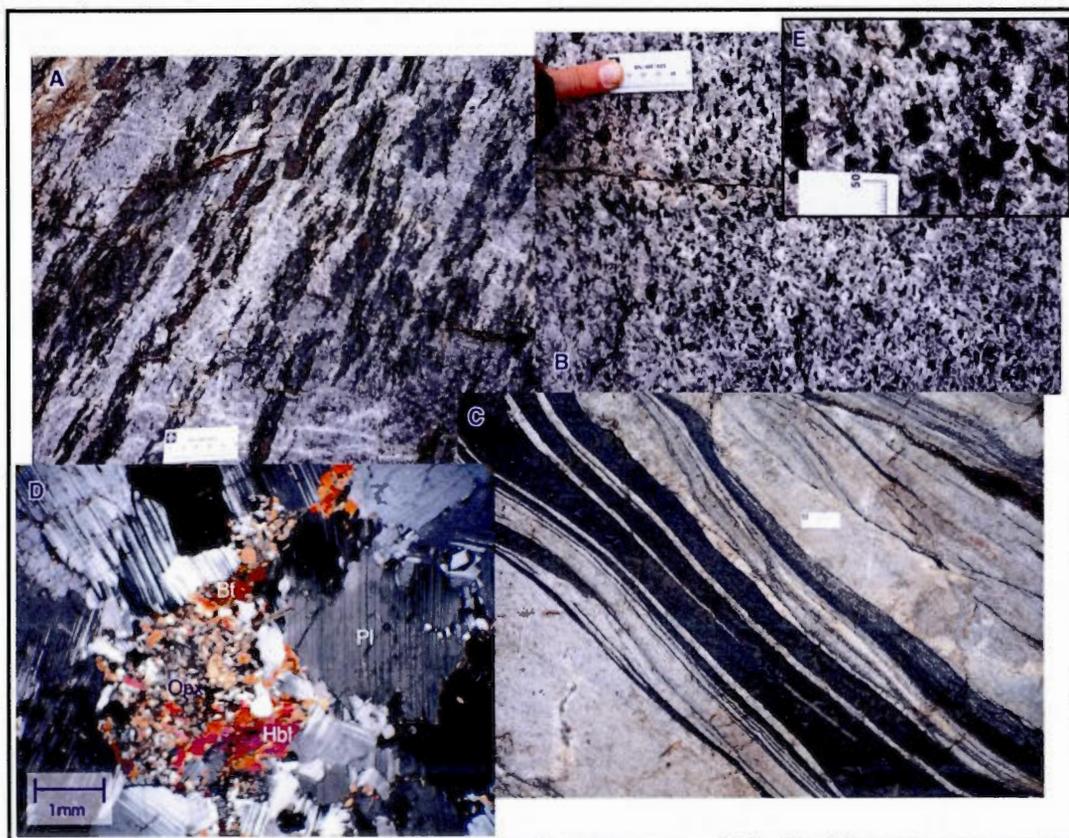


Figure 2.9 : Plusieurs textures reconnues au sein de la leuconorite. A – Étirement sans doute déformationnel des orthopyroxènes (V01). B – Leuconorite peu déformée (V37). C – Orthopyroxènes ayant subi une déformation sans doute syn-magmatique (V02). D – Grain d'orthopyroxène fracturé avec une couronne de hornblende et de biotite (V01-1). E – Détail de la photo B. Bt = biotite, Hbl = hornblende, Pl = plagioclase, Opx = orthopyroxène.

Description microscopique :

La leuconorite présente sensiblement les mêmes caractéristiques microstructurales que l'anorthosite à grains fins. Les plagioclases sont abondants (60 à 90%) et partiellement altérés en séricite. Leur niveau de déformation est variable et les textures observées varient de protoclastique à granoblastique. Les porphyroclastes peuvent atteindre jusqu'à 1cm de diamètre et présentent des évidences de déformation intracristalline comme des macles de déformation, de l'extinction ondulante et des kink bands. Les orthopyroxènes sont partiellement à totalement rétrotransformés en hornblende et biotite, ce qui leur donne parfois une texture coronitique (figure 2.9D). On peut aussi observer une fracturation intergranulaire et le développement d'une texture porphyroclastique. On remarque une diminution de la granulométrie moyenne de la roche dans les zones enrichies en minéraux mafiques. Les minéraux accessoires sont la chlorite, la muscovite, l'épidote et les minéraux opaques. Localement, on peut même observer des carbonates interstitiels et des grenats.

2.5.4 Leucotroctolite et troctolite

Les faciès troctolitiques et leucotroctolitiques sont relativement abondants au sein de la Suite anorthositique de Vallant. On ne leur reconnaît pas de distribution géographique particulière, même s'ils semblent plus abondants dans la partie centrale du massif.

Description macroscopique :

La troctolite et la leucotroctolite ont en commun que la majorité de leurs minéraux mafiques sont de l'olivine, ou des reliques d'olivine (figure 2.10A), avec présence locale de pyroxène. La leucotroctolite contient de 60 à 80% de plagioclase, alors que la troctolite en contient généralement moins de 60%. Les olivines présentent généralement une texture coronitique et atteignent une taille d'environ 1 cm. Les plagioclases sont pratiquement recristallisés à 100%. Ainsi, la granulométrie générale

est plutôt fine. La couleur de la roche varie de brunâtre à verdâtre, en raison de la présence d'olivine.

Description microscopique :

Dans ces troctolites et leucotroctolites, l'olivine montre souvent une texture coronitique caractérisée par une auréole d'orthopyroxène, lui-même marqué d'une amorce d'ouralitisation se traduisant par la présence d'amphiboles fibreuses. On peut y observer aussi une texture symplectique d'intercroissance au pourtour et au centre des orthopyroxènes (figure 2.10B-C). On retrouve des clinopyroxènes en petite quantité et des traces de micas (biotite, muscovite, séricite). La foliation n'est pas visible et la texture des plagioclases est principalement protoclastique. On observe néanmoins des signes de déformation intracristalline dans certains porphyroclastes de plagioclase, qui présentent des macles de déformation, de l'extinction ondulante et des kink bands.

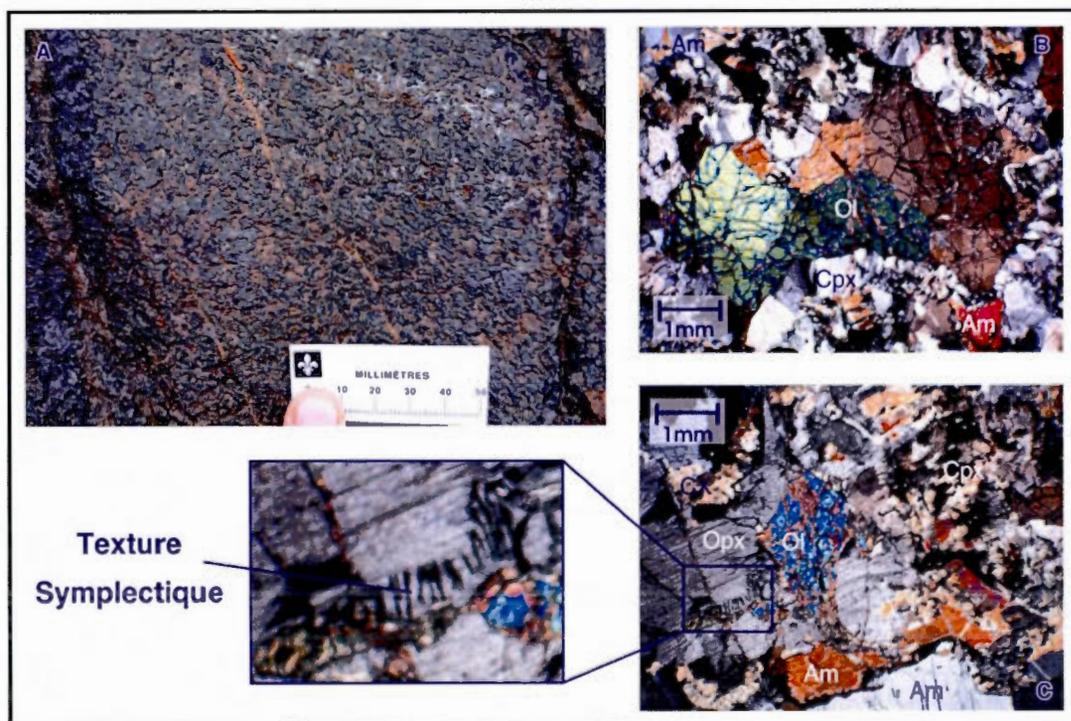


Figure 2.10 : Exemples de différentes caractéristiques des troctolites/leucotroctolites. A – Troctolite peu déformée (V32). B – Texture coronitique des olivines (V32-3). C – Texture coronitique des olivines et texture symplectique de l'orthopyroxène (V32-3). Am = amphibole, Cpx = clinopyroxène, Ol = olivine, Opx = orthopyroxène.

### 2.5.5 Norite

La norite est un faciès mineur de la Suite anorthositique de Vallant ; elle n'est pas représentée comme unité principale étant donné qu'on ne la retrouve qu'au sein des autres unités. C'est ce type de faciès qui a permis la datation U/Pb effectuée par le MRNF, et qui a livré un âge de  $1148 \pm 14$  Ma.

#### Description macroscopique :

La norite est un faciès constitué d'une proportion à peu près égale d'orthopyroxène et de plagioclase. Nous avons reconnu deux types de norites : à grains fins et pegmatitique. La norite à grains fins contient jusqu'à 60% de plagioclase recristallisés à environ 40%. Les phénocristaux d'orthopyroxènes et de plagioclases présentent un diamètre pouvant atteindre 2 cm. Dans la norite pegmatitique, le plagioclase est recristallisé à environ 30% et montre des phénocristaux pouvant atteindre jusqu'à 5 cm de diamètre. Les cristaux d'orthopyroxène sont généralement d'une couleur bronzée (bronzite) à l'affleurement et atteignent 20 cm de diamètre (figure 2.11A).

#### Description microscopique :

Au microscope, la norite montre des orthopyroxènes (20%) qui sont partiellement à complètement ouralitisés. L'ouralitisation se produit en partant de l'extérieur vers l'intérieur, ce qui donne une texture coronitique aux grains (figure 2.11B-C). On observe des textures symplectiques d'intercroissance des minéraux de rétrogenèse (localement clinopyroxène, principalement hornblende) au pourtour et parfois au centre des orthopyroxènes. Les amphiboles sont généralement fibreuses et difficiles à identifier. La norite contient aussi du clinopyroxène microgrenu, de la biotite, de la chlorite et des traces de minéraux opaques. Le plagioclase est peu déformé et ne montre pas de textures cataclastiques ou de recristallisation. Il montre cependant parfois de la déformation intracristalline, c'est-à-dire des macles de déformation, de l'extinction ondulante et des kink bands.

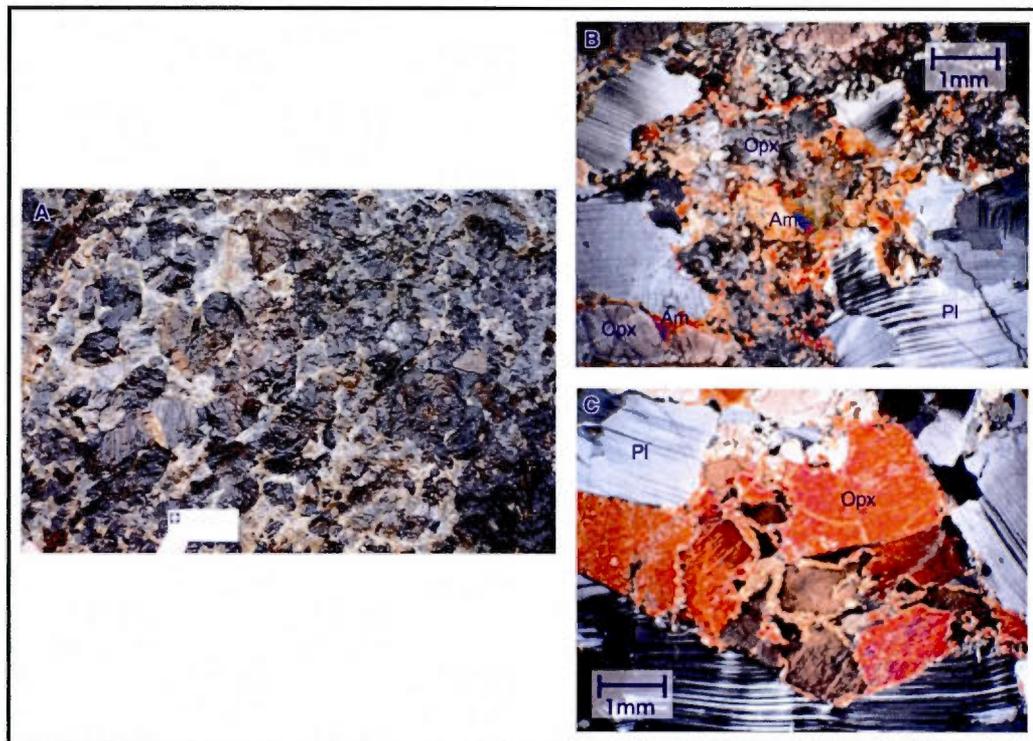


Figure 2.11 : Exemples des différents faciès des norites. A – Faciès pegmatitique (V32). B – Texture coronitique de l'orthopyroxène (V32-2). C – Ouralitis presque complète de l'orthopyroxène (rétromorphose en amphibole). Am = amphibole, Opx = orthopyroxène, Pl = plagioclase.

## 2.6 Textures observées dans la Suite anorthositique de Vallant

### 2.6.1 Textures des plagioclases

On peut observer différents types de textures résultant de la déformation dans les plagioclases. Ces textures sont attribuées à des processus de cataclase et de recristallisation. Kehlenbeck (1972) a décrit les textures observées dans le Complexe gneissique de Rouvray (~1448 Ma selon van Breemen 2009) et dans la Suite anorthositique de Lac Saint-Jean (1160 – 1135 Ma ; Higgins *et al.*, 2002) qui est géographiquement située près de la Suite anorthositique de Vallant. Brown *et al.* (1980) ont repris certaines de ces descriptions texturales pour la description d'une anorthosite d'Écosse, ainsi que Madore (1990) pour un lobe anorthositique dans la zone de déformation de Saint-Fulgence au Saguenay (qu'on peut observer sur la Figure 3.1). L'utilisation de ces textures a été reprise par Ashwal (1993) comme étant représentative des anorthosites protérozoïques de type massif et ensuite utilisée

et complétée par Turcotte (2001) toujours sur l'anorthosite du Lac Saint-Jean. Voici les différentes textures décrites:

Texture protoclastique (Figure 2.12) :

Cette texture se caractérise par des cristaux de plagioclase automorphes à subautomorphes, parfois pegmatitiques. La taille des cristaux est variable. On y retrouve des microfractures ainsi que de l'extinction ondulante, des macles de déformation (en biseau) et des microkinks, témoignant d'une déformation intracristalline. On observe de la recristallisation périphérique, qui génère la présence de néoblastes présentant une taille de beaucoup inférieure à celle des porphyroclastes et adoptant généralement une forme polygonale. Plusieurs auteurs (Kehlenbeck, 1972 ; Ashwal, 1993) indiquent qu'il est difficile de déterminer si de telles textures résultent d'une déformation tardi-magmatique ou à l'état solide. On reconnaît cependant que le processus majeur à l'origine de la formation de cette texture est la cataclase.

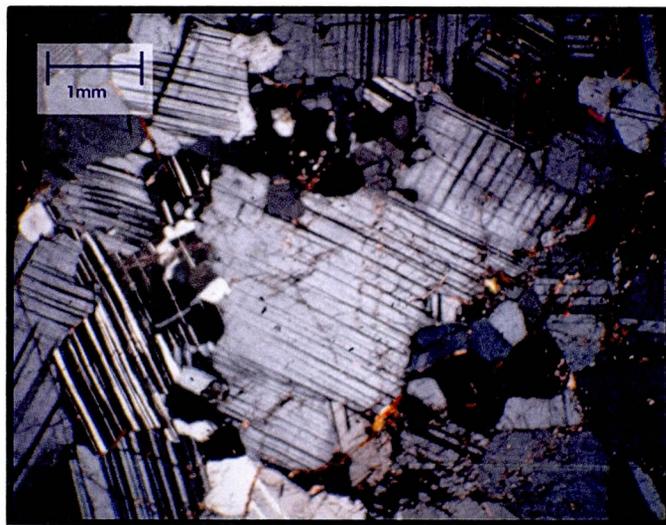


Figure 2.12 : Plagioclases présentant une texture protoclastique (V63-1)

Texture porphyroclastique (figure 2.13):

Cette texture se forme dans un contexte où le processus dominant est la recristallisation. Elle se caractérise par la présence de porphyroclastes de taille variable et de forme angulaire, plus ou moins isolés dans une matrice à grains plus fins (néoblastes) relativement uniforme. Les néoblastes présentent une structure polygonale plus ou moins bien développée. Turcotte (2001) situe le pourcentage typique de porphyroclastes entre 10 et 25%. On observe de l'extinction ondulante, des macles de déformation et des microkinks au sein des porphyroclastes. La taille moyenne des néoblastes de ce type de texture est généralement plus élevée (c'est-à-dire qu'il y a moins d'écart entre la taille respective des porphyroclastes et néoblastes) que dans la texture protoclastique.

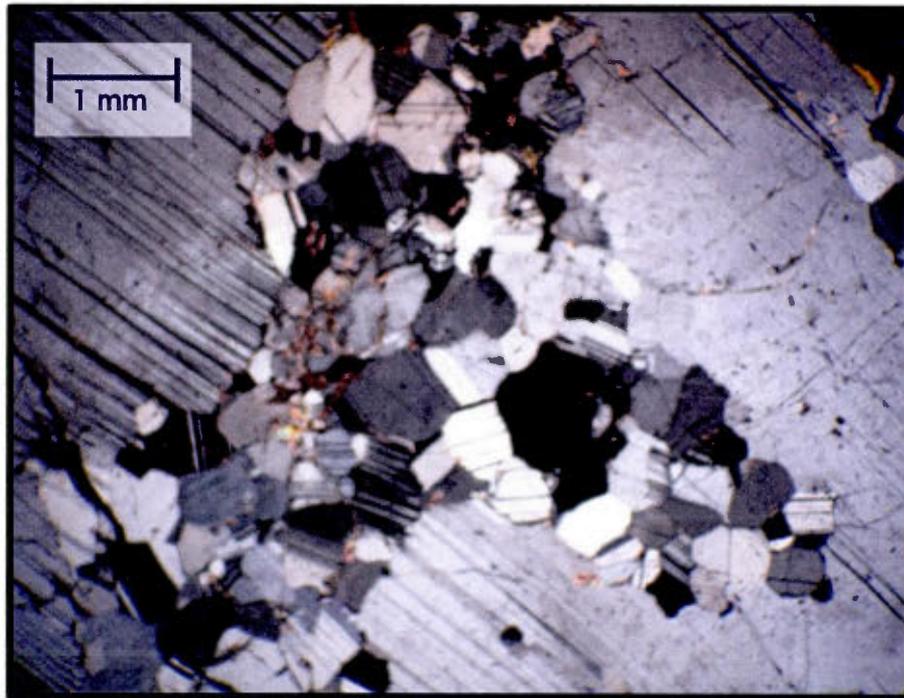


Figure 2.13 : Texture porphyroclastique des plagioclases dans une anorthosite (V22-1)

Texture oeuillée (*augen* : figure 2.14) :

On retrouve dans ce type de texture exactement le même agencement de cristaux que dans la texture porphyroclastique, sauf que les porphyroclastes sont très isolés les uns des autres (entre 5 et 10% de porphyroclastes, selon Turcotte, 2001) et leur forme est généralement plus arrondie. Par ailleurs, la différence de taille des cristaux entre porphyroclastes et néoblastes est moins importante que dans le cas de la texture porphyroclastique.

Texture granoblastique (figure 2.15) :

Dans ce type de texture, la recristallisation des cristaux de plagioclase est pratiquement complète. On ne retrouve que quelques porphyroclastes, généralement de forme très arrondie. Les néoblastes sont équigranulaires, de taille plus ou moins importante (entre 1 et 4 mm selon Turcotte, 2001), et présentent une texture polygonale bien développée.

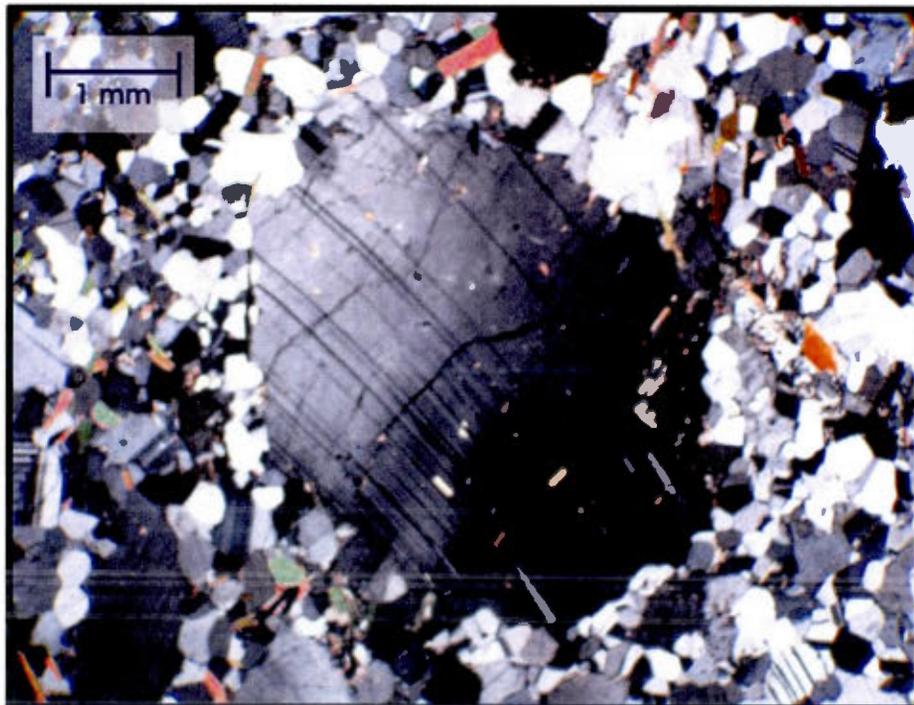


Figure 2.14 : Plagioclases illustrant une texture oeuillée dans une leuconorite (V31-2)

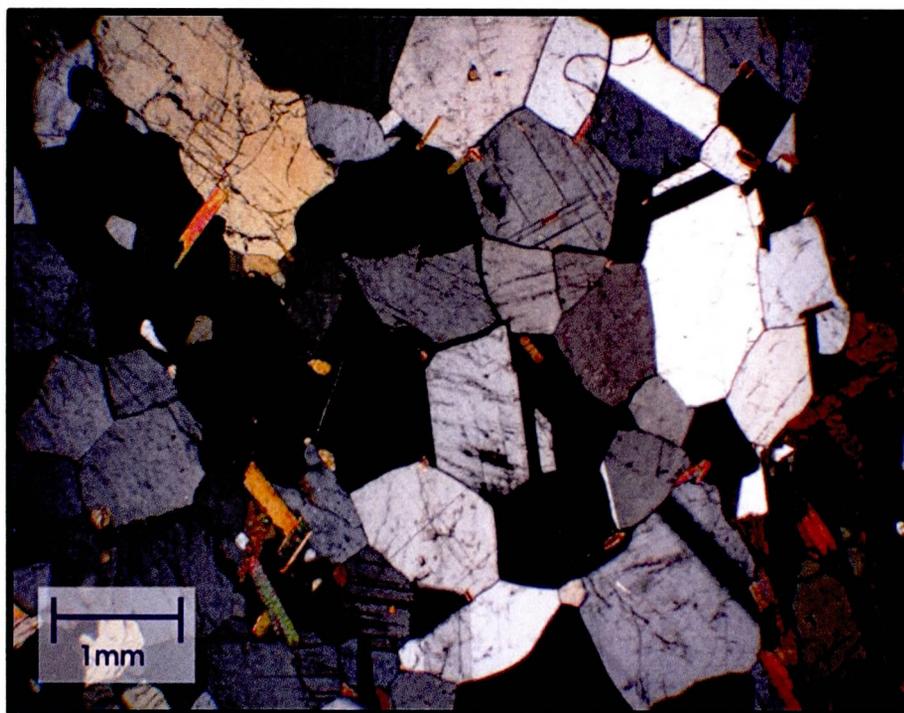


Figure 2.15 : Agencement polygonal des plagioclases, typique d'une texture granoblastique développée dans une leuconorite (V49-1)

Par ailleurs, la répartition cartographique de ces textures est sommairement présentée au chapitre 3. Kehlenbeck (1972) décrit également une texture porphyroblastique caractérisée par la formation de nouveaux cristaux de taille importante et qui présentent des caractéristiques différentes de la matrice porphyroblastique. Cette texture n'a pas été observée dans les lames minces de la Suite anorthositique de Vallant, ce qui indique que le niveau de déformation de haute température observé est moins poussé que dans la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean dans laquelle cette texture a été décrite. Les processus de recristallisation dynamique, tels que décrits par Passchier et Trouw (2005), comme la recristallisation par renflement (*bulging*), par rotation de sous-grains ou par migration de frontières de grains n'ont pas été identifiés dans les lames minces de la Suite anorthositique de Vallant, probablement parce que le type de recristallisation observé dans ces lames est plutôt le résultat d'une réduction de la surface de frontières de grains (*grain boundary area reduction*) décrit par Passchier et Trouw (2005). La raison de ceci étant que la Suite

anorthositique de Vallant est probablement demeurée sous des conditions de température relativement élevées assez longtemps pour oblitérer toutes les textures issues des processus d'une recristallisation dynamique au profit d'une recristallisation essentiellement statique.

À première vue, on pourrait croire que les textures présentées ci-dessus sont en ordre croissant de l'intensité de la déformation, mais ce n'est pas le cas étant donné que cataclase et recristallisation sont deux processus très différents. La cataclase est le résultat d'une déformation résultant de mouvements le long de plans de dislocation à l'intérieur du grain, soulignés par de l'extinction ondulante, la présence de macles de déformation ainsi que la présence de microkinks. La recristallisation peut être dynamique ou statique et est le résultat du taux de recouvrement (*recovery*), donc du transfert de la tension interne des cristaux vers l'extérieur, soit par une réduction de la taille granulométrique et/ou la réduction de la surface des frontières de grains, générant ainsi une forme polygonale. La texture finale obtenue est donc le résultat de la compétition entre la durée du séjour des cristaux à des températures élevées et l'intensité de la déformation cisailante (Wise *et al.*, 1984).

#### 2.6.2 Autres textures observables dans la Suite anorthositique de Vallant

On peut observer plusieurs types de textures issues de la déformation et/ou du métamorphisme dans les faciès de la Suite anorthositique de Vallant. Voici leurs descriptions :

##### Texture coronitique et symplectique :

Une texture coronitique est une alternance de couronnes concentriques de plusieurs minéraux ou d'un seul minéral dont la composition change. Même si cette texture peut être le résultat d'une réaction magmatique entre un cristal et le magma dans lequel il se trouve (Vernon, 2004), on la retrouve principalement dans les roches métamorphiques. La texture coronitique est le résultat d'une réaction incomplète, qui peut être une transformation métamorphique. Elle peut être produite dans le cas de métamorphisme prograde ou rétrograde, même si le second cas de figure est plus

courant (Winter, 2010). La texture symplectique, quant à elle, est une intercroissance d'apparence vermiculaire de plusieurs minéraux (Winter, 2010 ; Passchier et Trouw, 2005), dans les couronnes. Même si son origine est encore controversée, il semble plus probable qu'elle soit une texture de remplacement d'un minéral par deux minéraux à croissance simultanée (Winter, 2010).

Dans les lames minces observées, on retrouve des réactions produisant des textures coronitiques autour de trois minéraux différents, soit l'olivine, l'orthopyroxène et les minéraux opaques (sans doute de la magnétite). Dans le cas des minéraux opaques, la couronne est monominérale et est composée de biotite (Figure 2.16C). Les couronnes réactionnelles des olivines sont formées (du centre vers l'extérieur) d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'amphibole (parfois hornblende, parfois de l'amphibole fibreuse). On retrouve des textures symplectiques dans l'orthopyroxène, mais il est difficile de déterminer la nature du minéral de remplacement (Figure 2.16A). Les couronnes dont le cœur est formé d'orthopyroxène sont constituées de clinopyroxènes et d'amphiboles (Figure 2.16B).

#### Texture porphyroclastique des pyroxènes :

On parlera de texture porphyroclastique si la roche est pluriminérale ou porphyroclaste avec manteau (*mantled porphyroclast*) si la roche est monominérale. On l'observe lorsqu'un grain rigide est entouré de petits grains broyés pendant le métamorphisme dynamique en régime ductile (Figure 2.16B). Dans le cas d'un porphyroclaste avec manteau, on assume que ces grains proviennent du porphyroclaste (Winter, 2010). Dans les lames minces de la Suite anorthositique de Vallant, on retrouve cette texture dans les pyroxènes (en plus du cas dans les plagioclases décrit antérieurement). Le manteau autour des porphyroclastes est généralement polyminéralique, parce que cette texture est souvent jumelée à la texture coronitique générée par la rétro-morphose. Les pyroxènes présentent cette texture principalement dans les échantillons où les plagioclases sont très recristallisés. En effet, ces derniers amorcent le processus de recouvrement

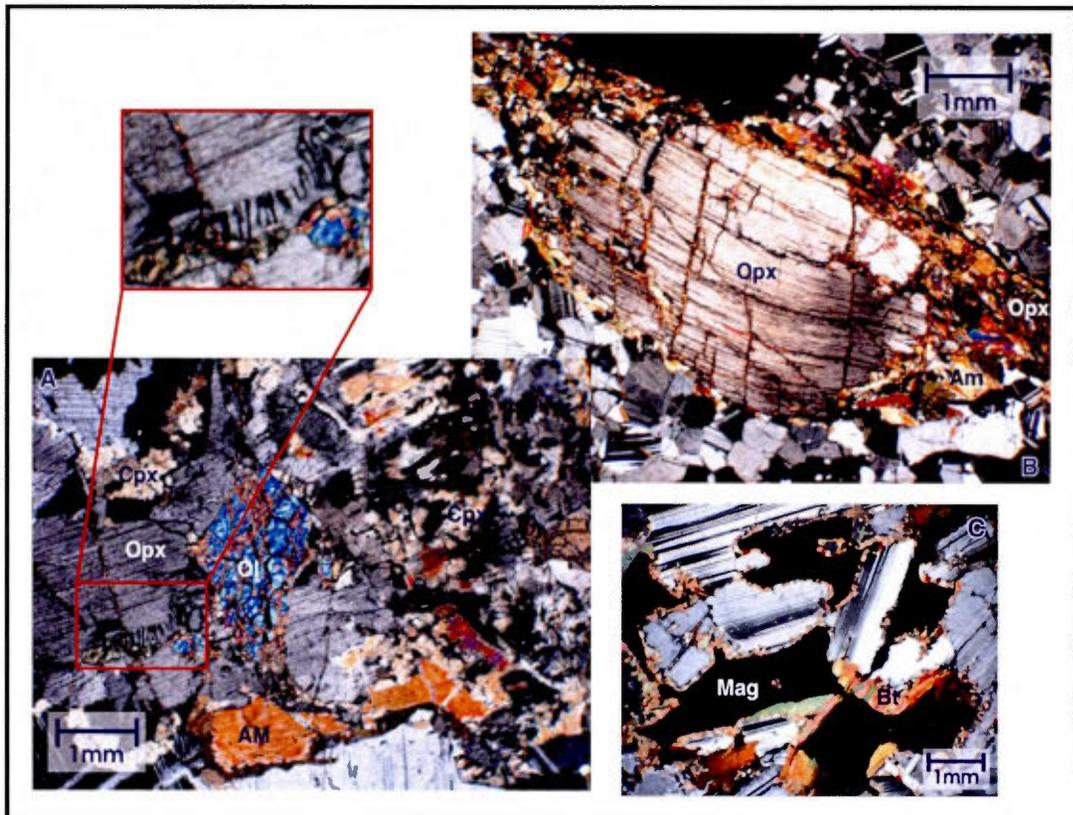


Figure 2.16 : Différents faciès de la Suite anorthositique de Vallant présentant des textures coroniques. A- Leucotroctolite dont les couronnes sont composées du centre vers l'extérieur d'olivine, d'orthopyroxène et d'un mélange d'amphibole et de clinopyroxène. Le zoom présente une texture symplectique (V32-3). B- Leuconorite dont le centre de la couronne est un orthopyroxène, alors que la couronne est composée d'orthopyroxène et d'amphibole fracturée. Si on considère que les amphiboles sont le produit du métamorphisme rétrograde du pyroxène, on peut aussi considérer cette texture comme un porphyroclaste avec manteau (V56-1). C- Leuconorite dont les minéraux opaques (de la magnétite) présentent une texture coronitique par la croissance de lamelles de biotite au pourtour (V14-4). Am = amphibole, Bt = biotite, Cpx = clinopyroxènes, Mag = magnétite, Ol = olivine, Opx = orthopyroxène.

(*recovery*) vers des températures d'environ 600°C, alors qu'on observe encore des textures de système porphyroclastique à des températures de plus de 1000°C dans les orthopyroxènes (Passchier et Trouw, 2005).

#### Texture porphyroblastique des grenats :

La texture porphyroblastique est marquée par la présence de grains de taille importante dont la croissance s'est produite durant le métamorphisme et qui se retrouvent dans une matrice à grains fins (Passchier et Trouw, 2005 ; figure 2.17). Les grenats observés dans la Suite anorthositique de Vallant ou dans les roches

adjacentes, on considère qu'ils sont syn-tectoniques (selon la définition de Passchier et Trouw, 2005), parce qu'ils sont généralement alignés dans le sens de la foliation et qu'ils semblent avoir une influence sur celle-ci. En effet, elle est marquée par des minéraux, comme la hornblende et la biotite qui épousent la forme des grenats, ce qui lui confère localement une forme arrondie. Également, on remarque que les grenats ont parfois subi de la fracturation cataclastique.

Dans les roches mafiques, les grenats sont caractéristiques du faciès des granulites, même si, selon Winter (2010), on peut les retrouver à partir de la zone transitionnelle entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites. Ainsi, dans le cas des roches anorthositiques, les grenats sont probablement le produit du métamorphisme prograde de haute température, la fracturation cataclastique pouvant être attribuée à une déformation tardive de plus basse température. Une lame de la Suite anorthositique de Vallant contient du grenat. Elle est près d'une zone riche en olivine (dont la cristallisation peut s'être produite à plus haute température), située au cœur du massif anorthositique. On observe des inclusions de plagioclases dans les grenats, ce qui signifie que ces derniers sont tardifs par rapport à la cristallisation du plagioclase. Par ailleurs, les grenats sont fracturés et on retrouve de la biotite dans les fractures, ce qui signifie que cette dernière est nécessairement postérieure au métamorphisme prograde (figure 2.17).

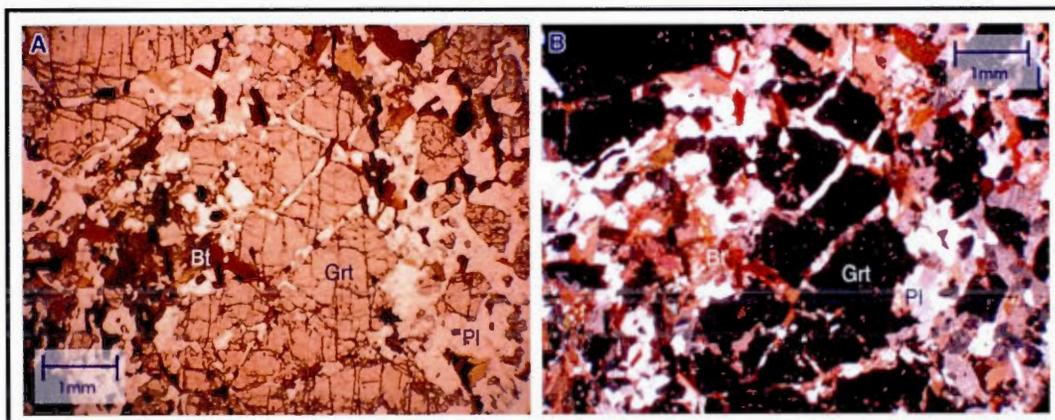


Figure 2.17 : Texture porphyroblastique des grenats dans une diorite, A- en lumière polarisée non-analysée, et B- en lumière polarisée analysée (V19-1). On remarque que les grenats sont de taille importante dans une roche où la granulométrie est généralement fine. On note la présence de biotite dans un réseau de micro-fractures des grenats. Bt = biotite, Grt = grenat, Pl = plagioclase.

## CHAPITRE III

### DESCRIPTION DES STRUCTURES ET ANALYSE STRUCTURALE

Les structures planaires et linéaires observées sur le terrain sont le résultat et les témoins de la déformation. Ils peuvent la caractériser en terme d'intensité, ainsi qu'en terme d'orientation et de répartition géographique. D'ailleurs, la répartition des textures des plagioclases peut permettre de comprendre l'intensité de la déformation le long des différents contacts de la Suite anorthositique de Vallant. En premier, on retrouvera une description exhaustive des différents types de structures retrouvés à proximité des contacts, dans la Suite anorthositique de Vallant, ainsi que dans les roches qui lui sont adjacentes. Dans un second temps, on retrouvera une description structurale des différents secteurs cartographiés pour ce mémoire en 2009, ainsi que par Gobeil *et al.* (2006) et Moukhsil *et al.* (2007, 2011)

Dans le cadre de la campagne de cartographie de l'été 2009, le contact nord de la Suite anorthositique de Vallant a pu être bien défini, grâce aux études de terrain dans le réservoir Outardes, ainsi que sur les routes 389 et Manic-3. Le contact sud a été circonscrit par des observations sur la route 389 et sur la route Outardes-3. La section est de la Suite anorthosite de Vallant a été plus difficile à couvrir, en raison de la mauvaise accessibilité. Ainsi, les résultats sont disparates et moins précis. Par ailleurs, les contacts n'ont pas pu être directement observés sur le terrain et ont été déduits à l'aide de mesures prises le long de la route Touloustouc et d'un chemin forestier partant de la ZEC (Zone d'Exploitation Contrôlée) de la ville de Godbout (60 km à l'est de Baie-Comeau) et allant vers le nord. Une carte des routes d'accès de ce secteur est présentée en figure 3.1.

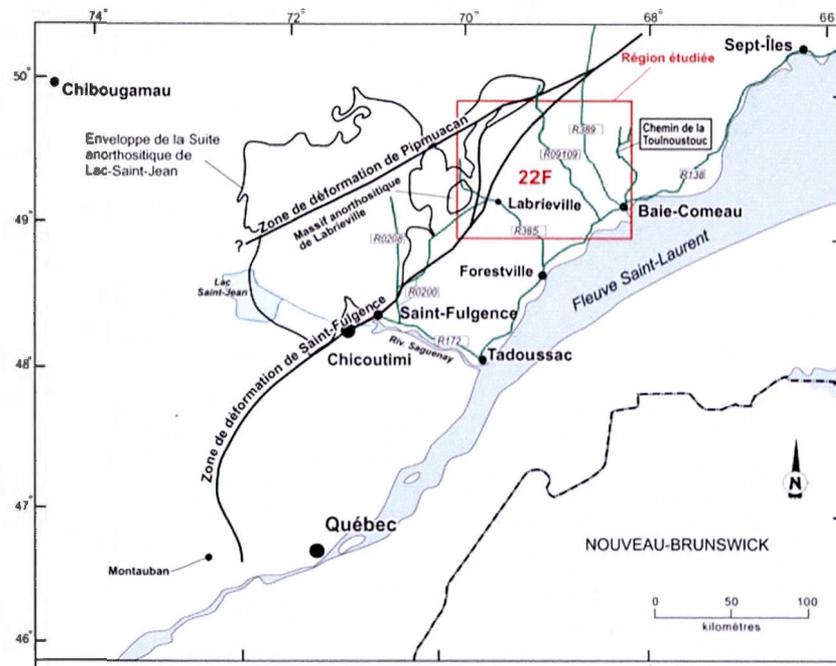


Figure 3.1 : Carte régionale du feuillet 22F présentant les principaux accès routiers ainsi que les principales zones de déformation (Moukhsil *et al.*, 2009a ; modifiée de Hébert et Cadieux, 2003).

### 3.1 Description des structures

#### 3.1.1 Structures retrouvées au sein de la Suite anorthositique de Vallant

On peut observer plusieurs types de structures planaires et linéaires dans les différents faciès de la Suite anorthositique de Vallant et les roches adjacentes. La majorité d'entre elles sont le résultat de la déformation et du métamorphisme, mais localement, on a observé des structures primaires. Voici une brève description de ces différents types de structures :

##### Litage magmatique :

Dans les roches ignées, la foliation primaire est marquée par des variations lithologiques qui présentent généralement une organisation sous forme de lits ou de couches (litage compositionnel). Plus la roche est déformée, plus il est difficile de reconnaître ce type de structures (Passchier et Trouw, 2005). Dans la Suite anorthositique de Vallant, on peut reconnaître ces structures primaires à quelques

endroits. Elles sont marquées par la variation de la proportion de pyroxènes dans les roches. On peut observer ce type de structures dans le secteur du contact est de la Suite anorthositique de Vallant, où la déformation est moins importante. Sur la route Touloustouc (au cœur de l'anorthosite), on peut observer des couloirs riches en pyroxènes très étirés. L'étirement plastique des pyroxènes porte à croire que la température était très élevée lors de la formation de cette texture et que le magma n'était pas complètement solidifié. Par ailleurs, on reconnaît la présence de textures porphyroclastiques dans les pyroxènes, tel que décrit précédemment, à des températures au-dessus de 1000°C, ce qui corrobore l'hypothèse d'une déformation de haute température.

#### Foliation secondaire :

On retrouve une foliation secondaire dans beaucoup de faciès de la Suite anorthositique de Vallant. Elle est plus marquée dans les zones près des contacts, mais est aussi directement reliée au taux de recristallisation des plagioclases. En effet, lorsque la roche montre une texture très recristallisée (ex : granoblastique), la foliation est généralement oblitérée. La foliation est souvent marquée par les minéraux mafiques, tels que l'orthopyroxène, la biotite et l'amphibole (figure 3.2). Dans certains cas où la recristallisation est faible, on peut remarquer l'orientation de l'axe long et des clivages des plagioclases alignés avec les minéraux mafiques.

#### Rubanement mylonitique :

Une mylonite est un terme structural qui réfère à une roche ayant subi une forte déformation ductile (même si une faible part de déformation cassante peut être reconnue). On peut reconnaître une texture mylonitique par la fine taille des grains, une foliation planaire fortement développée et la présence d'une linéation minérale ou d'étirement. Elle peut contenir ou non des porphyroclastes. On la considère comme étant le produit d'une roche à grains plus grossiers ayant subi une déformation intracrystalline et de la recristallisation (Passchier et Trouw, 2005). Au sein de la Suite anorthositique de Vallant, on observe du rubanement mylonitique à plusieurs endroits, généralement sur les affleurements les plus près des contacts avec

les roches encaissantes. Elle est souvent marquée par un étirement des minéraux mafiques (figure 3.3). En lames minces, on la reconnaît par des textures de recristallisation avancée, œillée ou granoblastique.

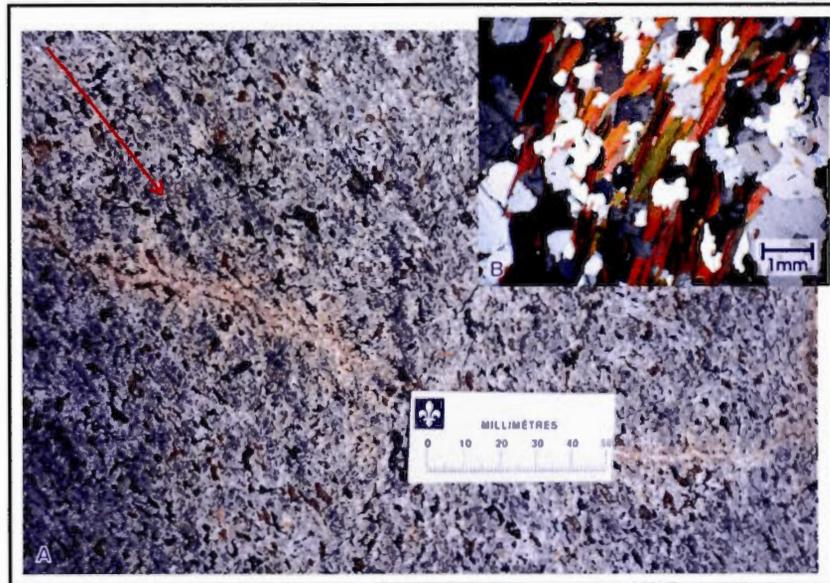


Figure 3.2 : Représentation de la foliation secondaire A- en affleurement (V58) et B- en lame mince. Dans le premier cas, elle est marquée par des orthopyroxènes coronitiques alors qu'elle est marquée par des biotites dans le deuxième cas. Les flèches rouges représentent les traces de la foliation dans le plan observé.

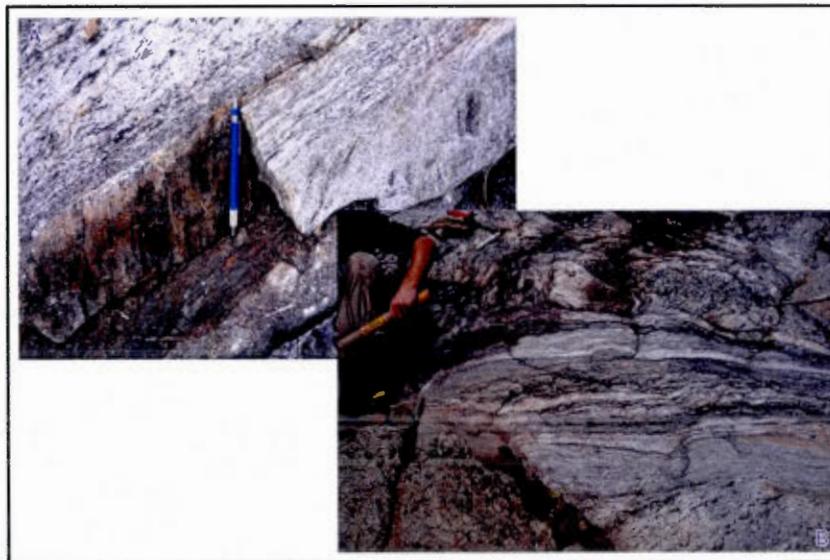


Figure 3.3 : Deux affleurements qui présentent des couloirs avec rubanement mylonitique. A- Le long de la fracture, on peut observer la linéation d'étirement minéral (V59). B- La forte teneur en minéraux mafiques permet de bien observer la déformation (V49).

Plissement :

À quelques rares endroits au sein de la Suite anorthositique de Vallant, principalement en bordure du contact est, on peut observer des plis à l'échelle de l'affleurement (figure 3.4). Ces plissements sont généralement ouverts et peu pénétratifs. Leur longueur d'onde peut varier de 30 cm à 1 m et leur orientation est assez aléatoire. Ils sont relativement symétriques et le plan axial est droit à déjeté. Il est parfois possible de mesurer un axe de pli approximatif. Également la répartition des unités au sein de la Suite anorthositique de Vallant suggère la présence de plissements de grande envergure. En effet, on observe la présence de leuconorite et d'anorthosite répartis sur les bordures nord et sud de la Suite anorthositique de Vallant, alors que les faciès où on retrouve l'olivine sont concentrés au cœur. Cette observation, combinée au sens du pendage des failles retrouvées au nord et au sud permet de suspecter la présence d'un grand synforme d'axe est-ouest.

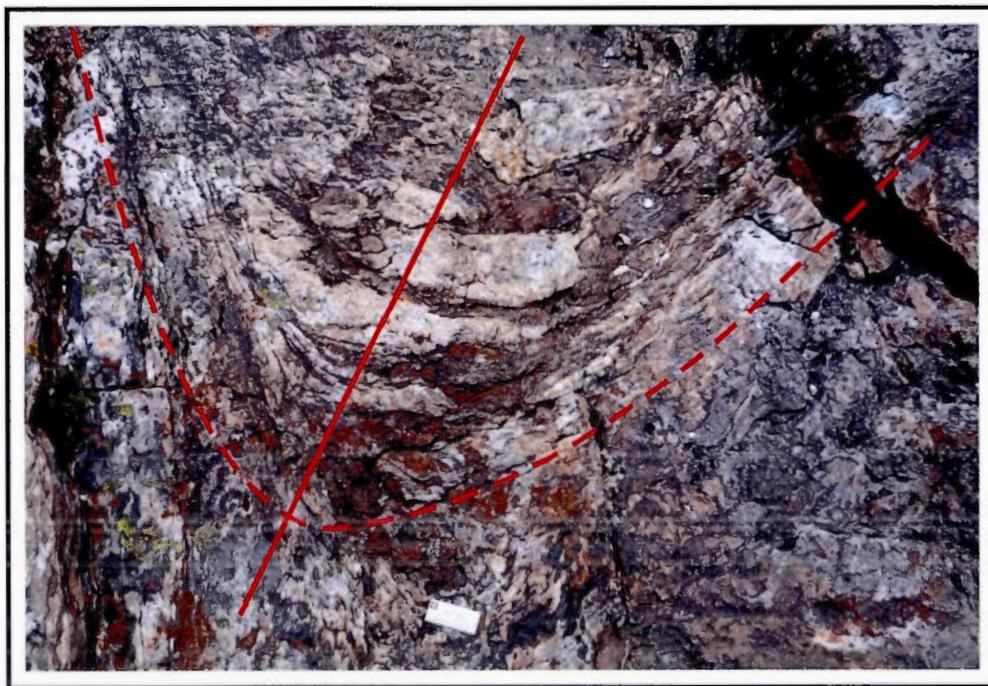


Figure 3.4 : Pli retrouvé dans un faciès leuconoritique de la Suite anorthositique de Vallant (V30). La ligne pointillée représente la trace du pli sur la surface et la ligne pleine représente la trace du plan axial. On peut voir que le plongement du pli est assez abrupt à l'aide des coupes dans les fractures en-haut à droite de la photo.

### Linéation :

Une linéation minérale est un objet linéaire qui matérialise la direction de transport tectonique (axe X). Selon Piazzolo et Passchier (2002), il existe deux types de linéation : la linéation de grains et la linéation d'agrégats. La linéation de grains est définie par l'alignement de cristaux indépendants alors que la linéation d'agrégats est caractérisée par l'alignement de groupes de grains souvent équidimensionnels. Dans la Suite anorthositique de Vallant, on peut observer les deux types de linéation. Parfois, une linéation qui semble de type étirement de grains sur un affleurement quelconque peut en fait être une linéation d'agrégats en lames minces. Généralement, les linéations minérales sont marquées par des minéraux mafiques (figure 3.5).



Figure 3.5 : Affleurement présentant une linéation plus forte que la foliation (L>F). On peut remarquer que le type de linéation est en agrégats selon la définition de Piazzolo et Passchier (2002). Affleurement V01.

### 3.1.2 Structures observées dans les roches adjacentes à la Suite anorthositique de Vallant

Il y a des structures qui ont déjà été décrites dans la section sur la Suite anorthositique de Vallant qu'on retrouve également dans les roches qui lui sont adjacentes. Une foliation est souvent observée, telle que décrite précédemment, et plus répandue, car non oblitérée par la recristallisation. Par ailleurs, il arrive souvent qu'on retrouve des plissements dans les roches très déformées du contact nord. Ces plis sont de type isoclinal et leur plan axial est parallèle au rubanement observé dans les roches. Par contre, il y a de nouvelles structures davantage associées aux roches de composition granitique qu'on retrouve dans les roches adjacentes. Voici la description de ces structures :

#### Gneissosité (foliation gneissique) :

La gneissosité est un terme général pour parler de foliation dans un gneiss. Il est imprécis parce qu'il peut être confondu avec plusieurs types de foliation qu'on peut retrouver dans la même roche, comme le litage compositionnel (Passchier et Trouw, 2005). On peut observer une texture gneissique dans les roches du Complexe de Baie-Comeau et de la Suite plutonique de Varin, près du contact avec la Suite anorthositique de Vallant (figure 3.6). Elle est sans doute aussi présente dans la Suite plutonique de Belinda, mais peu d'affleurements ont été observés, compte tenu de l'accessibilité près du contact. Dans le complexe de Baie-Comeau, elle peut se confondre avec la texture migmatitique.

#### Rubanement migmatitique :

Une migmatite est une roche métamorphique de haute température contenant des couches ou agrégats de composition felsique (néosomes) entre des sections de roches plus mafiques (mésosomes). La majorité des néosomes serait probablement formée par la fusion partielle (Vernon, 2004). Le rubanement est observable lorsque la migmatite se forme en contexte de contraintes tectoniques. Ainsi, on pourra observer une alternance de couches de mobilisat et de couches de restite orientées sur le même plan. On peut observer cette texture dans le Complexe de Baie-Comeau (figure 3.7), où elle se confond parfois avec la gneissosité. La différence s'observe dans la

granulométrie plus importante du mobilisat par rapport à la partie leucocrate d'une texture gneissique. Par ailleurs, on peut observer du mobilisat discordant des structures principales, ce qui indique que celui-ci est en intrusion dans la roche et donc tardif.

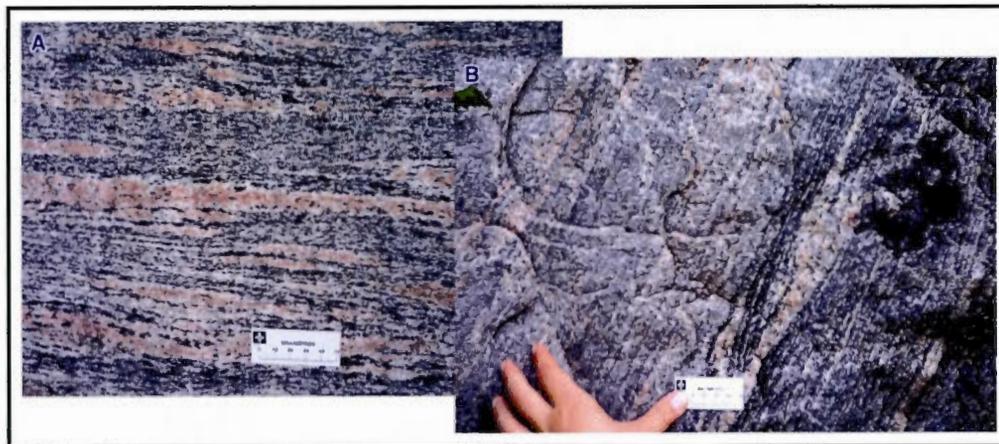


Figure 3.6 : Structure de gneissosité observée dans A- le Complexe de Baie-Comeau (contact nord, V34) et B- la Suite plutonique de Varin (contact sud, V41)

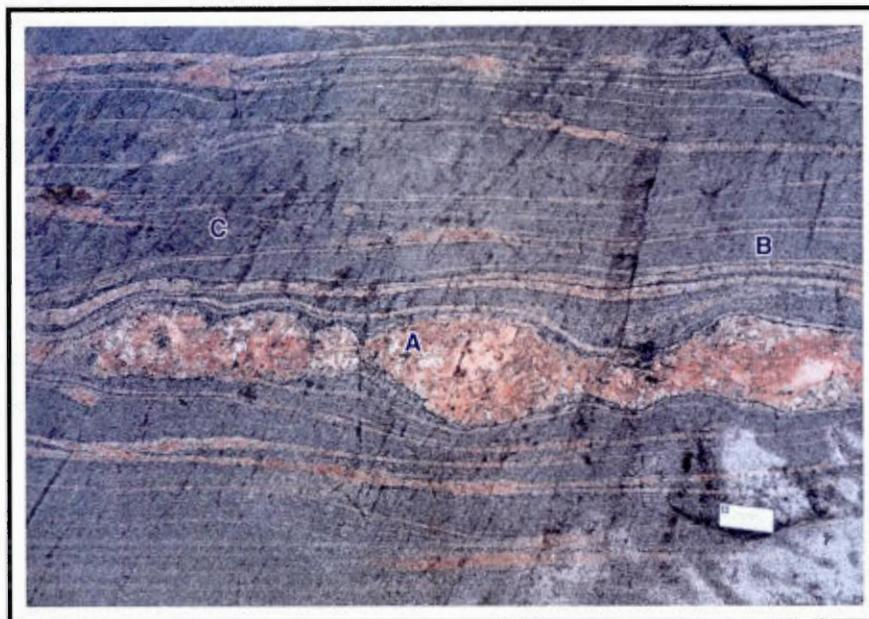


Figure 3.7 : Texture migmatitique au sein du Complexe de Baie-Comeau (affleurement V57). En A, on peut observer des boudins de mobilisat dont la granulométrie est plus importante que dans le gneiss adjacent. En B, on peut remarquer que le mobilisat est concordant avec la gneissosité et en C, qu'il est discordant.

## 3.2 Analyse structurale

### 3.2.1 Contact est de la Suite anorthositique de Vallant

Les mesures structurales récoltées sur la route Touloustouc, vers le contact est de la Suite anorthositique de Vallant sont très disparates (figure 3.8). Elles sont peu abondantes et proviennent de sites très éloignés les uns des autres. Dans ce même secteur, le contact nord n'a pas pu être observé alors que le contact sud a été oblitéré par la mise en place de la Suite de Louis. Dans la partie nord, près du contact entre la Suite anorthositique de Vallant et le Complexe de Baie-Comeau, trois affleurements ont présenté des mesures de foliation qui sont sensiblement orientées dans la même direction qu'une faille préalablement cartographiée par Moukhsil *et al.* (2009a). Les autres mesures de ce secteur sont d'orientation moins bien définie, bien qu'il y ait une certaine orientation préférentielle NE-SO et une secondaire approximativement est-ouest, mais nettement moins marquée que la première (figure 3.9). La première orientation de foliation est subparallèle aux structures majeures observées à l'extrémité est de la Suite anorthositique de Vallant (figure 3.8). La seconde orientation de foliation est, quant à elle, subparallèle au contact nord, de même qu'avec les structures de foliation mesurées au nord de la Suite anorthositique de Vallant. Les linéations mesurées dans ce secteur sont généralement de type pendage à oblique, avec une légère composante directionnelle. On retrouve plusieurs linéations minérales plongeant vers le sud-est. La recristallisation des plagioclases est variable, mais majoritairement protoclastique à porphyroclastique. On retrouve une texture œillée le long du contact sud.

Les affleurements observés sur la route Touloustouc, à proximité du contact nord, présentent cependant des structures particulières. En effet, on y observe des bandes riches en orthopyroxène qui sont fortement étirées et qui forment de grands plis ouverts sans orientation préférentielle (figure 3.10), qui sont interprétés comme résultant d'une déformation syn-magmatique. Si tel est le cas, cela signifie que les mesures planaires récoltées sur ces affleurements ne sont pas représentatives d'une déformation à l'état solide. Par ailleurs, le fort étirement des pyroxènes en forme de cigare (voir figure 3.5) témoigne aussi d'une déformation de haute température, probablement syn-magmatique.

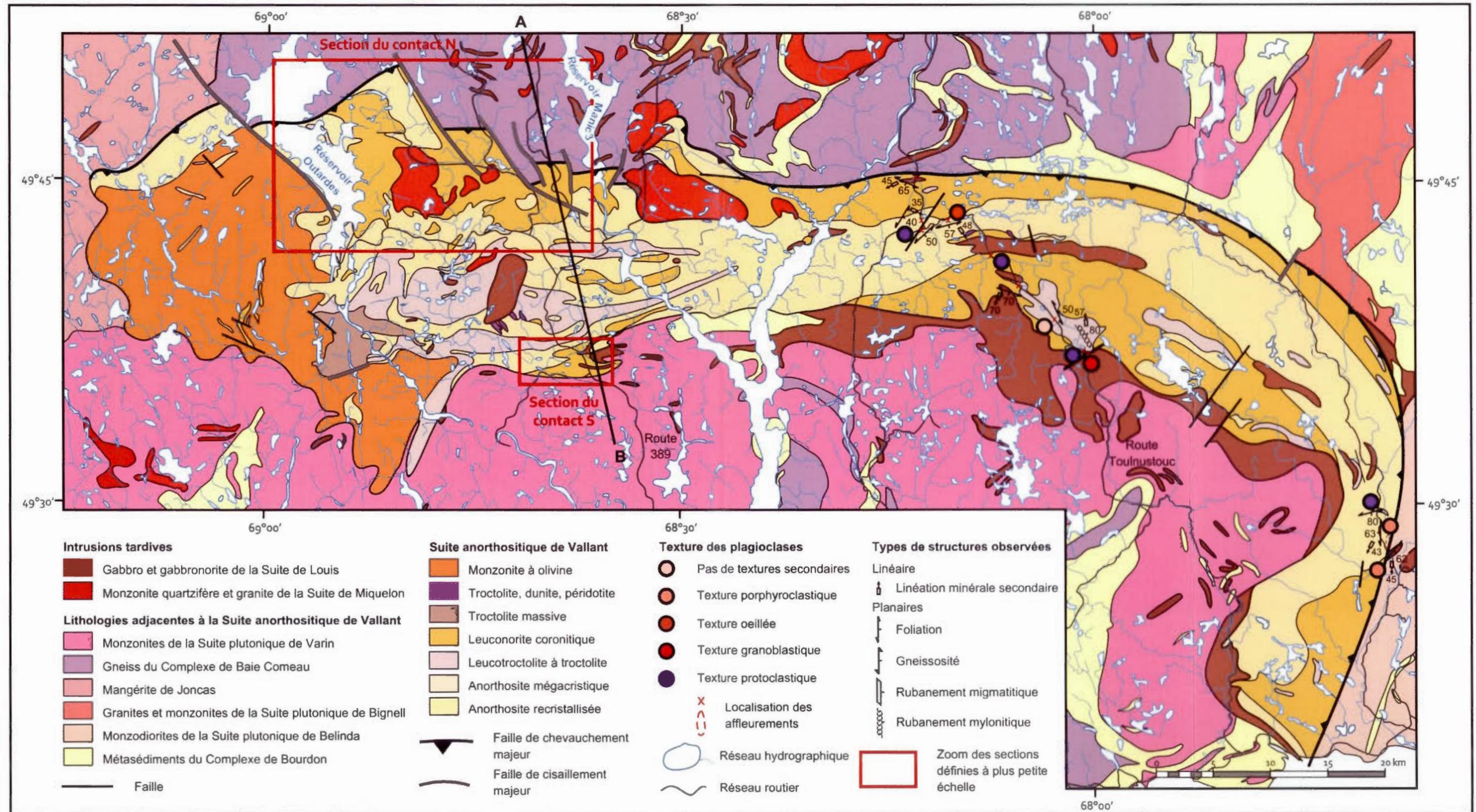


Figure 3.8 : Carte géologique. Représentation cartographique de la région de la Suite anorthositique de Vallant (feuilles SNRC 22F-22G) avec indications des fabriques planaires et linéaires ainsi que de la texture des plagioclases dans le secteur est. Les encadrés montrent la localisation et emplacement des secteurs nord-sud agrandis ultérieurement (figures 4.6 et 4.10). La coupe A-B sera présentée en figure 5.4. Modifiée de Moukhsil *et al.* (2009a, 2009b, 2011).

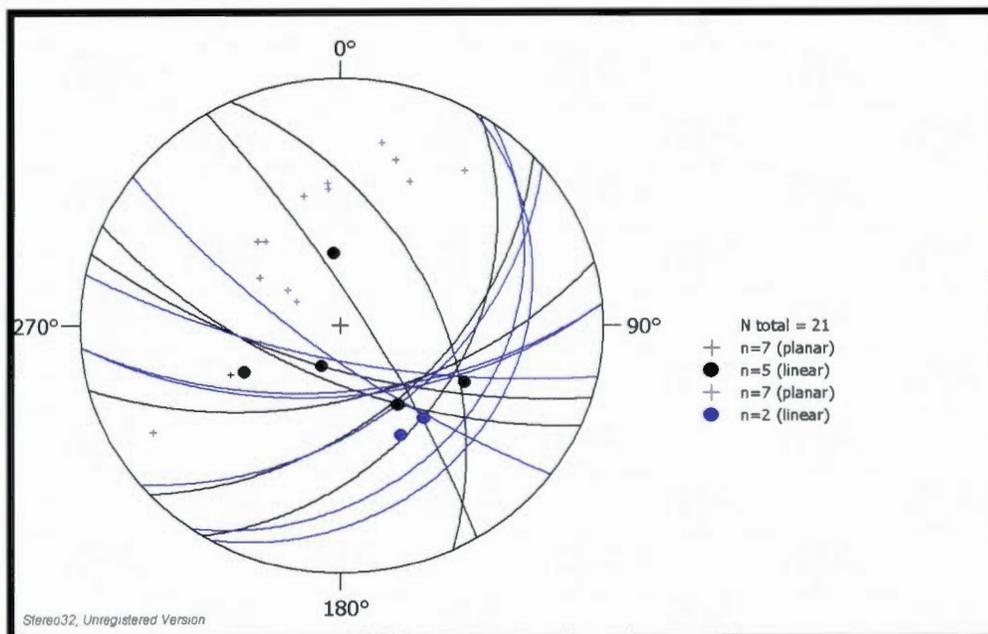


Figure 3.9 : Projection stéréographique des foliations et linéations observées sur la route Toulnostouc dans le cadre de ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil *et al.* (2007) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur



Figure 3.10 : A et B - Étirement et plissement des bandes riches en pyroxènes sur la route Toulnostouc, à proximité du contact nord (affleurement V2).

Sur l'affleurement V3 de la route Toulnostouc, on peut remarquer deux types de foliation ; une foliation marquée par l'alignement des pyroxènes, et une autre par l'alignement de la biotite. La première est orientée nord-sud, avec un pendage modéré, alors

que la seconde est est-ouest, subparallèle au contact nord de l'anorthosite de Vallant. Les deux foliations présentent des linéations minérales subparallèles. La première foliation correspond probablement à une déformation syn-magmatique telle que décrite précédemment, alors que la seconde est d'origine tectono-métamorphique, comme le démontre la présence de biotite, qui est d'origine secondaire dans ces roches. La direction de cette seconde foliation corrobore cette hypothèse, puisqu'elle est subparallèle au contact et aux mesures de foliation prises le long du contact nord. On pourrait croire que si les deux linéations minérales sont subparallèles, c'est que les pyroxènes se sont peut-être réorientés dans l'espace suite aux contraintes, dans le sens du transport tectonique.

Complètement à l'est, des affleurements d'anorthosite cartographiés à l'intersection entre la rivière Godbout et la route de la ZEC des rivières Godbout et Mistassini montrent une texture suggérant la prédominance de la cataclase par rapport à la recristallisation, et donc d'une déformation plus rapide et sans doute de plus faible température. Il est difficile d'y déterminer une orientation préférentielle des structures planaires, même s'il semble y avoir une plus forte concentration de foliations orientées NNE-SSO, subparallèles au contact, avec des pendages modérés à forts vers le nord-ouest ou vers le sud-est (figure 3.11). On peut aussi remarquer une composante directionnelle dans les structures linéaires plus importante que précédemment, même si plusieurs de ces linéations sont de type aval-pendage à oblique. La texture des plagioclases est généralement non-déformée à protoclastique (figure 3.8).

Enfin, on observe aussi parfois des plissements de la foliation ou dans les bandes riches en pyroxènes. Ces plis sont le plus souvent ouverts et très différents les uns des autres au niveau de l'orientation (figure 3.12). Encore une fois, une déformation aussi plastique des pyroxènes avec une orientation aussi aléatoire et mal définie est probablement le résultat de phénomènes syn-magmatiques.

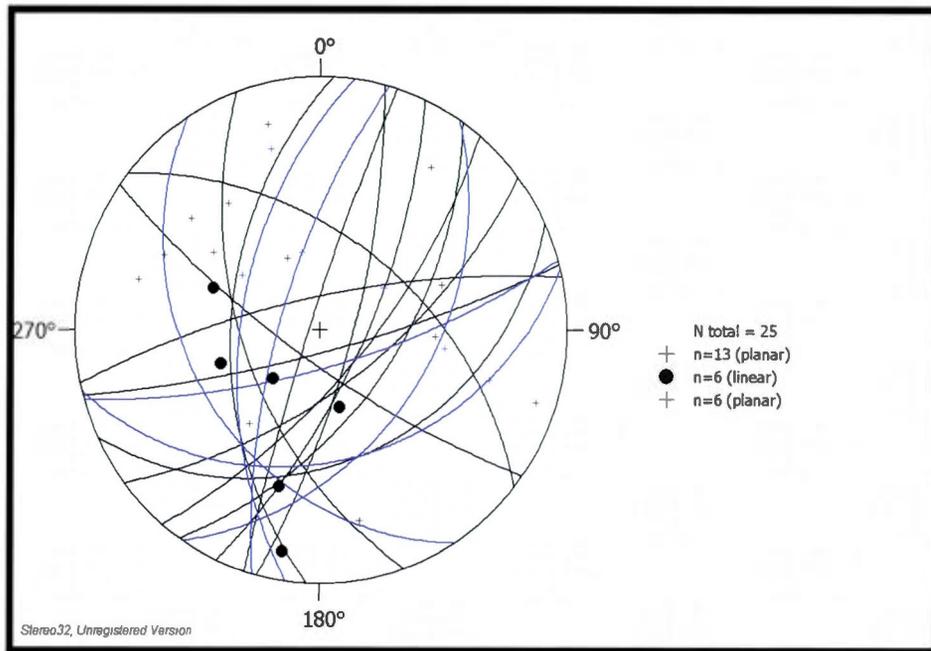


Figure 3.11 : Projection stéréographique des foliations et des linéations minérales observées sur la rivière Godbout dans le cadre de ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil *et al.* (2011) (bleu). Projection de Wulff, hémisphère inférieur. Notez qu'une forte concentration de foliations est orientée vers le NNE-SSO, avec des pendages modérés à forts vers nord-ouest ou le sud-est. Les structures linéaires sont en majorité aval-pendage à obliques.

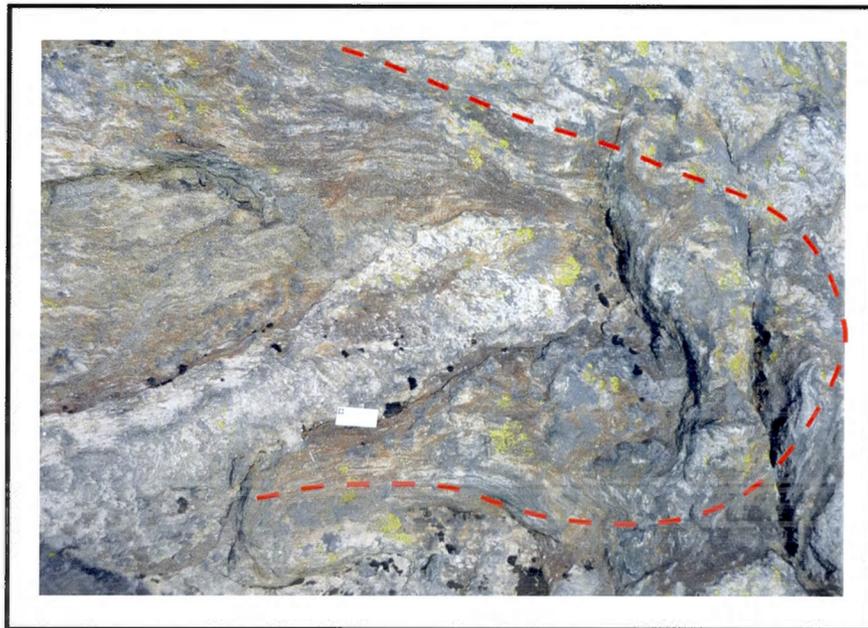


Figure 3.12 : Plissements d'orientation aléatoire à proximité de la Rivière Godbout (V31).

### 3.2.2 Contact entre la Suite anorthositique de Vallant et le Complexe de Baie-Comeau

Le contact nord de la Suite anorthositique de Vallant est marqué par la présence du Complexe de Baie-Comeau. Une grande concentration d'affleurements a été observée le long de ce contact grâce à l'accessibilité et les coupes fournies par les routes 389 et Manic-3, ainsi que par bateau dans le réservoir Outardes. Ce contact, préalablement cartographié par Moukhsil *et al.* (2009), a été interprété comme une faille de chevauchement de la Suite anorthositique de Vallant sur le Complexe de Baie-Comeau. La carte de la figure 3.13 illustre les principales structures et textures qu'on y observe.

Le Complexe de Baie-Comeau est caractérisé par des structures issues d'une intense déformation, telles qu'une gneissosité et du rubanement migmatitique. L'orientation des structures de cette unité sur un stéréonet (Figure 3.14) montre que le pendage des foliations est assez prononcé vers le sud-est et l'est. Celles-ci sont orientées selon la même direction que le contact tracé sur la carte de Moukhsil *et al.* (2009). Les linéations sont orientées sud à SSO (de type aval-pendage à oblique) avec des plongées modérées, entre 30 et 60 degrés.

Au sein de la Suite anorthositique de Vallant (figure 3.15), les mesures structurales montrent moins de cohérence que dans le Complexe de Baie-Comeau. L'examen des structures provenant du réservoir Outardes (plus à l'est) et de celles provenant de la route de Manic-3 suggèrent aussi cette absence de cohérence. Cela implique qu'il ne s'agit pas d'un phénomène de variation latérale et, donc, que la déformation est uniforme si on s'éloigne vers l'est ou vers l'ouest. On remarque de plus qu'il y a une orientation préférentielle des linéations minérales vers le sud dans l'anorthosite de Vallant, ce qui est similaire à ce qui est observé dans le Complexe de Baie-Comeau. La plongée de ces linéations est modérée, entre 40 et 50 degrés, et elles sont globalement perpendiculaires à l'orientation du contact Vallant – Baie-Comeau. Les plagioclases sont très recristallisés avec des textures œillée ou granoblastique à proximité du contact (figure 3.13).

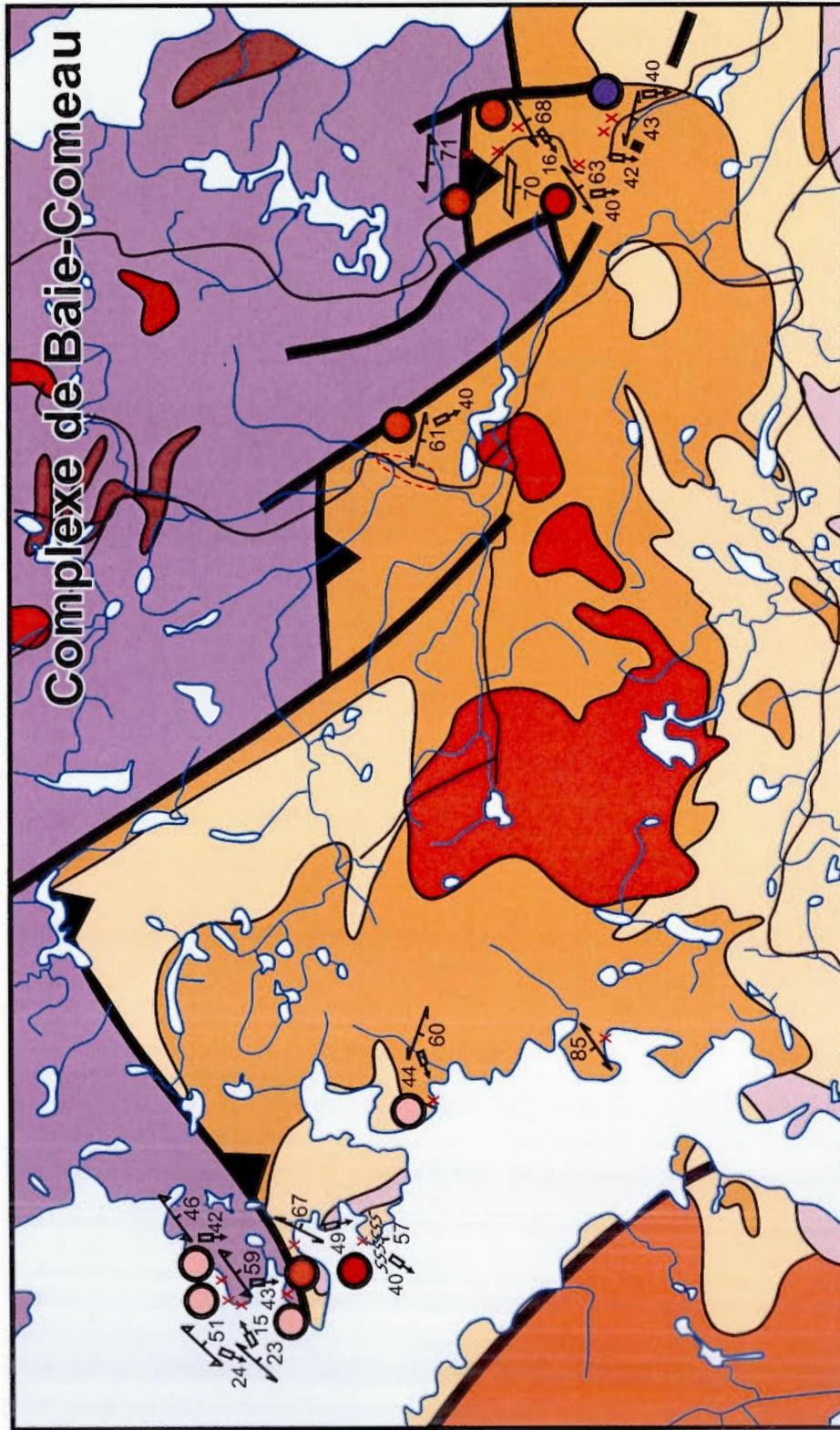


Figure 3.13 : Détail cartographique de la figure 3.8 représentant le contact nord entre la Suite anorthositique de Vallant et le Complexe de Baie-Comeau avec les mesures de structures planaires et linéaires, ainsi que les textures des plagioclases (même légende que la figure 4.1).

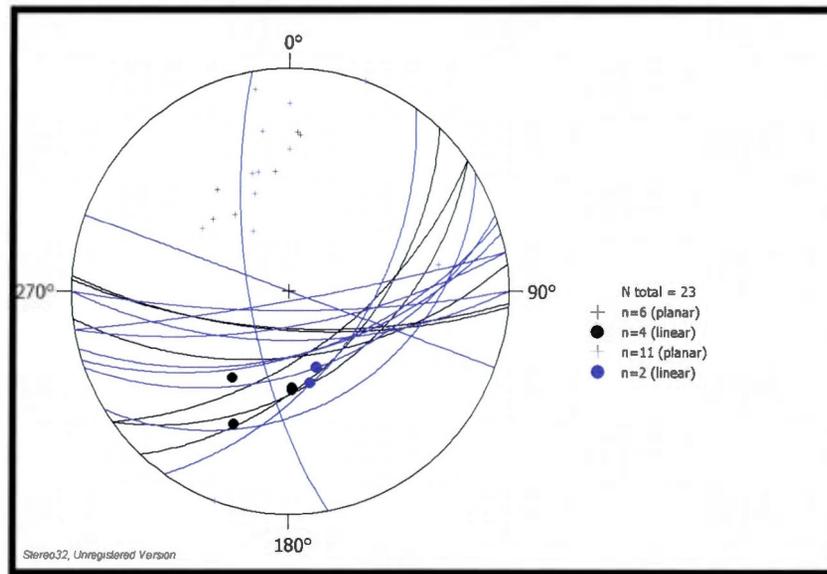


Figure 3.14 : Projection stéréographique des fabriques de gneissosité et de rubanement migmatitique et des linéations au sein du Complexe de Baie-Comeau, au contact avec la Suite anorthositique de Vallant. Données recueillies dans le cadre de ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil et al. (2007) (bleu). Projection de Wulff, hémisphère inférieur. Notez que le pendage des structures planaires est assez prononcé vers l'est et le sud-est. Les structures linéaires sont de type aval-pendage à oblique orientées vers le sud.

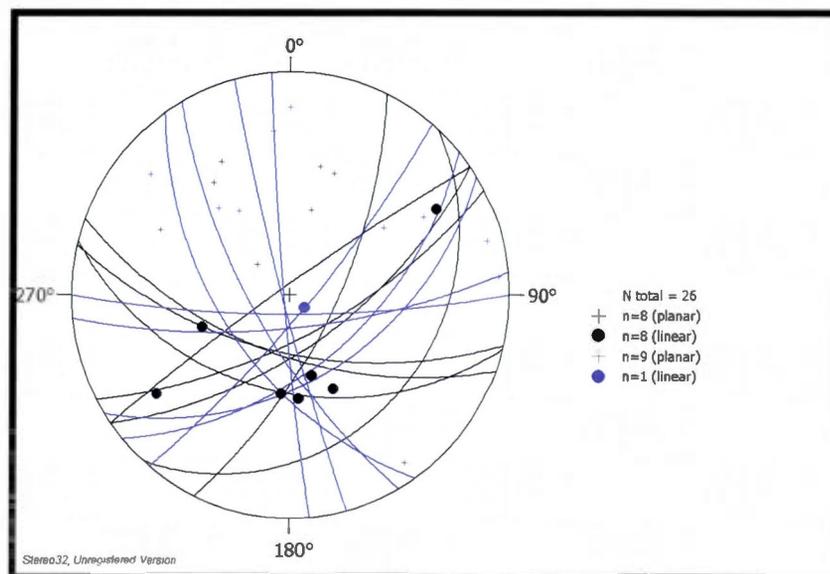


Figure 3.15 : Projection stéréographique des fabriques planaires et linéaires au sein de la Suite anorthositique de Vallant, au contact avec le Complexe de Baie-Comeau. Données recueillies pour ce mémoire (noir) et compilées de Moukhsil et al. (2007) (bleu). Projection de Wulff, hémisphère inférieur. Notez que les fabriques planaires montrent peu de cohérence, alors qu'il y a une orientation préférentielle des structures linéaires vers le sud.

### 3.2.3 Contact entre la Suite anorthositique de Vallant et la Suite plutonique de Varin

La Suite plutonique de Varin affleure au sud de la Suite anorthositique de Vallant. Le contact entre ces deux unités est cependant fréquemment oblitéré par la Suite de Louis. Gobeil *et al.* (2006) et Moukhsil *et al.* (2009a, 2009b) ont interprété ce contact comme étant faillé avec un mouvement normal vers le nord. Les principaux accès à proximité du contact sont les routes 389 et Outardes-3. La figure 3.16 présente la répartition des principales structures et textures des plagioclases de ce secteur.

La figure 3.17 montre l'orientation des foliations et linéations de la Suite anorthositique de Vallant le long du contact sud. On remarque une orientation préférentielle des structures de foliations est-ouest à ENE-OSO. Les pendages sont généralement modérés à forts et sont inclinés vers le nord. Le nombre limité de linéations ne permet pas de déduire l'orientation spécifique. De façon générale, la foliation montre une orientation subparallèle au contact, soit

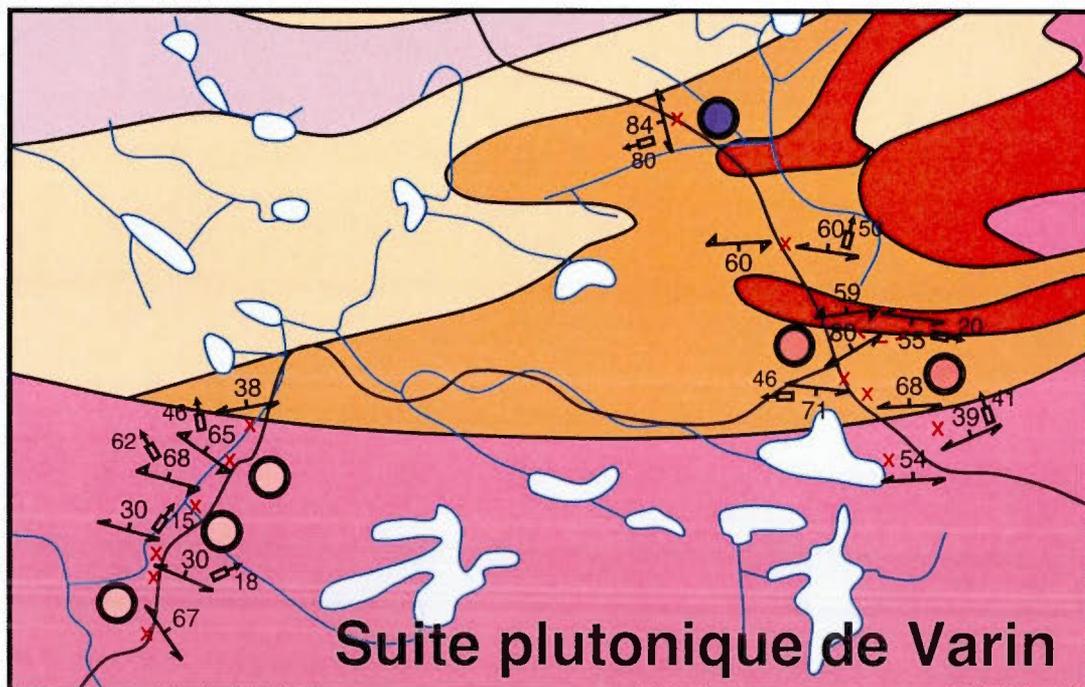


Figure 3.16 : Géologie détaillée et distribution des mesures structurales et des types de textures des plagioclases au contact entre la Suite anorthositique de Vallant et la Suite plutonique de Varin. Voir la figure 3.8 pour la localisation et la signification des symboles lithologiques.

est-ouest, mais à pendage variable. Cette région ayant été cartographiée au 1:50000 par Gobeil *et al.* (2006), beaucoup de mesures structurales ont été récoltées. Ces mesures, situées à proximité des affleurements visités dans le cadre de cette étude sont présentées sur la figure 3.17 (données en bleu). L'orientation des mesures de foliation est ENE-OSO à est-ouest, avec un pendage fort orienté vers le nord. On remarque, ici aussi, l'absence de linéations. Comme illustré sur figure 3.16, les plagioclases sont peu déformés mais présentent un début de texture porphyroclastique.

La figure 3.18 (données en noir) montre l'orientation des structures planaires et linéaires récoltées dans la Suite plutonique de Varin. Les structures planaires sont d'orientation plus variable que dans la Suite anorthositique de Vallant, mais présentent une orientation moyenne est-ouest, avec un pendage variable, généralement vers le nord, mais parfois vers le sud.

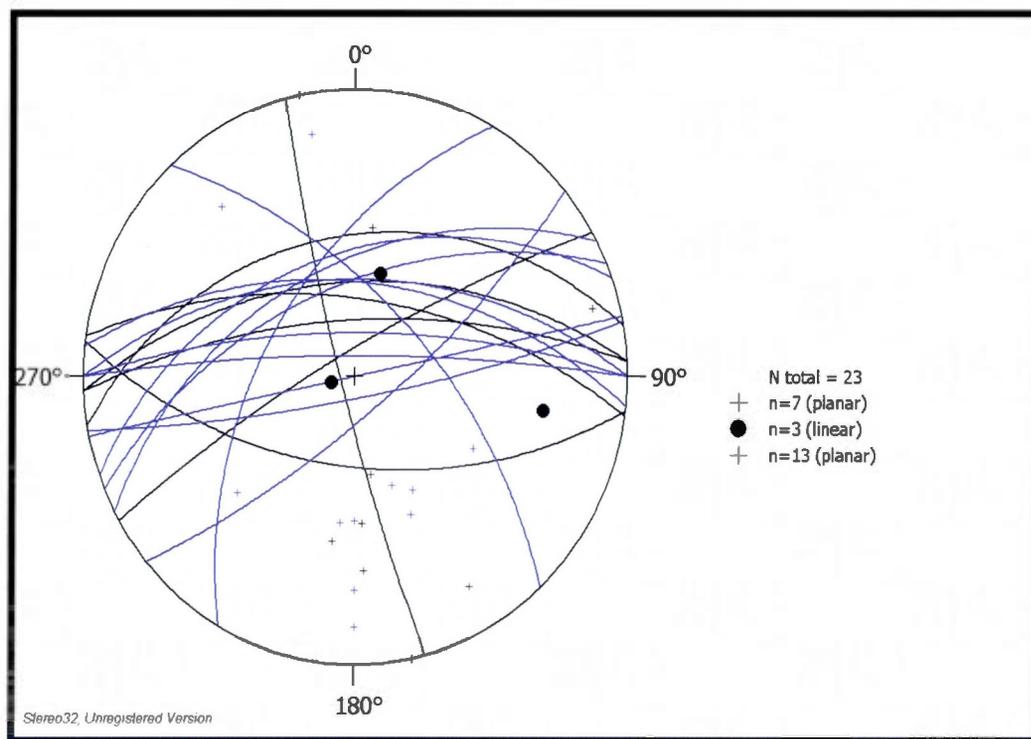


Figure 3.17 : Représentation stéréographique des structures planaires et linéaires au sein de la Suite anorthositique de Vallant, en contact avec la Suite plutonique de Varin. Données recueillies pour ce mémoire (noir) et par Gobeil *et al.* (2006) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur. Notez que l'orientation des mesures de foliation est ENE-OSO à est-ouest, avec un pendage prononcé vers le nord.

Les linéations sont de type aval-pendage à oblique. Les linéations observées sur les foliations à pendage faible ou vers le sud ont des directions et plongées différentes des foliations observées sur les foliations à plus fort pendage et orientées vers le nord-est d'environ une quinzaine de degrés. Nos mesures sont comparables à celles de Gobeil *et al.* (2006) (figure 3.18, mesures en bleu). Les mesures de foliations sont principalement orientées ENE-OSO avec un pendage moyen à fort. Elles sont également semblables à celles présentées plus haut et mesurées dans la Suite anorthositique de Vallant.

On observe néanmoins une plus grande hétérogénéité des mesures dans la Suite plutonique de Varin que dans la Suite anorthositique de Vallant. Ceci peut être expliqué par le fait qu'on retrouve plusieurs faciès géographiquement près les uns des autres, mais

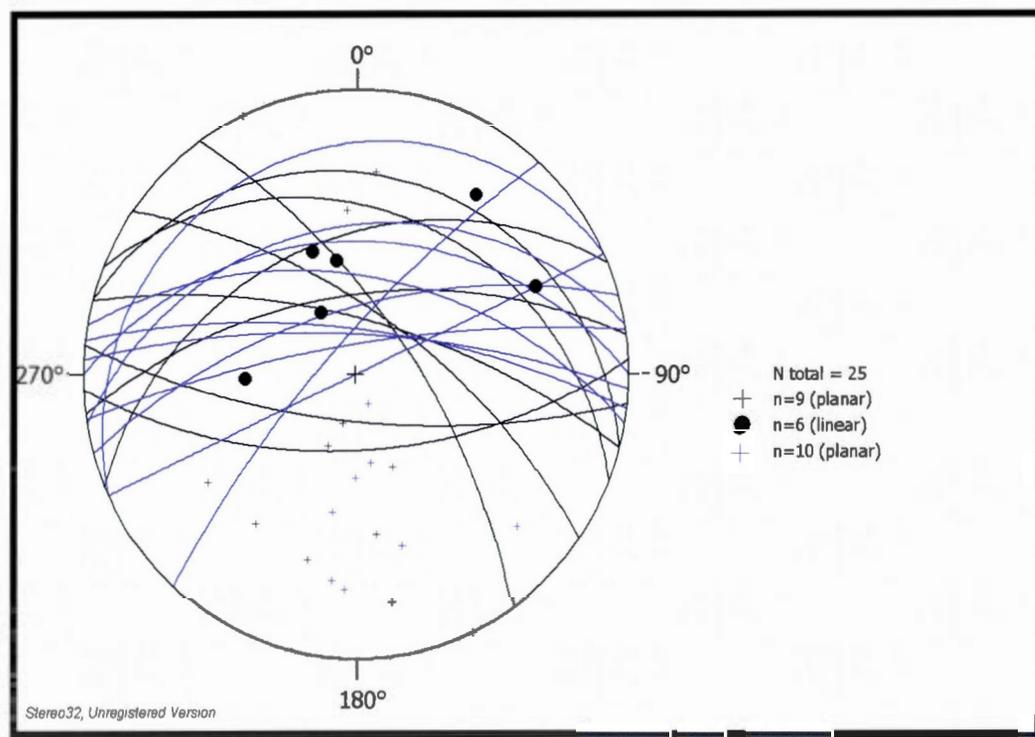


Figure 3.18 : Représentation stéréographique des structures planaires et linéaires au sein de la Suite anorthositique de Vallant, en contact avec la Suite plutonique de Varin. Mesures recueillies dans le cadre de ce mémoire (noir) et par Gobeil *et al.* (2006) (bleu). Projection de Wulf, hémisphère inférieur. Notez que les mesures de foliations sont orientées ENE-OSO avec un pendage moyen à fort.

différents, au sein de la Suite plutonique de Varin, près du contact. En effet, certains faciès sont peu déformés (figure 3.19A) ou présentent une foliation avec un début de mylonitisation où les feldspaths potassiques et les plagioclases seront mégacristiques (plusieurs cm) et où les minéraux mafiques (biotite et hornblende) seront déformés (figure 3.19B). Dans d'autres faciès, on peut retrouver une déformation poussée avec mylonitisation avancée et possiblement fusion partielle (figure 3.19C).

La figure 3.19 montre un exemple de trois faciès, décrit ci-dessus, au sein du même affleurement (le faciès A est légèrement à l'extérieur droit de la photo). L'affleurement est orienté NO-SE et se situe dans la Suite plutonique de Varin, à proximité de la Suite anorthositique de Vallant. Sur la gauche, la photo principale montre des enclaves de leuconorite au sein de la monzonite. Structuralement parlant, la figure 3.19 suggère que le contact entre le Varin et le Vallant est probablement intrusif, ce qui est logique puisque que la Suite plutonique de Varin est tardive par rapport à la Suite anorthositique de Vallant. Par

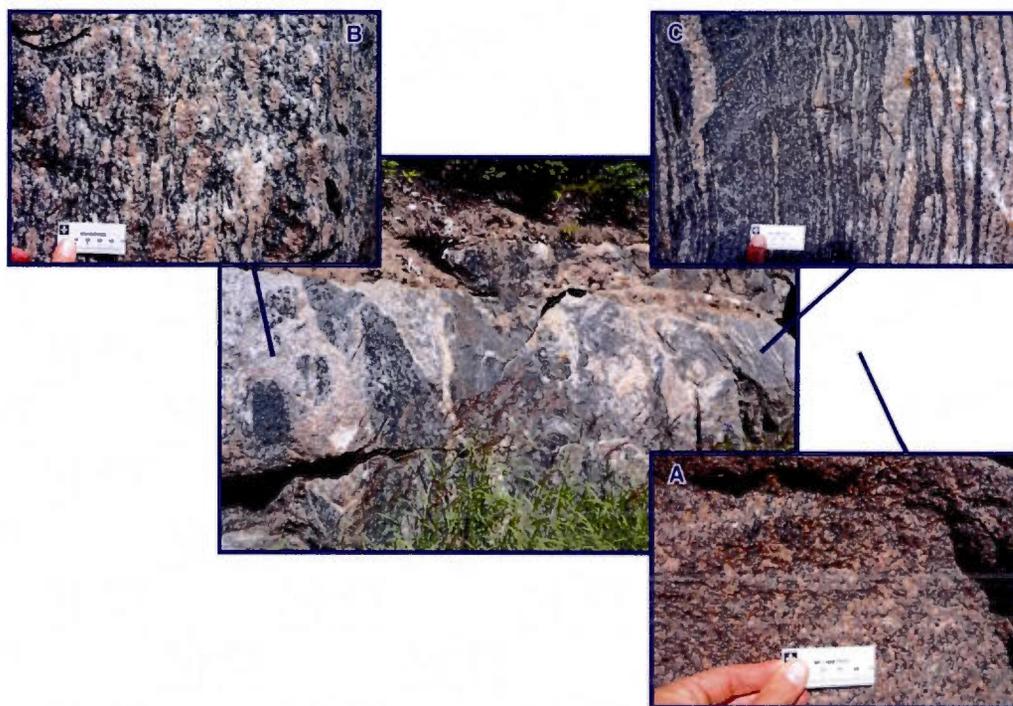


Figure 3.19 : Exemple de trois faciès de l'affleurement V53 dans la Suite plutonique de Varin près du contact avec la Suite anorthositique de Vallant. A : Faciès peu déformé. B : faciès avec méga-feldspaths et minéraux mafiques déformés. C : faciès gneissique à mylonitique.

ailleurs, l'agencement aléatoire des différents faciès (peu déformé, proto-mylonitique, ultra-mylonitique) les uns avec les autres laisse croire à des mouvements de la chambre magmatique, alors que certaines sections sont solides et que d'autres sont encore liquides au sein de la Suite plutonique de Varin, lors de sa mise en place dans la Suite anorthositique de Vallant.

### 3.2.4 Synthèse de l'analyse structurale

Les styles structuraux observés dans le cadre de ce travail sont géographiquement différents. Le contact est, entre la Suite anorthositique de Vallant et la Suite plutonique de Belinda, bien que peu exposé et difficile d'accès, présente une déformation principalement cataclastique, de température relativement faible. Sur la base des structures planaires, il est difficile de déterminer une orientation préférentielle de ce contact. Les structures linéaires, quant à elles, sont principalement orientées vers le sud et le sud-ouest et de plongée variable.

Au niveau du contact nord, les structures planaires, généralement est-ouest à ENE-OSO avec pendage vers le sud, sont concordantes dans le Complexe de Baie-Comeau et on y observe localement de la fusion partielle marquée par la présence de faciès migmatitiques. Ceci suggère la présence d'une faille, dont la nature est difficile à déterminer à cause de l'absence d'indicateurs cinématiques. Une déformation plus poussée, ainsi que la présence de fusion partielle, au niveau du Complexe de Baie-Comeau laisse croire à un empilement tectonique sur ce dernier. Par ailleurs, on remarque une augmentation de la déformation au sein de la Suite anorthositique de Vallant à proximité du Complexe de Baie-Comeau. Le pendage sud des structures de foliation indique la possibilité d'un chevauchement de la Suite anorthositique de Vallant sur le Complexe de Baie-Comeau.

Au niveau du contact sud, les structures sont moins aléatoires dans la Suite anorthositique de Vallant que dans la Suite plutonique de Varin. Elles sont d'orientation ENE-OSO à ESE-ONO avec un pendage vers le nord. On observe une recristallisation intermédiaire dans la

leuconorite, à proximité du contact. La nature du contact entre la Suite anorthositique de Vallant et la Suite plutonique de Varin est moins évidente que dans le cas du contact nord. À plusieurs endroits, on peut observer un contact franc entre des roches monzonitiques et des leuconorites.

## CHAPITRE IV

### CHIMIE MINÉRALE ET GÉOTHERMOMÉTRIE

Afin de développer une meilleure compréhension de la Suite anorthositique de Vallant, des analyses minérales à la microsonde ont été réalisées sur une douzaine d'échantillons provenant de 10 affleurements distincts (figure 4.1). Le choix de ces échantillons a été fait en fonction de la composition minéralogique, de la texture et de leur localisation au sein des suites de Vallant, de Varin et de Louis. Ces échantillons proviennent de roches anorthositiques, sauf pour l'affleurement V44 qui est une tonalite de la Suite plutonique de Varin et les affleurements V19 et V37, des diorites à quartz de la Suite de Louis.

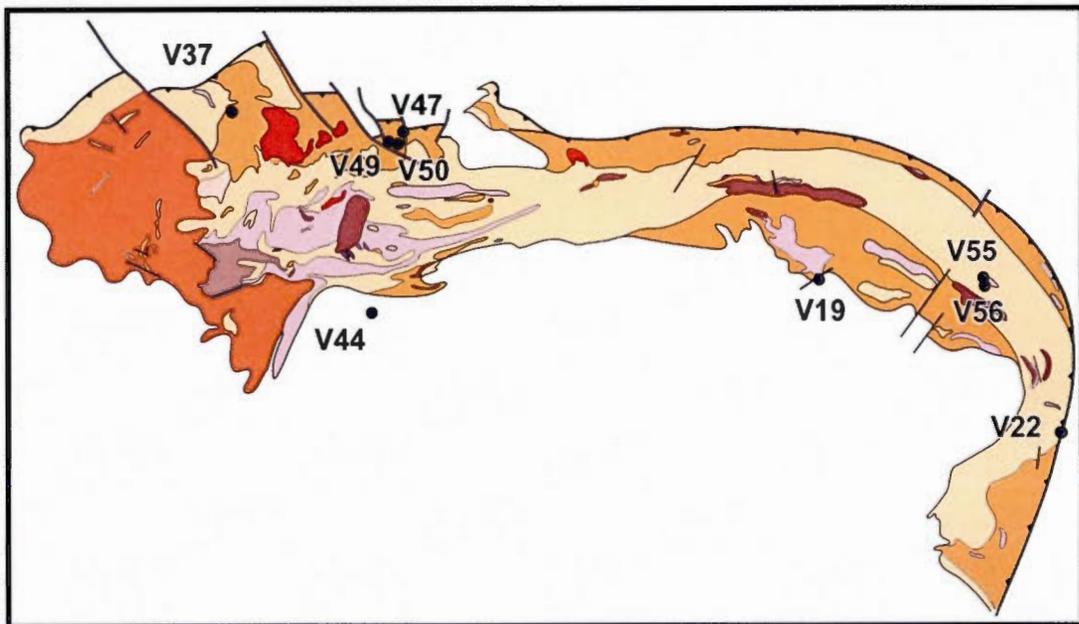


Figure 4.1 : Emplacement des dix affleurements avec des échantillons analysés à la microsonde. Même légende qu'à la figure 3.8.

## 4.1 Chimie minérale

Les résultats des analyses à la microsonde seront présentés par type de minéraux analysés. Ces données minérales sont non seulement utiles aux calculs géothermométriques, mais servent aussi à évaluer le niveau de différenciation des roches analysées, sur la base d'indicateurs comme la calcicité des plagioclases (Méthode de Michel-Lévy, voir appendice D) ou la teneur en Mg. Les compositions mesurées pertinentes à la microsonde et présentées ci-dessous seront comparées aux données minérales de Deer *et al.* (1962, 1963, 1982).

### 4.1.1 Plagioclases

Le plagioclase représente une solution solide entre un pôle sodique (Na) et un pôle calcique (Ca). La détermination de sa composition exacte est utile puisqu'elle permet d'évaluer le niveau de différenciation magmatique. En effet, un plagioclase plus calcique représente un magma moins différencié qu'un plagioclase sodique, bien que la composition du magma initial ait aussi un rôle important. Le pôle sodique des plagioclases est représenté par l'albite et le pôle calcique par l'anorthite. On évalue la calcicité du plagioclase par l'équation :  $Ca/(Ca+Na)$ , qui se note comme le pourcentage en anorthite,  $An_{XX}$  (Roubault, 1963).

La méthode de Michel-Lévy (Langlois, 2007), qui permet d'estimer la calcicité des plagioclases à l'aide de l'angle d'extinction des macles polysynthétiques, permet d'obtenir des données relativement précises pour l'ensemble des échantillons analysés. On retrouve deux familles de plagioclases dans ces échantillons : ceux provenant des roches de la Suite anorthositique de Vallant, avec une calcicité qui varie de  $An_{36}$  et  $An_{66}$ , et ceux provenant des roches encaissantes, avec une calcicité généralement inférieure à  $An_{34}$ . Ces résultats sont concordants avec ceux de Moukhsil *et al.* (2009) qui a décrit la Suite anorthositique de Vallant comme étant caractérisée par des plagioclases de type andésine à labradorite (soit entre  $An_{30}$  et  $An_{70}$ ). On peut observer la répartition de nos résultats sur le graphique ternaire de la figure 4.2.

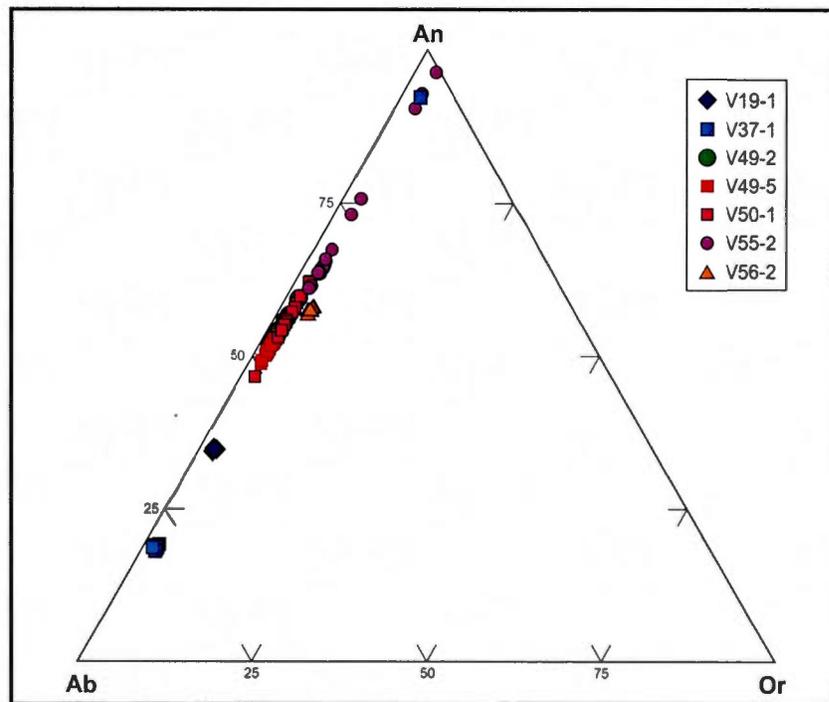


Figure 4.2 : Diagramme Albite-Anorthite-Orthose montrant la variation de composition des plagioclases analysés à la microsonde (diorite : V19-1, V37-1 ; leuconorite : V49-2, V49-5, V50-1, V55-2 ; anorthosite : V56-2)

Tel que mentionné, deux échantillons analysés pour les plagioclases ne proviennent pas de la Suite anorthositique de Vallant. Le premier, l'échantillon V37-1, est une diorite provenant de la Suite de Louis intrusive dans le nord de la Suite anorthositique de Vallant. Les résultats de microsonde montrent une calcicité de  $An_{18-20}$ , ce qui est cohérent avec les résultats obtenus par la méthode de Michel Lévy (de  $An_{17}$  ou  $An_{24}$ , soit de l'oligoclase). L'autre échantillon, V19-1 est une diorite granoblastique provenant également de la Suite de Louis, mais affleurant au contact sud de la Suite anorthositique de Vallant. Les résultats montrent une calcicité de  $An_{31}$  à  $An_{35}$  ( $An_{36}$  selon la méthode de Michel Lévy), ce qui est légèrement inférieur aux roches anorthositiques du Vallant.

Les autres échantillons analysés proviennent de la Suite anorthositique de Vallant. Certains présentent une variation de calcicité des plagioclases très restreinte au niveau de la lame mince, par exemple V56-2 avec des valeurs de  $An_{43}$  à  $An_{45}$  ( $An_{43}$  selon la méthode de Michel Lévy), alors que d'autres, comme l'échantillon V55-2 (une leuconorite), montrent des variations relativement importantes, c'est-à-dire une calcicité entre 60 et 67 avec certains

plagioclases atteignant  $An_{72-75}$ , et même  $An_{89-95}$  ( $An_{66}$  sur cet échantillon selon la méthode de Michel Lévy). Pourtant, les deux échantillons se situent à proximité l'un de l'autre, au cœur de la Suite anorthositique de Vallant.

L'échantillon V22-1 présente une texture porphyroclastique et montre deux types de composition des plagioclases. Les porphyroclastes ont une composition entre  $An_{56}$  et  $An_{62}$ , alors que les néoblastes sont moins calciques et varient entre  $An_{47}$  et  $An_{53}$ . La figure 4.3 illustre la variation de calcicité de deux porphyroclastes centimétriques d'une bordure à l'autre. Comme on peut l'observer, il semble qu'il n'y ait pas d'appauvrissement ou d'enrichissement linéaire vers le centre du grain.

Sur l'affleurement V49, des leuconorites avec différents taux de déformation ont été analysés à la microsonde afin de vérifier si la recristallisation a une influence quelconque sur la calcicité des plagioclases (figure 4.3). L'échantillon V49-1 a été recueilli dans la section semblant la moins déformée de cet affleurement. En lame mince, on observe une texture granoblastique avec des néoblastes de 1-2 mm, bien qu'au sein de l'affleurement, on observe des porphyroclastes de plagioclase d'environ 3 cm de diamètre. La calcicité des plagioclases varie de  $An_{51}$  à  $An_{54}$ . L'échantillon V49-2 provient d'un couloir de déformation souligné par une leuconorite avec des cristaux d'orthopyroxène étirés et des enclaves d'une autre leuconorite. La texture de cet échantillon est ocellée à granoblastique et la calcicité des plagioclases varie de  $An_{51}$  à  $An_{59}$ . L'échantillon V49-3 a été récolté au centre de ce corridor de déformation et présente aussi une texture granoblastique. La calcicité des plagioclases est cependant beaucoup plus faible que dans les deux échantillons précédents et varie entre  $An_{36}$  et  $An_{40}$ . Enfin, un dernier échantillon, V49-5, a été recueilli dans un couloir de déformation sécant par rapport à la foliation de ce même affleurement. La texture des plagioclases est encore granoblastique et la calcicité des plagioclases varie de  $An_{48}$  à  $An_{53}$ . On remarque que la calcicité des plagioclases varie peu entre deux couloirs de déformation d'orientation différente, alors qu'elle varie beaucoup entre deux textures différentes (taille grossière à taille fine) d'un même faciès.

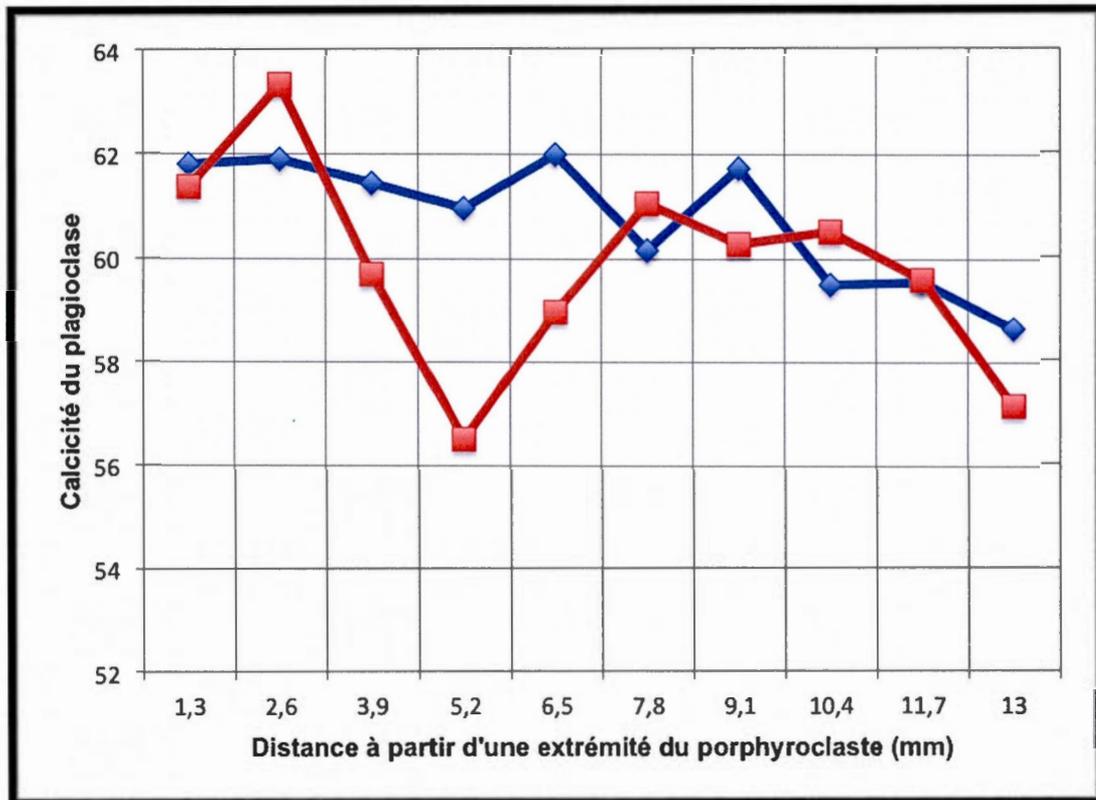


Figure 4.3 : Variation de la calcicité de deux porphyroclastes de plagioclase d'une extrémité à l'autre de leurs frontières (échantillon V22).

Bowen (1913) a montré que la solution solide albite/anorthite présente une cristallisation à des températures variables en fonction de sa composition. Par exemple, un magma de composition  $An_{50}$  débute sa cristallisation autour de  $1450^{\circ}C$  et fractionne des cristaux de plagioclase dont la composition sera d'environ  $An_{82}$ . La calcicité diminue donc progressivement avec la diminution de la température et, à l'équilibre, la cristallisation se terminera avec une composition de plagioclase de  $An_{50}$  (comme la composition du magma initial), autour de  $1250^{\circ}C$  (Deer *et al.*, 1963).

Les résultats de microsonde présentés ci-dessus indiquent que la méthode de Michel Lévy pour des mesures approximatives de calcicité des plagioclases est relativement précise, sauf dans les cas où les plagioclases possèdent des compositions très variables au sein d'une même lame mince. Même s'il est possible que la taille des cristaux (et/ou le niveau de déformation) puisse influencer sur la calcicité des plagioclases, il est difficile d'utiliser ce

paramètre pour séparer différents épisodes de déformation. Nous constatons aussi que les néoblastes possèdent généralement une calcicité légèrement inférieure à celle des porphyroclastes desquels ils sont issus. Enfin, il n'existe pas de variation linéaire de calcicité bien définie au sein d'un même cristal de plagioclase, probablement parce que les anorthosites étant des roches pratiquement monominéraliques, il y a peu d'échanges chimiques entre les grains.

#### 4.1.2 Pyroxènes

Deux échantillons contenant des pyroxènes ont été analysés à la microsonde, V22-1 et V55-2. Ces deux échantillons proviennent de la Suite anorthositique de Vallant, le premier est situé à proximité du contact avec la Suite plutonique de Belinda, à l'est, et le second provient du centre de la section est. La figure 4.4 montre la composition des pyroxènes de ces deux échantillons sur un graphique Ca-Mg-Fe, le pôle enstatite pour les orthopyroxènes riches en Mg et le pôle ferrosilite pour ceux qui sont riches en Fe. L'enrichissement en Ca, représenté par la wollastonite, caractérise des variations compositionnelles associées aux clinopyroxènes. On utilise le #Mg ( $Mg/Mg+Fe$ ) afin de déterminer le niveau de différenciation ; pour un magma initial de composition équivalente, un pyroxène riche en Mg sera moins différencié qu'un pyroxène enrichi en Fe.

L'échantillon V22-1 est une anorthosite contenant peu de pyroxènes non-altérés (environ 3 %). La roche est faiblement recristallisée et contient des plagioclases porphyroclastique. Les orthopyroxènes de cette roche possèdent un #Mg de 0,72-0,73. L'échantillon V55-2 est une leuconorite à texture cataclastique recueillie au cœur de la Suite anorthositique de Vallant et montrant des orthopyroxènes à texture symplectique. Les cœurs de ces orthopyroxènes (Opx) ont deux compositions distinctes; six minéraux analysés possèdent un #Mg de 0,68-0,69, ce qui les rapproche du pôle enstatite (En), alors que 3 autres grains analysés sont en fait des clinopyroxènes présentant un pôle wollastonite autour de 48% et un #Mg de 0,81, ce qui en fait des diopsides (Di).

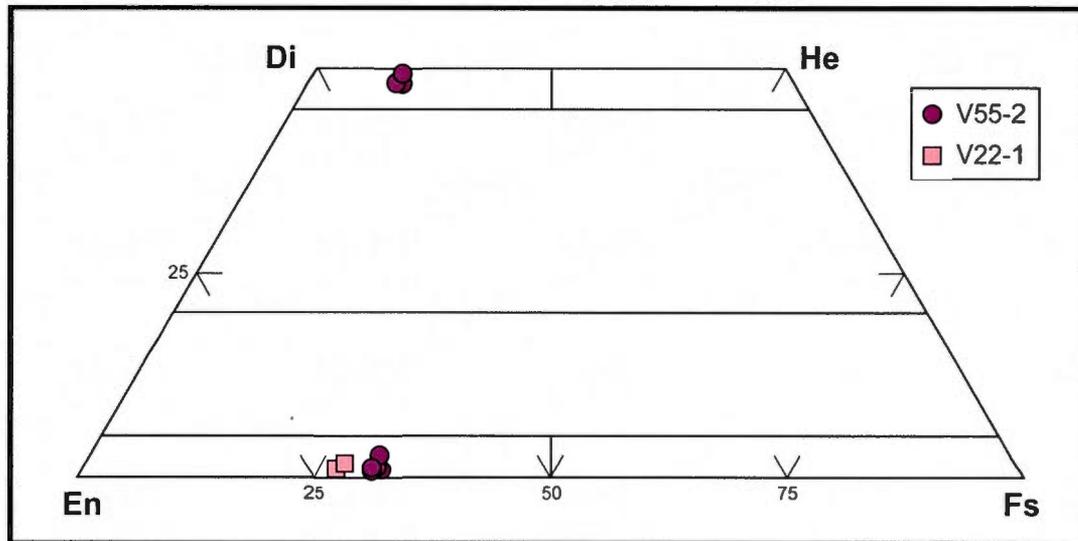


Figure 4.4 : Diagramme ternaire de composition des pyroxènes où le pôle supérieur (wollastonite, riche en Ca) n'est pas visible. Les pôles inférieurs sont représentés par l'enstatite (En :  $Mg_2Si_2O_6$ ) et la ferrosilite (Fs :  $Fe_2Si_2O_6$ ). Les pôles intermédiaires sont le diopside (Di :  $MgCaSi_2O_6$ ) et l'hedenbergite ( $FeCaSi_2O_6$ ). L'échantillon V22-1 est une anorthosite alors que l'échantillon V55-1 est une leuconorite. Diagramme modifié de Morimoto *et al.* (1988)

Les pyroxènes possèdent des températures de fusion/cristallisation comparables à celles des plagioclases (Passchier et Trouw, 2005). Dans les anorthosites du Grenville, ils sont généralement d'origine magmatique, mais il est rare de les retrouver fraîchement préservés, car le métamorphisme régional est souvent associé à du métamorphisme rétrograde en biotite ou amphibole. Le cœur des pyroxènes est souvent préservé au sein d'une texture coronitique d'origine magmatique ou métamorphique. Dans le cas des deux échantillons analysés pour cette étude, les pyroxènes sont peu calciques et, en composition, sont à la limite entre l'orthopyroxène (enstatite) et le clinopyroxène (pigeonite). De plus, l'altération et la faible granulométrie de ces cristaux rendent parfois difficile, sinon impossible, la détermination précise des caractéristiques physiques en lames minces, et ainsi, de distinguer l'orthopyroxène du clinopyroxène (« inverted pigeonite »).

## 4.1.3 Amphiboles

Tel que mentionné au chapitre 1, la présence d'amphiboles dans la Suite anorthositique de Vallant est le résultat d'un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites, fréquemment souligné par le développement de textures coronitiques, principalement des textures symplectiques, qui sont considérées comme résultant du remplacement. Afin d'évaluer le type d'amphibole présent, on utilise généralement le rapport entre Si (exprimé en % sur une base de 23 oxygènes) et le #Mg (figure 4.5). Dans les roches granitiques, on peut toutefois retrouver l'amphibole (hornblende) sous forme primaire, magmatique.

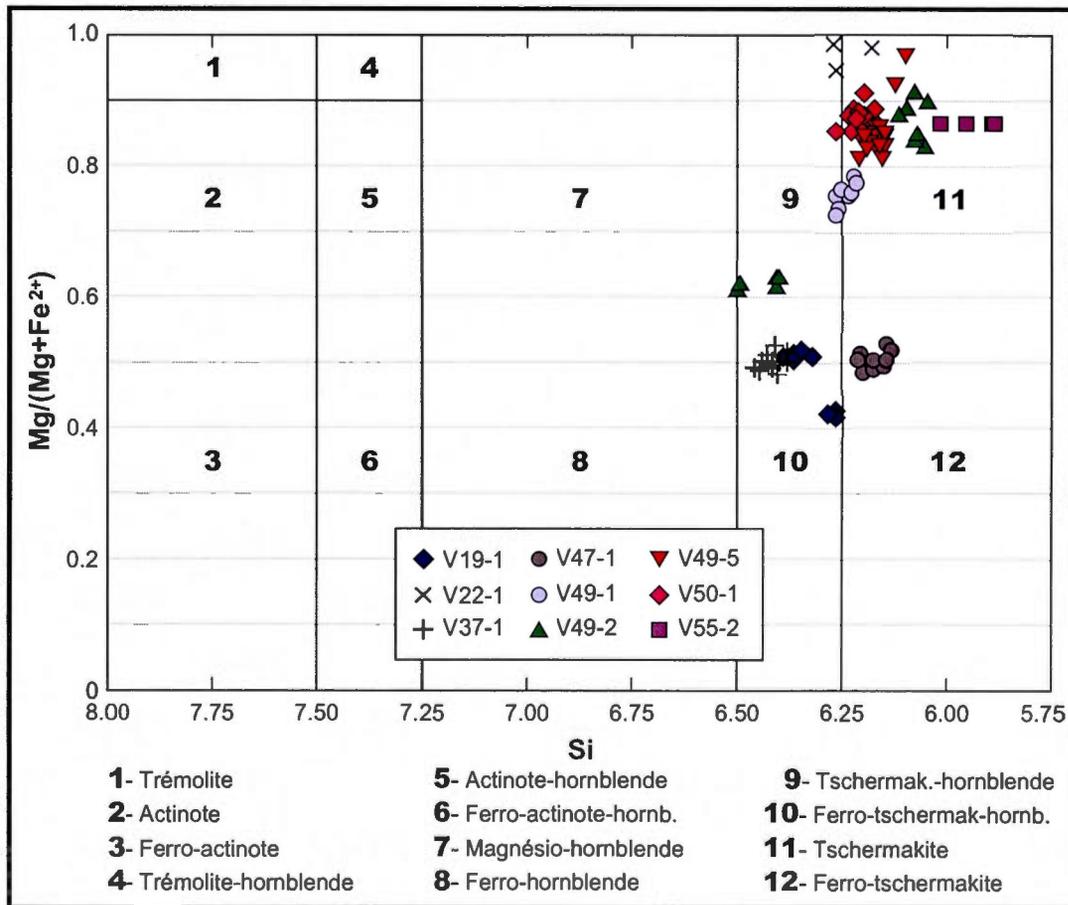


Figure 4.5 : Répartition des compositions des grains d'amphiboles analysés à la microsonde en fonction de leur #Mg et de leur teneur en Si (diorites : V19-1, V37-1 ; anorthosites : V22-1, V47-1, V49-1, V49-5 ; leuconorite : V49-2, V50-1, V55-2). Diagramme tiré de Leake *et al.* (1997).

Les échantillons V19-1 et V37-1 provenant de la Suite de Louis présentent le plus petit #Mg et le %Si le plus élevé, suggérant des compositions se situant à mi-chemin entre la hornblende commune et la tschermakite. La majorité des échantillons recueillis au sein de la Suite anorthositique de Vallant se situent dans la zone de la tschermakite et présentent un #Mg relativement élevé, entre 0,75 et 1.0. L'échantillon le plus magnésien est V22-1. Ces échantillons présentent un rapport cationique en Si de 6 à 6,25. L'échantillon le plus appauvri en Si est V55-1. C'est aussi dans cet échantillon que l'on a observé les plagioclases les plus calciques avec des valeurs situées autour de  $An_{90}$ .

Deux échantillons de la Suite anorthositique de Vallant possèdent des valeurs différentes des autres : l'échantillon V47-1 contient des amphiboles relativement riches en Fe, avec un #Mg d'environ 0,5. L'échantillon V49-2 contient deux types d'amphiboles ; un premier type se situant dans le champ compositionnel de la tschermakite, et un second type se situant à proximité du champ de la hornblende, mais avec un #Mg plus faible, autour de 0,60. Cette différence de composition au sein de la même lame mince pourrait s'expliquer par une altération partielle en chlorite.

Comme la hornblende se retrouve dans une grande variété de types de roches et peut être d'origine ignée ou métamorphique, il est difficile de lui associer une température de cristallisation spécifique. Par ailleurs, la hornblende métamorphique (le type d'amphibole se retrouvant dans le Vallant) est stable sur l'ensemble des conditions P-T du faciès des amphibolites et jusqu'au début du faciès des granulites, il s'agit donc de températures variant vraisemblablement de 500°C à 800°C (Winter, 2010), valeurs qui pourront être utilisées dans la section sur la géothermométrie (voir ci-dessous).

#### 4.1.4 Biotites

Dans nos échantillons, la biotite peut être d'origine ignée ou métamorphique. Le principal paramètre qui permet de caractériser les biotites est #Mg ; une biotite riche en Mg sera

appelée une phlogopite (#Mg de 0,66 à 1), alors que celle riche en Fe (#Mg de 0 à 0,66) sera une biotite typique (Deer *et al.*, 1962 ; figure 4.6).

Sur les trois échantillons analysés pour cette étude, deux ne proviennent pas de la Suite anorthositique de Vallant, V19-1 et V44-1, mais bien de la Suite de Louis et de la Suite plutonique de Varin. L'échantillon V19-1 est plus riche en Fe que les deux autres échantillons (V44-1 et V56-2). En comparant les résultats obtenus à la microsonde pour V19-1 avec les analyses présentées dans les tables de Deer *et al.* (1962) qui contiennent des valeurs de plusieurs types de biotites, on constate que la diorite V19-1 possède une composition intermédiaire entre une tonalite à biotite et une granodiorite à biotite. La biotite de l'échantillon V44-1 s'apparente davantage en composition à une diorite à biotite dans les tables de données de Deer *et al.* (1962). Le troisième échantillon, V56-2, provient du cœur de la Suite anorthositique de Vallant. Il a un #Mg qui, en composition, le situe près de la limite entre biotite et phlogopite. Toutefois, comme cette biotite provient de roches anorthositiques, il nous semble erroné de la comparer avec d'autres biotites de roches métamorphiques communes, puisque les tables de Deer *et al.* (1962) ne contiennent aucune roche de ce type.

La biotite est un minéral qui possède un grand champ de stabilité. Dans les roches métamorphiques mafiques, elle est stable à partir du faciès des schistes verts supérieur jusqu'au faciès des granulites. Dans les roches pélitiques, on retrouve ce que l'on nomme la zone à biotite ; l'équivalent du faciès supérieur des schistes verts. Dans ce cas, plusieurs réactions différentes peuvent produire la biotite, mais principalement celle entre chlorite et le feldspath potassique (Winter, 2010). Dans le cadre de notre étude, la biotite sera utile principalement parce que ses échanges Fe-Mg avec le grenat représente un géothermomètre relativement précis.

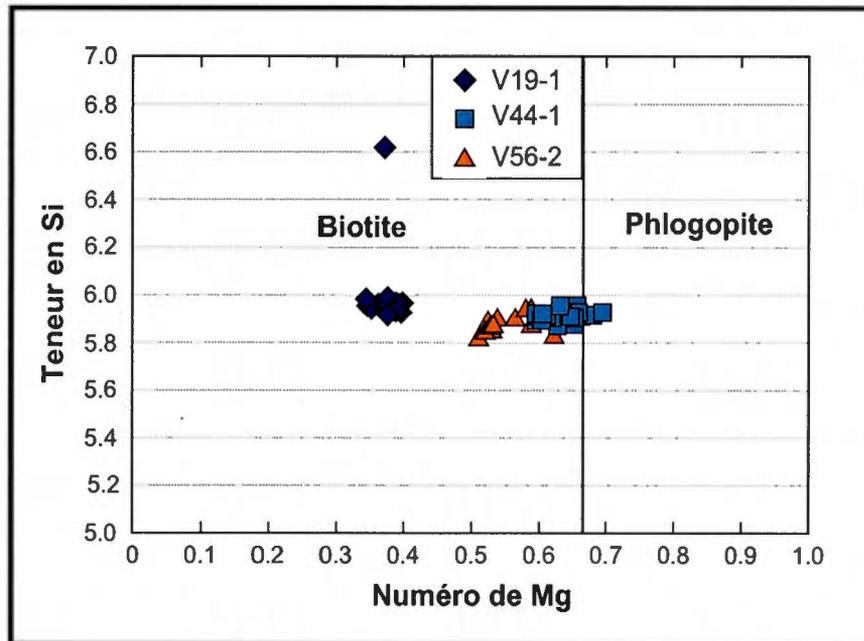


Figure 4.6 : composition des biotites analysées à la microsonde en fonction de leur teneur en Si et de leur #Mg. V19-1 : diorite, V44-1 : tonalite, V56-2 : anorthosite. Diagramme tiré de Deer *et al.* (1962).

#### 4.1.5 Grenats

Le grenat est un minéral qui est le plus souvent d'origine métamorphique. Il est commun dans les roches riches en Al, telles que les métapélites. On le retrouve toutefois dans notre région dans des roches ignées plus ou moins différenciées (diorite : échantillons V19-1 et tonalite : V44-1) et à un seul endroit dans la Suite anorthositique de Vallant (échantillon V56-2). Le grenat est un silicate d'alumine qui présente quatre pôles principaux, un riche en Fe (almandin), un riche en Mg (pyrope), un riche en Mn (spessartite) et un riche en Ca (grossulaire). Dans nos trois échantillons, il s'agit de grenat almandin (figure 4.7). L'almandin ( $\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) est le grenat de plus basse température (Winter, 2010). Alors qu'à plus haute température, on retrouve le pyrope ( $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ), le grossulaire ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) et l'andradite ( $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+},\text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ). Les températures de stabilité des différents types de grenats dépendent principalement de la pression totale ainsi que de la pression  $\text{H}_2\text{O}$ .

Les échantillons V56-2 et V44-1 montrent des compositions de grenat très similaires bien que ces roches soient de nature différente, respectivement anorthositique et tonalitique. L'échantillon V19-1 montre cependant des grenats plus riches en Fe. Comme la biotite, la composition du grenat varie en fonction d'échanges cationiques lors des variations P-T pendant le métamorphisme. Le grenat est cependant plus lent à se stabiliser (Winter, 2010), ce qui entraîne souvent le développement de textures coronitiques et de zonations. La figure 4.8 présente des sections produites à travers deux grains de grenat. Ces deux grains ne présentent pas de zonation spécifique des pourtours vers le cœur.

Par contre, une section a été réalisée à l'aide d'une série d'analyses le long d'un cristal de 3 mm de diamètre de l'échantillon V56-2 (figure 4.9). On observe un enrichissement en Fe vers les bordures du grain. Comme la phase pyrope (Mg) du grenat est de plus haute température que la phase almandin (Fe) (Deer *et al.*, 1982), l'enrichissement en Fe aux pourtour du grain souligne le chemin rétrograde du métamorphisme. Ce type de zonation (plus pauvre en Fe au centre que dans les bordures) est relativement commun dans les roches de haut grade métamorphique (Indares et Martignole, 1985).

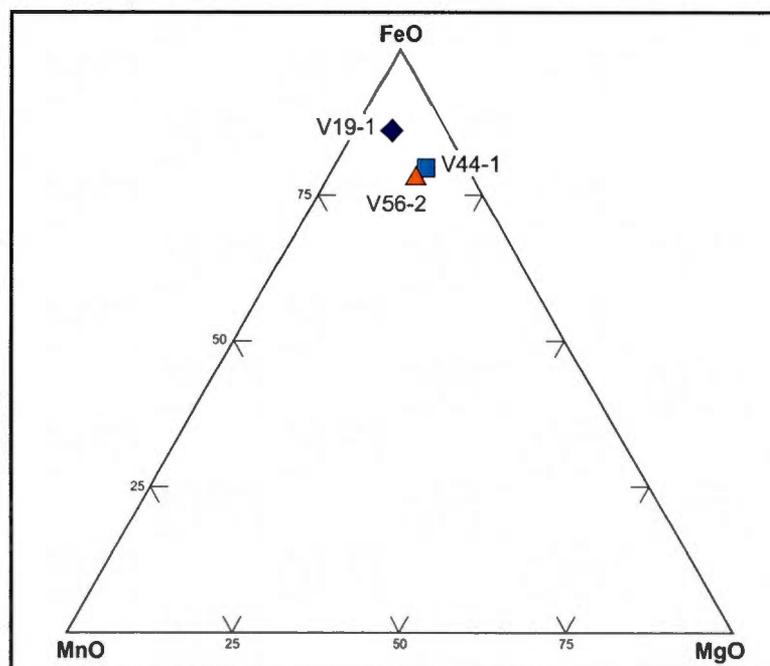


Figure 4.7 : Diagramme ternaire des grenats analysés à la microsonde en fonction de leur composition en MnO, FeO et MgO. V19-1 : diorite, V44-1 : tonalite, V56-2 : anorthosite. Diagramme tiré de West *et al.* (2008).

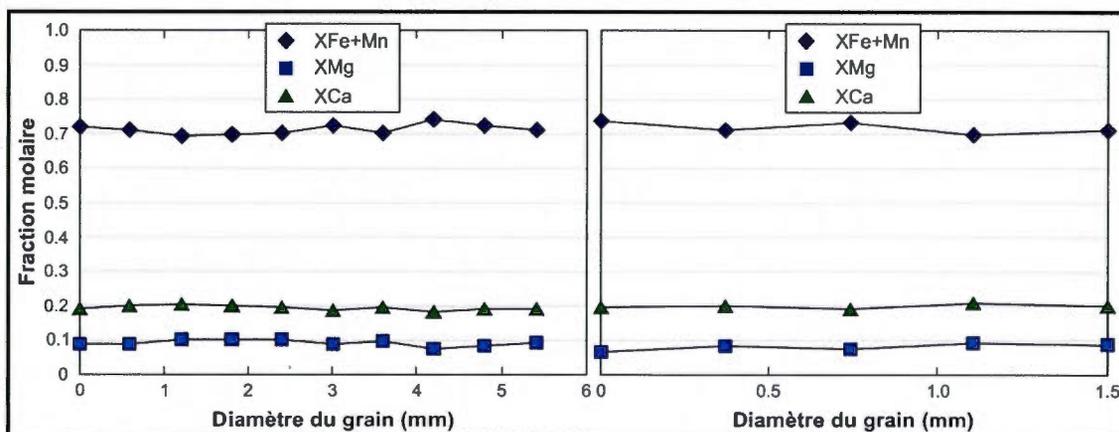


Figure 4.8 : Variation de la composition de deux grenats mesurée à la microsonde, des pourtours jusqu'au centre du grain (V19-1 : diorite) en fonction de la fraction molaire de chaque élément (XFe+Mn, XMg, XCa).

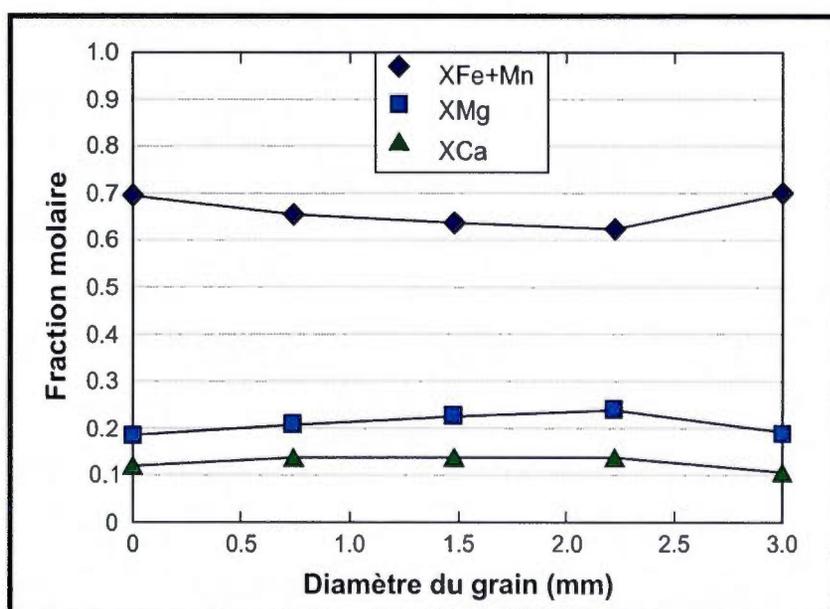


Figure 4.9 : Diagramme de variation de la fraction molaire de différents éléments (XFe+Mn, XMg, XCa) d'un grenat mesuré à la microsonde, des pourtours jusqu'au centre du grain (V56-2 : anorthosite).

#### 4.2 Géothermométrie

L'analyse géothermobarométrique est basée sur les principes régissant les échanges de constituants entre différentes espèces minérales. Parce que les réactions qui permettent ces

échanges dépendent généralement de la pression (P) et/ou de la température (T), il est parfois possible de déterminer la valeur de ces paramètres P-T en mesurant la composition de certains couples de minéraux impliqués. Voici une présentation et discussion des différents géothermomètres utilisés.

Pour la Suite anorthositique de Vallant, trois types d'associations minérales permettent de déterminer une température d'équilibre. Le premier géothermomètre, l'assemblage amphibole-plagioclase, est peu précis et a été observé en abondance. Le second, l'assemblage orthopyroxène-clinopyroxène n'a, par contre, été observé qu'une seule fois, dans les faciès anorthositiques les moins différenciés. Enfin, le troisième, l'assemblage grenat-biotite, est présent le long du contact sud et au cœur de la Suite de Vallant. Une meilleure compréhension des résultats obtenus avec ces différents géothermomètres passe évidemment par une brève revue des processus métamorphiques à l'origine de la formation et de la composition des minéraux impliqués.

#### 4.2.1 Concepts de base

L'analyse géothermobarométrique est basée sur certains principes, détaillés par Winter (2010), qui s'appuient essentiellement sur la relation qui relie la constante d'équilibre K (qui est fonction de l'activité et de coefficients stoechiométriques des différentes phases d'une réaction quelconque) aux variations d'énergie libre de Gibbs ( $\Delta G^\circ$ , pour des phases pures à des conditions P-T spécifiques), selon la relation :

$$(1) \quad \Delta G^\circ = -RT \ln K$$

où R est la constante des gaz parfaits ( $8,314472 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ) et T, la température. Les variations d'énergie libre de Gibbs sont fonction de l'enthalpie (H, capacité de chaleur) et de l'entropie (S, le degré de désordre) selon la relation :  $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$ , chacune de ces variables dépendant des paramètres P et T. Une série d'approximation est cependant nécessaire afin de simplifier le calcul de ce processus, et des équations plus complexes,

permettant d'intégrer les variations de capacité de chaleur et de compressibilité, ont été développées notamment par Wood et Fraser (1976) et Spear (1993).

Si l'on incorpore l'équation reliant G à H et S à l'équation (1) ci-dessus, on obtient :

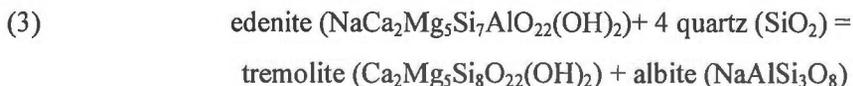
$$(2) \quad \ln K = \Delta H^\circ/RT + \Delta S^\circ/R - (\Delta V/RT)dP$$

où V est le volume et P, la pression. Dans cette équation,  $\Delta V/dP$  sert à corriger l'incertitude de  $\Delta G$  en fonction des variations P-T et exprime une variation de P ou T, alors que  $\Delta$  est l'expression du changement (d'enthalpie, d'entropie ou de volume) qui s'opère suite à une réaction quelconque. Ainsi, la variation de V se produit au fur et à mesure que la réaction se produit.

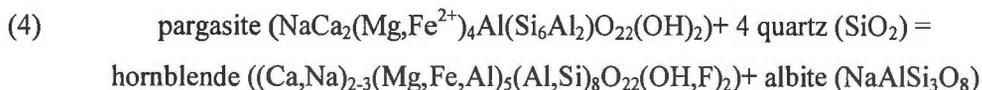
L'équation (2) est l'outil de base pour étudier les variations de composition des minéraux utilisés comme géobaromètres et géothermomètres. En effet, la constante d'équilibre (K) varie en fonction des échanges de constituants entre certains minéraux (par exemple, les constituants Fe et Mg pour le géothermomètre grenat/biotite) et est essentiellement reliée au couple P-T, alors que les autres paramètres, tels que H, S et V demeurent relativement constants. Pour un bon géothermomètre, les échanges de constituants entre les minéraux ne dépendront pas ou peu de la variation de pression, et, inversement, pour un bon géobaromètre, la température n'aura que peu d'influence sur les échanges de constituants.

#### 4.2.2 Équilibre amphibole-plagioclase.

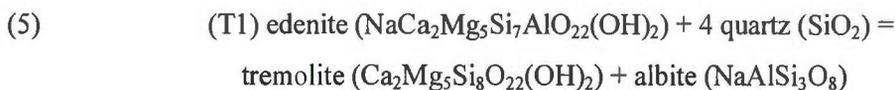
Blundy et Holland (1990) ont proposé un modèle d'équilibre basé sur les échanges d'Al entre les amphiboles et les plagioclases, selon les deux équations suivantes:



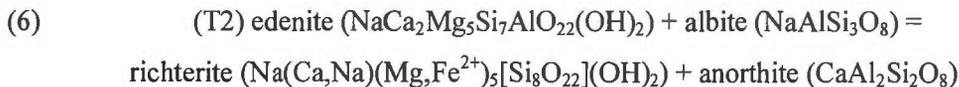
et



Dans les calculs proposés pour la température d'équilibre, on utilise la première équation. Les auteurs ont estimé une erreur sur la valeur obtenue de  $\pm 75^\circ\text{C}$  pour des températures situées entre  $500^\circ\text{C}$  et  $1100^\circ\text{C}$ . Holland et Blundy (1994), ont par la suite proposé une amélioration du premier modèle à l'aide d'équilibres naturels dont les résultats sont plus cohérents avec des amphiboles tschermakitiques (une composition proche des amphiboles de la Suite anorthositique du Vallant) dans des amphibolites à grenats, avec une précision de  $\pm 40^\circ\text{C}$  pour des températures situées entre  $400^\circ\text{C}$  et  $1000^\circ\text{C}$ . Pour ce dernier modèle, deux autres équations ont été utilisées :



et



La pression d'équilibre utilisée pour les calculs est de 10 kbar, étant donné que les pressions moyennes dans le Grenville sont de l'ordre de 10-11 kbar. Le contact nord de la Suite anorthositique de Vallant présente plusieurs échantillons où le géothermomètre amphibole-plagioclase peut être appliqué. Pour l'échantillon V37-1, celui étant le plus éloigné du contact avec le Complexe de Baie-Comeau, les résultats obtenus varient entre  $690^\circ\text{C}$  et  $750^\circ\text{C}$  avec une moyenne de  $719^\circ\text{C}$  (figure 4.10). La température la plus basse est la T1 et la plus haute est la T2 de Holland et Blundy (1994).

L'affleurement V49 est situé près du contact avec le Complexe de Baie-Comeau. Pour trois échantillons de cet affleurement (les échantillons #1, 2 et 5), les équilibres amphibole-plagioclase ont été mesurés (figure 4.11). Les températures d'équilibre de l'échantillon V49-2 présentent des données très variables, qui s'étendent de près de  $700^\circ\text{C}$  à plus de  $950^\circ\text{C}$ , probablement attribuable au fait que cet échantillon montre une altération partielle des

amphiboles en chlorite. Pour les échantillons V49-1 et V49-5, les valeurs obtenues s'étendent entre 750°C et 850°C. Encore une fois, la T1 de Holland et Blundy (1994) peut présenter un écart jusqu'à 50°C inférieur aux autres valeurs, qui se suivent généralement d'assez près. La moyenne obtenue pour ces deux échantillons est de 804°C.

L'échantillon V50-1 a été récolté à proximité de l'affleurement V49. Les températures obtenues sur cet échantillon ne sont absolument pas cohérentes avec les résultats présentés ci-dessus, puisqu'elles sont de l'ordre de 300°C pour l'approximation T1 de Holland et Blundy (1994) et celle de Blundy et Holland (1990 ; figure 4.12). Les résultats de la T2 de Holland et Blundy (1994) sont cohérents avec les températures obtenues pour les échantillons précédents et se situent autour de 800°C. En comparant les données des amphiboles de l'échantillon V50-1 avec celles des échantillons ci-dessus, on remarque que ces amphiboles possèdent des teneurs en oxydes de Fe et de Ti inférieures à celles des amphiboles des autres échantillons. Par ailleurs, Holland et Blundy (1994) soulignent que le géothermomètre 1 ne devrait s'appliquer qu'à des roches saturées en silice. Alors, un échantillon possédant une faible teneur en FeO est en principe moins différencié et moins saturé en silice, ce qui pourrait expliquer les résultats obtenus sur l'échantillon V50-1.

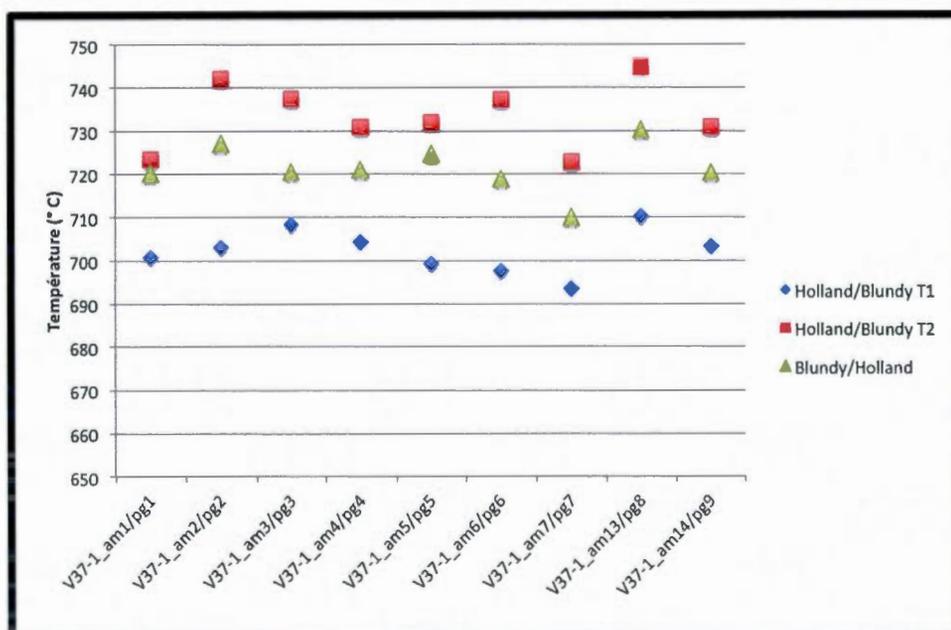


Figure 4.10 : Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V37-1.

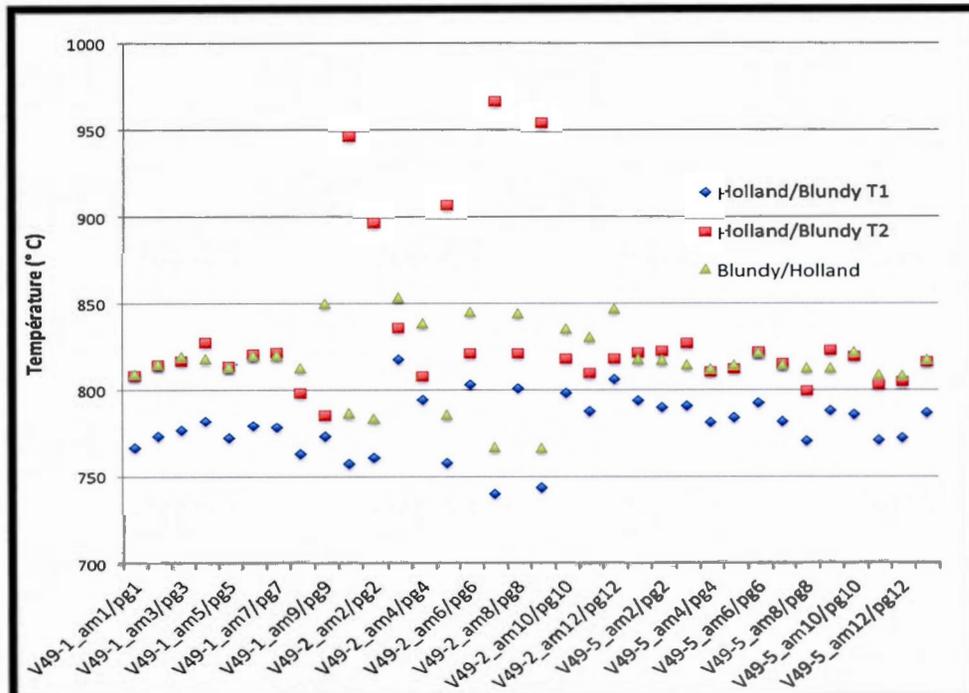


Figure 4.11 : Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour les échantillons V49-1, V49-2 et V49-5 de l’affleurement V49.

L’affleurement V47 est situé plus près du contact avec le Complexe de Baie-Comeau que les affleurements V49 et V50. Les résultats obtenus sur cet échantillon (figure 4.13) sont semblables à ceux des échantillons V49-1 et V49-5, avec des températures variant d’environ 750°C à environ 810°C. Encore une fois, la T1 de Holland et Blundy (1994) est inférieure aux autres valeurs.

Au niveau du contact sud, les températures mesurées proviennent de l’échantillon V19-1 (figure 4.14). Elles sont supérieures à celles retrouvées au niveau du contact nord. Elles varient d’environ 840°C à 910°C. La T2 de Holland et Blundy (1994) est la plus élevée, autour de 890°C.

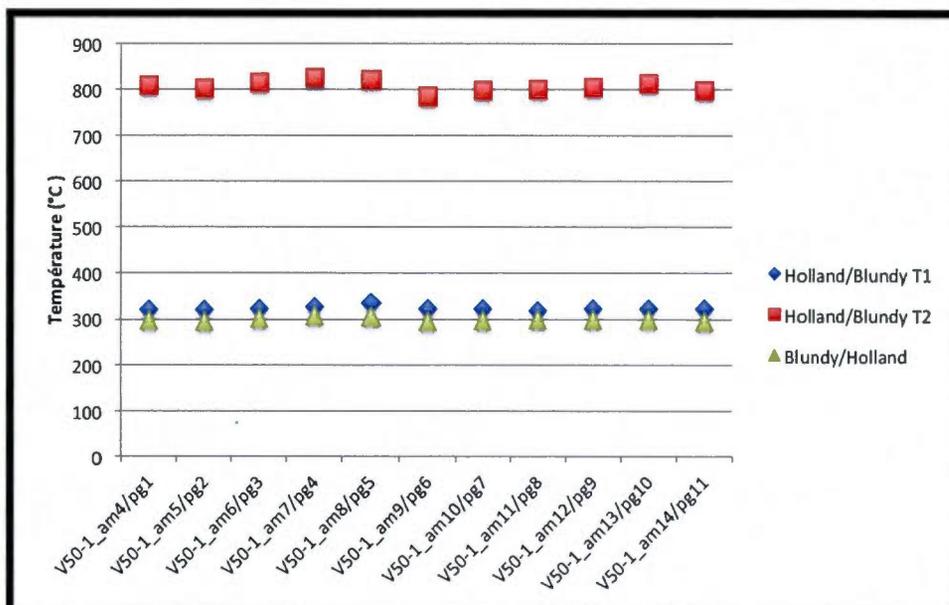


Figure 4.12 : Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V50-1.

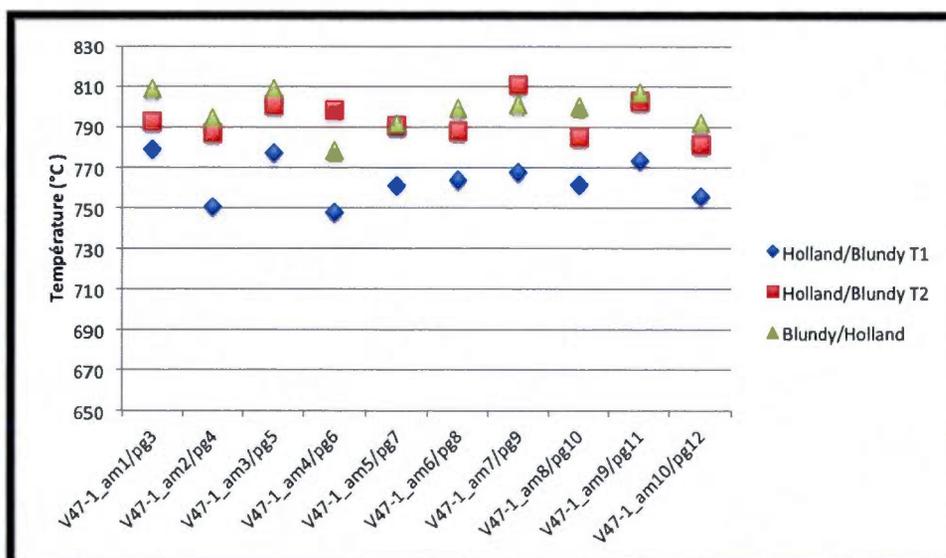


Figure 4.13 : Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V47-1.

L'échantillon V55-2 provient du centre de la Suite anorthositique de Vallant. À la microsonde, on peut reconnaître une auréole de réaction autour des amphiboles. Pour chaque amphibole (1-2-3-4) analysée, deux plagioclases ont été analysés : un dans l'auréole de réaction (1a-2a-3a-4a) et un à proximité, mais à l'extérieur de l'auréole (1b-2b-3b-4b ; figure

4.15). On remarque que les températures obtenues sur les couples amphibole/plagioclase-a sont très élevées et peuvent aller jusqu'à environ 2000°C. Elles ne sont donc pas cohérentes avec les autres résultats obtenus. Par contre, les couples amphibole/plagioclase-b donne des températures compatibles avec celles obtenues jusqu'à maintenant, de l'ordre de 820°C à 980°C. Les températures les plus élevées sont celles de Blundy et Holland (1990) pour ces données.

En guise de synthèse pour l'équilibre amphibole-plagioclase, nous croyons que les températures sur la base de l'équation T2 de Holland et Blundy (1994) sont les plus réalistes, car c'est la seule méthode s'appliquant aux roches sous-saturées en Si. L'approximation de Blundy et Holland (1990) présente généralement des résultats intermédiaires entre les deux T de Holland et Blundy (1994). Dans l'ensemble, la température d'équilibre mesurée pour le contact nord varie autour de 700°C à 850°C, alors que celle mesurée pour le contact sud serait plutôt de l'ordre de 850 à 900°C. Au cœur de la Suite anorthositique de Vallant, elles sont généralement plus élevées, entre un peu plus de 800°C à près de 1000°C.

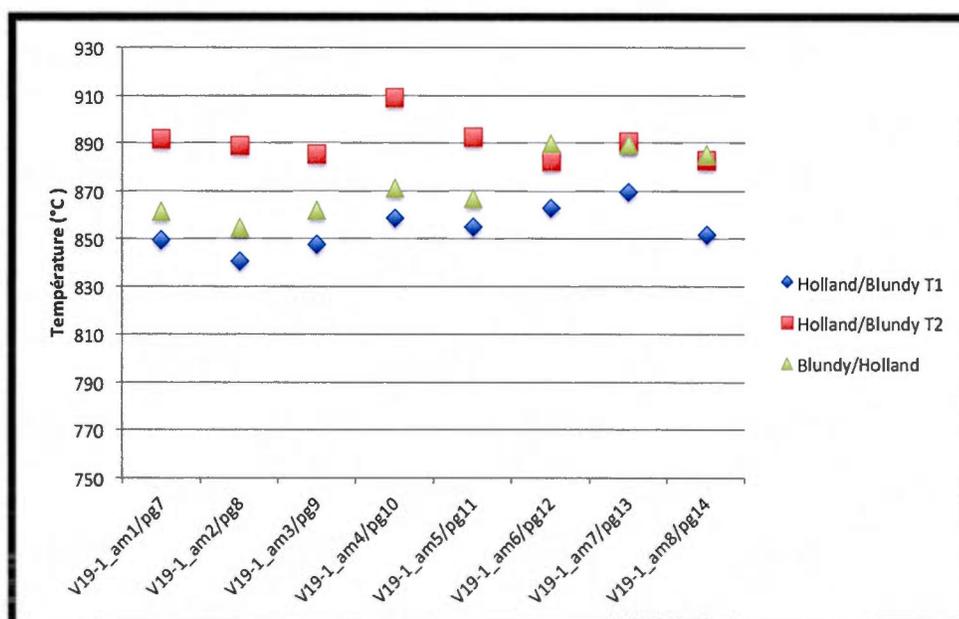


Figure 4.14 : Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V19-1.

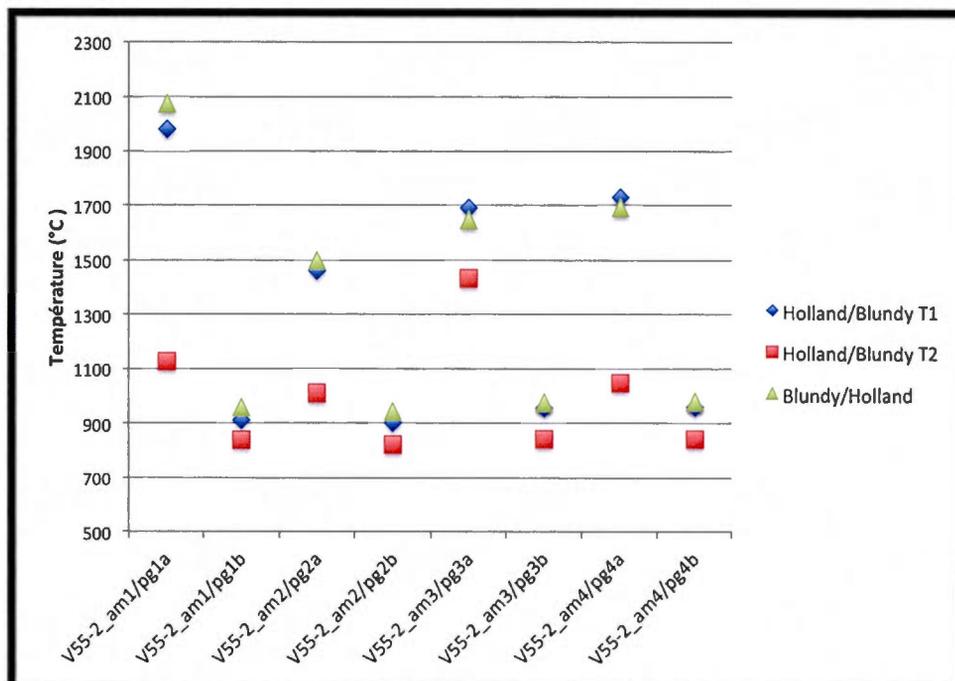


Figure 4.15 : Températures calculées par le géothermomètre amphibole-plagioclase pour l'échantillon V55-2.

#### 4.2.3 Équilibre orthopyroxène-clinopyroxène

Le géothermomètre de l'équilibre orthopyroxène-clinopyroxène est basé sur les échanges dans le système  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  par le remplacement couplé des atomes de Mg et de Si dans les sites octaédriques et tétraédriques par deux Al (Wood et Banno, 1973). Selon Wood et Banno (1973), la solubilité de l'enstatite dans un mélange où le diopside coexiste avec de l'orthopyroxène permet de traiter cette solution comme étant idéale, malgré la présence d'une lacune compositionnelle. Leur modèle est basé sur une comparaison entre des données observées et calculées dans divers types de roches, tel que des andésites, des dacites, des péridotites alpines, des lherzolites issues de kimberlites, des charnockites, des cumulats du Bushveld, des inclusions de pyroxénite, des basaltes alcalins et des rhyolites. Wells (1977) assume également un mélange idéal qui suit celui décrit par Wood et Banno (1973) En fait, Wells (1977) utilise le modèle de Wood et Banno (1973) pour les relations activité/composition des solutions de Fe, Al, Ti, Mn et Na, mais il s'est basé sur des données expérimentales pour proposer une calibration pour les lacunes d'immiscibilité diopside-

enstatite et hedenbergite-ferrosilite dans les pyroxènes multi-compositionnels (Wells, 1977). Dans chacun de ces modèles, la différence de pression n'est cependant pas considérée et est largement incluse dans la marge d'erreur expérimentale.

Dans la Suite anorthositique de Vallant, peu d'assemblages orthopyroxène-clinopyroxène ont été observés à l'échelle de la lame mince. De fait, le clinopyroxène est très peu abondant dans ces roches. On a pu cependant analyser trois couples au sein de l'échantillon V55-2, provenant du cœur de la Suite anorthositique de Vallant. Tel qu'illustré sur la figure 4.16, les températures d'équilibre déterminées, basées sur les approximations 2 et 3 de Wood et Banno (1973), sont de l'ordre de 575 à 650°C. Par contre, sur la base de l'approximation 1 de Wood et Banno (1973), qui correspond assez précisément à celle proposée par Wells (1977), on obtient des températures d'équilibre de l'ordre de 750 à 825°C.

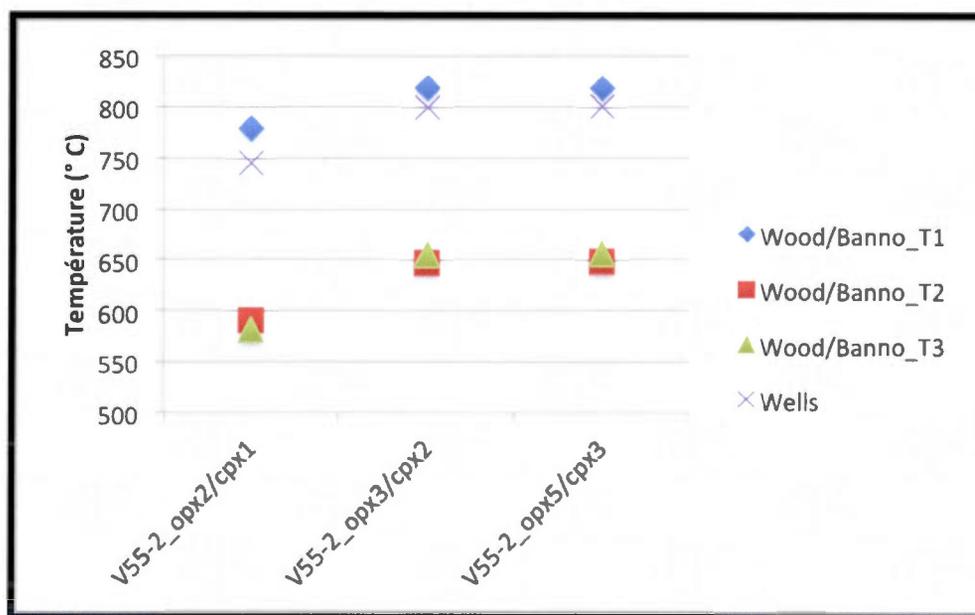
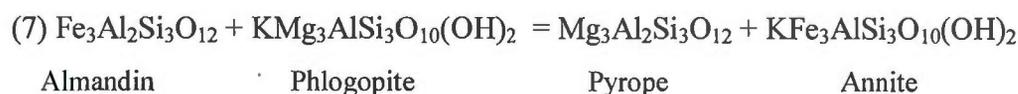


Figure 4.16 : Températures calculées par le géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène sur l'échantillon V55-2

#### 4.2.4 Équilibre biotite-grenat

La répartition à l'équilibre des constituants Fe et Mg entre le grenat et la biotite est régie par l'équation (Winter, 2010) :



Tel que mentionné précédemment, le grenat présente généralement une composition zonée avec un centre plus magnésien et des bordures plus riches en Fe (Indares et Martignole, 1985). La biotite, quant à elle, se présente en cristaux souvent plus petits que les grenats et a donc tendance à se rééquilibrer plus facilement. On trouve généralement deux types de biotites : d'une part, des biotites isolées des grenats qui présenteront des compositions plus riches en Fe et, d'autre part, des biotites en contact avec des grenats ou inclus dans ceux-ci qui présenteront des compositions plus riches en Mg (Indares et Martignole, 1985). Il est généralement présumé qu'à l'échelle de la lame mince, l'équilibre métamorphique a été atteint au maximum de température seulement. Avec le refroidissement, on peut cependant s'attendre à un réajustement de ces équilibres. Ainsi, la température maximale du métamorphisme sera préservée dans les biotites isolées des grenats qui ne peuvent se réajuster durant la diminution de la température. Par ailleurs, ces températures de maximum métamorphique seront également préservées dans les cœurs des grenats, qui ne pourront pas se rééquilibrer aux températures plus faibles. Inversement, les mesures obtenues sur les pourtours des grenats, ainsi que sur les biotites en contact avec celles-ci sont considérées comme représentatives de températures tardi-métamorphiques (Indares et Martignole, 1985).

Les résultats présentés ci-dessous sont ceux de cinq modèles provenant de quatre auteurs différents. Les deux premiers modèles sont les plus récents et ont été tirés de Bhattacharya *et al.* (1992). Ils font usage de paramètres établis sur le fait que le mélange entre une solution non-idéale de pyrope-almandin et une solution idéale de phlogopite-annite ne peut se faire de

façon idéale. Selon ces modèles, la fraction molaire de Ca est considérée dans les échanges alors que ce n'était pas le cas dans les modèles précédents. La provenance des  $\Delta G^{0,1,T}$  utilisés pour faire les calculs est la différence entre les deux modèles de Bhattacharya *et al.* (1992) dont les températures sont présentées sur les graphiques de résultats (figures 4.16 à 4.18). Dans le cas du premier modèle (HW), le  $\Delta G^{0,1,T}$  provient de Hackler et Wood (1989) et, dans le deuxième cas (GS), le  $\Delta G^{0,1,T}$  utilisé est tiré de Ganguly et Saxena (1984).

Le troisième modèle, qui provient de Hodges et Spear (1982) est semblable à ceux de Bhattacharya *et al.* (1992), dans la mesure où il assume la non-idéalité de la solution du grenat et l'idéalité de celle de la biotite. Hodges et Spears (1982) utilisent différents paramètres de Margules (ce sont des paramètres qui définissent la non-idéalité d'une interaction entre deux composants ; Vidal et Dubacq, 2009). Par contre, ils suggèrent de nouveaux paramètres pour l'échange Mg/Mn dans les grenats. Ils soulignent le fait que le métamorphisme rétrograde peut entraîner des échanges cationiques et que c'est la raison pour laquelle les mesures de température de haut grade métamorphique présentent de grandes incertitudes.

Les modèles 4 et 5 sont deux modèles plus anciens qui sont généralement utilisés comme base dans la littérature. Celui de Ferry et Spear (1978), se base sur des expériences de partitionnement entre des grenats et des biotites synthétiques. Celui de Thompson (1976), quant à lui, est principalement basé sur une comparaison d'assemblages naturels avec des équilibres de phases expérimentaux. Les résultats présentés ici sont donc des températures moyennes obtenues sur la base des paramètres de Bhattacharya *et al.* (1992), de Hodges et Spear (1982), de Thompson (1976) et de Ferry et Spear (1978). Les pressions utilisées pour les calculs sont de 10 kbar, choisies en fonction des données des zones de moyennes pressions grenvilliennes selon Rivers (2008).

La figure 4.16 présente les résultats des températures en fonction des différents modèles retenus dans notre étude pour l'échantillon V19-1, une diorite de la Suite de Louis. Les 17 premières valeurs obtenues représentent des températures considérées comme tardi-métamorphiques, en fonction des critères d'Indares et Martignole (1985). Les deux dernières

valeurs des températures tardi-métamorphiques (V19-1\_gr31/bt16 et V19-1\_gr32/bt17) sont nettement inférieures aux autres, elles sont exclues des calculs. Par ailleurs, l'approximation de Hodges et Spear (1982) est de beaucoup supérieure aux autres valeurs et ne sera pas prise en compte dans les calculs. La température moyenne obtenue est de 633°C, et varie de 592°C à 687°C. Les sept dernières valeurs (figure 5.17) sont celles qui représentent les températures du maximum métamorphique (Indares et Martignole, 1985), avec une température moyenne de 675°C et des variations de 604°C à 720°C. On remarque que les valeurs de températures tardi-métamorphiques et celles du maximum métamorphique se chevauchent. Ainsi on peut se questionner sur les critères d'Indares et Martignole (1985) ou sur le choix des grains analysés à la microsonde pour ce qui est des couples grenats-biotites qui sont considérés comme représentatifs du maximum métamorphique ou de valeurs tardi-métamorphiques.

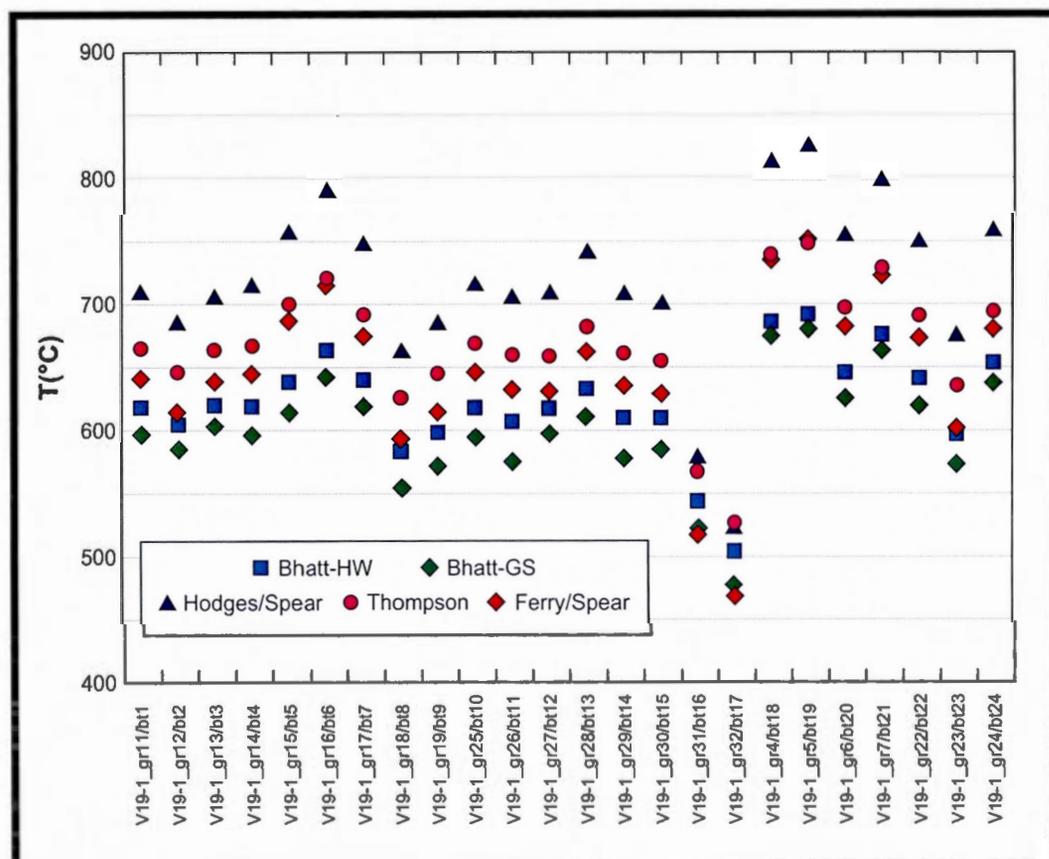


Figure 4.17 : Températures obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-biotite pour l'échantillon V19-1 (diorite de la Suite de Louis).

Les valeurs mesurées sur l'échantillon V44-1 (tonalite de la Suite plutonique de Varin) sont présentées sur la figure 4.18. Tous les grenats analysés dans cet échantillon sont de petite taille, ce qui a limité la prise de mesures entre les bordures et le cœur des cristaux. Par ailleurs, il y a peu de variations dans les teneurs des biotites en contact avec les grenats et celles qui se trouvent isolées dans la matrice. Cela signifie qu'on assume que toutes les températures obtenues sont équivalentes et représentatives de valeurs tardi-métamorphiques. La température la plus basse obtenue (V44-1\_gr8/bt8) présente des valeurs sous 550°C et ne sera pas retenue pour les calculs. Par ailleurs, dans le cas de cet échantillon, on remarque que l'approximation de Thompson (1976) donne des valeurs bien au-delà de celles des autres modèles. Ainsi, elle ne sera pas retenue dans les calculs. La température moyenne obtenue sur cet échantillon est de 592°C avec des variations de 570°C à 625°C.

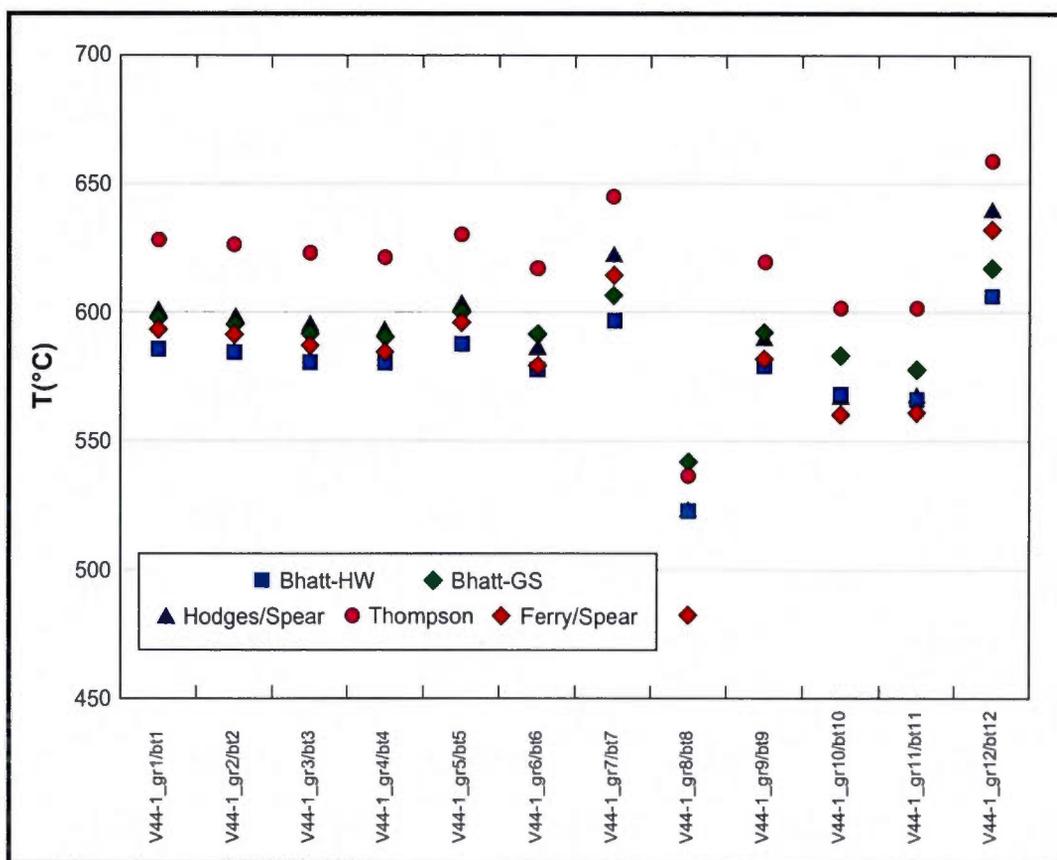


Figure 4.18 : Températures obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-biotite pour l'échantillon V44-1 (tonalite de la Suite plutonique de Varin)

L'échantillon V56-2 (anorthosite de la Suite anorthositique de Vallant) donne des valeurs de température supérieures à celles des autres échantillons (Figure 4.19). On y distingue aussi une différence marquée entre les analyses de grains de composition représentative du maximum thermique et celles du métamorphisme rétrograde. La température moyenne du pic métamorphique est de 840°C avec des variations de 764°C à 904°C. Pour les valeurs de température du réajustement tardif du métamorphisme, on obtient une température moyenne de 649°C et des variations de 576°C à 689°C.

Finalement, nous avons testé les valeurs avec les différents modèles en modifiant la pression retrouvée, pour évaluer son effet. Les deux modèles de Bhattacharya *et al.* (1992) sont très peu dépendants de la pression. Par contre, les autres modèles le sont beaucoup plus et présenteront des valeurs bien au-delà des autres approximations à de plus hautes températures.

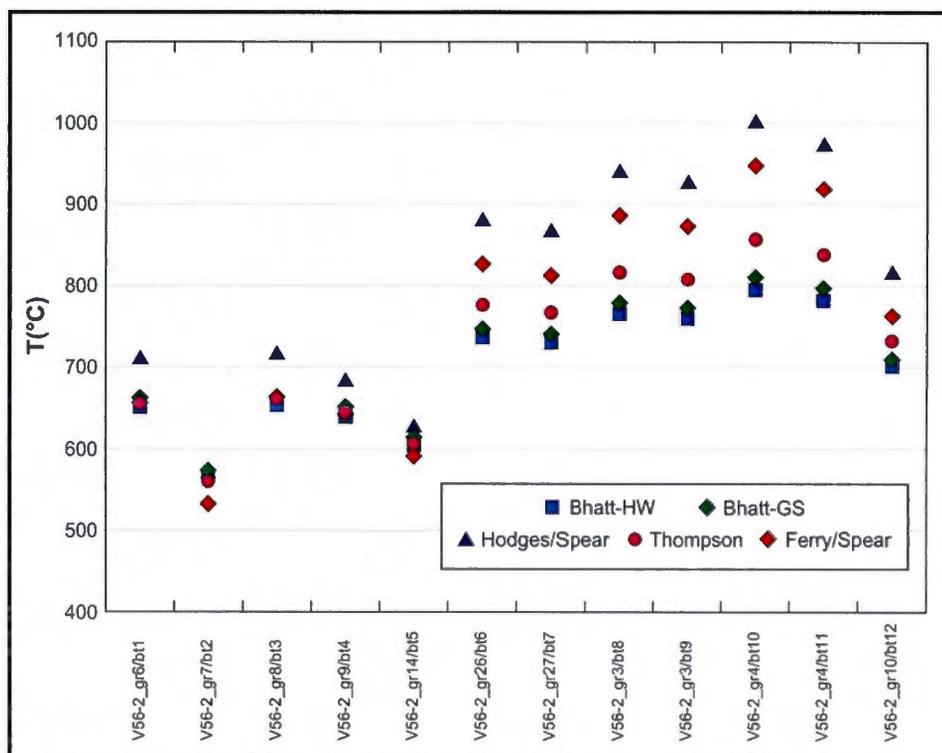


Figure 4.19 : Températures obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-biotite pour l'échantillon V56-2 (anorthosite de la Suite anorthositique de Vallant)

### 4.3 Conclusion

En raison des caractéristiques spécifiques des grenats et des biotites décrites par Indares et Martignole (1985) présentées à la section 4.3.3 (différence entre les assemblages du maximum thermique et celles présentant des températures tardi-métamorphiques) et le grade métamorphique de la région d'étude, le géothermomètre grenat-biotite permet la distinction entre les températures du maximum thermique et celles du métamorphisme tardif. En ce qui concerne les données sur les assemblages orthopyroxène-clinopyroxène, les températures obtenues sont celles correspondant à la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant, d'autant plus que ces minéraux sont d'origine primaire, bien que des réajustements tardifs de composition soient probables. Par contre, les températures déduites de l'assemblage amphibole-plagioclase sont, en principe, reliées au métamorphisme, puisque, comme les grenats, les amphiboles sont tardives et d'origine secondaire dans les roches anorthositiques, bien que la hornblende puisse être d'origine primaire dans les roches granitiques.

Pour les affleurements situés au centre de la Suite anorthositique de Vallant, V55 et V56, on peut comparer les trois géothermomètres utilisés ci-dessus. Pour l'assemblage orthopyroxène-clinopyroxène, on obtient deux températures approximatives de 575°C à 650°C, ainsi que deux autres résultats avec des températures plus élevées, entre 750°C et 825°C. Au niveau du géothermomètre amphibole-plagioclase, on retrouve des températures plus élevées, soit de plus de 800°C à près de 1000°C. Cet assemblage est métamorphique dans ce type de roche, car les amphiboles proviennent du métamorphisme inverse des pyroxènes. Pour l'affleurement V56-2, les résultats sur l'assemblage grenat-biotite suggèrent des températures métamorphiques maximales variant de plus 700°C à environ 1000°C. Par contre, les deux modèles de Bhattacharya *et al.* (1992) qui sont ceux qui sont le moins influencés par la pression, suggèrent des températures de l'ordre de 700°C à 800°C. Trop peu de données sur l'assemblage orthopyroxène-clinopyroxène ont été obtenues pour établir une solide corrélation avec les différentes approximations de températures déduites du géothermomètre grenat-biotite. Néanmoins, on peut se douter que les températures magmatiques doivent être plus élevées que les températures métamorphiques (notamment par la présence de pyroxène). Si on se base sur les résultats des assemblages métamorphiques

grenat-biotite et amphibole-plagioclase, on peut donner plus de crédibilité aux résultats obtenus à l'aide de la T3 du modèle de Wood et Banno (1973) et au modèle de Wells (1977) pour le géothermomètre clinopyroxène-orthopyroxène. Par contre, on peut se questionner sur la véracité des résultats obtenus par le géothermomètre amphibole-plagioclase. En effet, comme on sait que la température maximale du faciès des amphibolites se situe autour de 700°C (Winter, 2010), les résultats obtenus pour ce géothermomètre sont trop élevés.

Au niveau du contact sud, deux affleurements permettent de mesurer des paléo-températures, V44 et V19. Les approximations basées sur l'assemblage grenat-biotite dans l'échantillon V44-1 suggèrent des températures de l'ordre de 550 à 625°C. Pour l'affleurement V19, les températures maximales de métamorphisme, basées sur le géothermomètre grenat-biotite, présentent une moyenne de 675°C et les températures rétrogrades sont légèrement plus basses. La différence de température entre les deux affleurements s'explique par le fait que l'échantillon V19-1 appartient à la Suite de Louis qui est formé principalement de roches gabbroïques donc plus chaudes que l'échantillon V44-1, une monzonite de la Suite plutonique de Varin. Pour l'affleurement V44, les températures mesurées avec le géothermomètre plagioclase-amphibole sont cependant beaucoup plus élevées, de l'ordre de 850 à 900°C, mais tel qu'expliqué ci-haut, ce géothermomètre n'est pas très précis. Également, on pourrait croire que les minéraux proviennent d'épisodes métamorphiques différents ; l'apparition de l'amphibole en métamorphisme inverse des pyroxènes pourrait être le résultat du refroidissement des roches de la Suite plutonique de Varin, alors que les grenats peuvent apparaître plus tard, lors du métamorphisme grenvillien.

Pour le contact nord, les résultats de paléo-température ne sont basés que sur l'assemblage amphibole-plagioclase, soit de l'ordre de 700 à 800°C et seraient donc légèrement inférieures à celles du contact sud. Cette différence peut s'expliquer par le fait que le contact nord est tectonique. Ainsi, les roches sont à l'état solide durant le chevauchement (même si on observe localement de la fusion partielle au sein du Complexe de Baie-Comeau), alors que le contact sud est préalablement magmatique et plus chaud à cause de la présence de pyroxène et d'exsolution dans les feldspaths de la Suite plutonique de Varin, durant le maximum métamorphique de l'orogénie grenvillienne.

## CHAPITRE V

### DISCUSSION : MISE EN PLACE DE LA SUITE ANORTHOSITIQUE DE VALLANT

Le premier chapitre de ce mémoire a détaillé la problématique associée à l'étude de la Suite anorthositique de Vallant dans le cadre global de la Province de Grenville sur la Moyenne Côte-Nord (Grenville Central). Les trois chapitres suivants ont présenté les résultats des travaux réalisés, tant au niveau de la cartographie géologique que de la pétrographie et pétrologie ignée et structurale, et de la chimie minérale dans une optique de géothermométrie. Le présent chapitre mettra en relation les résultats obtenus dans l'établissement d'un modèle de mise en place de la Suite anorthositique de Vallant, en relation avec son contexte grenvillien tel que défini selon plusieurs auteurs.

Le modèle géologique est constitué de quatre étapes qui sont détaillées de la façon suivante : (1) un rappel des principaux événements géologiques ayant précédé la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant, (2) la revue de certaines hypothèses quant à l'emplacement de la Suite anorthositique de Vallant et de ses conditions de cristallisation, (3) la mise en place, par chevauchement, du massif anorthositique sur les complexes de Bourdon et de Baie-Comeau au cours de l'orogénie grenvillienne, et finalement, (4) la mise en place de la Suite plutonique de Varin.

#### 5.1 Contexte régionale avant la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant

D'après Dickin et Higgins (1992), les âges modèles les plus vieux retrouvés sur la Côte-Nord sont labradoriens. Ces derniers ont proposé la formation d'un arc magmatique juvénile, dont des parties se seraient accrétées à un bassin d'avant-pays moins de 100 Ma après leur formation. Ce bassin d'avant-pays est caractérisé par des âges modèles du Protérozoïque précoce à moyen, provenant de roches plus évoluées et sans signature orogénique marquée, interprétées comme une séquence sédimentaire issue de l'érosion de granitoïdes du Protérozoïque précoce. La formation d'un arc magmatique pinwarrien (1520 à 1460 Ma) est

par ailleurs bien documentée dans la partie orientale du Grenville (Gower et Krogh, 2002 ; Perreault et Heaman, 2003 ; Gobeil *et al.*, 2003 ; Wodicka *et al.*, 2003). Dans le Grenville Central, la présence du Pinwarrien est signalée dans deux petites fenêtres présentant une monzonite quartzifère et un orthogneiss tonalitique, situées au sud de la Suite anorthositique de Vallant, ainsi que par la Suite plutonique de Bardoux (1487,6 ±6,8 Ma ; Moukhsil *et al.*, 2012), le Granite des Petites-Bergeronnes (1511,7 Ma, Dans Moukhsil *et al.*, 2010), ainsi que dans la région de la rivière Saguenay par les complexes gneissiques de Rouvray (1484 ±30 Ma) et du Saguenay (1506 ±13 Ma ; Hébert *et al.*, 2009). On y reconnaît aussi la séquence métasédimentaire du Complexe de Bourdon, datée à 1491 Ma (David *et al.*, 2010b).

On peut aussi associer plusieurs intrusions ignées à ce que Gower et Krogh (2002) ont appelé l'Elsonien (1460 à 1230 Ma) et ont attribué à une période de subduction à faible inclinaison. Ces intrusions sont le Complexe de Hulot (1434 à 1372 Ma), le Complexe gneissique du Cap à l'Est (1391 Ma) (Moukhsil *et al.*, 2009), les suites plutoniques de Belinda (1366 Ma) et de Bignell (1364 Ma) (Moukhsil *et al.*, 2011). On retrouve aussi la mise en place de complexes AMCG, comme la Suite anorthositique de Rivière-Pentecôte (1354 Ma), la Suite plutonique de Lanctot qui lui est associée (1365 Ma) (Moukhsil *et al.*, 2011), la Suite plutonique mafique de De La Blache (1327 Ma ; Gobeil *et al.*, 2002) et la Mangérite de Joncas (1247 Ma ; Moukhsil *et al.*, 2009a).

Le socle rocheux dans lequel s'est mis en place la Suite anorthositique de Vallant était nécessairement d'âge pinwarrien et elsonien. Il était sans doute composé essentiellement du Complexe de Bourdon et du Complexe gneissique du Cap à l'Est, dans la section est de la Suite anorthositique de Vallant et de la Suite plutonique de Belinda, dans la section ouest.

## 5.2 Cristallisation de la Suite anorthositique de Vallant

La Suite anorthositique de Vallant est datée à 1148 Ma (U/Pb sur zircon ; David *et al.*, 2010a), ce qui est donc un âge comparable à la section la plus âgée de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean, datée entre 1157 et 1142 Ma (Higgins et van Breemen, 1992). Cet âge correspond aussi aux stades terminaux de l'orogénie Shawinigan (Rivers, 1997, 2008), et à un épisode d'extension post-collision suggérée par la présence de bassins métasédimentaires dans le sud du Grenville (faciès de Saint-Boniface : 1,18-1,15 Ga, Corrigan et van Breemen, 1997 ; quartzite de Twelve Mile Bay : 1,14 à 1,12 Ga, Wodicka *et al.*, 1996 ; et Groupe de Flinston : Sager-Kinsman et Parrish, 1993), dans le modèle de Corrigan et Hanmer (1997). Ainsi, la formation de la Suite anorthositique de Vallant et sa cristallisation pourraient s'intégrer dans ce modèle, l'extension lithosphérique ayant pu permettre une remontée asthénosphérique et la fusion de la base de la croûte.

Hébert (1991), Hébert et van Breemen (2001), Turcotte (2001) et Hébert *et al.* (2009) ont proposé un modèle de mise en place de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean et des roches AMCG des suites de Pimpuacan et de Valin qui prend en compte le contrôle structural de ces roches. Le modèle est principalement basé sur le fait qu'on retrouve dans ces régions une série de corridors de déformation orientés NE-SO, les principaux correspondant aux zones de déformation de Saint-Fulgence (chevauchement dextre oblique), de Pimpuacan (décrochement dextre, parfois senestre) et de Chute-des-Passes (mouvement chevauchant ; Hébert *et al.*, 2009). Selon les différents auteurs, ces corridors de déformation se seraient créés par réactivation de structures antérieures à l'orogénie grenvillienne, et qui auraient été à l'origine de la montée des magmas anorthositiques à travers la croûte (figure 5.1A).

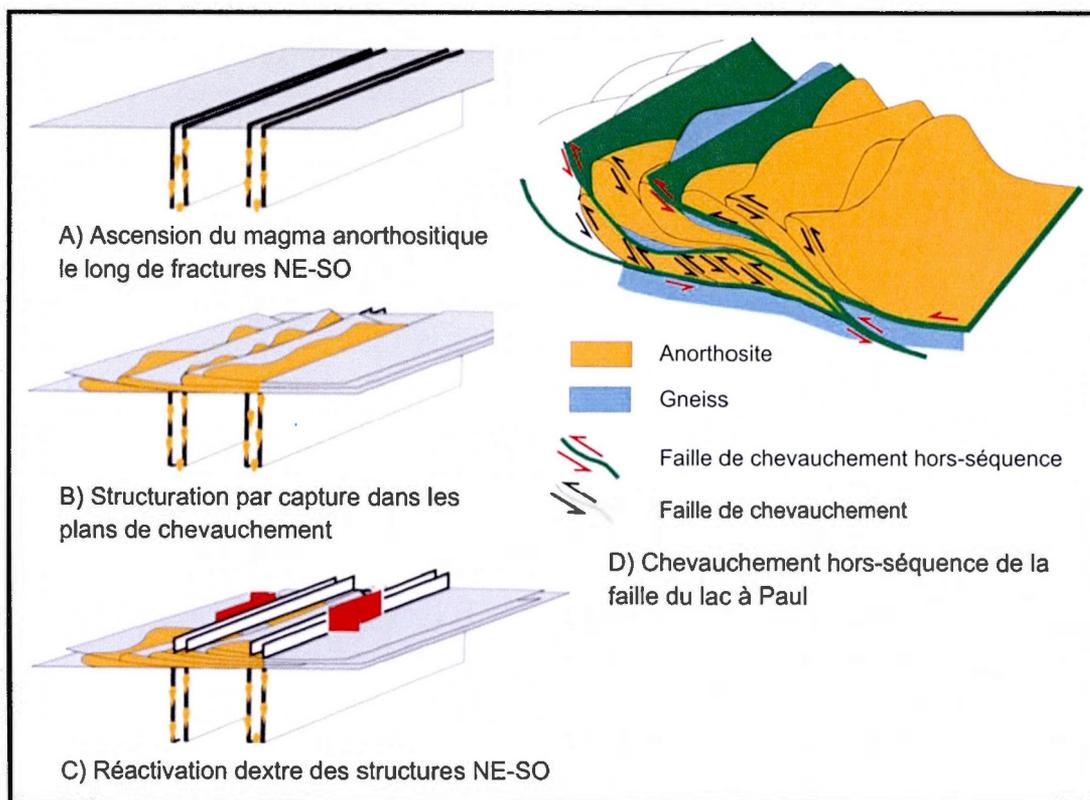


Figure 5.1 : A - Représentation du modèle de Turcotte (2001) pour la mise en place de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. B - Schématisation de la faille du Lac Saint-Paul. Faille hors-séquence avec remontée des gneiss du socle le long des plans de décollement (Hébert *et al.*, 2009).

Les zones de déformation de Pipmuacan et de Saint-Fulgence affleurent sur le feuillet SNRC 22F, et passent à environ 30 km au nord-ouest de la Suite anorthositique de Vallant. Comme les failles de chevauchement du modèle de Turcotte (2001) observées à la figure 5.1B induisent un transport tectonique vers le nord-ouest, il est peu probablement que ces zones de déformation aient joué un rôle dans la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant. Par contre, on remarque que ces zones de déformation sont restreintes à des roches pré-grenvilliennes (antérieures à 1080 Ma ; Rivers, 2008). Au sud de la Suite anorthositique de Vallant affleure l'intrusion syn-grenvillienne de la Suite plutonique de Varin. Il est donc possible que des corridors de déformation parallèles à ceux de Pipmuacan et/ou de Saint-Fulgence aient été présents au sud du massif anorthositique et qu'ils aient été complètement oblitérés par la mise en place de la Suite plutonique de Varin (figure 6.2A-B). Le modèle proposé pour la Suite anorthositique du Lac St-Jean pourrait conséquemment s'appliquer aussi à la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant ; une hypothèse comparable

avec celle de Duchesne *et al.* (1999) qui propose que les magmas anorthositiques se sont formés en base de croûte et ont remonté le long de structures transcrustales, principalement des failles de chevauchement. Turcotte (2001) considère cette option comme étant peu probable, et est d'avis que des structures subverticales sont nettement plus favorables à la remontée du magma ; la mise en place d'intrusions le long de failles décrochantes (c'est-à-dire un conduit subvertical) ayant été démontrée par différentes études (Castro, 1987 ; Morand, 1992 ; Petford et Atherton, 1992 ; Archanjo *et al.*, 1994 ; Fernandez et Castro, 1999 ; Royce et Park, 2000).

La température de cristallisation des roches anorthositiques des Îles Lofoten (Markl *et al.*, 1998) ont été déterminées à l'aide du géothermomètre clinopyroxène-orthopyroxène et ont livré des résultats de 1140 à 1185°C pour une pression située entre 9 et 4 kbar, et de 1100 à 1135°C pour une pression maximale de 7,3 kbar. On sait que le métamorphisme du Grenville Central se situe au faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites, sous des conditions de température et pression maximale de l'ordre de 900°C et 10-11 kbar, atteintes lors de la phase Ottawan de l'orogénie Grenvillienne (Rivers, 2008). Par ailleurs, la présence de faciès pegmatitiques au sein de la Suite anorthositique de Vallant nécessite un refroidissement relativement lent. Donc, on peut croire que sa cristallisation s'est faite en profondeur et que son exhumation a été relativement tardive (figure 5.2A). Les températures maximales obtenues par le géothermomètre clinopyroxène-orthopyroxène sur l'échantillon V55-2 sont de l'ordre de 825°C, nettement inférieures à la température de cristallisation de ces roches. On peut croire que les minéraux ont subi un réajustement au niveau des échanges de Mg-Si-Al et que ces températures sont le résultat d'un métamorphisme tardif à la cristallisation.

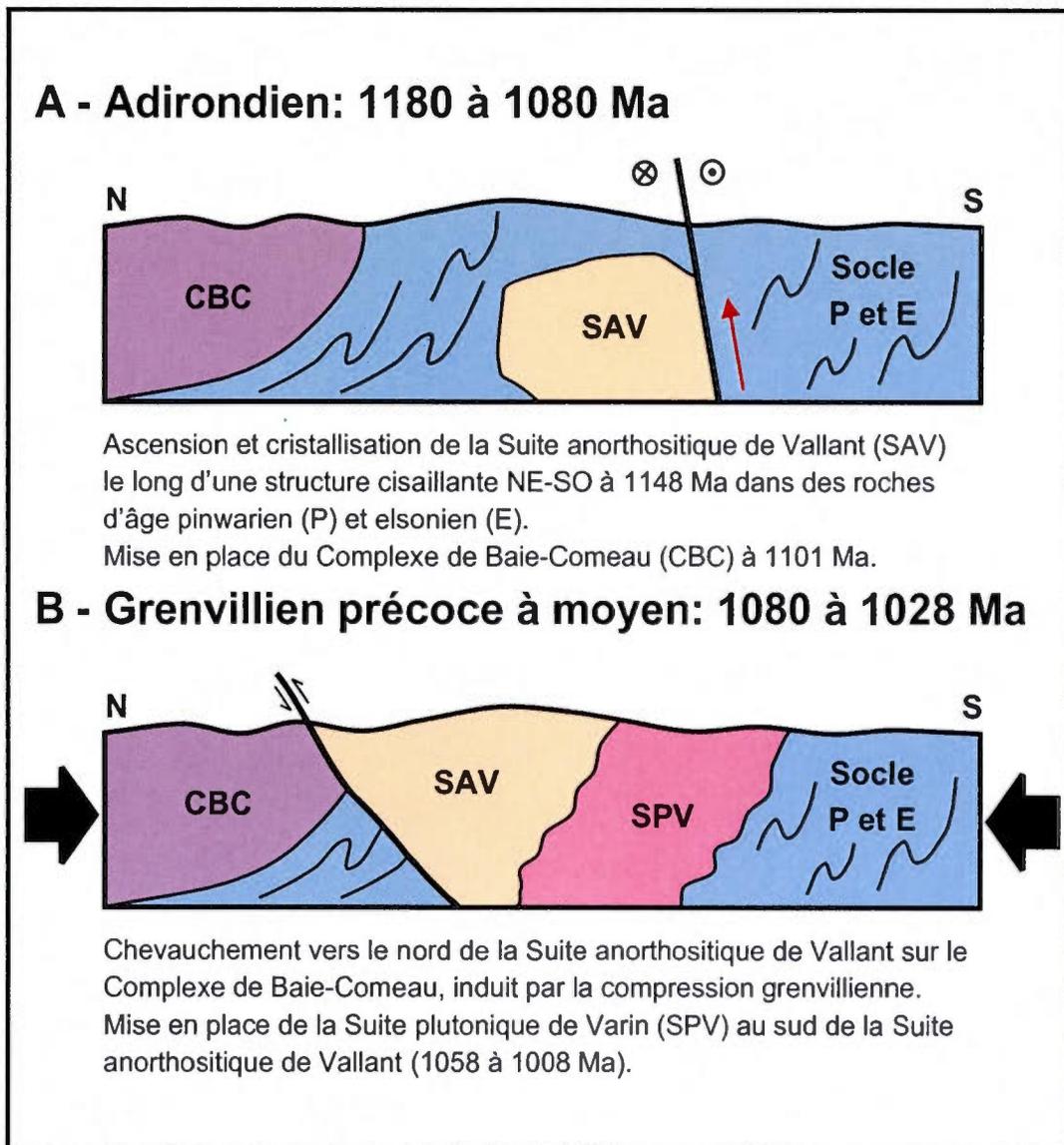


Figure 5.2 : Schéma des principaux événements associés à la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant, durant A : l'Adirondien et B : le Grenvillien.

### 5.3 Mise en place de la Suite anorthositique de Vallant

Le Complexe de Baie-Comeau, d'âge tardi-adirondien (1101 Ma U/Pb sur zircon ; David, 2007, et David *et al.*, 2009) affleure au nord de la Suite anorthositique de Vallant. Il est de composition granitique à tonalitique et il présente des faciès migmatitiques ayant été attribués

à un métamorphisme grenvillien (âges de 1086 à 1006 Ma sur migmatites ; David *et al.*, 2010b). Le contact avec la Suite anorthositique de Vallant a été interprété comme étant chevauchant vers le nord (Moukhsil *et al.*, 2009a). La foliation est orientée est-ouest à NE-SO et est bien développée dans le Complexe de Baie-Comeau. Le pendage est élevé et les linéations associées plongent vers le sud et vers le sud-ouest (tel que décrit à la section 3.2.2). Par ailleurs, les surfaces de migmatitisation observées sont généralement parallèles à la foliation. Dans le massif anorthositique, on observe aussi, bien que moins marquées, des structures est-ouest à NE-SO. Ces structures étant grenvilliennes, cela indique que le chevauchement de la Suite anorthositique de Vallant sur le Complexe de Baie-Comeau est cohérent avec une mise en place syn-tectonique (figure 5.2B). Il est par ailleurs possible que le chevauchement du massif anorthositique sur le Complexe de Baie-Comeau ait contribué à sa migmatitisation ; une hypothèse soutenue par la présence de «poches» de roches granitiques à tonalitiques dans la Suite anorthositique de Vallant à proximité du contact. La forte recrystallisation des plagioclases en bordure du contact nord nécessite aussi que l'anorthosite ait été amenée à haute température pendant une période relativement prolongée.

Localement, le contact nord de la Suite anorthositique de Vallant est marqué par un contact avec les roches métasédimentaires du Complexe de Bourdon, des roches d'âge pinwarien (1491 Ma, U/Pb sur zircon ; David *et al.*, 2010b, Moukhsil *et al.*, 2009a), constituées de quartzite et de paragneiss localement migmatitiques. La figure 5.3 montre un exemple de ce contact, souligné par une intense déformation et des linéations de type aval-pendage, cohérentes avec un mouvement chevauchant. Ces observations permettent de proposer que, sur une base plus régionale, le Complexe de Bourdon pourrait avoir servi, en profondeur, de rampe au chevauchement du Vallant sur le Baie-Comeau (figure 5.5).

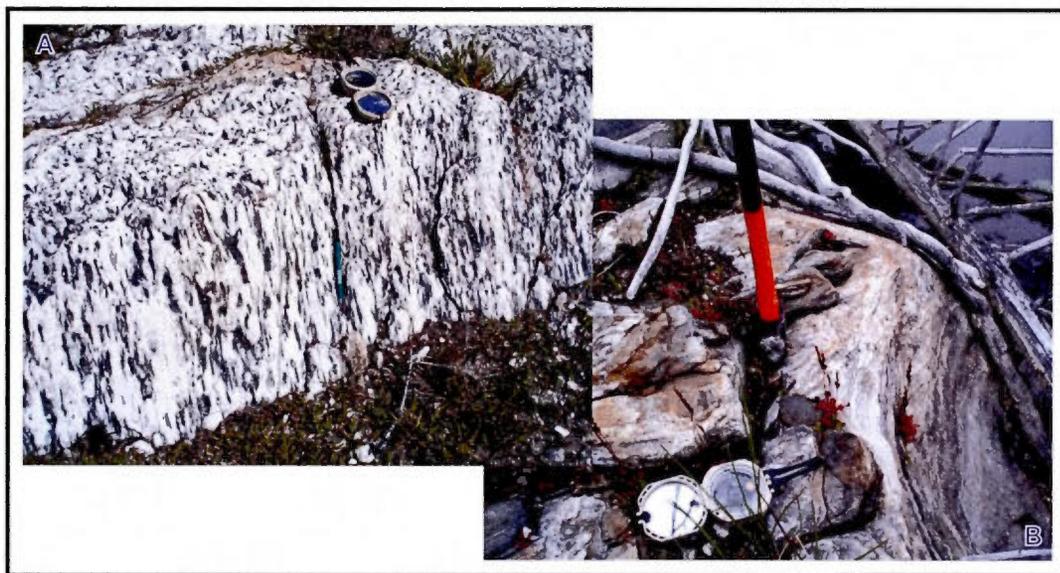


Figure 5.3 : Photos d'un affleurement le long du contact nord. A : leuconorite de la Suite anorthositique de Vallant. B : métasédiments du Complexe de Bourdon (photo : Abdelali Moukhsil).

Le raccourcissement grenvillien semble associé à la formation d'un synforme de grande amplitude au sein de la Suite anorthositique de Vallant, comme le suggère l'orientation apparente de structures à vergence sud au nord et de structures à vergence nord au sud. Par ailleurs, on remarque que le faciès à leuconorite affleure sur les bordures nord et sud massif anorthositique alors que le faciès leucotroctolitique se retrouve au cœur du synforme que forme l'intrusion. Si on considère que ces faciès sont les moins différenciés, on peut croire que des mouvements magmatiques peuvent avoir ramené les faciès les moins différenciés au cœur de la chambre, alors que selon les tendances de différenciation, ils devraient se situer à la base. Par contre, tel que décrit au chapitre 4.1.1, les plagioclases des faciès à olivine sont plus sodiques que les autres, ce qui indique qu'ils sont plus différenciés. Une étude géochimique plus poussée est nécessaire à la compréhension de la répartition des faciès à olivine au cœur de la Suite anorthositique de Vallant. La présente étude n'a pas couvert cet aspect et ne prétend pas répondre à cette problématique.

Moukhsil *et al.*, (2011) prolongent la faille chevauchante du contact nord jusqu'à l'extrémité est de la Suite anorthositique de Vallant. Le long du contact nord, les linéations observées sont de type aval-pendage, alors que dans la partie est, des linéations surtout obliques, mais parfois directionnelles, vers le sud-ouest sont présentes et indiquent un

mouvement d'une nature différente, difficile à caractériser de façon précise avec le peu de mesures disponibles. Dans la figure 5 de Moukhsil *et al.* (2011), on peut observer que les foliations au cœur de la Suite anorthositique de Vallant suivent la forme de l'intrusion dans la section est (figure 5.4). Par ailleurs, on remarque que la section la plus au sud de la partie est est directement alignée avec des zones de cisaillement majeur qui pourraient avoir contribué au plissement à grande échelle de la Suite anorthositique de Vallant.

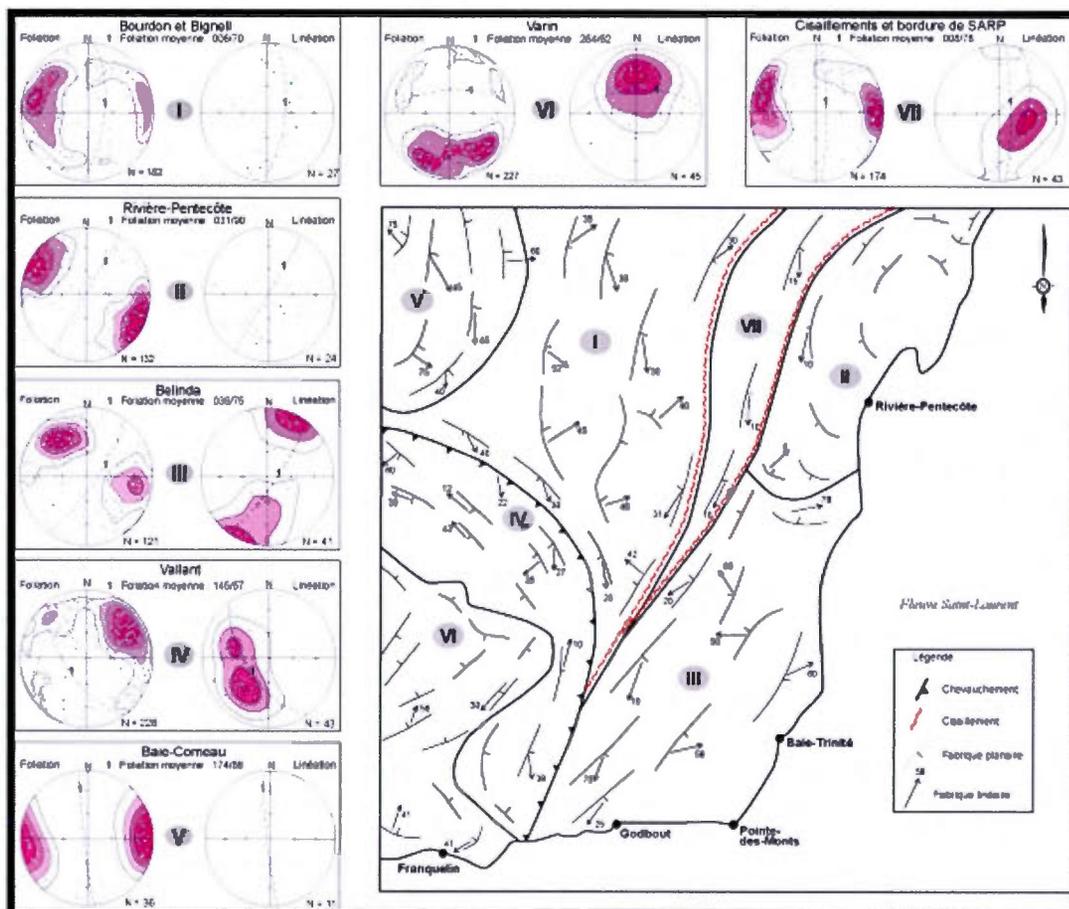


Figure 5.4 : Orientation des structures sur le feuillet SNRC 22G. La Suite anorthositique de Vallant constitue le domaine IV (Moukhsil *et al.*, 2011).

#### 5.4 Mise en place de la Suite plutonique de Varin

La Suite plutonique de Varin affleure au sud de la Suite anorthositique de Vallant et, tel que mentionné ci-dessus, est constituée de granite et de monzonite quartzifère, datées de 1058 à 1008 Ma (David, 2007 ; David *et al.*, 2009), des âges typiquement grenvilliens à tardigrenvilliens. L'intensité de la déformation du Varin est très variable. Les différents faciès varient de massifs, à foliés, à gneissiques. Le contact avec la Suite anorthositique de Vallant a été cartographié comme étant une faille normale à pendage nord (Gobeil *et al.*, 2006 ; Moukhsil *et al.*, 2009). Cette hypothèse est soutenue, selon les auteurs, par la présence d'un affleurement de monzonite au contact présentant un âge de 1491 Ma (David, 2005) et représentant, selon Gobeil *et al.* (2006), une fenêtre structurale de roches pinwariennes exhumées par la faille normale.

On retrouve aussi deux autres intrusions d'âge grenvillien dans la région, la Suite de Louis et la Suite de Miquelon (figure 5.6). La Suite de Louis est datée à 1060 Ma (U/Pb sur zircons, David, 2006) et représente l'ensemble des intrusions, lambeaux tectoniques et boudins mafiques à ultramafiques qui sont génétiquement dissociés des roches anorthositiques (Moukhsil *et al.*, 2007, 2009a, 2009b). Parce que la Suite de Louis est constituée de lithologies relativement différentes les unes des autres, il est difficile d'extrapoler l'âge, qui est mesuré sur un gabbronorite à oxydes de fer et apatite, à l'ensemble de cette unité. Par contre, les évidences de terrain indiquent que la Suite de Louis est intrusive dans la Suite plutonique de Varin. La Suite de Miquelon, datée à 1048 Ma (U/Pb sur zircons, David, 2006), contient des monzonites quartzifères et des granites peu déformés (Moukhsil *et al.*, 2007, 2009a) et est intrusive dans toutes les autres unités rocheuses de la région (figure 5.6).

Tel que décrit au chapitre 4, la recristallisation des plagioclases est moins importante le long du contact sud de la Suite anorthositique de Vallant que le long du contact nord. En effet, à proximité du contact avec la Suite plutonique de Varin, on observe des textures porphyroclastiques témoignant d'un début de recristallisation mais on passe rapidement à des textures protoclastiques, caractéristiques d'une déformation de basse température. Gobeil *et*



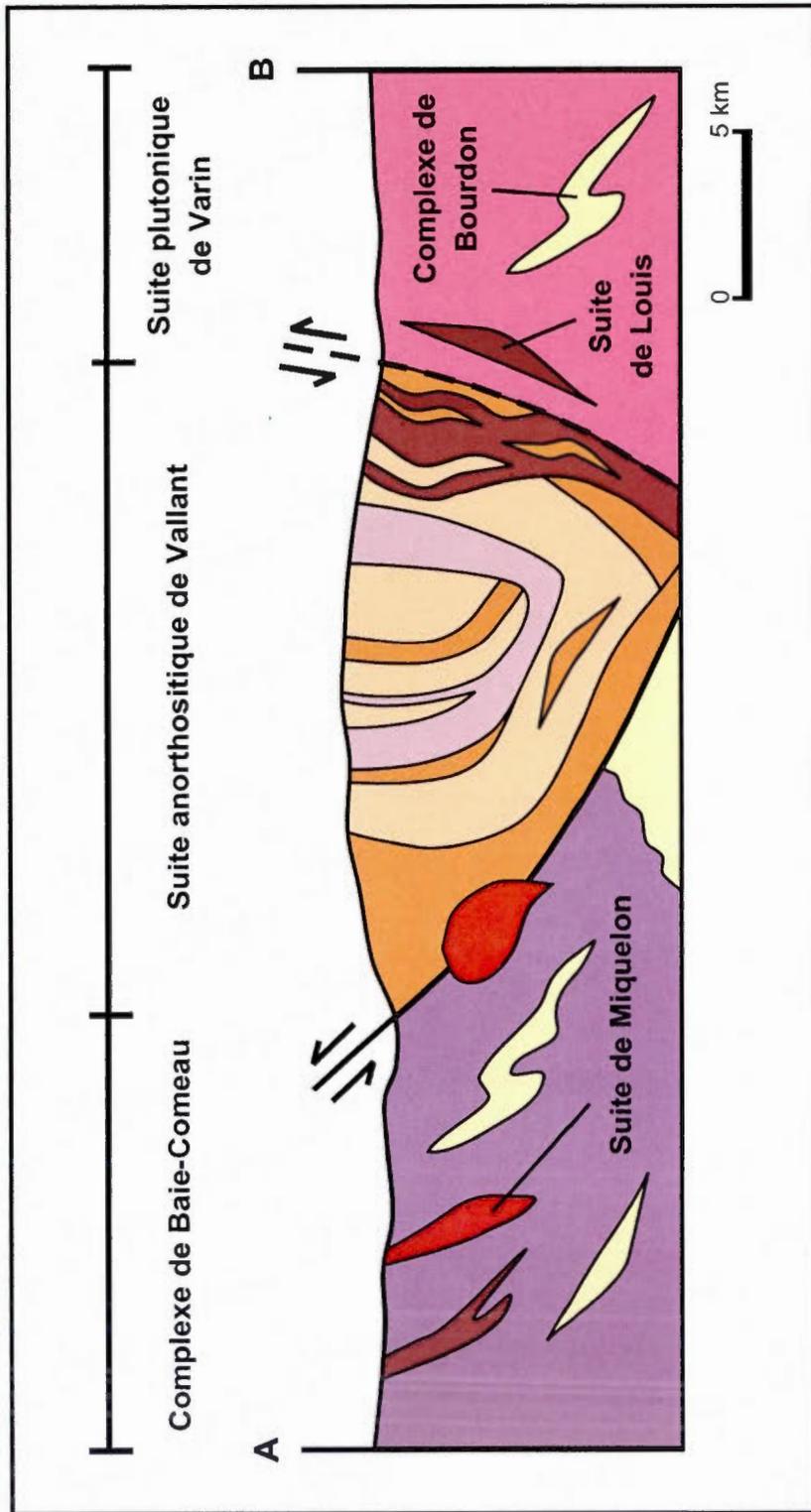


Figure 5.6 : Coupe géologique nord-sud (localisation de la coupe indiqué sur la figure 3.8) présentant les principales lithologies de la région et leur relation avec la Suite anorthositique de Vallant. Même légende que sur la figure 3.8.

Ainsi, on peut croire que les roches syn-grenvilliennes se sont mises en place à haute température et ont subi un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites. Ce métamorphisme rétrograde peut être le résultat de la relaxation des contraintes grenvilliennes et du soulèvement de la Suite plutonique de Varin. La figure 5.6 illustre la géométrie des principales unités intrusives et métamorphiques de la région et leurs relations présumées avec la Suite anorthositique de Vallant.

### 5.5 Conclusion

En guise de conclusion, soulignons le fait qu'il existe plusieurs événements sédimentaires et ignés qui sont pré-grenvilliens dans la région de la Côte-Nord. Tout d'abord la formation du bassin sédimentaire du Complexe de Bourdon au Pinwarrien. Ensuite on retrouve la mise en place de massifs comme le Complexe de Hulot, la Suite gneissique du Cap à l'Est et les Suites plutoniques de Belinda et Bignell à l'Elsonien. Finalement, à l'Adirondien, on observe la mise en place d'intrusions magmatiques en base de croûte, drainées par des structures transcrustales orientées NE-SO, tel que la Suite anorthositique de Vallant, et d'autres intrusions comme le Complexe de Baie-Comeau.

La compression crustale reliée à l'orogénie grenvillienne a induit le chevauchement vers le nord de la Suite anorthositique de Vallant sur le Complexe de Baie-Comeau, causant possiblement le développement de migmatites, de même que le plissement de la Suite anorthositique de Vallant en un synforme de grande amplitude orienté est-ouest. Il est proposé que la Suite plutonique de Varin se soit mise en place tardivement au chevauchement de la Suite anorthositique de Vallant, durant la compression grenvillienne et serait intrusive dans cette dernière. La mise en place d'autres séries intrusives, telles que la Suite de Louis et la Suite de Miquelon, se produit vers la toute fin de l'orogénie grenvillienne. Très localement, la remontée relative de la Suite plutonique de Varin peut créer des failles normales à vergence nord en contact avec la Suite anorthositique de Vallant. Mais comme ce mouvement est mineur et n'est pas observé partout le long du contact sud, il n'est pas illustré à la figure 5.3.

Suite à la présente étude, certains problèmes spécifiques à la Suite anorthositique de Vallant demeurent encore à élucider. Par exemple, (1) le changement d'orientation de l'intrusion de est-ouest à nord-sud vers l'extrémité est de l'anorthosite ; dans ce secteur, les roches de la Suite plutonique de Belinda semblent avoir enregistré des évidences de chevauchement par la Suite anorthositique de Vallant (Moukhsil *et al.*, 2011), et des failles obliques présentant un mouvement senestre sont également présentes du côté nord de la Suite anorthositique de Rivière Pentecôte, à l'est de la Suite anorthositique de Vallant. Moukhsil *et al.* (2011) ont d'ailleurs prolongé ces failles jusqu'au contact est de cette dernière. Celles-ci pourraient expliquer les structures observées le long du contact oriental du Vallant (voir figure 5.4). Également, (2) l'absence de minéraux indicateurs de pression au sein de la Suite de Vallant et des unités adjacentes ne permet pas de contraindre précisément les conditions P-T du métamorphisme grenvillien dans la région. De plus, (3) la présence d'olivine dans des roches où les plagioclases sont moins calciques semble incohérente.

Ainsi, pour perfectionner la connaissance de la Suite anorthositique de Vallant, il faudrait continuer l'analyse structurale des différents groupes le long de son contact est. Notamment, cette analyse comprendrait une étude de la répartition de la déformation au sein de la Suite plutonique de Belinda et des contacts avec les roches adjacentes. Par ailleurs, une étude minéralogique des faciès ultramafiques de la Suite anorthositique de Vallant pourrait permettre d'identifier des minéraux pouvant servir de géobaromètres et ainsi définir certains chemins p-T-t. Également la problématique des assemblages minéralogique et de leur composition géochimique, tel que décrite au paragraphe précédent, nécessiterait une étude géochimique et chronologique des différents faciès plus poussée.

APPENDICE A

RÉSUMÉ DES OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES, TEXTURALES, ET STRUCTURALES EN LAME MINCE PAR LITHOLOGIE ET PAR SECTEUR

Secteur Godbout :

Lithologie et Groupe	Composition	Textures et Structures
Anorthosite (Suite anorthositique de Vallant)	<p><u>Plagioclase</u> : 85 à 95% (altération partielle en séricite)  <u>Orthopyroxène</u> : 1% (sous forme de reliques ouralitisées)  <u>Biotite</u> : 5 à 10%  <u>Hornblende</u> : 0-10%  <u>Muscovite</u> : 0-2%                      Traces : apatite, épidote, minéraux opaques, carbonates</p>	<p>Foliation absente ou marquée par la biotite et la hornblende  <u>Plagioclase</u> : texture protoclastique à porphyroclastique, localement ocellée</p>
Leuconorite (Suite anorthositique de Vallant)	<p><u>Plagioclase</u> : 80-85% (altération partielle en séricite)  <u>Orthopyroxène</u> : 0-10% (partiellement ouralitisé)  <u>Hornblende</u> : 8-10%  <u>Biotite</u> : 0-5%  <u>Muscovite</u> : 0-2%                      Traces : minéraux opaques</p>	<p>Foliation peu à bien marquée par l'orthopyroxène, la hornblende et la biotite  <u>Plagioclase</u> : texture porphyroclastique  <u>Orthopyroxène</u> : texture coronitique</p>
Tonalite (Suite plutonique de Belinda)	<p><u>Plagioclase</u> : 45% (altération partielle en séricite)  <u>Quartz</u> : 40%  <u>Feldspath potassique</u> : 5%  <u>Biotite</u> 10%                      Traces : minéraux opaques</p>	<p>Foliation marquée par la biotite</p>

Secteur Toulousteouc :

<b>Lithologie et Groupe</b>	<b>Composition</b>	<b>Textures et Structures</b>
Anorthosite (Suite anorthositique de Vallant)	<p><u>Plagioclase</u> : 85 à 98% (altération partielle en séricite)  <u>Orthopyroxène</u> : 0-7% (sous forme de reliques ouralitisées)  <u>Quartz</u> : 0-10%  <u>Biotite</u> : 0 à 8%  <u>Hornblende</u> : 0-1%  <u>Épidote</u> : 0-5%  <u>Chlorite</u> : 0-5%            Traces : apatite, minéraux opaques, carbonates, muscovite, feldspaths potassiques</p>	<p>Foliation absente ou marquée par la biotite, la hornblende et localement la chlorite  <u>Plagioclase</u> : généralement peu déformé à protoclastique à porphyroclastique, localement granoblastique  <u>Quartz</u> : en veinules</p>
Leuconorite (Suite anorthositique de Vallant)	<p><u>Plagioclase</u> : 65-75% (altération partielle en séricite)  <u>Orthopyroxène</u> : 0-6% (partiellement ouralitisé)  <u>Clinopyroxène</u> : 0-4%  <u>Hornblende</u> : 8-20%  <u>Biotite</u> : 5-15%  <u>Chlorite</u> : 0-1%            Traces : minéraux opaques, muscovite</p>	<p>Pas de foliation bien définie  <u>Plagioclase</u> : texture protoclastique à porphyroclastique  <u>Orthopyroxènes</u> : fracturés</p>
Norite (Suite anorthositique de Vallant)	<p><u>Plagioclase</u> : 60% (altération partielle en séricite)  <u>Orthopyroxènes</u> : 15-20%  <u>Clinopyroxènes</u> : 5%  <u>Amphiboles fibreuses</u> (actinote et hornblende) : 15-20%  <u>Biotite</u> : 0-2%  <u>Chlorite</u> : 0-3%  <u>Olivine</u> : 0-4%            Traces : muscovite, minéraux opaques</p>	<p>Foliation moins définie  <u>Plagioclase</u> : texture protoclastique à porphyroclastique  <u>Orthopyroxène</u> : fracturés, textures coronitiques et symplectiques (clinopyroxènes, amphiboles)  <u>Olivine</u> : texture coronitique (orthopyroxènes, clinopyroxènes, amphiboles)</p>

Diorite (Suite de Louis)	<u>Plagioclase</u> : 50-65% (altération partielle en séricite) <u>Quartz</u> : 5-10% <u>Hornblende</u> : 16-20% (partiellement chloritisée) <u>Biotite</u> : 13-22% <u>Grenat</u> : 0-5% Traces : carbonates, épidote, muscovite, apatite	Foliation légèrement à très marquée par la biotite et la hornblende <u>Plagioclase</u> : non déformé, localement granoblastique <u>Grenat</u> : granoblastique
--------------------------	--	--

Secteur nord de la Suite anorthositique de Vallant (réservoir Outardes, route 389 et route Manic-3) :

Lithologie et Groupe	Composition	Textures et Structures
Anorthosite (Suite anorthositique de Vallant)	<u>Plagioclase</u> : 85-90% (altération partielle en séricite) <u>Orthopyroxène</u> : 0-3% (sous forme de reliques ouralitisées) <u>Biotite</u> : 3-6% <u>Hornblende</u> : 2-10% <u>Chlorite</u> : 0-2% <u>Spinel</u> : 0-2% Traces : muscovite, chlorite, épidote, minéraux opaques, feldspath potassique	Foliation marquée par la biotite, la hornblende et localement par l'axe long des porphyroclastes de plagioclase <u>Plagioclase</u> : texture porphyroclastique à granoblastique
Leuconorite (Suite anorthositique de Vallant)	<u>Plagioclase</u> : 55-80% (altération partielle en séricite) <u>Orthopyroxène</u> : 0-6% (partiellement ouralitisé) <u>Hornblende</u> : 8-30% (altération locale en chlorite) <u>Biotite</u> : 6-15% <u>Minéraux opaques</u> : 0-3% Traces : quartz, épidote, spinel, muscovite, apatite, zircon	Foliation peu à bien marquée par la biotite et la hornblende <u>Plagioclase</u> : texture porphyroclastique à granoblastique (localement protoclastique) <u>Orthopyroxène</u> : texture coronitique
Tonalite (Complexe de Baie-Comeau)	<u>Plagioclase</u> : 45-60% (altération partielle en séricite) <u>Quartz</u> : 30-50% <u>Biotite</u> : 1-2% <u>Chlorite</u> : 0-9% Traces : muscovite, apatite, minéraux opaques	Pas de foliation bien définie <u>Quartz</u> : rubané

Granite (Complexe de Baie-Comeau)	<p><u>Quartz</u> : 15-30%</p> <p><u>Plagioclase</u> : 30-40% (altération partielle en séricite)</p> <p><u>Feldspath potassique</u> : 25-35%</p> <p><u>Biotite</u> : 2-12%</p> <p><u>Hornblende</u> : 0-6%</p> <p>Traces : muscovite, épidote, carbonates, apatite, spinel, minéraux opaques</p>	Pas de foliation bien définie, localement marquée par l'orientation de la biotite et des rubans de quartz <u>Quartz</u> : rubané <u>Plagioclase et quartz</u> : texture myrmékitique
Diorite et granodiorite (Complexe de Baie-Comeau)	<p><u>Quartz</u> : 10-25%</p> <p><u>Plagioclase</u> : 45-65%</p> <p><u>Feldspath potassique</u> : 0-20%</p> <p><u>Biotite</u> : 5-8%</p> <p><u>Hornblende</u> : 5-8%</p> <p><u>Chlorite</u> : 0-4%</p> <p><u>Apatite</u> : 0-5%</p> <p>Traces : épidote, feldspath potassique, minéraux opaques</p>	Foliation marquée par l'alignement de la biotite et de la hornblende

## Secteur sud de la Suite anorthositique de Vallant (routes 389 et Outardes-3) :

Lithologie et Groupe	Composition	Textures et Structures
Leuconorite (Suite anorthositique de Vallant)	<p><u>Plagioclase</u> : 65-80% (altération partielle en séricite)</p> <p><u>Orthopyroxène</u> : 0-15% (partiellement ouralitisé)</p> <p><u>Clinopyroxène</u> : 0-5%</p> <p><u>Hornblende</u> : 7-14%</p> <p><u>Biotite</u> : 5-14%</p> <p><u>Quartz</u> : 0-3%</p> <p><u>Chlorite</u> : 0-2%</p> <p><u>Minéraux opaques</u> : 0-4%</p> <p>Traces : muscovite, épidote</p>	Foliation peu à bien marquée par l'orthopyroxène, la hornblende et la biotite <u>Plagioclase</u> : texture porphyroclastique <u>Orthopyroxène</u> : fracturés, texture coronitique, texture symplectique <u>Minéraux opaques</u> : texture coronitique

<p>Monzonite quartzifère (Suite plutonique de Varin)</p>	<p><u>Plagioclase</u> : 35% (altération partielle en séricite)  <u>Feldspath potassique</u> : 15-25%  <u>Quartz</u> : 15%  <u>Hornblende</u> : 2-10% (partiellement chloritisée)  <u>Biotite</u> : 0-10%  <u>Chlorite</u> : 13%  <u>Minéraux opaques</u> : 2 %  Traces : <u>épidote</u>, <u>apatite</u></p>	<p>Foliation marquée par la hornblende et la chlorite et l'étirement des grains de quartz, feldspath potassique et plagioclase.  <u>Quartz</u> : rubané  <u>Plagioclase et quartz</u> : texture myrmékitique</p>
<p>Tonalite (Suite plutonique de Varin)</p>	<p><u>Quartz</u> : 35-40%  <u>Plagioclase</u> : 45-50% (altération partielle en séricite)  <u>Biotite</u> : 4-17%  <u>Hornblende</u> : 0-8%  <u>Apatite</u> : 0-3%  <u>Grenats</u> : 0-2%  <u>Minéraux opaques</u> : 0-3%  Traces : <u>épidote</u>, <u>carbonates</u></p>	<p>Foliation marquée par l'orientation de la biotite et de la hornblende  <u>Quartz</u> : légèrement rubané  <u>Plagioclase et quartz</u> : texture myrmékitique</p>

APPENDICE B

MESURES STRUCTURALES RÉCOLTÉES LORS DE LA CAMPAGNE DE CARTOGRAPHIE

Numéro	Estant	Nordant	Secteur	Structures planaires			Structures linéaires		
				direction	pendage	type	direction	plongée	type
V21	598054	5480423	Godbout	75	80	foliation			
V23	598118	5480313	Godbout	160	55	mylonitique	291	40	minérale
V24	598110	5480268	Godbout	35	56	foliation			
V25	598105	5480225	Godbout	65	35	foliation			
V26	598139	5480138	Godbout	53	64	mylonitique	165	55	minérale
V27	598184	5480186	Godbout	40	69	foliation	195	25	minérale
V28	598195	5480305	Godbout	25	70	foliation			
V29	598188	5480329	Godbout	15	75	foliation			
V30	598156	5480336	Godbout	198	85	foliation	225	60	minérale
V31	598138	5480384	Godbout	183	50	foliation	190	7	minérale
V54	590569	5496396	Godbout	308	50	litage magmatique			
V55	589631	5496775	Godbout	258	75	litage magmatique			
V56	589762	5495571	Godbout	125	76	mylonitique	252	44	minérale
V05	519240	5514047	Manic-3	103	61	foliation	155	40	minérale
V08	525210	5512763	Manic-3	93	71	gneissosité			
V08	525210	5512763	Manic-3	91	82	plan axial	89	40	axe de pli
V46	525273	5512173	Manic-3	94	70	migmatisation			
V47	525733	5511773	Manic-3	62	68	foliation	234	16	minérale
V49	525043	5510573	Manic-3	55	63	foliation	175	40	minérale
V51	525901	5509948	Manic-3	104	43	foliation	175	40	minérale
V39	522692	5492603	Outarde-3	325	67	foliation			

Numéro	Estant	Nordant	Secteur	Structures planaires			Structures linéaires		
				direction	pendage	type	direction	plongée	type
V40	522771	5493207	Outarde-3	285	20	foliation	35	15	minérale
V41	523092	5493580	Outarde-3	285	68	gneissosité	330	62	minérale
V42	523349	5493931	Outarde-3	260	38	foliation			
V42	523349	5493931	Outarde-3	305	65	gneissosité	350	46	minérale
V44	522783	5493039	Outarde-3	292	30	foliation	65	18	minérale
V45	529046	5494197	Outarde-3	247	39	foliation	340	41	minérale
V34	503490	5517690	Réservoir Outardes	54	46	gneissosité	178	42	minérale
V35	503106	5517489	Réservoir Outardes	43	51	gneissosité	203	24	minérale
V36	503102	5517333	Réservoir Outardes	42	23	foliation	60	15	minérale
V37	507150	5513237	Réservoir Outardes	110	60	foliation	250	44	minérale
V38	508266	5510082	Réservoir Outardes	235	85	foliation			
V57	503189	5516521	Réservoir Outardes	54	59	gneissosité	178	43	minérale
V58	504256	5516397	Réservoir Outardes	26	67	foliation	165	49	minérale
V59	504296	5514953	Réservoir Outardes	83	57	mylonitique	214	40	minérale
V14	528547	5494943	Route 389	97	55	foliation	100	20	minérale
V14	528547	5494943	Route 389	262	59	gneissosité			
V52	528661	5493950	Route 389	267	54	foliation			
V53	528490	5494458	Route 389	267	68	foliation			
V53	528490	5494458	Route 389	96	71	foliation	268	46	minérale
V61	528319	5494601	Route 389	240	80	foliation			
V62	527808	5495630	Route 389	278	60	foliation	15	50	minérale

Numéro	Estant	Nordant	Secteur	Structures planaires			Structures linéaires		
				direction	pendage	type	direction	plongée	type
V62	527808	5495630	Route 389	87	60	gneissosité			
V63	526942	5496649	Route 389	165	84	foliation	255	80	minérale
V01	557017	5508537	Toulmoustouc	32	40	foliation	116	35	minérale
V02	557424	5508013	Toulmoustouc	47	50	foliation			
V03	560052	5508719	Toulmoustouc	75	57	foliation	146	48	minérale
V16	556482	5511731	Toulmoustouc	114	65	foliation	243	45	minérale
V17	568951	5499650	Toulmoustouc	335	50	foliation			
V19	571681	5496622	Toulmoustouc	329	80	mylonitique	355	57	minérale
V33	565982	5502413	Toulmoustouc	107	70	foliation	204	70	minérale

APPENDICE C

RÉSULTATS DES DONNÉES (%) RÉCOLTÉES de MICROSONDE PAR LAME MINCE ET PAR MINÉRAL

Échantillon V19-1

Grenat

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total
V19-1-gr-line1	36,817	2,264	6,818	0,043	29,95	21,863	0	2,685	100,44
V19-1-gr-line2	36,87	2,283	7,093	0,07	29,557	21,782	0,003	2,499	100,157
V19-1-gr-line3	37,112	2,649	7,265	0,003	30,38	21,844	0,009	1,201	100,463
V19-1-gr-line4	37,118	2,593	7,084	0,03	30,178	21,809	0	1,494	100,306
V19-1-gr-line5	36,92	2,587	6,99	0,039	30,277	21,799	0,02	1,429	100,061
V19-1-gr-line6	36,753	2,249	6,638	0,073	30,003	21,744	0	2,646	100,106
V19-1-gr-line7	36,908	2,519	6,982	0,003	30,206	21,692	0	1,784	100,094
V19-1-gr-line8	36,796	1,956	6,397	0,05	30,249	21,605	0	3,093	100,146
V19-1-gr-line9	36,959	2,16	6,697	0,039	29,577	21,681	0	2,895	100,008
V19-1-gr-line10	37,05	2,399	6,795	0,074	29,684	21,783	0,019	2,483	100,287
V19-1-gr-11	37,085	2,102	6,636	0,028	30,11	21,847	0	3,009	100,817
V19-1-gr-12	36,468	2,081	6,504	0,057	30,026	21,577	0	3,046	99,759
V19-1-gr-13	36,769	2,251	6,384	0,003	30,275	21,639	0	2,853	100,174
V19-1-gr-14	36,864	2,02	6,736	0,013	30,049	21,501	0	2,991	100,174
V19-1-gr-15	36,929	2,031	6,314	0,035	30,159	21,407	0,016	3,003	99,894
V19-1-gr-16	37,028	2,263	7,024	0,066	29,616	21,402	0	2,486	99,885
V19-1-gr-17	36,849	2,185	6,759	0,044	29,707	21,621	0	2,754	99,919
V19-1-gr-18	36,571	1,755	6,613	0,058	30,135	21,532	0	3,507	100,171
V19-1-gr-19	36,774	1,89	6,561	0,015	29,811	21,722	0	3,499	100,272
V19-1-gr-line20	36,444	1,689	6,792	0,018	29,529	21,205	0	3,482	99,159
V19-1-gr-line21	36,726	2,173	7,14	0,071	29,475	21,402	0	2,708	99,695

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total
V19-1-gr-line22	36,585	1,925	6,611	0,01	29,316	21,516	0,006	3,12	99,089
V19-1-gr-line23	36,44	2,369	7,367	0,09	29,996	21,472	0,005	1,847	99,586
V19-1-gr-line24	37,004	2,252	7,021	0,094	29,695	21,697	0,044	2,446	100,253
V19-1-gr-25	36,456	2	6,384	0,021	29,847	21,365	0	3,119	99,192
V19-1-gr-26	36,578	1,738	6,878	0,028	29,984	21,543	0,033	3,209	99,991
V19-1-gr-27	36,343	2,071	7,292	0,071	29,761	21,22	0,001	2,614	99,373
V19-1-gr-28	36,828	2,084	7,395	0,024	29,512	21,634	0,006	2,742	100,225
V19-1-gr-29	36,742	1,799	6,827	0,054	29,813	21,271	0,011	3,297	99,814
V19-1-gr-30	36,659	1,972	6,845	0,046	29,748	21,568	0,036	3,176	100,05
V19-1-gr-31	36,646	2,035	7,531	0,084	29,46	21,65	0,018	2,73	100,154
V19-1-gr-32	36,746	1,733	7,206	0,049	29,072	21,861	0	3,74	100,407

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	TiO2	MnO	Total
V19-1-pg-1	7,337	0	7,089	0,192	0,065	59,549	25,148	0	0	99,38
V19-1-pg-2	7,443	0,002	7,211	0,173	0,092	59,958	25,28	0,008	0,008	100,175
V19-1-pg-3	7,396	0	7,151	0,245	0,046	59,588	25,064	0,012	0,008	99,51
V19-1-pg-4	7,447	0	7,06	0,184	0,061	59,655	25,036	0,012	0	99,455
V19-1-pg-5	7,393	0,006	7,143	0,198	0,054	60,078	25,245	0,03	0	100,147
V19-1-pg-6	7,454	0	7,023	0,248	0,048	59,875	25,192	0	0,013	99,853
V19-1-pg-7	7,889	0,003	6,618	0,104	0,255	60,51	24,862	0,117	0,006	100,364
V19-1-pg-8	7,689	0,011	6,786	0,134	0,199	60,124	25,044	0	0	99,987
V19-1-pg-9	7,709	0,001	6,768	0,118	0,208	60,223	24,812	0	0,009	99,848
V19-1-pg-10	7,631	0	6,822	0,139	0,159	60,233	24,972	0,028	0	99,984
V19-1-pg-11	7,609	0	7,021	0,168	0,23	60,056	25,116	0	0	100,2
V19-1-pg-12	7,532	0,016	6,955	0,144	0,268	59,953	25,049	0,011	0,021	99,949
V19-1-pg-13	7,453	0,001	7,037	0,144	0,121	59,528	25,181	0	0	99,465
V19-1-pg-14	7,534	0,005	7,099	0,149	0,168	59,438	25,014	0,029	0,005	99,441

Biotite

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V19-1-bt-1	0,026	8,41	0,019	9,249	24,183	35,274	15,293	0,04	3,58	0,067	96,141
V19-1-bt-2	0,033	8,866	0,025	9,521	24,058	35,086	14,876	0,011	3,995	0,05	96,521
V19-1-bt-3	0,025	8,728	0,028	9,303	23,48	35,307	15,085	0,004	3,97	0,076	96,006
V19-1-bt-4	0,03	8,134	0,014	9,298	24,593	34,977	15,202	0,002	3,741	0,042	96,033
V19-1-bt-5	0,024	7,439	0,021	9,253	24,934	35,098	14,879	0,018	4,62	0,086	96,372
V19-1-bt-6	0,046	7,803	0,01	9,494	24,511	35,06	14,691	0,005	4,418	0,082	96,12
V19-1-bt-7	0,039	7,992	0,022	9,402	23,821	35,247	14,733	0,01	4,81	0,092	96,168
V19-1-bt-8	0,046	7,813	0,021	9,352	23,624	34,986	15,1	0,032	4,204	0,088	95,266
V19-1-bt-9	0,104	8,195	0	9,431	24,228	35,18	14,757	0,003	4,277	0,053	96,228
V19-1-bt-10	0,078	7,962	0,015	9,131	24,275	34,794	14,784	0	4,193	0,079	95,311
V19-1-bt-11	0,039	7,15	0,05	9,35	24,298	35,213	15,212	0	4,443	0,099	95,854
V19-1-bt-12	0,087	8,413	0,006	9,405	23,708	35,283	14,9	0,006	4,294	0,076	96,178
V19-1-bt-13	1,633	7,244	11,358	1,329	21,814	41,147	11,522	0,031	1,822	0,174	98,074
V19-1-bt-14	0,047	7,598	0,003	9,368	24,945	34,951	15,063	0	4,156	0,094	96,225
V19-1-bt-15	0,163	8,167	0,041	9,175	23,951	35,128	15,279	0	4,326	0,085	96,315
V19-1-bt-16	0,059	8,106	0,02	9,374	24,358	34,92	14,893	0	4,289	0,036	96,055
V19-1-bt-17	0,044	8,053	0	9,267	23,552	35,082	14,774	0,033	4,611	0,067	95,483
V19-1-bt-18	0,108	8,16	0,022	9,341	24,078	34,9	14,707	0	4,799	0,124	96,239
V19-1-bt-19	0,054	7,862	0,007	9,527	23,91	35,163	14,619	0,038	4,762	0,132	96,074
V19-1-bt-20	0,077	8,076	0	9,409	24,059	35,109	14,572	0	4,51	0,099	95,911
V19-1-bt-21	0,03	8,086	0	9,379	23,888	35,235	14,671	0,046	4,763	0,067	96,165
V19-1-bt-22	0,055	8,057	0	9,439	23,874	35,128	14,366	0,001	4,576	0,102	95,598
V19-1-bt-23	0,115	8,496	0,005	9,383	23,527	35,292	14,662	0,014	4,616	0,08	96,19
V19-1-bt-24	0,04	8,367	0	9,461	23,498	35,139	14,888	0,006	4,779	0,032	96,21

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V19-1-am-1	1,51	8,566	11,291	1,062	20,356	42,436	11,183	0,003	1,409	0,286	98,102
V19-1-am-2	1,511	8,504	11,189	1,092	20,271	42,439	11,09	0,005	1,366	0,286	97,753
V19-1-am-3	1,503	8,35	11,22	1,049	20,274	42,021	11,23	0,033	1,264	0,299	97,243
V19-1-am-4	1,52	8,341	11,035	1,11	20,695	41,85	11,163	0,008	1,511	0,267	97,5
V19-1-am-5	1,471	8,596	11,286	1,06	20,222	42,052	11,17	0	1,342	0,264	97,463
V19-1-am-6	1,411	7,034	11,288	1,316	21,9	40,935	11,782	0,039	1,469	0,264	97,438
V19-1-am-7	1,448	6,879	11,203	1,364	21,993	40,764	11,571	0,007	1,718	0,296	97,243
V19-1-am-8	1,342	6,948	11,209	1,399	21,93	40,918	11,604	0	1,598	0,258	97,206

## Échantillon V22-1

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	TiO2	MnO	Total
V22-1-pg-1	5,918	0,006	9,733	0,042	0,021	56,085	27,592	0,014	0,009	99,42
V22-1-pg-2	5,517	0	10,46	0,063	0,022	55,126	28,142	0,01	0,017	99,357
V22-1-pg-3	5,861	0,005	9,925	0,07	0,019	56,085	27,523	0	0	99,488
V22-1-pg-4	5,324	0	10,824	0,044	0,026	55,32	28,478	0,002	0	100,018
V22-1-pg-5	5,595	0	10,408	0,061	0,041	55,337	28,087	0	0	99,529
V22-1-pg-line6	4,318	0,004	12,642	0,049	0,026	52,576	29,64	0,003	0	99,258
V22-1-pg-line7	4,277	0	12,576	0,039	0,027	52,655	29,974	0,017	0,014	99,579
V22-1-pg-line8	4,374	0	12,615	0,039	0,007	52,55	29,831	0	0,008	99,424
V22-1-pg-line9	4,443	0	12,564	0,044	0,036	52,482	29,764	0,03	0,018	99,381
V22-1-pg-line10	4,291	0	12,68	0,052	0,043	52,579	29,747	0,014	0	99,406
V22-1-pg-line11	4,581	0	12,523	0,051	0,03	53,07	29,861	0	0,007	100,123
V22-1-pg-line12	4,333	0	12,662	0,053	0,044	52,788	29,97	0,009	0	99,859
V22-1-pg-line13	4,607	0,008	12,256	0,047	0,051	53,241	29,579	0,005	0,03	99,824

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total
V22-1-pg-line14	4,563	0	12,162	0,033	0,033	53,132	29,596	0	0,009
V22-1-pg-line15	4,712	0,005	12,101	0,052	0,035	53,025	29,506	0,035	0,03
V22-1-pg-line16	4,383	0	12,61	0,035	0,007	52,747	29,588	0	0,006
V22-1-pg-line17	4,163	0,007	13,016	0,062	0,034	52,337	30,151	0,004	0
V22-1-pg-line18	4,582	0,003	12,289	0,04	0,029	53,171	29,538	0,032	0
V22-1-pg-line19	4,9	0	11,522	0,064	0,032	54,123	28,851	0,01	0,019
V22-1-pg-line20	4,688	0	12,196	0,056	0,028	53,167	29,473	0	0
V22-1-pg-line21	4,402	0	12,498	0,048	0,026	52,881	29,538	0,047	0,002
V22-1-pg-line22	4,512	0	12,398	0,049	0,024	52,911	29,478	0,004	0
V22-1-pg-line23	4,478	0	12,431	0,029	0,053	52,862	29,728	0	0
V22-1-pg-line24	4,54	0,005	12,128	0,058	0,039	53,334	29,591	0,005	0,008
V22-1-pg-line25	4,887	0,002	11,803	0,045	0,011	53,845	29,125	0,035	0,003

## Échantillon V37-1

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V37-1-pg-1	9,315	0	3,859	0,135	0,325	63,575	22,569	0,026	0	0,001	99,805
V37-1-pg-2	9,189	0,009	3,845	0,241	0,308	63,977	22,87	0	0,04	0,014	100,493
V37-1-pg-3	9,212	0	3,718	0,237	0,201	63,735	22,88	0	0	0	99,983
V37-1-pg-4	9,276	0,009	3,935	0,169	0,261	63,641	22,973	0	0,011	0	100,275
V37-1-pg-5	9,259	0	3,816	0,235	0,256	64,235	22,59	0	0,029	0,032	100,452
V37-1-pg-6	9,171	0,002	3,894	0,18	0,312	63,757	22,604	0,005	0	0,009	99,934
V37-1-pg-7	9,321	0	3,742	0,237	0,331	64,079	22,705	0	0,003	0	100,418
V37-1-pg-8	9,126	0,013	3,882	0,19	0,168	63,528	22,981	0	0,013	0	99,901
V37-1-pg-9	9,267	0,004	4,004	0,237	0,375	63,497	23,248	0	0,01	0,016	100,658

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V37-1-am-1	1,66	9,21	11,2	1,35	19,8	42,3	10,1	0,019	1,56	0,180	97,42
V37-1-am-2	1,85	8,90	11,3	1,34	20,2	42,1	9,84	0,000	1,61	0,249	97,42
V37-1-am-3	1,59	8,93	11,3	1,25	20,1	41,7	9,98	0,036	1,41	0,255	96,52
V37-1-am-4	1,78	8,59	11,2	1,38	20,1	41,8	10,1	0,000	1,79	0,258	97,03
V37-1-am-5	1,83	9,10	11,2	1,42	19,9	42,2	9,87	0,000	1,58	0,258	97,34
V37-1-am-6	1,73	8,83	11,4	1,40	20,1	41,9	9,52	0,027	1,47	0,212	96,58
V37-1-am-7	1,74	8,89	11,3	1,35	20,0	42,2	9,74	0,000	1,53	0,237	97,01
V37-1-am-line8	1,79	8,97	11,3	1,40	20,4	42,2	9,67	0,004	1,48	0,250	97,50
V37-1-am-line9	1,91	8,88	11,1	1,40	20,3	41,6	9,64	0,026	1,60	0,236	96,75
V37-1-am-line10	1,88	8,93	11,2	1,40	20,3	41,9	9,60	0,000	1,59	0,234	96,99
V37-1-am-line11	1,83	8,90	11,3	1,38	20,7	41,9	9,75	0,000	1,56	0,283	97,58
V37-1-am-12	1,70	8,79	11,2	1,44	20,4	41,6	9,96	0,000	1,39	0,260	96,78
V37-1-am-13	1,76	8,67	11,3	1,39	20,6	42,0	10,011	0,000	1,31	0,253	97,25
V37-1-am-14	1,82	9,00	11,2	1,41	20,1	42,3	9,73	0,027	1,60	0,265	97,47

## Échantillon V44-1

## Grenat

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total
V44-1-gr-1	37,639	5,832	0,706	0,004	30,891	22,554	0,033	2,228	99,887
V44-1-gr-2	37,56	5,947	0,69	0,007	30,779	22,577	0,003	2,117	99,68
V44-1-gr-3	37,34	6,326	0,769	0,016	30,591	22,787	0	2,123	99,952
V44-1-gr-4	37,656	5,837	0,723	0,036	31,289	22,767	0,004	2,273	100,585
V44-1-gr-5	37,563	5,546	0,708	0,036	31,925	22,368	0,031	2,268	100,445
V44-1-gr-6	37,249	5,628	0,701	0,026	31,705	22,651	0,056	2,388	100,404
V44-1-gr-7	37,127	6,098	0,743	0,011	30,948	22,485	0,007	2,173	99,592

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total
V44-1-gr-8	36,877	5,429	0,714	0,032	31,832	22,492	0,02	2,345	99,741
V44-1-gr-9	36,897	5,686	0,714	0,049	31,528	22,695	0	2,269	99,838
V44-1-gr-10	37,24	5,376	0,699	0,03	32,033	22,566	0	2,334	100,278
V44-1-gr-11	37,477	6,289	0,719	0,033	30,797	22,477	0,044	2,192	100,028
V44-1-gr-12	37,249	5,569	0,704	0,058	31,162	22,372	0,006	2,502	99,622
V44-1-gr-13	37,19	5,358	0,732	0,02	31,85	22,766	0,032	2,36	100,308

## Biotite

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V44-1-bt-1	0,066	13,906	0,002	9,88	12,948	37,048	16,868	0,034	4,977	0,009	95,738
V44-1-bt-2	0,08	14,159	0,013	9,901	12,817	36,889	16,82	0,034	5,329	0,011	96,053
V44-1-bt-3	0,081	14,892	0,022	9,864	12,436	37,065	16,775	0,004	5,074	0,02	96,233
V44-1-bt-4	0,068	14,272	0,016	9,923	13,126	37,189	16,503	0,018	5,556	0,007	96,678
V44-1-bt-5	0,071	13,837	0,005	9,855	14,119	37,034	16,323	0,044	5,54	0,019	96,847
V44-1-bt-6	0,06	14,115	0,011	9,95	13,42	36,785	16,607	0,024	5,335	0,031	96,338
V44-1-bt-7	0,102	14,118	0,013	9,899	13,379	36,425	16,292	0,047	5,549	0,035	95,859
V44-1-bt-8	0,051	13,519	0,004	9,948	14,268	36,392	16,371	0,003	5,678	0,019	96,253
V44-1-bt-9	0,085	14,234	0,025	9,962	13,434	36,787	16,567	0,025	5,536	0,059	96,714
V44-1-bt-10	0,037	14,126	0	9,91	13,385	36,739	16,602	0,034	5,231	0,026	96,09
V44-1-bt-11	0,028	15,209	0	10,06	11,86	37,225	16,675	0	5,145	0,039	96,241
V44-1-bt-12	0,043	13,42	0,021	9,898	14,731	36,772	16,408	0	5,477	0,057	96,827
V44-1-bt-13	0,041	14,035	0,026	9,936	13,653	36,782	16,578	0,004	5,129	0,032	96,216
V44-1-bt-14	0,029	12,922	0,014	9,94	14,664	36,404	16,433	0,055	5,237	0,082	95,78
V44-1-bt-15	0,052	12,542	0,006	9,768	15,14	36,387	16,21	0,067	5,741	0,089	96,002
V44-1-bt-16	0,034	12,708	0,021	9,873	15,249	36,414	16,351	0,054	5,52	0,098	96,322
V44-1-bt-17	0,021	12,559	0,001	9,871	15,214	36,219	16,219	0,033	5,638	0,074	95,849
V44-1-bt-18	0,045	12,615	0,019	9,866	15,118	36,475	16,408	0	5,534	0,034	96,114
V44-1-bt-19	0,034	12,637	0,014	9,876	15,309	36,559	16,219	0,09	5,517	0,057	96,312
V44-1-bt-20	0,075	12,848	0,007	9,898	14,984	36,304	16,369	0,034	5,402	0,041	95,962

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V44-1-bt-21	0,055	12,85	0,002	9,782	14,861	36,744	16,539	0,032	5,449	0,078	96,392
V44-1-bt-22	0,083	13,496	0,001	9,812	14,068	36,799	16,754	0,056	4,555	0,058	95,682

## Échantillon V47-1

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V47-1-pg-1	5,27	0,007	10,861	0,111	0,069	55,0	28,7	0,000	0,009	0,009	100,06
V47-1-pg-2	5,23	0,006	11,081	0,115	0,066	54,8	28,8	0,013	0,008	0,000	100,14
V47-1-pg-3	5,42	0,000	10,697	0,074	0,215	55,6	28,5	0,000	0,012	0,014	100,50
V47-1-pg-4	5,54	0,000	10,474	0,070	0,175	55,5	28,4	0,007	0,000	0,000	100,14
V47-1-pg-5	5,46	0,005	10,551	0,089	0,280	55,3	28,5	0,002	0,000	0,028	100,23
V47-1-pg-6	5,36	0,000	10,964	0,072	0,240	54,8	28,8	0,003	0,028	0,009	100,25
V47-1-pg-7	6,13	0,000	9,57	0,066	0,203	56,8	27,6	0,000	0,017	0,000	100,43
V47-1-pg-8	5,54	0,000	10,603	0,101	0,154	55,2	28,3	0,000	0,000	0,000	99,89
V47-1-pg-9	5,54	0,000	10,677	0,072	0,277	55,2	28,7	0,007	0,002	0,008	100,48
V47-1-pg-10	5,33	0,003	10,832	0,095	0,229	54,2	28,8	0,000	0,005	0,008	99,44
V47-1-pg-11	5,34	0,000	10,687	0,082	0,247	55,1	28,9	0,000	0,000	0,017	100,40
V47-1-pg-12	5,36	0,000	10,846	0,091	0,116	55,0	28,7	0,006	0,008	0,003	100,17

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V47-1-am-1	1,74	9,83	11,1	0,617	16,3	41,3	14,3	0,000	1,15	0,212	96,54
V47-1-am-2	1,54	10,2	10,8	0,660	16,1	42,3	14,3	0,050	1,09	0,243	97,28
V47-1-am-3	1,72	10,1	10,8	0,568	16,4	41,8	14,5	0,000	1,13	0,252	97,19
V47-1-am-4	1,58	10,7	9,94	0,574	16,8	42,9	13,6	0,034	1,01	0,292	97,54
V47-1-am-5	1,59	10,6	10,9	0,571	16,0	42,4	14,0	0,033	0,870	0,211	97,20

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V47-1-am-6	1,70	9,81	10,9	0,673	16,3	41,7	14,3	0,011	1,11	0,251	96,70
V47-1-am-7	1,59	10,4	10,5	0,610	16,6	42,1	14,0	0,007	1,21	0,244	97,29
V47-1-am-8	1,60	10,1	11,0	0,645	16,1	42,0	14,4	0,038	1,12	0,225	97,07
V47-1-am-9	1,60	10,1	10,9	0,646	16,4	41,7	14,1	0,000	1,19	0,251	96,88
V47-1-am-10	1,62	9,98	10,9	0,643	16,1	42,1	14,2	0,000	1,12	0,257	96,97

## Échantillon V49-1

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	TiO2	MnO	Total
V49-1-pg-1	5,236	0,013	10,992	0,105	0,206	55,473	28,582	0,011	0	100,618
V49-1-pg-2	5,197	0	10,967	0,092	0,137	55,026	28,225	0,031	0,002	99,677
V49-1-pg-3	5,372	0	10,979	0,085	0,237	55,018	28,549	0	0	100,24
V49-1-pg-4	5,382	0	10,746	0,086	0,214	55,806	28,493	0,018	0	100,745
V49-1-pg-5	5,287	0	10,991	0,073	0,199	55,588	28,671	0,007	0	100,816
V49-1-pg-6	5,252	0,015	10,879	0,075	0,168	55,397	28,291	0,007	0	100,084
V49-1-pg-7	5,226	0	10,942	0,08	0,19	55,142	28,659	0,028	0,004	100,271
V49-1-pg-8	5,403	0,008	10,837	0,092	0,259	55,485	28,429	0,001	0,007	100,521
V49-1-pg-9	5,289	0,008	11,063	0,087	0,191	54,843	28,435	0	0,008	99,924
V49-1-pg-10	5,258	0	10,87	0,08	0,049	55,167	28,356	0,018	0	99,798
V49-1-pg-11	5,261	0,009	10,926	0,106	0,083	55,225	28,165	0,028	0,016	99,819
V49-1-pg-12	5,235	0	10,906	0,094	0,107	55,118	28,365	0	0	99,825
V49-1-pg-13	5,241	0,001	10,926	0,101	0,063	54,655	28,324	0,001	0,016	99,328
V49-1-pg-14	5,276	0,013	10,809	0,113	0,084	54,901	28,25	0,015	0,004	99,465
V49-1-pg-15	5,456	0	10,597	0,131	0,094	55,719	28,244	0,01	0,001	100,252

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V49-1-am-1	1,27	11,424	11,223	0,508	15,433	43,264	13,331	0,088	0,778	0,236	97,555
V49-1-am-2	1,35	11,204	11	0,499	15,526	42,981	13,54	0,027	0,975	0,268	97,37
V49-1-am-3	1,285	11,317	11,269	0,489	15,595	42,909	13,477	0,029	0,791	0,222	97,383
V49-1-am-4	1,373	11,634	11,016	0,508	15,414	43,106	13,39	0	0,979	0,247	97,667
V49-1-am-5	1,323	11,451	11,125	0,495	15,218	43,083	13,445	0	0,907	0,239	97,286
V49-1-am-6	1,333	11,411	11,161	0,5	15,451	42,921	13,505	0,016	0,898	0,215	97,411
V49-1-am-7	1,324	11,447	11,028	0,512	15,449	42,975	13,513	0	1,072	0,263	97,583
V49-1-am-8	1,251	11,188	11,242	0,483	15,051	43,014	13,68	0	0,986	0,238	97,133
V49-1-am-9	1,197	11,255	11,509	0,486	15,174	42,8	13,298	0,005	0,968	0,224	96,916

## Échantillon V49-2

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	TiO2	MnO	Total
V49-2-pg-1	5,303	0,006	11,092	0,044	0,204	55,231	28,779	0	0	100,659
V49-2-pg-2	5,062	0	11,306	0,028	0,134	54,665	29,08	0	0,026	100,301
V49-2-pg-3	5,466	0	10,774	0,048	0,164	55,476	28,328	0,017	0,016	100,289
V49-2-pg-4	5,4	0	10,881	0,044	0,128	54,808	28,303	0,014	0	99,578
V49-2-pg-5	5,026	0,001	11,432	0,064	0,304	54,022	28,744	0,026	0,014	99,633
V49-2-pg-6	4,689	0	12,031	0,045	0,19	53,507	29,466	0,019	0,009	99,956
V49-2-pg-7	5,333	0	10,971	0,052	0,221	54,407	28,502	0	0,013	99,499
V49-2-pg-8	4,695	0,013	12,184	0,047	0,2	53,525	29,356	0,007	0	100,027
V49-2-pg-9	5,185	0	11,002	0,042	0,188	54,712	28,546	0	0,002	99,677
V49-2-pg-10	5,254	0	10,991	0,062	0,154	55,094	28,435	0	0,01	100
V49-2-pg-11	5,414	0	10,997	0,072	0,147	55,489	28,417	0	0	100,536
V49-2-pg-12	5,231	0	10,779	0,037	0,22	54,839	28,549	0,006	0,006	99,667

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total	Nom
V49-2-pg-13	5,159	0	11,112	0,059	0,087	54,808	28,647	0,012	0	99,884
V49-2-pg-14	5,292	0	10,931	0,055	0,056	54,843	28,399	0,039	0,006	99,621
V49-2-pg-15	5,001	0	11,589	0,05	0,109	54,378	29,028	0,001	0	100,156
V49-2-pg-16	5,582	0,002	10,673	0,055	0,06	55,337	28,215	0,022	0	99,946
V49-2-pg-17	5,549	0	10,79	0,07	0,06	55,414	28,406	0,021	0	100,31
V49-2-pg-18	5,535	0,009	10,518	0,033	0,03	55,528	28,051	0,047	0	99,751

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V49-2-am-1	1,641	16,573	0,76	0,021	19,616	44,525	14,376	0,003	0,539	0,391	98,445
V49-2-am-2	1,555	16,832	0,762	0,034	19,519	44,422	13,963	0,026	0,458	0,404	97,975
V49-2-am-3	1,708	11,571	10,701	0,331	14,651	42,035	14,93	0	1,172	0,204	97,303
V49-2-am-4	1,48	12,135	10,503	0,339	14,362	42,563	14,91	0,051	0,732	0,144	97,219
V49-2-am-5	1,561	16,752	0,728	0,031	19,251	44,263	14,19	0	0,496	0,385	97,657
V49-2-am-6	1,719	11,687	10,658	0,354	14,556	42,422	15,128	0,014	0,847	0,148	97,533
V49-2-am-7	1,568	16,346	0,726	0,021	19,352	44,727	13,872	0,036	0,422	0,403	97,473
V49-2-am-8	1,677	11,628	10,522	0,361	14,584	42,288	15,045	0,026	0,898	0,171	97,2
V49-2-am-9	1,509	16,597	0,645	0,018	19,353	44,675	13,657	0,015	0,389	0,396	97,254
V49-2-am-10	1,639	12,011	10,45	0,33	14,41	42,623	14,758	0,041	0,834	0,205	97,301
V49-2-am-11	1,615	11,981	10,475	0,336	14,372	42,905	14,882	0,035	0,765	0,157	97,523
V49-2-am-12	1,592	11,987	10,511	0,326	14,598	42,367	15,059	0,046	0,793	0,152	97,431

## Échantillon V49-3

Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	TiO2	MnO	Total
V49-3-pg-1	7,16	0,015	7,287	0,304	0,057	59,078	25,477	0,015	0,01	99,403
V49-3-pg-2	7,139	0	7,361	0,346	0,068	58,954	25,368	0,002	0	99,238
V49-3-pg-3	7,062	0,004	7,585	0,243	0,117	58,72	25,595	0,003	0,01	99,339
V49-3-pg-4	7,186	0,007	7,534	0,273	0,076	58,697	25,645	0,025	0	99,443
V49-3-pg-5	6,921	0	7,938	0,227	0,099	58,384	25,863	0,029	0	99,461
V49-3-pg-6	7,067	0,009	7,814	0,207	0,083	58,49	25,771	0,008	0	99,449
V49-3-pg-7	6,996	0	7,849	0,194	0,068	58,414	25,887	0	0	99,408
V49-3-pg-8	6,857	0	8,229	0,165	0,11	57,928	26,163	0	0	99,452
V49-3-pg-9	6,822	0	8,108	0,156	0,084	58,059	26,125	0	0	99,354
V49-3-pg-10	6,865	0,007	8,154	0,191	0,083	58,139	26,109	0,003	0	99,551

## Échantillon V49-5

Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	TiO2	MnO	Total
V49-5-pg-1	5,616	0	10,751	0,059	0,075	55,001	28,095	0,04	0,027	99,664
V49-5-pg-2	5,437	0,002	10,69	0,073	0,208	54,456	28,599	0,032	0,006	99,503
V49-5-pg-3	5,671	0,004	10,436	0,065	0,247	54,791	28,232	0,06	0	99,506
V49-5-pg-4	5,671	0,004	10,533	0,07	0,121	55,041	28,093	0,047	0	99,58
V49-5-pg-5	5,498	0,005	10,644	0,07	0,163	54,856	28,01	0,042	0,015	99,303
V49-5-pg-6	5,794	0	10,053	0,058	0,139	55,745	27,629	0,011	0	99,429
V49-5-pg-7	5,698	0,013	10,223	0,078	0,104	55,558	28,164	0	0,014	99,852
V49-5-pg-8	5,728	0,002	10,374	0,077	0,107	55,294	27,974	0,015	0,005	99,576
V49-5-pg-9	5,699	0,004	10,369	0,068	0,092	55,001	28,118	0	0,002	99,353

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total	Nom
V49-5-pg-10	5,837	0,007	9,932	0,088	0,139	55,786	27,759	0	0,001	99,549
V49-5-pg-11	5,657	0,006	10,607	0,058	0,231	54,939	28,121	0,008	0	99,627
V49-5-pg-12	5,526	0,001	10,663	0,08	0,235	55,256	28,482	0,016	0,003	100,262
V49-5-pg-13	5,509	0	10,626	0,06	0,164	55,164	28,043	0	0,001	99,567
V49-5-pg-14	5,551	0,005	10,681	0,054	0,156	55,417	28,172	0,012	0,02	100,068
V49-5-pg-15	5,446	0	10,821	0,056	0,15	55,068	28,359	0,014	0,005	99,919
V49-5-pg-16	5,448	0,014	10,865	0,093	0,113	54,52	28,375	0	0,015	99,443
V49-5-pg-17	5,375	0,001	10,958	0,095	0,072	54,482	28,512	0,01	0,007	99,512
V49-5-pg-18	5,361	0	10,742	0,083	0,068	54,579	28,417	0,005	0	99,255
V49-5-pg-19	5,662	0,001	10,381	0,079	0,061	55,309	27,988	0,003	0,011	99,495
V49-5-pg-20	5,596	0	10,454	0,082	0,058	55,033	28,269	0,02	0	99,512
V49-5-pg-21	5,465	0,009	10,669	0,092	0,067	54,919	28,308	0,023	0,036	99,588

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V49-5-am-1	1,421	12,274	10,134	0,367	15,422	42,625	13,774	0,034	0,733	0,251	97,035
V49-5-am-2	1,654	11,7	10,497	0,405	14,964	42,494	14,055	0,014	0,736	0,292	96,811
V49-5-am-3	1,441	11,988	10,185	0,367	15,678	42,649	13,604	0,044	0,804	0,262	97,022
V49-5-am-4	1,535	11,861	10,65	0,374	14,626	42,69	14,044	0,043	0,671	0,233	96,727
V49-5-am-5	1,492	11,804	10,829	0,353	14,784	42,691	13,989	0,075	0,681	0,217	96,915
V49-5-am-6	1,529	11,8	10,817	0,364	14,79	42,604	14,08	0,008	0,994	0,214	97,2
V49-5-am-7	1,451	11,882	10,72	0,373	14,804	42,805	13,956	0,025	0,896	0,247	97,159
V49-5-am-8	1,355	11,781	10,845	0,337	14,381	42,718	14,155	0,023	0,816	0,234	96,645
V49-5-am-9	1,626	11,865	10,453	0,393	14,987	42,703	13,879	0,05	0,795	0,224	96,975
V49-5-am-10	1,491	11,519	10,797	0,398	14,822	42,34	14,103	0	0,965	0,244	96,679
V49-5-am-11	1,45	11,791	10,975	0,359	14,64	43,195	14,141	0,021	0,786	0,197	97,555
V49-5-am-12	1,403	11,886	10,762	0,324	14,732	43,093	14,01	0	0,77	0,261	97,241
V49-5-am-13	1,551	11,747	10,63	0,38	15,087	42,698	14,172	0,055	0,699	0,244	97,263
V49-5-am-14	1,506	11,813	10,786	0,377	14,708	42,945	13,942	0,037	0,837	0,25	97,201

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total	Nom	SiO2
V49-5-am-15	1,559	11,621	10,654	0,399	14,998	42,699	14,158	0,057	0,798	0,233	97,176

## Échantillon V50-1

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	TiO2	MnO	Total
V50-1-pg-1	5,195	0,008	10,959	0,098	0,119	54,717	28,413	0,009	0	99,518
V50-1-pg-2	5,075	0,264	11,105	0,082	0,398	54,409	28,297	0	0,005	99,635
V50-1-pg-3	5,204	0	10,985	0,085	0,166	54,779	28,567	0,005	0,02	99,811
V50-1-pg-4	5,055	0	11,267	0,095	0,133	54,274	28,612	0,01	0,002	99,448
V50-1-pg-5	5,165	0,006	11,137	0,076	0,137	54,387	28,654	0,014	0	99,576
V50-1-pg-6	4,651	0,015	12,204	0,049	0,18	52,945	29,763	0	0,026	99,833
V50-1-pg-7	4,385	0,02	12,641	0,059	0,149	52,453	29,841	0	0,009	99,557
V50-1-pg-8	4,345	0,001	12,654	0,063	0,146	52,853	29,506	0	0,005	99,573
V50-1-pg-9	5,102	0	11,511	0,065	0,154	54,469	29,181	0,008	0	100,49
V50-1-pg-10	5,165	0,005	11,282	0,089	0,13	53,938	28,787	0	0	99,396
V50-1-pg-11	4,875	0	11,588	0,085	0,142	53,691	28,794	0,012	0,032	99,219
V50-1-pg-12	4,848	0,004	11,852	0,097	0,072	53,446	29,307	0	0,007	99,633
V50-1-pg-13	4,746	0	11,942	0,08	0,036	53,831	29,14	0	0,015	99,79
V50-1-pg-14	4,873	0	11,818	0,108	0,028	53,527	29,069	0	0	99,423
V50-1-pg-15	5,128	0	11,437	0,091	0,044	54,179	28,904	0,002	0,012	99,797
V50-1-pg-16	5,065	0,004	11,21	0,086	0,086	54,266	28,804	0	0	99,521
V50-1-pg-17	4,825	0,006	11,733	0,096	0,086	53,927	29,073	0,003	0,006	99,755
V50-1-pg-18	5,25	0	11,2	0,108	0,036	54,856	28,752	0,014	0	100,216
V50-1-pg-19	5,392	0,025	10,903	0,118	0,043	54,928	28,391	0	0,02	99,82
V50-1-pg-20	6,156	0,002	9,676	0,129	0,032	56,414	27,103	0	0,003	99,515

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V50-1-am-1	1,562	13,234	11,156	0,468	13,106	43,372	13,707	0,004	0,384	0,175	97,168
V50-1-am-2	1,529	13,341	11,087	0,497	13,18	43,064	13,52	0,069	0,322	0,19	96,799
V50-1-am-3	1,571	13,123	11,094	0,489	12,99	43,086	13,439	0,044	0,406	0,199	96,441
V50-1-am-4	1,688	13,077	11,117	0,525	13,292	43,004	13,922	0	0,426	0,191	97,295
V50-1-am-5	1,666	12,925	11,313	0,501	13,231	43,051	13,916	0	0,41	0,185	97,198
V50-1-am-6	1,653	12,884	10,967	0,504	13,235	43,049	13,808	0,027	0,385	0,169	96,681
V50-1-am-7	1,672	12,733	11,26	0,548	13,48	42,973	14,157	0	0,319	0,164	97,306
V50-1-am-8	1,528	13,033	11,364	0,5	13,049	42,999	13,819	0	0,402	0,202	96,896
V50-1-am-9	1,5	12,997	11,377	0,493	12,772	43,166	13,989	0	0,315	0,194	96,803
V50-1-am-10	1,631	13,214	11,282	0,472	13,306	43,112	14,011	0,002	0,271	0,188	97,489
V50-1-am-11	1,632	13,053	11,137	0,507	12,847	42,821	13,985	0	0,294	0,15	96,426
V50-1-am-12	1,616	13,112	11,107	0,504	13,162	43,167	13,852	0	0,288	0,182	96,99
V50-1-am-13	1,711	13,033	11,099	0,479	13,347	43,322	13,841	0,046	0,317	0,188	97,383
V50-1-am-14	1,594	13,014	11,264	0,449	13,144	43,612	13,743	0	0,264	0,174	97,258

## Échantillon V55-2

## Plagioclase

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V55-2-pg-1a	0,538	0,015	19,056	0,054	0,280	43,9	35,8	0,000	0,000	0,010	99,62
V55-2-pg-1b	3,91	0,000	13,333	0,098	0,141	51,8	30,8	0,045	0,059	0,013	100,23
V55-2-pg-2a	1,15	0,000	17,810	0,060	0,172	45,4	34,6	0,000	0,009	0,008	99,25
V55-2-pg-2b	4,40	0,000	12,305	0,131	0,126	53,1	30,0	0,025	0,010	0,000	100,09
V55-2-pg-3a	1,00	0,003	18,581	0,035	0,202	44,9	35,0	0,028	0,008	0,008	99,77
V55-2-pg-3b	4,15	0,006	12,906	0,119	0,141	52,1	30,3	0,000	0,150	0,023	99,91
V55-2-pg-4a	0,936	0,000	18,460	0,029	0,237	45,1	35,2	0,000	0,011	0,000	99,95

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total	Nom	SiO2
V55-2-pg-4b	4,08	0,004	12,799	0,121	0,137	52,1	30,5	0,000	0,000	0,001	99,80
V55-2-pg-5	2,81	0,012	15,171	0,076	0,063	49,6	32,2	0,000	0,017	0,014	99,92
V55-2-pg-6	3,72	0,000	13,605	0,113	0,072	51,5	30,9	0,000	0,010	0,000	99,95
V55-2-pg-7	4,03	0,010	13,126	0,140	0,046	52,0	30,6	0,000	0,000	0,017	99,90

## Amphibole

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V55-2-am-1	1,99	14,1	11,8	1,58	9,36	41,6	16,3	0,000	0,074	0,070	96,91
V55-2-am-2	2,08	14,0	11,9	1,47	9,42	41,1	16,8	0,001	0,061	0,046	96,78
V55-2-am-3	2,12	13,9	11,9	1,61	9,52	40,8	17,2	0,026	0,149	0,069	97,27
V55-2-am-4	2,06	13,9	11,9	1,67	9,66	40,7	17,1	0,038	0,120	0,089	97,24

## Pyroxène

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V55-2-opx-1	0,000	24,5	0,363	0,013	19,6	51,5	3,51	0,000	0,037	0,327	99,85
V55-2-opx-2	0,000	24,6	0,412	0,017	19,6	51,6	3,25	0,014	0,022	0,312	99,78
V55-2-cpx-1	0,541	14,3	23,3	0,014	6,01	51,0	4,37	0,010	0,251	0,113	99,85
V55-2-cpx-2	0,015	24,5	0,324	0,026	19,7	51,7	3,40	0,014	0,000	0,300	99,89
V55-2-opx-3	0,000	24,6	0,379	0,013	19,7	51,2	3,26	0,000	0,012	0,312	99,53
V55-2-opx-4	0,016	24,0	0,832	0,018	19,4	50,7	3,46	0,027	0,030	0,328	98,86
V55-2-cpx-3	0,528	14,5	23,1	0,014	5,99	51,6	4,02	0,000	0,180	0,086	100,04
V55-2-cpx-4	0,599	14,2	22,8	0,015	6,07	51,2	4,52	0,000	0,158	0,146	99,72
V55-2-opx-5	0,000	24,1	0,433	0,018	20,0	51,8	3,45	0,000	0,013	0,295	100,03

## Échantillon V55-2

## Grenat

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total
V56-2-gr-line1	37,361	4,682	4,221	0,009	27,928	22,039	0	3,337	99,577
V56-2-gr-line2	37,594	5,349	4,865	0,053	27,678	22,161	0,013	2,235	99,948
V56-2-gr-line3	37,478	5,788	4,824	0,029	27,63	22,085	0	1,524	99,358
V56-2-gr-line4	37,827	6,168	4,903	0,032	27,71	22,14	0	0,845	99,625
V56-2-gr-line5	37,171	4,984	3,878	0	27,98	22,029	0	3,27	99,312
V56-2-gr-6	37,646	4,871	4,946	0,047	27,729	22,117	0	2,911	100,267
V56-2-gr-7	36,671	3,359	3,562	0,006	30,083	21,301	0,012	3,951	98,945
V56-2-gr-8	37,053	4,807	4,703	0,059	27,657	21,92	0,006	3,149	99,354
V56-2-gr-9	37,134	5,557	3,653	0	28,408	21,864	0,036	1,91	98,562
V56-2-gr-10	37,261	4,745	4,66	0,045	27,15	21,985	0,009	3,202	99,057
V56-2-gr-11	37,143	4,606	3,901	0	28,01	21,941	0,012	3,719	99,332
V56-2-gr-12	37,247	4,763	4,213	0,033	28,054	21,829	0	3,61	99,749
V56-2-gr-13	37,325	4,858	4,606	0,077	27,568	22	0	3,491	99,925
V56-2-gr-14	37,004	4,37	3,276	0,015	29,581	21,717	0,01	3,367	99,34

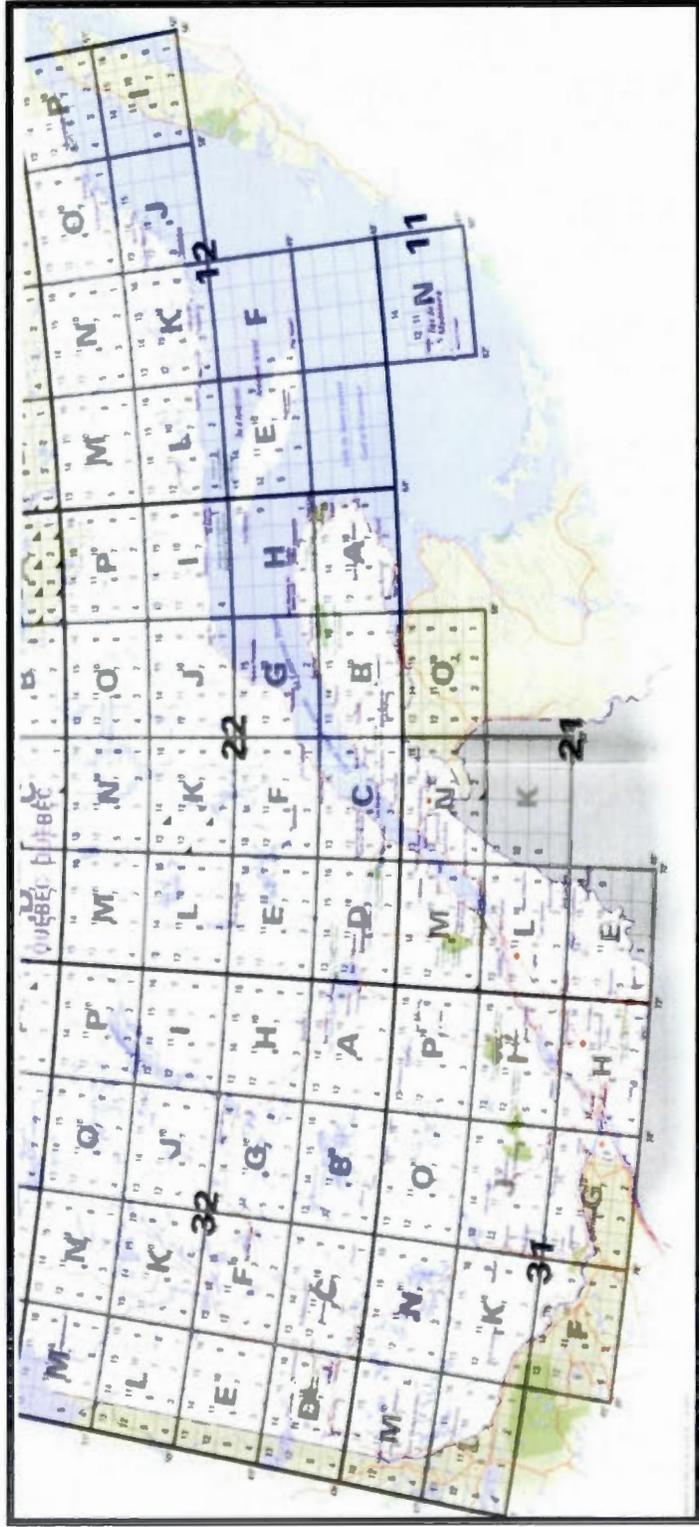
## Biotite

Nom	Na2O	MgO	CaO	K2O	FeO	SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	MnO	Total
V56-2-bt-1	0,021	13,358	0,033	9,609	16,657	35,727	17,162	0,017	1,572	0,032	94,188
V56-2-bt-2	0,005	12,88	0	9,671	17,748	35,117	16,777	0,011	1,675	0,062	93,946
V56-2-bt-3	0,064	13,091	0,073	9,69	16,837	35,683	16,889	0,004	1,831	0,046	94,208
V56-2-bt-4	0,066	14,259	0,031	9,549	15,421	35,559	16,88	0	3,248	0,044	95,057
V56-2-bt-5	0,043	13,617	0,01	9,77	16,996	35,143	17,18	0	1,229	0,049	94,037
V56-2-bt-6	0,062	11,769	0	9,789	19,058	35,057	16,454	0	2,725	0,096	95,01
V56-2-bt-7	0,036	11,879	0	9,543	18,777	34,791	16,479	0	2,744	0,11	94,359
V56-2-bt-8	0,018	11,577	0,027	9,618	19,129	34,666	16,319	0,004	2,774	0,09	94,222

Nom	SiO2	MgO	CaO	TiO2	FeO	Al2O3	Cr2O3	MnO	Total	Nom	SiO2
V56-2-bt-9	0,047	11,593	0,015	9,568	18,748	35,275	16,296	0	3,331	0,102	94,975
V56-2-bt-10	0,083	11,332	0,014	9,716	19,314	34,856	16,515	0,011	3,468	0,106	95,415
V56-2-bt-11	0,029	11,022	0,02	9,521	18,013	34,753	16,761	0,013	3,772	0,061	93,965
V56-2-bt-12	0,02	11,873	0,005	9,806	18,862	35,305	16,619	0	2,866	0,103	95,459
V56-2-bt-13	0,035	11,931	0	9,535	18,276	35,178	16,454	0	2,759	0,103	94,271
V56-2-bt-14	0,008	11,778	0	9,743	18,422	34,956	16,515	0,018	2,782	0,102	94,324

APPENDICE D

CARTE DES FEUILLETS SNRC DU QUÉBEC



Sud de la carte du Système national de référence cartographique du Canada – Québec (Ressources naturelles du Canada, 2009)

## APPENDICE E

### MÉTHODE DE MICHEL-LÉVY (LPA)

« Placer l'axe cristallographique de plagioclase dans la direction nord-sud. Le cristal doit être gris, avec la trace des plans de macle encore visible (position d'égal éclairement).

Tourner la platine de 45 degrés en sens horaire. Le cristal devient uniformément gris (position d'éclaircement commun). Au cours de la rotation, une macle sur deux passe en position d'extinction. Mesurer l'angle correspondant.

Recommencer l'opération dans le sens antihoraire. Les autres macles passent à l'extinction pour un angle symétrique du précédent,

Répéter la mesure au moins 5 fois sur plusieurs sections. Conserver la plus grande valeur obtenue. »

(Langlois, 2007)

## RÉFÉRENCES

- ANDERSON, M., LIE, J. E. et HUSEBYE, E. S. (1996). *Tectonic setting of post-orogenic granites within SW Fennoscandia based on deep seismic and gravity data*, Terra Nova, 8, 558-566
- ARCHANJO, C. J., BOUCHEZ, J.-L., CORSINI, M., VAUCHEZ, A. (1994). *The Pombal granite pluton : magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of the NE Brazil (Paraíba State)*, Journal of Structural Geology, 16, 323-335
- ASHWAL, L. D. (2010). *The temporality of anorthosites*, The Canadian Mineralogist, 48, 711-728
- ASHWAL, L. D. (1993). *Anorthosites*, Berlin Springer, 422p.
- BEDARD, J. H. (2010). *Parental magmas of Grenville Province massif-type anorthosites, and conjectures about why massif anorthosites are restricted to the Proterozoic*, Geological Society of America Special Papers, 472, 77-103
- BARTHOLOMEW, M. J., HATCHER, R. D. Jr. (2010). *The Grenville orogenic cycle of southern Laurentia : Unraveling sutures, rifts and shear zones as potential piercing points for Amazonia*, Journal of South American Earth Sciences, 29, 4-20
- BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN, S. K., RAITH, M. (1992). *Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary : constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer*, Contribution to Mineralogy and Petrology, Springer-Verlag, 111, 87-93
- BLUNDY, J. D., HOLLAND, T. J. B. (1990). *Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer*, Contributions to mineralogy and petrology, 104, 208-224
- BOWEN, N. L. (1913). *The melting phenomena of the plagioclase feldspars*, American Journal of Sciences, 35, 577-599
- BROWN, W. L., MACAUDIÈRE, D., OHNENSTETTER, M. (1980). *Ductile shear zones in meta-anorthosite from Harris, Scotland : textural and compositional changes in plagioclase*, Journal of Structural Geology, 2, 281-287
- CASTRO, A. (1987). *On granitoid emplacement and related structures, a review*, Geologische Rundschau, 76, 101-124
- CAWOOD, P. A., PISAREVSKI, S. A. (2006). *Was Baltica right-way up or upside-down in the Neoproterozoic ?*, Journal of the Geological Society, London, 163, 753-759

- CORRIGAN, D., HANMER, S. (1997). *Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen : A product of convective thinning of the lithosphere ?*, *Geology*, 25, 61-64
- CORRIGAN, D., VAN BREEMEN, O. (1997). *U-Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Québec*, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 299-316
- CULSHAW, N., DOSTAL, J. (2002). *Amphibolites of the Shawanaga domain, Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario : Tectonic setting and implications for relations between the Central Gneiss Belt and Midcontinental USA*, *Precambrian Research*, 113, 65-85
- DAVID, J. (2006). *Géochronologie d'échantillons provenant de Géologie Québec, année 2005-2006 – Rapport final*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM63236, 12p.
- DAVID, J. (2007). *Géochronologie d'échantillons provenant du Bureau de Recherche Géologique du Québec, année 2006-2007 – Rapport final*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM63237, 16p.
- DAVID, J., MOUKHSIL, A., CLARK, T., HÉBERT, C., NANTEL, S., SAPPIN, A. (2009). *Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et de Churchill en 2006-2007*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP2009-03, 32p.
- DAVID, J., MOUKHSIL, A., GOBEIL, A., SAPIN, A. A., DION, C. (2010a). *Datations U-PB effectuées dans la Province de Grenville en 2007-2008*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP2010-02, 19p.
- DAVID, J., MOUKHSIL, A., DION, C. (2010b). *Datations U-Pb effectuées dans la Province de Grenville en 2008-2009*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RP 2010-10, 17p.
- DAVID, J. (2005). *Rapport préliminaire sur des travaux de géochronologie U-Pb, année 2004-2005*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, GM62069, 31p.
- DAVIDSON, A. (2008). *Late Paleoproterozoic to mid-Neoproterozoic history of northern Laurentia : An overview of central Rodinia*, *Precambrian Research*, 160, 5-22
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. (1962). *Rock-forming minerals, vol. 3 : Sheet silicates*, Longman, 270 p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. (1963). *Rock-forming minerals, vol. 4 : Framework silicates*, Longman, 435 p.
- DEER, W. A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1982) *Rock-forming minerals, vol. 1A : orthosilicates*, second edition, Longman, 919 p.

- DICKIN, A. P., Higgins, M. D. (1992). *Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville province*, *Geology*, 20, 137-140
- DUCHESNE, J. C., LIÉGEOIS, J. P., VANDER AUWERA, J. et LONGHI, J. (1999). *The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites*, *Terra Nova*, 11, 100-105
- DUNNING, G., INDARES, A. (2010). *New insights on the 1,7-1,0 Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan – Baie-Comeau transect*, *Precambrian Research*, 180, 204-226
- FERNANDEZ, C., CASTRO, A. (1999). *Pluton accommodation at high strain rates in the upper continental crust : the example of the Central Extremadura batholith, Spain*, *Journal of Structural Geology*, 21, 1143-1149
- FERRY, J. M., SPEAR, F. S. (1978). *Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet*, *Contributions to mineralogy and petrology*, 66, 113-117
- GANGULY, J., SAXENA, S. K. (1984). *Mixing properties of aluminosilicate garnets : constraints from natural and experimental data, and application to geothermo-barometry*, *American Mineralogist*, 69, 88-97
- GOBEIL, A., SIMARD, M., CLARK, T., HÉBERT, C., LECLAIR, A. (2006). *Géologie de la région du lac Varin (22F10)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG2006-01, 13p.
- GOBEIL, A., BRISEBOIS, D., CLARK, T., VERPAELST, P., MADORE, L., WODICKA, N., CHEVÉ, S. (2003). *Géologie de la moyenne Côte-Nord*, In : *Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*, Daniel Brisebois et Thomas Clark, coordonnateurs. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV2002-03, p. 9-57
- GOBEIL, A., HÉBERT, C., CLARK, T., BEAUMIER, M., PERREAULT, S. (2002). *Géologie de la région du lac De La Blache (22K/03 et 22K/04)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG2002-01, 49p.
- GOWER, C. F. (1996). *The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada*, *Geological Society Special Publication*, 112, 197-218
- GOWER, C. F., KROGH, T. E. (2002). *A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province*, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, p. 795-829
- HACKLER, R. T., WOOD, B. J. (1989). *Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg garnet mixing properties*, *American Mineralogist*, 74, 994-999

- HÉBERT, C. (1991). *Linéament Lac-Saint-Jean-Pipmuacan*, In : Rapport d'activité 91, Direction de la recherche géologique, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV91-25
- HÉBERT, C., CADIEUX, A. M., VAN BREEMEN, O. (2009). *Région du réservoir Pipmuacan, SNRC 22E, synthèse géologique*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG2009-01, 56 p.
- HÉBERT, C., CADIEUX, A. M. (2003). *Géologie de la région des lacs Porneuf et Maria-Chapdelaine (22F02 et 22E01)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG2002-13, 44 p.
- HÉBERT, C., van BREEMEN, O. (2004). *Mesoproterozoic basement, the Lac-Saint-Jean anorthosite suite and younger Grenvillian intrusions in Saguenay region (Quebec) : structural relationships and U-Pb geochronology*, dans : *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville Orogen in North America*, Geological Society of America Special Papers, 65-79
- HÉBERT, C., van BREEMEN, O. (2001). *Emplacement of the Lac St.Jean Anorthositic Suite, Grenville Province, Canada*. Conference, GSA Annual Meeting and Exposition Program. A Geo-Odyssey, Boston 2001, page A90
- HIGGINS, M. D., MOHCINE, I., VAN BREEMEN, O. (2002). *U-Pb ages plutonism, wollastonite formation, and deformation in the central part of the Lac-Saint-Jean anorthosite suite*, Canadian Journal of Earth Sciences, 39, 1093-1105
- HIGGINS, M. D., VAN BREEMEN, O. (1992). *The age of the Lac-Saint-Jean Anorthosite Complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada*, Canadian Journal of Earth Sciences, 29, 1412-1423
- HOLLAND, T., BLUNDY, J. (1994). *Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 433-447
- HODGES K. V., SPEAR, F. S. (1982). *Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire*, American Mineralogist, 67, 1118-1134
- HOFFMAN, P. F. (1991). *Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out ?*, Science, 252, 1409-1412
- INDARES, A., MARTIGNOLE, J. (1985). *Biotite-garnet geothermometry in granulite-facies rocks : evaluation of equilibrium criteria*, Canadian Mineralogist, 23, p.187-193
- KEHLENBECK, M. M. (1972). *Deformation textures in the Lac Rouvray Anorthosite Mass*, Canadian Journal of Earth Sciences, 9, 1087-1098

LANGLOIS, C. (2007). *Reconnaissance des minéraux*, Notes de cours: pétrologie endogène, Université de Bordeaux II, 14 p.

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., and YOUSHI, G., (1997). *Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names*, American Mineralogist, v. 82, 1019-1037

LI, Z. X., BOGDANOVA, S. V., COLLINS, A. S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R. E., FITZSIMONS, I. C. W., FUCK, R. A., GLADKOCHUB, D. P., JACOBS, J., KARLSTROM, K. E., LU, S., NATAPOV, L. M., PEASE, V., PISAREVSKY, S. A., THRANE, K., VERNIKOVSKY, V. (2008). Assembly, configuration and breakup of Rodinia : a synthesis. *Precambrian Research*, 160, 179-210

LONGHI, J., VANDER AUWERA, J., FRAM, M. et DUCHESNE, J. C., (1999). *Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (Massif) anorthosites and related rocks*, *Journal of Petrology*, 40, 339-362

MACHADO, N., MARTIGNOLE, J., (1988). *First U-Pb age for magmatic zircon in anorthosite: the case of the Pentecôte intrusion in Québec*. GAC-MAC 1988. Programme et résumés; volume 13, page A76.

MADORE, L. (1990). *Mésosstructures, microstructures et microtextures du lobe anorthositique de Saint-Fulgence et de son encaissant, Haut Saguenay*, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 156p.

MARKL, G., FROST, B. R., BUCHER, K. (1998). *The Origin of Anorthosites and Related Rocks from the Lofoten Islands, Northern Norway : I. Field Relations and Estimation of Intrinsic Variables*, *Journal of Petrology*, 39, 1425-1452

MORAND, V. J. (1992) *Pluton emplacement in a strike-slip fault zone : the Doctors Flat Pluton, Victoria, Australia*, *Journal of Structural Geology*, 14, 205-213

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKI, K., GOTTARDI, G. (1988). *Nomenclature of pyroxenes*, *American Mineralogist*, 73, p.1123-1133.

MOUKHSIL, A., SOLGADI, F., LACOSTE, P., GAGNON, M., DAVID, J. (2012). *Géologie de la région du lac du Milieu (SNRC 22O03, 22O04, 22O06, 22J13 et 22J14)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, RG 2012-01.

- MOUKHSIL, A., LACOSTE, P., SOLGADI, F., DAVID, J. (2011). *Géologie de la partie orientale de la région de Baie-Comeau (partie de 22G)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG2010-03, 45 p.
- MOUKHSIL, A., SOLGADI, F., HÉBERT, C. (2010). *Impact des nouvelles données géochronologiques sur l'évolution géodynamique de la partie centrale de la Province de Grenville*, Québec Exploration 2010
- MOUKHSIL, A., LACOSTE, P., GOBEIL, A., DAVID, J. (2009a). *Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG2009-03, 30 p.
- MOUKHSIL, A., CLARK, T., HÉBERT, C., LABBÉ, J. Y. (2009b). *Géologie de la région de Baie-Comeau – Labrieville (Feuillets SNRC 22F01, 22F02, 22F03, 22F04, 22F05, 22F06)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP2009-01, 15 p.
- MOUKHSIL, A., LACOSTE, P., SIMARD, M., PERREAULT, S. (2007). *Géologie de la région septentrionale de Baie-Comeau (22F07, 22F08, 22F09, 22F15 et 22F16)*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-04, 16 p.
- NANTEL, S., MARTIGNOLE, J., (1991). *Le Complexe anorthositique de Rivière-Pentecôte (Côte-Nord)*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-02, 83 pages.
- OWEN, B. E., DYMEK, R. F., TUCKER, R. D., BRANNON, J. C., PODOSEK, F. A. (1994). *Age and radiogenic isotope composition of a late- to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province, the Labrieville massif, Quebec*, Lithos, 31, 189-206
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J. (2005). *Micro-tectonics*, Springer, 2<sup>e</sup> édition, 366 p.
- PERREAULT, S., HEAMAN, L. (2003). *Géologie et géochronologie de la Basse-Côte-Nord (entre Chevery et Blanc-Sablon) dans la Province géologique de Grenville*. In : *Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*, Daniel Brisebois et Thomas Clark, coordonnateurs. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV2002-03, p.119-145
- PETFORD, N., ATHERTON, M. P. (1992). *Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament : Cordillera Blanc, Peru*, Tectonophysics, 205, 171-185
- PIAZOLO, S., PASSCHIER, C. W. (2002). *Controls on lineation development in low to medium-grade shear zone : a study from the Cap de Creus peninsula, NE Spain*, Journal of Structural Geology 24, 25-44
- Ressources naturelles du Canada (2009). *Cartes du Système national de référence cartographique du Canada – Québec*, Index numérique: No de cat. M116-2/2-2008-PDF ISBN 978-0-662-05951-6.

- RIVERS, T. (2008). *Assembly and preservation of lower, mid and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of a large, hot, long-duration orogens*, Precambrian Research, 167, 237-259
- RIVERS, T. (1997). *Lithotectonic elements of the Grenville Province : review and tectonic implications*, Precambrian Research, 86, 117-154
- RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C. F., DAVIDSON, A. (1989). *New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield*, Tectonics, 8, 63-84
- ROUBAULT, M. (1963). *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*, Éditions Lamarre-Poinat, 365p.
- ROYCE, K. R., PARK, R. G. (2000). *Emplacement of the Nain anorthosite : diapiric versus conduit ascent*, Canadian Journal of Earth Sciences, 37, 1195-1207
- SAGER-KINSMAN, E. A., PARRISH, R. R. (1993). *Geochronology of detrital zircons from the Elzevir and Frontenac terranes, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario*, Canadian Journal of Earth Sciences, 30, 465-473
- SPEAR, F. S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Mineralogical Society of America, Washington, D. C., 799
- TOHVER, E., TEIXEIRA, B. et al. (2006). *Restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia*. Geology, 34, 669-672
- THOMPSON, A. B. (1976). *Mineral reactions in pelitic rocks. I. Prediction of P-T-X(Fe Mg) phase relations. II. Calculations of some P-T-X (Fe Mg) phase relations*, American Journal of Science, 276, 401-454
- TURCOTTE, S (2001). *Mise en place de la portion nord-ouest de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean durant le chevauchement grenvillien*, Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi ; 204 p.
- VAN BREEMEN, O. (2009). *Report on U-Pb geochronology for the Pimpuacan Reservoir region*, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 63912, 13p.
- VERNON, R. H. (2004). *A practical guide to rock microstructure*, Cambridge University Press, 594 p.
- VIDAL, O., DUBACQ, B. (2009). *Thermodynamic modeling of Clay dehydration, stability and compositional evolution with temperature, pressure and H<sub>2</sub>O activity*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 6544-6564
- WELLS, P. (1977). *Piroxene Thermometry in Simple and Complex Systems*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 62, 129-139

WEST, D. P., YATES, M. G., GERBI, C., BARNARD, N. Q. (2008). *Metamorphosed Ordovician Fe- and Mn-rich rocks in south-central Maine: From peri-Gondwanan deposition through Acadian metamorphism*, *American Mineralogist*, 93, p. 270-282

WINTER, J. D. (2010). *Principles of igneous and metamorphic petrology*, PEARSON, Seconde édition, 702 p.

WISE, D. U., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P. A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L., SCHAMEL, S. (1984). *Fault-related rock: Suggestions for terminology*. *Geology*, 12, 391-394

WODICKA, N., DAVID, J., PARENT, M., GOBEIL, A., VERPAELST, P. (2003). *Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Sept-Îles – Natashquan, Province de Grenville, moyenne Côte-Nord*, In : *Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*, Daniel Brisebois et Thomas Clark, coordonnateurs. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV2002-03, p.59-117

WODICKA, N., PARRISH, R. R., JAMIESON, R. A. (1996). *The Parry Sound domain : A far-travelled allochthon ? New evidence from U-Pb zircon geochronology*, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 1087-1104

WOOD, B. J., BANNO, S. (1973). *Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems*, *Contributions to Mineralogy et Petrology*, 42, 109-124

WOOD, B. J., FRASER, D. G. (1976). *Elementary Thermodynamics for Geologists*, Oxford University Press, Oxford, UK, 303 p.